

Université de Montréal

**La déglaciation d'une partie
du Haut Saint-François,
Estrie, Sud du Québec**

par

Armand LaRocque, M. Sc.

**Département de géographie
Faculté des arts et des sciences**

**Thèse présentée à la Faculté des études supérieures
en vue de l'obtention du grade de
Philosophiæ Doctor (Ph.D.)
en géographie**

3 juin 1999

© Armand LaRocque, 1999



G

59

154

2000

10,008

Université de Montréal
Faculté des études supérieures

Cette thèse intitulée:

**La déglaciation d'une partie
du Haut Saint-François,
Estrie, Sud du Québec**

présentée par:

Armand LaRocque

a été évaluée par un jury composé des personnes suivantes:

Président-rapporteur	RICHARD, PIERRE
Directeur de recherche	DUBOIS, JEAN-MARIE Département de géographie et télédétection Université de Sherbrooke
Codirecteur	GANGLOFF, PIERRE
Membre du jury	COMTOIS, Paul *
Examineur externe	VEILLETTE, JEAN Ressources naturelles Canada Commission géologique du Canada
Représentant du doyen de la Faculté des études supérieures	MARTIGNOLE, JACQUES G. Professeur titulaire Département de géologie
Représentant de Paul Comtois, membre du jury, lors de la soutenance de thèse	* GRAY, JAMES T. Professeur titulaire Département de géographie

Thèse acceptée le 16 décembre 1999

SOMMAIRE

La présente thèse porte sur la reconstitution de la déglaciation de la partie sud du haut bassin de la rivière Saint-François et, de façon générale, sur les problèmes de reconstitution du dernier retrait glaciaire dans les Appalaches du Sud du Québec et du Nord de la Nouvelle-Angleterre. Malgré les études déjà effectuées dans cette région depuis plus d'un siècle, le déroulement du dernier retrait glaciaire y demeure encore problématique. En effet, la revue de la littérature montre qu'au moins trois principaux modèles y furent déjà proposés pour expliquer la déglaciation de cette région: (1) le modèle de retrait de l'Inlandsis laurentidien, (2) le modèle de retrait d'une glace laurentidienne ainsi que d'un ou de plusieurs glaciers appalachiens autonomes et (3) le modèle de retrait d'une ou de plusieurs calottes résiduelles détachées de l'Inlandsis laurentidien. Ces différents modèles divergent principalement quant à la provenance, à la taille ainsi qu'à la dynamique du ou des glaciers en cause. Ils furent élaborés à partir d'un faible nombre d'indices relevés dans la région, essentiellement des indices d'écoulement glaciaire, tels que l'orientation de nervures et de striures glaciaires ainsi que la répartition d'indicateurs lithologiques. Or, ces indices ont également enregistré des événements glaciaires plus anciens, puisqu'ils ont déjà permis de retracer une séquence contenant jusqu'à sept phases d'écoulement glaciaire pour la fin du Quaternaire, dans les Appalaches du Sud du Québec.

Au contraire, dans cette thèse, nous utilisons une approche basée sur une interprétation du mode de mise en place de modelés tardiglaciaires relevés dans une région stratégique, plutôt que sur le seul sens des derniers écoulements glaciaires. Bien qu'ils aient été moins utilisés dans l'élaboration des différents modèles de déglaciation déjà proposés, les formes et les dépôts tardiglaciaires sont aussi des indices du dernier retrait glaciaire. Une reconstitution de leur environnement de mise en place devrait donc nous permettre de reconstituer des éléments principaux servant à élaborer un modèle de déglaciation, à savoir: (1) les lacs tardiglaciaires et le drainage des eaux de fonte, (2) les principales positions bordières et (3) le sens des derniers mouvements glaciaires. Or, les modèles de retrait antérieurs ne rendent pas compte de l'existence possible de lacs proglaciaires dont la reconstitution n'a pas encore été faite, sauf seulement pour les niveaux les plus marqués dans le paysage, et ce malgré l'important modelé glaciolacustre qui est relevé dans la région. Un des éléments majeurs de cette thèse est justement la reconstitution des nombreux lacs proglaciaires et résiduels, y compris ceux ayant une faible dimension. L'évolution des niveaux glaciolacustres qui leur sont associés sert ensuite de repère chronologique pour délimiter les principales positions bordières qui sont établies à partir non seulement des moraines de retrait, mais aussi de toutes les formes juxtaglaciaires où la position de la glace peut être définie. Finalement, les

derniers mouvements glaciaires ont été déterminés à partir de plusieurs indices d'écoulement glaciaire, mais ils ont ensuite été validés avec des indices donnant le sens du retrait glaciaire.

Une fois reconstitués les lacs tardiglaciaires, délimitées les principales positions bordières et déterminés les derniers mouvements glaciaires, il est ensuite possible d'établir une séquence chronologique des principales étapes de la déglaciation de la région étudiée, avant d'élaborer un modèle de déglaciation pour la région étudiée. Celui-ci repose sur le retrait d'un inlandsis laurentidien dont la glace aurait continué d'être active, même lorsque la bordure glaciaire reculait. Toutefois, en se retirant, cet inlandsis aurait également abandonné de petits culots glaciaires résiduels au cours de l'émergence de limites d'interfluve, comme les montagnes Frontalières. Nous avons aussi pu établir que la bordure de l'Inlandsis avait un tracé assez rectiligne, sauf dans les zones où le relief possède un fort dénivelé, et qu'elle s'est retirée principalement vers le nord-ouest. Ce retrait effectué dans le sens de la pente régionale serait aussi responsable de l'endiguement des eaux de fonte dans les vallées et de leur évacuation vers le sud puis le sud-ouest, en direction du Nord de la Nouvelle-Angleterre.

Le modèle de déglaciation élaboré dans cette thèse est enfin comparé avec les autres modèles les plus récents issus de la littérature. C'est le modèle de retrait d'un inlandsis laurentidien qui s'accorde le plus avec nos conclusions, malgré qu'il ne tient toutefois pas compte des traces de stagnation glaciaire observées sur l'adret des interfluves. Par contre, les autres modèles évalués, dont le plus récent basé sur le retrait de vastes calottes résiduelles séparées d'un inlandsis laurentidien, n'expliquent pas le déroulement du dernier retrait glaciaire dans la région étudiée, en particulier le recul d'une grande masse glaciaire unique vers le nord-ouest, l'écoulement tardiglaciaire vers le sud-est, le tracé plutôt rectiligne des positions bordières, l'existence et l'évolution des paléolacs proglaciaires ainsi que le drainage des eaux de fonte vers la Nouvelle-Angleterre. D'ailleurs, ce sens du drainage proglaciaire implique également l'absence d'une importante masse glaciaire, qu'elle soit résiduelle ou bien autonome, qui serait centrée dans le Nord de la Nouvelle-Angleterre, juste au sud de la région étudiée.

TABLE DES MATIÈRES

Liste des figures	vi
Liste des tableaux	xi
REMERCIEMENTS	xii
INTRODUCTION	1
1. MODÈLES DE DÉGLACIATION DES APPALACHES DU SUD DU QUÉBEC	7
1.1. Modèle de retrait d'un inlandsis laurentidien	7
1.2. Modèle de retrait d'un complexe glaciaire laurentido-appalachien	10
1.3. Modèle de retrait d'un inlandsis abandonnant des glaciers résiduels	19
1.4. Discussion sur les problèmes de reconstitution de la déglaciation	31
2. DESCRIPTION DE LA RÉGION ÉTUDIÉE	36
2.1. Principaux traits du relief	38
2.2. Géologie du socle rocheux	41
2.3. Discussion et conclusion sur la région étudiée	44
3. LACS TARDIGLACIAIRES	45
3.1. Méthode de reconstitution des paléolacs	47
3.1.1. Cartographie du modelé lacustre tardiglaciaire	47
3.1.2. Délimitation des paléorivages	62
3.1.3. Reconstitution de l'étendue maximale des lacs	71
3.1.4. Système de désignation des lacs tardiglaciaires	75
3.2. Évolution des lacs tardiglaciaires	80
3.2.1. Phase des étangs proglaciaires	81
3.2.2. Phase des laquets proglaciaires	83
3.2.3. Phase des lacs proglaciaires intermédiaires	87
3.2.4. Phase des grands lacs proglaciaires	88
3.2.5. Phase des lacs tardiglaciaires résiduels	89
3.3. Autres caractéristiques des lacs proglaciaires	92
3.3.1. Profondeur des lacs et sédimentation des varves	92
3.3.2. Durée et stabilité des niveaux glaciolacustres	95
3.3.3. Baisse catastrophique des niveaux glaciolacustres	99
3.4. Discussion et conclusion sur les lacs tardiglaciaires	104

TABLE DES MATIÈRES (suite)

4. POSITIONS BORDIÈRES	108
4.1. Méthode de délimitation des positions bordières	113
4.1.1. Levé du modelé juxtaglaciaire	113
4.1.2. Positionnement de la bordure glaciaire	120
4.1.3. Délimitation des positions bordières	128
4.2. Principales positions bordières	133
4.3. Signification paléogéographique des positions bordières	141
4.4. Discussion et conclusion sur les positions bordières	147
5. DERNIERS MOUVEMENTS GLACIAIRES	150
5.1. Sens d'écoulement tardiglaciaire	154
5.1.1. Marques de façonnement glaciaire	154
5.1.2. Formes glaciaires profilées	162
5.1.3. Indicateurs lithologiques	169
5.1.4. Trames de till	174
5.1.5. Structures de poussée glaciaire	177
5.2. Sens du retrait glaciaire	181
5.2.1. Paléocourants glaciofluviaux	182
5.2.2. Configuration des formes bordières	190
5.2.3. Structures glacitectoniques d'affaissement	192
5.2.4. Reconstitution des lacs proglaciaires	193
5.3. Discussion et conclusion sur les derniers mouvements glaciaires	196
6. MODÈLE DE DÉGLACIATION DU SUD DU HAUT SAINT-FRANÇOIS	200
6.1. Principales étapes de la déglaciation	200
6.1.1. Dégagement des sommets frontaliers	201
6.1.2. Lobation de la bordure glaciaire autour du mont Mégantic	205
6.1.3. Déglaciation du Haut-plateau appalachien	208
6.1.4. Déglaciation de la partie aval des vallées	211
6.1.5. Retrait définitif de la glace	214
6.2. Principales caractéristiques du modèle de déglaciation	218
6.2.1. Caractéristiques des appareils glaciaires	218
6.2.2. Mouvements et dynamique de la bordure glaciaire	221
6.2.3. Trajet des eaux de fonte	223

LISTE DES FIGURES

Figure 1.1:	Les Appalaches du Sud du Québec et du Nord de la Nouvelle-Angleterre.	2
Figure 1.2:	Centres potentiels de glaciers appalachiens tardiwisconsinien dans le Sud du Québec et le Nord de la Nouvelle-Angleterre, d'après une compilation de la littérature.	12
Figure 1.3:	Calottes appalachiennes localisées dans les Adirondacks, dans les montagnes Vertes et dans les montagnes Blanches, d'après Prest (1975: Figure 16e).	14
Figure 1.4:	Centres glaciaires appalachiens du Wisconsinien tardif au Nouveau-Brunswick et dans les environs, d'après Rampton <i>et al.</i> (1984: 43).	14
Figure 1.5:	Montagnes des Appalaches du Sud du Québec et du Nord de la Nouvelle-Angleterre qui portent des formes identifiées comme des cirques glaciaires, d'après une compilation de la littérature.	16
Figure 1.6:	Individualisation de calottes glaciaires résiduelles lors de l'émergence des montagnes Frontalières, d'après Borns (1985: 137).	21
Figure 1.7:	Localisation de dômes glaciaires centrés dans les Appalaches vers 14 ka, lors de la désintégration présumée de l'Inlandsis laurentidien, d'après Hughes <i>et al.</i> (1985: 147).	21
Figure 1.8:	Centres potentiels de calottes résiduelles tardiwisconsinien dans les Appalaches du Sud du Québec et du Nord de la Nouvelle-Angleterre, d'après une compilation de la littérature.	23
Figure 1.9:	Principales positions bordières associées au retrait de l'Inlandsis laurentidien et étendue probable de la Calotte glaciaire résiduelle des Bois-Francs, d'après Dubois et Parent (1989: 39).	24
Figure 1.10:	Individualisation d'une calotte résiduelle dans les Appalaches, d'après Blais (1989: 100).	25
Figure 1.11:	Aire d'influence d'une éventuelle calotte glaciaire résiduelle centrée dans la région de l'Amiante, d'après Gadd <i>et al.</i> (1972c: 10).	25
Figure 1.12:	Lignes de partage de l'écoulement glaciaire dans les Appalaches, à la fin du Wisconsinien, d'après Rappol (1989: 204).	27
Figure 1.13:	Calotte glaciaire résiduelle isolée dans les Appalaches, d'après Bryson <i>et al.</i> (1969: Figure 2).	27
Figure 2.1:	Le Sud du Haut Saint-François, Québec.	37
Figure 2.2:	Principaux traits du relief du Sud du Haut Saint-François (modifié de Dubois 1971 et 1974b, ainsi que de Dubois et Provencher 1989).	39
Figure 2.3:	Géologie du substratum rocheux du Sud du Haut Saint-François (d'après Avramtchev 1985).	42

LISTE DES FIGURES (suite)

Figure 3.1:	Deux exemples de deltas juxtaglaciaires: A) deltas juxtaglaciaires du Pain de Sucre, au sud-est de Scotstown; B) deltas juxtaglaciaires du mont Saint-Joseph, au nord de Notre-Dame-des-Bois.	51
Figure 3.2:	Complexe juxtaglaciaire de Hatley.	52
Figure 3.3:	Delta proglaciaire fluviale de la rivière Moe, associé à la phase de Sherbrooke du Lac proglaciaire Memphrémagog.	53
Figure 3.4:	Coupe dans une gravière exploitée dans le delta juxtaglaciaire de La Patrie (Site LP-447, Appendice 2), avec des alluvions fluvioglaciaires surmontant des sédiments glaciolacustres de progradation.	54
Figure 3.5:	Stratifications lenticulaires de colmatage de chenal observées dans la partie supérieure d'un delta fluviale proglaciaire, à 5 km au sud-est de La Patrie (Site LP-057, Appendice 2).	54
Figure 3.6:	Stratigraphie observée dans un épandage subaquatique (site LP-289) localisé à un kilomètre au nord de La Patrie.	56
Figure 3.7:	Complexe tardiglaciaire de La Patrie.	57
Figure 3.8:	Réseau de chenaux proglaciaires alimentés par des exutoires glaciolacustres de col, au pied de la colline Chabot.	58
Figure 3.9:	Exutoires glaciolacustres de Tupperville, au nord-ouest de Gould.	59
Figure 3.10:	Inclinaison du paléorivage de quelques niveaux glaciolacustres du Sud du Haut Saint-François.	67
Figure 3.11:	Étendue maximale du niveau de 290-300 m du Lac proglaciaire Coaticook - Ascot.	68
Figure 3.12:	Reconstitution du niveau glaciolacustre de 360 m identifié dans les environs de Hatley.	74
Figure 3.13:	Évolution du développement et du drainage des principaux lacs proglaciaires du Sud du Haut Saint-François, en fonction de l'altitude de leurs niveaux.	76
Figure 3.14:	Étangs proglaciaires reconstitués à la tête du sous-bassin de la rivière Eaton.	82
Figure 3.15:	Réseau de drainage de lacs proglaciaires alimentant la plaine proglaciaire de la rivière Hall, à la frontière Québec - New Hampshire.	84
Figure 3.16:	Étendue maximale du niveau de 415-430 m du Lac proglaciaire au Saumon.	86
Figure 3.17:	Localisation des plus importants lacs tardiglaciaires résiduels du Sud du Haut Saint-François.	90
Figure 3.18:	Section de la plaine proglaciaire de la rivière Hall, entre East Hereford (Québec) et Beecher Falls (Vermont).	102

LISTE DES FIGURES (suite)

Figure 4.1:	Positions bordières déjà proposées pour le Sud du Haut Saint-François.	110
Figure 4.2:	Complexe juxtaglaciaire d'Island Brook.	115
Figure 4.3:	Complexe juxtaglaciaire d'Ives Hill, à 5 km au nord-est de Compton.	116
Figure 4.4:	Complexe juxtaglaciaire de Lawrence, à 5 km au nord-est d'Island Brook.	117
Figure 4.5:	Terrasse juxtaglaciaire, à 3 km au nord-est de Notre-Dame-des-Bois.	119
Figure 4.6:	Blocs et cailloux de facture glaciaire, disposés en pavage et observés en bordure du talus de contact glaciaire, dans une gravière creusée dans la terrasse juxtaglaciaire de Notre-Dame-des-Bois (site LP-191, Appendice 2).	123
Figure 4.7:	Till de chevauchement à matrice sableuse, compact, légèrement fissile à la base et contenant des cailloux subangulaires polis et striés, surmontant un sable moyen massif, compact et sans déformation glacitectonique apparente, dans une excavation située au sud de Bury (site LP-418, Appendice 2).	123
Figure 4.8:	Bloc de sable faiblement stratifié, incorporé dans un till de chevauchement sableux, contenant de petits cailloux subangulaires avec des faces polies et striées, dans une coupe au sud-ouest de Dixville (site CO-114, Appendice 2).	124
Figure 4.9:	Plis dans des glacitectonites relevés dans la partie supérieure de sédiments glaciolacustres de fond, dont l'aspect est rehaussé par les lamines silteuses, sous un till de chevauchement sableux et caillouteux, dans une coupe au sud de Bury (site LP-419, Appendice 2).	124
Figure 4.10:	Exemples de deltas juxtaglaciaires nourris par un émissaire sousglaciaire: a) delta juxtaglaciaire accumulé à l'extrémité de segments d'esker, au sud de Bulwer; b) delta juxtaglaciaire (niveau de 445 m) accumulé à l'embouchure d'un chenal sousglaciaire, dans le vallon du ruisseau Christmas, à l'est d'Island Brook.	126
Figure 4.11:	Complexe d'eskers situé au sud de la ville de Coaticook.	127
Figure 4.12:	Corrélation entre des formes bordières situées au pied du Pain de Sucre, au nord-ouest du massif du mont Mégantic.	129
Figure 4.13:	Corrélation entre des formes bordières situées au nord-est de Notre-Dame-des-Bois.	129
Figure 4.14:	Corrélation entre des formes bordières associées au niveau de 370 m du Lac proglaciaire Eaton-Nord.	131
Figure 4.15:	Délimitation de positions bordières de part et d'autre du massif du mont Mégantic: a) selon Gadd <i>et al.</i> (1972b); b) selon notre reconstitution.	134
Figure 4.16:	Principales positions bordières, lors de la déglaciation du Sud du Haut Saint-François.	135

LISTE DES FIGURES (suite)

Figure 4.17: Localisation des principales positions bordières circulaires délimitées dans le Sud du Haut Saint-François.	138
Figure 4.18: Position bordière circulaire délimitée autour du lac Magill, dans le massif de Scotstown.	139
Figure 4.19: Position bordière circulaire délimitée autour du lac Third Connecticut (New Hampshire), au sud de Chartierville.	140
Figure 4.20: Localisation des principales récurrences tardiglaciaires du Sud du Haut Saint-François, comparée avec les tracés des principales positions bordières.	142
Figure 5.1: Arête rocheuse polie et striée, à la surface d'un affleurement de schiste argileux, au nord-est de Scotstown.	156
Figure 5.2: Groupe de nervures glaciaires formées à partir de cubes de pyrite, à la surface d'un affleurement de schiste ardoisier, au sud-ouest de Scotstown.	156
Figure 5.3: Orientation des marques de façonnement glaciaire du Sud du Haut Saint-François.	159
Figure 5.4: Sens d'écoulement tardiglaciaire dans le Sud du Haut Saint-François, mesuré à partir de l'orientation des marques de façonnement glaciaire.	161
Figure 5.5: Formes glaciaires profilées utilisées pour déterminer le sens de l'écoulement tardiglaciaire dans le Sud du Haut Saint-François	164
Figure 5.6: Orientation des formes glaciaires profilées du Sud du Haut Saint-François.	166
Figure 5.7: Sens d'écoulement tardiglaciaire dans le Sud du Haut Saint-François, mesuré à partir de l'orientation des formes glaciaires profilées.	167
Figure 5.8: Till de fond sablo-silteux avec des erratiques, dont un bloc de schiste argileux, sur le versant nord du mont Mégantic (site LP-043, Appendice 2).	171
Figure 5.9: Faille inverse avec fort pendage affectant des lits d'alluvions fluvioglaciaires, dans une gravière au sud de Saint-Mathias-de-Bonneterre (site LP-407, Appendice 2).	171
Figure 5.10: Distribution d'indicateurs lithologiques à la surface de la moraine de fond, dans le Sud du Haut Saint-François.	172
Figure 5.11: Orientation des trames mesurées dans des tills de chevauchement du Sud du Haut Saint-François.	178
Figure 5.12: Orientation des structures de poussée glaciaire relevées dans des glacitectonites du Sud du Haut Saint-François.	180
Figure 5.13: Segments de la partie Nord de l'esker de Val-Racine.	183

LISTE DES FIGURES (suite)

Figure 5.14: Principales formes glaciofluviales du Sud du Haut Saint-François.	185
Figure 5.15: Série de failles normales à fort pendage et disposées en gradin, observée à la bordure d'un segment d'esker, à Coaticook (site CO-017, Appendice 2).	187
Figure 5.16: Surface du substratum rocheux polie par l'eau, à la base d'un esker situé au sud du lac Lindsay (site CO-236, Appendice 2).	187
Figure 5.17: Orientation des paléocourants associés à la mise en place des formes glaciofluviales du Sud du Haut Saint-François.	189
Figure 5.18: Orientation des formes juxtaglaciaires du Sud du Haut Saint-François.	191
Figure 5.19: Orientation des structures glacitectoniques d'affaissement, mesurée dans les formes bordières du Sud du Haut Saint-François.	194
Figure 6.1: État de la déglaciation du Sud du Haut Saint-François, lors de la position bordière de la Frontière.	202
Figure 6.2: Réseau hiérarchisé de plaines proglaciaires du Nord de la Nouvelle-Angleterre.	204
Figure 6.3: État de la déglaciation du Sud du Haut Saint-François, lors de la position bordière de Dixville - Ditchfield.	206
Figure 6.4: État de la déglaciation du Sud du Haut Saint-François, lors de la position bordière de Martinville - Island Brook.	209
Figure 6.5: État de la déglaciation du Sud du Haut Saint-François, lors de la position bordière de Cherry River - East Angus.	212
Figure 6.6: État de la déglaciation du Sud du Haut Saint-François, lors de la position bordière de Weedon.	215

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1.1:	Cadre stratigraphique classique de la fin du Pléistocène pour les Appalaches du Sud du Québec.	4
Tableau 1.2:	Montagnes du Sud du Québec et du Nord de la Nouvelle-Angleterre où furent identifiés des cirques glaciaires.	15
Tableau 1.3:	Principales différences entre les modèles de déglaciation déjà appliqués aux Appalaches du Sud du Québec, d'après une compilation de la littérature.	32
Tableau 2.1:	Description des unités géologiques du Sud du Haut Saint-François.	43
Tableau 3.1:	Comparaison du nombre de formes glaciolacustres littorales relevées pour certains niveaux glaciolacustres identifiés dans la vallée de la rivière Coaticook, au nord de la frontière Québec - Vermont.	61
Tableau 3.2:	Taux maximaux d'inclinaison de paléorivage, calculés pour des lacs proglaciaires du Sud du Haut Saint-François.	69
Tableau 3.3:	Taux d'inclinaison du paléorivage de lacs proglaciaires tardiwisconsinien des Appalaches du Sud du Québec et du Nord-Est des États-Unis, d'après la littérature.	69
Tableau 3.4:	Principaux lacs proglaciaires reconstitués dans le Sud du Haut Saint-François et nombre de niveaux identifiés.	77
Tableau 3.5:	Caractéristiques des principaux lacs tardiglaciaires résiduels du Sud du Haut Saint-François.	78
Tableau 3.6:	Profondeur de mise en place des varves tardiglaciaires relevées sur plusieurs sites du Sud du Haut Saint-François.	93
Tableau 5.1:	Principaux sens d'écoulement glaciaire identifiés dans le Sud du Haut Saint-François, d'après une compilation de la littérature.	151
Tableau 5.2:	Sens d'écoulement glaciaire établis à partir de l'orientation des marques de façonnement glaciaire du Sud du Haut Saint-François.	157
Tableau 5.3:	Sens d'écoulement tardiglaciaire établi à partir de l'orientation des formes glaciaires profilées du Sud du Haut Saint-François.	168
Tableau 6.1:	Principaux éléments du modèle de déglaciation proposé pour le Sud du Haut Saint-François, Sud du Québec.	219
Tableau 6.2:	Comparaison entre le modèle de déglaciation proposé dans cette thèse et les autres modèles déjà appliqués au Sud du Haut Saint-François, Sud du Québec.	225

REMERCIEMENTS

Cette thèse a été réalisée sans compter les heures et les efforts fournis pour en arriver aux buts fixés. Cependant, elle n'aurait pu être complétée sans l'aide et le soutien des gens qui m'ont entouré. C'est pourquoi je remercie toutes les personnes qui m'ont appuyé lors de l'exécution de ce travail exigeant.

Je voudrais d'abord exprimer toute ma gratitude au Dr Jean-Marie Dubois, professeur au Département de géographie et télédétection de l'Université de Sherbrooke, qui a dirigé cette thèse du début jusqu'à la fin et dont les commentaires et les encouragements ont été grandement appréciés. Je suis également redevable au Dr Pierre Bail pour avoir guidé les premiers pas de cette recherche. Je me dois aussi de souligner l'appui que m'ont donné les professeurs Pierre Richard et Pierre Gangloff du Département de géographie de l'Université de Montréal, ce qui m'a permis d'arriver à la conclusion de cette recherche. Je désire aussi remercier le Fonds F.C.A.R. pour son support financier, autant par son programme de bourses d'étude que pour ses subventions de recherche, en particulier pour le projet EQ-2057, volet «Équipes et séminaires», sous la responsabilité administrative du Dr Jean-Marie Dubois.

D'autre part, la rédaction de cette thèse a donné lieu à des échanges fructueux avec des confrères de recherche. Je tiens donc à exprimer ma reconnaissance envers le professeur André Poulin, du Département de géographie et télédétection de l'Université de Sherbrooke, le Dr Brigitte Leblon, de la *Faculty of Forestry and Environmental Management* de l'*University of New Brunswick*, le Dr Jean-Serge Vincent et le Dr Jean Veillette, de la Commission géologique du Canada, ainsi que le regretté Dr André Cailleux pour leurs conseils judicieux. Ma reconnaissance va également à Mmes Danielle Camden, Dominique Rémy, Diane Quirion-Turcotte, Chantal Bergeron et Lise Lessard, de la Cartothèque Jean-Marie-Roy de l'Université de Sherbrooke, de même qu'à Mme Cécile Fugulin, de la Cartothèque Joseph-Bouchette de l'Université de Montréal, pour leur aide précieuse. De plus, les travaux de terrain et de laboratoire ont pu être exécutés grâce aux équipements mis à ma disposition par Mme Mariette Lambert, technicienne au Laboratoire de géographie physique de l'Université de Sherbrooke. La collaboration de Hugh Gwyn a été appréciée, en particulier pour l'utilisation du véhicule tout-terrain du Département de géographie et télédétection de l'Université de Sherbrooke. Je voudrais aussi remercier la *Faculty of Forestry and Environmental Management* de l'*University of New Brunswick*, à Fredericton (N.-B.), pour les facilités qui furent mises à ma disposition lors de la rédaction finale.

Je suis aussi reconnaissant envers tous les professeurs que j'ai eu la chance de côtoyer tout au long de mes études, m'apportant la soif de connaître et le goût de la recherche. De même, il serait injuste de ma part de passer sous silence l'aimable coopération des propriétaires de la région étudiée que j'ai rencontrés, ce qui m'a facilité la tâche lors des levés sur le terrain. Je voudrais aussi souligner la collaboration entretenue avec mon frère Gérard LaRocque ainsi qu'avec Anne Morissette, autant sur le terrain que lors des échanges d'information. Je voudrais aussi remercier mon frère Gérard ainsi que Johanne Beaulieu pour m'avoir assisté au cours de certaines opérations en laboratoire, ainsi que Bonnie Morisson, Lisa Gallant et Marie-Odile Dobbels pour m'avoir assisté lors du montage et de la reproduction des copies de la thèse.

Il me tient à coeur de rendre également hommage à mon père Germain, hélas décédé le 5 août 1985, ainsi qu'à ma mère Lucille, pour tous les sacrifices et les privations qu'ils se sont donnés au cours de leur existence. Et, les derniers seront les premiers: c'est pourquoi je voudrais sincèrement remercier mon épouse et bien-aimée, Brigitte, qui m'a beaucoup aidé par ses encouragements, son support et ses conseils lors de la rédaction finale. C'est d'ailleurs à elle, à ma fille Christelle et à mon fils Damien que je dédie cette thèse.

INTRODUCTION

Depuis plus d'un siècle, les Appalaches du Sud du Québec ont fait l'objet de nombreuses études qui portèrent sur la reconstitution paléogéographique du Quaternaire. Les premières d'entre elles furent effectuées au moment où la croyance d'un Déluge universel d'inspiration biblique était en train d'être remplacée par la nouvelle théorie glacialiste qui commençait à poindre, dans l'explication des événements ayant façonné le relief. En effet, inspirés par les idées qu'Agassiz avait propagées en Europe, de nombreux chercheurs, dont E. Hitchcock (1841), C. Hitchcock (1861, 1874, 1896 et 1904) et Agassiz lui-même (1867a, 1867b et 1871) identifièrent plusieurs traces d'une action glaciaire dans le Nord-Est des États-Unis, notamment dans les montagnes Vertes du Vermont et dans les montagnes Blanches du New Hampshire (Figure 1.1: 2). Bien qu'avant-gardiste à cette époque, la théorie glacialiste fut, dès le milieu du XIX^e siècle, appliquée au Canada, y compris aux Appalaches du Sud du Québec, par J. W. Dawson (1855, 1868, 1872, 1878 et 1893) et Logan *et al.* (1863).

Depuis ces premiers travaux, une série de formes et de sédiments caractéristiques du milieu glaciaire a pu être identifiée dans les Appalaches du Sud du Québec. Ainsi, le relief plus ou moins aplani de la région résulterait autant de l'érosion que de l'accumulation glaciaires (Blanchard 1947: 216-226; Sangree 1953: 110-111; Ritchot 1968: 121-122; Shilts 1969: 23; Dubois 1971: 93-96; Clément 1982: 6-10). D'une part, l'érosion glaciaire aurait permis un rabotage partiel des proéminences du relief et un surcreusement des dépressions, à la suite de l'arrachage de débris rocheux et de l'abrasion des surfaces. Cette érosion apparaît également dans le profilage de plusieurs collines allongées dans le sens des principaux mouvements glaciaires (Clément 1982: 7). D'autre part, un manteau quasi continu de débris glaciaires recouvre ce relief d'érosion, ce qui tend à égaliser les aspérités de la surface du substratum rocheux et, donc, à combler les dépressions. Cette couverture sédimentaire est surtout composée d'un till de fond plaqué sur les interfluves et sur les hauts reliefs, alors que des sédiments fluvioglaciaires et glaciolacustres sont relevés à l'intérieur des couloirs et des dépressions. Des tronçons complets de vallée furent parfois enfouis sous des masses de débris glaciaires, alors que les cours d'eau détournés creusèrent des sections épigéniques, parfois dans le roc même (Sangree 1953: 17; Thomes 1964: 111-120; McDonald 1967a: 15; Clément et Poulin 1975; Bird 1980: 109-110). C'est souvent dans les paléotalwegs que sont relevées les stratigraphies quaternaires les plus complexes et les plus complètes de la région.

Les premières études portant sur les événements du Quaternaire dans les Appalaches du Sud du Québec, telle celle de Logan *et al.* (1863), étaient basées sur une seule invasion glaciaire.

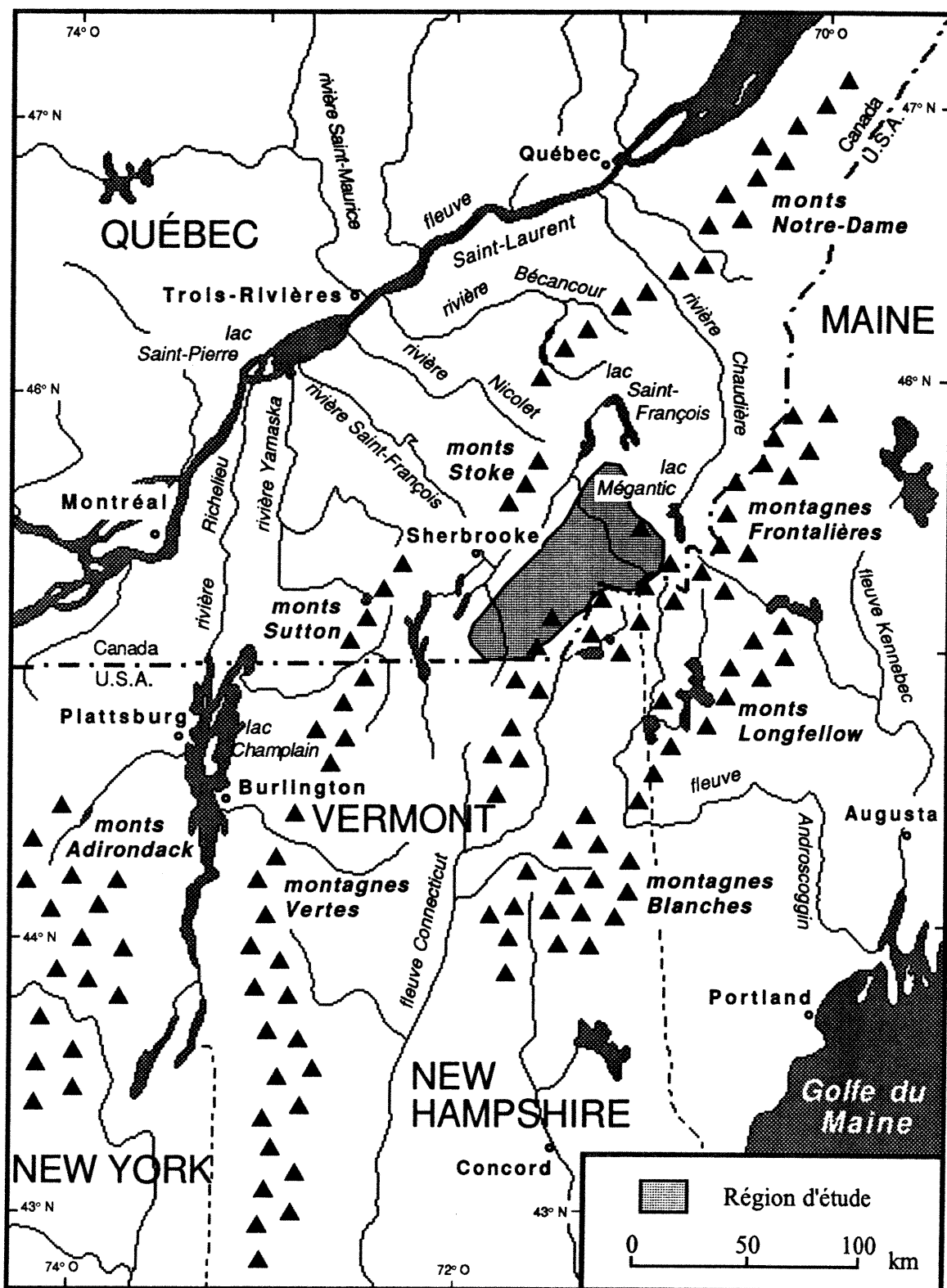


Figure 1.1: Les Appalaches du Sud du Québec et du Nord de la Nouvelle-Angleterre.

Des études plus approfondies permirent ensuite d'identifier des indices associés à au moins deux glaciations différentes. Cependant, ce n'est que depuis les quarante dernières années qu'une chronostratigraphie cohérente fut finalement établie (Tableau 1.1: 4). Elle repose principalement sur la succession d'au moins trois glaciations se déroulant vers la fin du Pléistocène. Ce cadre est avant tout le fruit des travaux effectués par McDonald (1967a et 1971) et Shilts (1969), dont les résultats furent ensuite synthétisés dans McDonald et Shilts (1971). Des études ultérieures, en particulier celles de Gadd (1976), Shilts (1978 et 1981), LaSalle (1984 et 1985), Parent (1987) et Occhietti (1989), sont ensuite venues préciser ce cadre stratigraphique général.

La séquence stratigraphique classique pour les Appalaches du Sud du Québec (Tableau 1.1: 4) comprend essentiellement trois couches de till entrecoupées par des couches de sédiments non glaciaires (McDonald et Shilts 1971: 685; Gadd 1976: 42). Ainsi, le Till de Johnville, le plus vieux de la région, aurait été déposé par un inlandsis venu du Bouclier canadien (McDonald 1971: 338-339; McDonald et Shilts 1971: 686). Au deuxième stade glaciaire, lié à la mise en place du Till de Chaudière, la glace se serait d'abord avancée vers l'ouest et le sud-ouest, à partir probablement d'un centre glaciaire appalachien (Shilts 1969: 21; 1981: 40-41; McDonald et Shilts 1971: 690; Parent 1987: 225), avant de s'intégrer à une glace laurentidienne, dont l'écoulement se serait fait vers le sud-est. Finalement, durant le stade glaciaire le plus récent et le plus marqué (Prest 1970: 677-678; 1975: 755; Hillaire-Marcel 1979: 9), le Till de Lennoxville fut mis en place par un glacier s'écoulant généralement vers le sud-est (McDonald et Shilts 1971: 692; Shilts 1981: 42). Toutefois, le dernier till relevé à la surface de la région située à la source des rivières Nicolet, Bécancour et Saint-François serait associé à un glacier s'écoulant vers le nord, le nord-ouest et l'ouest, selon Chauvin (1979a et 1979b) et Turcotte *et al.* (1989b).

Suivant la conception actuelle des glaciations du Quaternaire, différentes masses glaciaires auraient occupé les Appalaches du Sud du Québec, lors des phases de refroidissement. Ces masses glaciaires proviendraient, soit du Bouclier canadien (Labrador et Nord du Québec), soit des Appalaches du Québec et celles du Nord de la Nouvelle-Angleterre (Vermont, New Hampshire et Maine). Ces différents glaciers se seraient développés à la suite d'une baisse altitudinale de la limite des neiges persistantes, baisse qui se serait fait sentir un peu partout sur notre planète (Prest 1970: 676; 1975: 752). Par la suite, ces glaciers seraient disparus du paysage, n'y laissant que des débris et des traces d'érosion.

Tableau 1.1: Cadre stratigraphique classique de la fin du Pléistocène pour les Appalaches du Sud du Québec.

Étages O ^{1,8} (Ruddiman et McIntyre 1981)	Chronostratigraphie du Sud de l'Ontario (Dreimanis et Karrow 1972)	Chronostratigraphie du Sud-Est du Québec (McDonald et Shilts 1971)	Chronostratigraphie du Canada (Fulton 1984)
2	Stade de Port Huron	Stade de Lennoxville	Supérieur
	Interstade de Mackinaw		
	Stade de Port Bruce		
	Interstade d'Erie		
	Stade de Nissouri		
	Interstade de Plum Point		
3	Stade de Cherrytree	Interstade de Gayhurst	Moyen
	Interstade de Port Talbot		
	Stade de Guildwood		
4	Interstade de Saint-Pierre	Stade de Chaudière	Inférieur
	Stade de Nicolet	Interstade de Massawippi	Sangamonien
5	Sangamonien	Interglaciaire pré-Johnville	

Deux grands concepts existent actuellement pour décrire le déroulement de la glaciation des Appalaches du Sud du Québec et du reste du Nord-Est de l'Amérique du Nord, vers la fin du Wisconsinien (Mayewski *et al.* 1981; Mickelson *et al.* 1983; Dyke et Prest 1987a: 238): un concept de glaciation maximaliste et un autre minimaliste.

Le concept de glaciation maximaliste fut surtout préconisé avant 1980. Il repose sur une extension maximale de l'Inlandsis laurentidien. Une plate-forme de glace flottante se serait avancée vers l'océan, recouvrant même le golfe du Saint-Laurent, le golfe du Maine ainsi que la baie de Fundy. Cet inlandsis laurentidien aurait atteint son volume maximal au cours du dernier stade glaciaire (Hillaire-Marcel 1979: 9). À ce moment, sa bordure se serait étendue jusqu'aux côtes de la Nouvelle-Angleterre (Prest 1984b: 27), atteignant même, d'après Schafer et Hartshorn (1965), Connally et Sirkin (1973), Flint et Gebert (1976) et Sirkin (1982), l'île de Long Island, juste à l'est de New York, ainsi que les îles Martha's Vineyard et Nantucket, au sud du Cape Cod, avant de se retirer vers le nord.

Quant au concept minimaliste, il repose sur l'idée que l'extension de l'Inlandsis laurentidien aurait été beaucoup plus limitée, en permettant que le golfe du Saint-Laurent, le golfe du Maine et la baie de Fundy soient largement déglacés. Cette plus faible étendue de l'Inlandsis laurentidien aurait ainsi permis à des masses glaciaires satellites plus ou moins étendues d'évoluer sur sa bordure méridionale, notamment dans les Appalaches. De tels appareils auraient pu recouvrir une bonne partie du Nouveau-Brunswick, de la Nouvelle-Écosse, de l'Île du Prince Edouard et de Terre-Neuve (Prest *et al.* 1972; Grant 1976, 1977 et 1989; King et Fader 1986; Dyke et Prest 1987a), ainsi qu'une partie de la Nouvelle-Angleterre (Mayewski *et al.* 1981). Par leur présence, ces glaciers appalachiens auraient ainsi empêché la progression de la glace laurentidienne vers le sud, à travers la Nouvelle-Angleterre et les provinces de l'Atlantique, lors du dernier pléniglaciaire. Selon Hillaire-Marcel (1979: 9), la coexistence de glaciers appalachiens avec l'Inlandsis laurentidien permettrait d'expliquer que la dernière glaciation aurait été plus limitée que les précédentes, bien que le dernier stade glaciaire ait été le plus marqué de tout le Wisconsinien.

À l'instar d'autres régions de la partie nord-est de l'Amérique du Nord, comme la Nouvelle-Angleterre et les provinces de l'Atlantique, divers modèles de déglaciation ont été proposés pour les Appalaches du Sud du Québec, en fonction du concept de glaciation considéré. Ces modèles préconisent le retrait d'un inlandsis laurentidien, qu'il soit accompagné ou non par de la glace appalachienne ou qu'il ait abandonné ou non de la glace résiduelle. Or, chacun de ces modèles implique un déroulement du dernier retrait glaciaire qui serait fort différent, voire opposé. Comme il sera décrit au premier chapitre, ces modèles divergent notamment

en ce qui a trait au sens du dernier écoulement de la glace, au sens de retrait de sa bordure, ainsi qu'à la submersion ou non des vallées par des eaux glaciomarines ou glaciolacustres. Sur la base des études précédentes, il n'est pas encore possible d'établir définitivement le mode de déglaciation, ni de statuer sur le déroulement du dernier retrait glaciaire dans les Appalaches du Sud du Québec.

Cette thèse a donc comme premier objectif d'évaluer la pertinence des différents modèles de retrait glaciaire déjà proposés pour les Appalaches du Sud du Québec, en particulier pour le Sud du Haut Saint-François. Ainsi, après avoir décrit et comparé les trois modèles de retrait les plus récents (chapitre 1), nous ferons la description du Sud du Haut Saint-François et nous expliquerons également pourquoi son étude est importante dans la reconstitution de la déglaciation du Sud du Québec et du Nord de la Nouvelle-Angleterre (chapitre 2). Par la suite, nous nous attarderons à la reconstitution des lacs proglaciaires qui furent barrés dans la plupart des vallées de la région, ainsi que leur drainage (chapitre 3). Cette reconstitution nous servira d'ailleurs de repère chronologique pour délimiter les principales positions de la bordure glaciaire, lors de son retrait (chapitre 4). Les derniers mouvements glaciaires seront également déduits (chapitre 5), non seulement à partir d'indicateurs d'écoulement glaciaire, mais aussi à partir d'indices permettant de déterminer le sens du recul de la glace. Dans cette thèse, nous apporterons aussi de nouvelles données permettant de statuer sur la dynamique de la glace de bordure, lors de la déglaciation de la région. Les résultats des chapitres 3, 4 et 5 seront ensuite intégrés, afin de dégager une séquence chronologique des principaux événements du dernier retrait glaciaire de la région étudiée (chapitre 6), puis enfin d'élaborer un modèle de retrait qui sera comparé avec ceux déjà proposés (chapitre 7).

1. MODÈLES DE DÉGLACIATION DES APPALACHES DU SUD DU QUÉBEC

Depuis plus d'un siècle, plusieurs études sur la paléogéographie des Appalaches du Sud du Québec ont notamment tenté de reconstituer la déglaciation de la région. Plusieurs modèles de retrait furent même proposés afin d'expliquer la mise en place des indices qui y furent relevés. Ainsi, depuis la seconde moitié du XX^e siècle, trois principaux modèles de retrait y furent appliqués, élaborés suivant le concept de glaciation envisagé. Le retrait d'un inlandsis laurentidien unique (section 1.1) est lié au concept glaciaire maximaliste. De même, le retrait combiné de cet inlandsis et d'une ou de plusieurs masses glaciaires appalachiennes occupant une partie plus ou moins importante de la région (section 1.2) viendrait expliquer l'étendue moins grande occupée par la glace, telle que proposée dans le concept glaciaire minimaliste. Quant au modèle d'un inlandsis laurentidien abandonnant des calottes glaciaires résiduelles en terrain appalachien (section 1.3), il permet d'appuyer l'idée d'un concept intermédiaire dans lequel la glace laurentidienne aurait été étendue, alors que les traces de mouvements locaux seraient associées aux masses résiduelles.

Les oppositions qui existent entre ces différents modèles de retrait vont maintenant être décrites, en portant une attention particulière sur les appareils glaciaires préconisés, sur leur glaciodynamique, sur leur aire d'influence, sur le sens du retrait ainsi que sur les derniers endroits occupés par la glace. Pour chaque modèle de retrait, nous expliquerons l'origine de l'idée et décrirons aussi les principaux indices sur lesquels il est basé.

1.1. Modèle de retrait d'un inlandsis laurentidien

Le modèle de déglaciation d'un inlandsis laurentidien repose sur le retrait d'une vaste calotte glaciaire continentale provenant du Bouclier canadien, peu importe qu'il soit originaire du Labrador, du Nouveau-Québec ou d'ailleurs au nord du Saint-Laurent. Ce modèle est issu de l'idée, déjà émise à la fin du siècle dernier, que la moitié de l'Amérique du Nord ait été recouverte par une très vaste masse glaciaire continentale (G. M. Dawson 1890: 162; Chamberlin 1894) qui correspondrait au *Laurentide Ice Sheet* de Flint (1943: 346; 1951: 25; 1957: 313). Ainsi, après avoir pris naissance sur le Bouclier canadien (Blanchard 1947: 216; Flint 1971: 477; Fulton 1989: 4), cet immense glacier aurait recouvert complètement les Appalaches du Sud du Québec, sans aucune autre masse glaciaire présente. Après avoir traversé toute la région du nord-ouest vers le sud-est, cette glace laurentidienne aurait enfin atteint les côtes de la Nouvelle-Angleterre (Schafer et Hartshorn 1965; Connally et Sirkin 1973; Flint et Gebert 1976, Kotteff et Pessl 1981; Sirkin 1982). Son retrait vers le nord, à travers la Nouvelle-Angleterre, serait attesté par l'orientation des striures glaciaires et des

eskers ainsi que par la dispersion d'indicateurs lithologiques (Flint 1971: 178; Mayewski *et al.* 1981: 73). C'est ce modèle de retrait qui répond le mieux au concept de glaciation maximaliste pour le Nord-Est de l'Amérique du Nord.

Bien que plusieurs travaux, dont Burton (1933), McGerrigle (1935) et Reid (1960 et 1976), appuyèrent auparavant ce modèle, les premières études ayant détaillé le retrait de l'Inlandsis laurentidien dans les Appalaches du Sud du Québec n'apparaissent pas avant les années 1960. En effet, les études de Gadd (1963, 1964 et 1971), de McDonald (1967a, 1968a et 1969) et de Shilts (1969) vinrent tour à tour apporter des arguments confirmant ce modèle. Ces arguments furent repris dans leurs ouvrages de synthèse (McDonald 1971; McDonald et Shilts 1971; Gadd *et al.* 1972a et 1972c). Des travaux ultérieurs, comme ceux de Dubois (1970, 1971 et 1974a), de Boissonnault *et al.* (1981), de Boissonnault (1983) et de Dubé (1983), appuient sensiblement ce modèle de retrait qui repose sur:

- 1) des marques de façonnement glaciaire associées à une glace s'écoulant surtout vers le sud-est (Gadd 1963 et 1964; McDonald 1967a et 1969; Marleau 1968; Shilts 1969; Gadd *et al.* 1972b et 1972c; Boissonnault 1983);
- 2) des surfaces rocheuses profilées qui sont orientées vers le sud-est (McDonald 1967a; Marleau 1968);
- 3) des débris glaciaires transportés au sud-est de leur source (McDonald 1967a; Marleau 1968; Shilts 1969, 1970, 1973a et 1973b; Dubé et Hébert 1980; Dubois 1981; Maurice 1988 et 1990), notamment des éléments laurentidiens contenus dans le till de surface (McDonald 1967a; G. Bilodeau 1986);
- 4) une dispersion, vers le sud-est, des minéraux présents dans le till (Shilts 1969, 1970, 1973a et 1973b; Maurice 1988 et 1990);
- 5) des trames de till orientées vers le sud-est (McDonald 1967a; Shilts 1969);
- 6) des paléocourants fluvioglaciaires dirigés vers le sud ou le sud-est, soit dans le sens contraire au drainage actuel (McDonald 1967a; Shilts 1969; Dubois 1969; Gadd *et al.* 1972b et 1972c; Shilts et McDonald 1975);
- 7) une interprétation de la configuration des moraines de retrait, impliquant le recul d'une bordure glaciaire vers le nord-ouest (McDonald 1967a, 1968a et 1969; Shilts 1969; Gadd *et al.* 1972c; Gadd 1976: 45; 1978; Dubois 1970 et 1974a; Boissonnault 1983; A. LaRocque *et al.* 1996);
- 8) des indices d'un endiguement des eaux de fonte par une bordure glaciaire placée au nord-ouest (McDonald 1967a et 1968a; Shilts 1969; Stewart et MacClintock 1969; Gadd *et al.* 1972c; Gadd 1976: 45; Boissonnault et Gwyn 1980 et 1983; Boissonnault *et al.* 1981; A. Larocque et Gwyn 1981; G. Larocque et Gwyn 1981; A. Larocque *et*

al. 1982, 1983 et 1985b; Boissonnault 1983; G. Larocque *et al.* 1983; Morissette *et al.* 1986; Morissette 1988; Morissette et Dubois 1991; Dubois et Morissette 1994);

- 9) des systèmes de drainage proglaciaire, contrôlés par des cols communiquant avec des bassins du Nord de la Nouvelle-Angleterre (McDonald 1967a et 1969; Shilts 1969; Boissonnault *et al.* 1981; A. Larocque et Gwyn 1981; A. Larocque *et al.* 1982, 1983 et 1985b; Boissonnault et Gwyn 1983; Dubé 1983; Morissette *et al.* 1986; Morissette 1988; Morissette et Dubois 1991; Dubois et Morissette 1994).

Malgré les arguments avancés ci-dessus, ce modèle de déglaciation est contesté, surtout en ce qui a trait au sens du dernier écoulement glaciaire. Dans le modèle décrit dans Gadd *et al.* (1972c: 3-7), l'écoulement de l'Inlandsis laurentidien aurait continué de se faire vers le sud-est, à travers les Appalaches du Sud du Québec, durant la déglaciation. Cependant, cette interprétation n'expliquerait pas la présence de nervures glaciaires orientées vers le nord et l'ouest, relevées notamment par Lamarche (1971 et 1974), Gauthier (1975), Lortie (1975 et 1976), LaSalle *et al.* (1977) et Lortie et Martineau (1987). Ces derniers conclurent d'ailleurs à une inversion de l'écoulement glaciaire au Wisconsinien tardif, à la suite de l'isolement de calottes glaciaires résiduelles au sud de la vallée du Saint-Laurent. Cette dernière idée a d'ailleurs servi à l'élaboration d'un autre modèle de retrait (section 1.3).

La dynamique de la glace de bordure est aussi un autre sujet de controverse. Ainsi, dans le modèle de retrait classique, la glace laurentidienne serait restée active durant presque tout le temps du retrait (McDonald 1967a: 95; 1968a: 668-669; 1969: 17; 1971: 345; Shilts 1969: 78-79). La bordure glaciaire aurait aussi édifié des moraines bordières, résultat de brèves récurrences. Selon McDonald (1967a: 95; 1969: 17-18), les vestiges de stagnation glaciaire devraient être locaux. Or, des traces de stagnation glaciaire furent identifiées, notamment dans la cuvette du lac Magog et dans la vallée de la rivière Massawippi (Boissonnault *et al.* 1981; Boissonnault 1983: 197; Boissonnault et Gwyn 1983: 203-204), de même que dans la vallée de la rivière Yamaska (Prichonnet *et al.* 1980: 44-45; 1982; Occhietti 1989: 400). Bien plus, Cooke (1957: 29-31), Ritchot (1968: 120-121), Bird (1970), Dubois (1970: 26-32; 1971: 90-91; 1974a: 398-399), Fortin (1974: 20-22) et Landry (1974: 20) suggérèrent une stagnation quasi générale de la glace bordière dans la région. Cette stagnation aurait été caractérisée par un morcellement de la bordure de l'Inlandsis laurentidien et l'abandon de culots de glace morte dans le fond des vallées, à la suite de l'émergence des interfluves. Ce fut déjà utilisé pour expliquer le dernier retrait de la Nouvelle-Angleterre, notamment par Flint (1929, 1931 et 1932), J. W. Goldthwait (1938), Black (1977) et Koteff et Pessl (1981). Dans les Appalaches du Sud du Québec, les arguments les plus utilisés pour appuyer cette idée se rapportent aux indices suivants:

- 1) la surface du Plateau appalachien serait partiellement couverte par du till d'ablation (Cooke 1957: 30-31; Ritchot 1968: 127; Dubois 1970 et 1974a; Fortin 1974: 22);
- 2) des terrasses juxtaglaciaires seraient mises en place sur les versants de vallée, lorsque de la glace stagnante aurait persisté dans les dépressions (Cooke 1957: 31-32; Ritchot 1968: 121; Fortin 1974: 22);
- 3) les structures d'affaissement dans les dépôts juxtaglaciaires seraient reliées à la fusion d'une glace morte (Ritchot 1968: 121);
- 4) les moraines de récession seraient absentes, sinon rares dans la région (Sangree 1953: 120-121; Cooke 1957: 29), alors que les formes juxtaglaciaires relevées épousent le contour des vallées, marquant l'emplacement d'une bordure de glace morte (Ritchot 1968: 126; Dubois 1970 et 1974a);
- 5) les dépôts fluvioglaciaires seraient abondants, autant sur les versants que dans le fond des vallées (Cooke 1957: 29-32; Ritchot 1968: 127-128), alors que les dépôts glaciolacustres seraient quasi absents dans la région, à cause de l'encombrement des vallées par de la glace morte (Cooke 1957: 30).

Vu que le modèle de retrait d'un inlandsis laurentidien n'expliquerait pas avec satisfaction l'existence d'indices de terrain, tels que l'orientation des marques de façonnement glaciaire potentiellement associées à une inversion de l'écoulement glaciaire, la présence d'un vaste modelé de stagnation glaciaire à la surface de la région et la rareté des moraines bordières, d'autres modèles de déglaciation furent utilisés en parallèle. Le plus ancien de ces modèles se rapporte à la fonte de plusieurs glaciers, composés non seulement de glace laurentidienne mais aussi de glace appalachienne. Ce modèle va maintenant être décrit.

1.2. Modèle de retrait d'un complexe glaciaire laurentido-appalachien

Le présent modèle est basé sur le retrait simultané d'un inlandsis laurentidien et d'un ou de plusieurs glaciers nés dans les Appalaches, au Wisconsinien tardif. Il sous-entend donc que des masses glaciaires locales auraient pu fonctionner d'une manière indépendante, à la périphérie de l'Inlandsis laurentidien, parce que l'extension de ce dernier aurait été bien plus limitée que dans le modèle précédent (section 1.1). C'est d'ailleurs pourquoi le modèle de retrait d'un complexe glaciaire laurentido-appalachien fait partie des modèles associés à la thèse glaciaire minimaliste pour le Nord-Est de l'Amérique du Nord.

L'idée du retrait d'un complexe glaciaire laurentido-appalachien dans les Appalaches du Sud du Québec revient probablement à Chalmers (1896: 95; 1898b: 53-54; 1908: 71). En effet,

ce chercheur fut l'un des premiers à suggérer que des glaciers locaux aient pu subsister dans les Appalaches, après le retrait de la glace laurentidienne. Il imagina même des glaciers issus des hauts reliefs de la région, se fusionnant ensemble lors du pléniglaciaire pour former un vaste complexe de glaciers appelé «*Appalachian system of glaciers*» (Chalmers 1890b: 325; 1898b: 41). L'idée de ce complexe fut plus tard reprise par Prest qui proposa également un «*Appalachian Glacier Complex*» (Prest 1970: 706; 1984b: 23-24), ou «Complexe glaciaire des Appalaches» (Prest 1975: 786), recouvrant une grande partie des terres au sud du Saint-Laurent, lors de la dernière glaciation. D'autres études proposèrent aussi la coexistence de glaciers locaux plus ou moins étendus avec une glace laurentidienne dans les Appalaches du Sud du Québec, notamment MacLean (1946: 604-605), Flint (1951: 26-29), McGerrigle (1952: 49), Prest (1970 et 1975), Hillaire-Marcel (1979: 6) et Mayewski *et al.* (1981: 73).

Dans le présent modèle de retrait, les Appalaches du Sud du Québec auraient été recouverts à la fois par de la glace laurentidienne et par de la glace locale. Cette dernière aurait pu être composée d'un seul ou d'un ensemble de calottes, dont certaines seraient centrées dans les provinces de l'Atlantique (Prest et Grant 1969; Prest 1970, 1975, 1983b, 1984a et 1984b; Grant et Prest 1975; Mayewski *et al.* 1981: 69; Rampton *et al.* 1984; King et Fader 1986; Dyke et Prest 1987a; Grant 1989) et en Gaspésie (McGerrigle 1952; Lebus et David 1977; Héту et Gray 1981). La glace appalachienne aurait donc pu avoir empêché une invasion des territoires situés plus au sud par la glace laurentidienne (Rampton *et al.* 1984: 42), tout en faisant dévier son écoulement vers le golfe du Saint-Laurent (Prest et Grant 1969: 11-12; Prest 1970: 713; 1975: 795) et le lac Ontario (Prest 1970: 713; 1975: 795). Puis, à la fin du Wisconsinien, la glace laurentidienne se serait retiré au nord du Saint-Laurent, alors que la glace appalachienne se serait scindée en plusieurs morceaux, allant du glacier de cirque à la calotte de montagne (Flint 1951: 21), qui auraient ensuite fondu sur place (Flint 1951: 35; Prest 1970: 713; 1975: 795).

D'après la littérature, plusieurs centres de dispersion de glace locale auraient pu avoir affecté les Appalaches du Sud du Québec, lors de la déglaciation. Ils ont été localisés (Figure 1.2: 12): (1) dans les montagnes Vertes («*Green Mountains*») du Nord du Vermont et du Sud du Québec (Flint 1951; Wagner 1970 et 1971), (2) dans les montagnes Blanches («*White Mountains*») du New Hampshire (Flint 1951; Bloom 1960 et 1963; Thornes 1964 et 1965), (3) dans les montagnes Frontalières (Flint 1951; Borns 1963; Borns et Hagar 1965; Prest 1970 et 1975), (4) dans les montagnes du centre du Maine (Flint 1951; Prest 1970 et 1975; Mayewski *et al.* 1981; Rampton *et al.* 1984) ainsi que (5) dans les monts Notre-Dame (Gorman 1956; Rampton *et al.* 1984). Un autre centre glaciaire appalachien aurait pu aussi

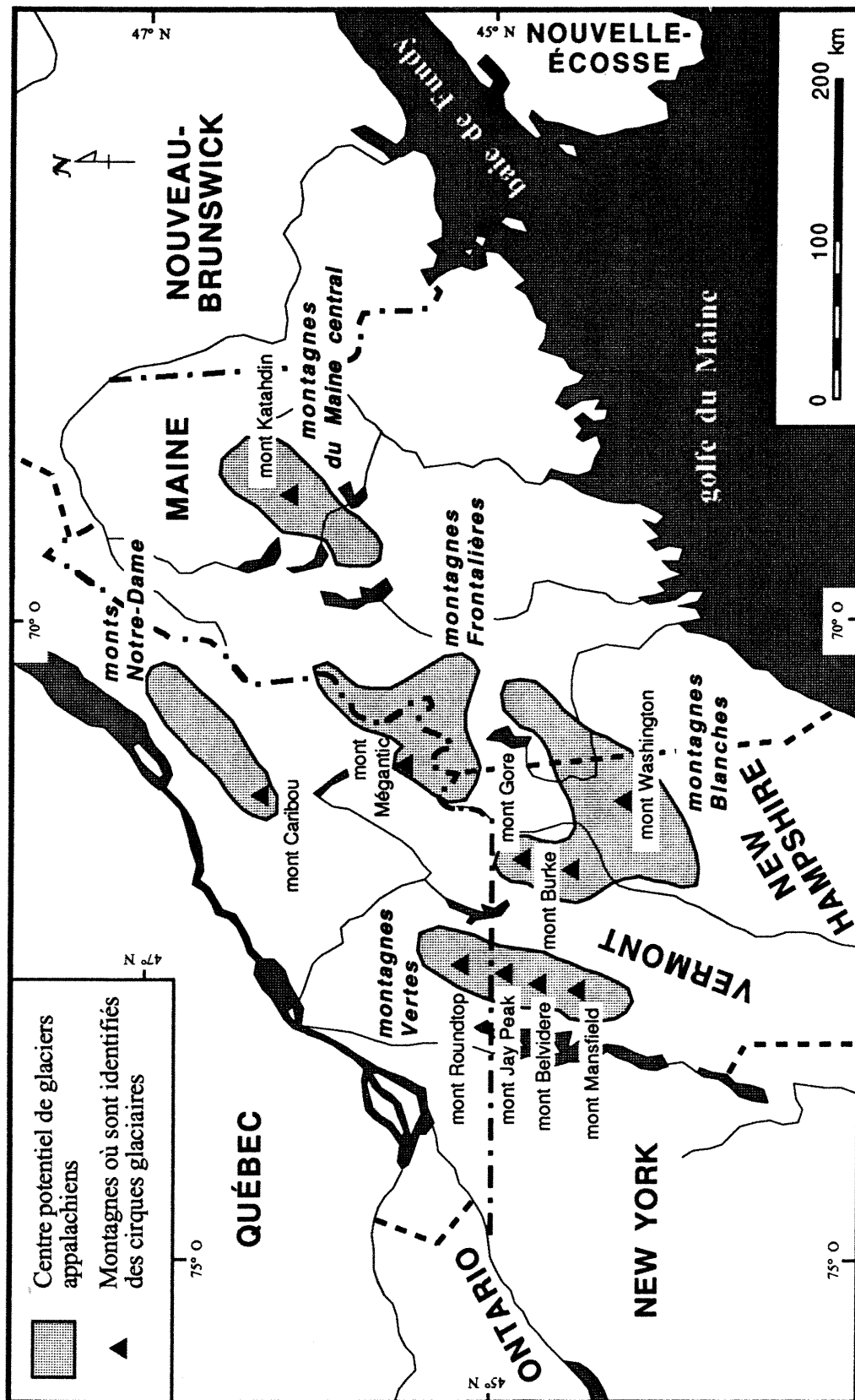


Figure 1.2: Centres potentiels de glaciers appalachiens tardivisconsinien dans le Sud du Québec et le Nord de la Nouvelle-Angleterre, d'après une compilation de la littérature.

avoir existé plus à l'ouest, dans les Adirondacks (Figure 1.3: 14), comme que le proposa Prest (1970: 716-717; 1975: 799-800; 1983b). De plus, toutes ces calottes auraient pu avoir coexisté avec d'autres calottes centrées dans les provinces de l'Atlantique (Figure 1.4: 14).

L'identification d'éventuels centres glaciaires locaux dans les Appalaches du Sud du Québec est d'abord fondé sur l'idée que les reliefs les plus élevés aient pu servir à l'accumulation de glace, lors de la dernière glaciation. En effet, dès les premières études favorables à la thèse glacialiste, comme celles de Logan *et al.* (1863: 889), Chalmers (1886: 144; 1890a: 241; 1890b; 1895) et Ells (1887: 46-48; 1889: 112), les montagnes les plus élevées de la région furent considérées comme des sites favorables à la naissance de glaciers locaux. Ces reliefs auraient possédé, d'après Chalmers (1898b), Tarr (1900), Flint (1951: 35) et Prest (1970 et 1975), une altitude assez élevée pour que la glace puisse y persister, lors de la déglaciation, étant donné qu'un climat plutôt rigoureux devait alors prévaloir en bordure de l'Inlandis laurentidien. Avec de telles conditions, les montagnes Frontalières font partie des sites les plus probables, puisque, selon Flint (1951: 27), «... *with suitable reduction of temperature these highlands both possessed an altitude and received an amount of precipitation that would favor the accumulation of glacier ice*».

L'hypothèse que les hauts reliefs appalachiens aient été des centres de dispersion glaciaire à la fin de la déglaciation s'appuie aussi sur la présence de formes incisées sur des versants montagneux et identifiées comme des cirques glaciaires. Certains d'entre-eux furent relevés dans le Sud du Québec et le Nord de la Nouvelle-Angleterre (Tableau 1.2: 15), y compris à la source du bassin de la rivière Saint-François et près de la frontière qui sépare le Québec et la Nouvelle-Angleterre (Figure 1.5: 16). D'après Flint (1951: 21, 26-29) et Bradley (1981: 320), ces formes auraient été occupées par un glacier, à la fin de la dernière glaciation. Cette interprétation est fondée sur l'identification de bourrelets morainiques à la base des cirques, notamment ceux des montagnes Vertes (Wagner 1970 et 1971), des montagnes Blanches (Upham 1904; Antevs 1932: 14; Bloom 1960: 68; Thompson 1960 et 1961; Bradley 1981; Ackerly 1989) et du mont Katahdin, dans le centre du Maine (Tarr 1900: 441-444; Antevs 1932: 16-22; Caldwell 1980).

Le modèle de retrait d'un complexe glaciaire laurentido-appalachien permet aussi de justifier l'existence de plusieurs systèmes d'écoulement glaciaire enregistrés dans le Sud du Québec (MacLean 1946; Flint 1951: 31). Ceux-ci seraient le résultat de l'écoulement d'un inlandis laurentidien vers le sud-est et des écoulements radiaux se propageant à partir de différents centres, comme ceux proposés par Rampton *et al.* (1984) au Nouveau-Brunswick (Figure

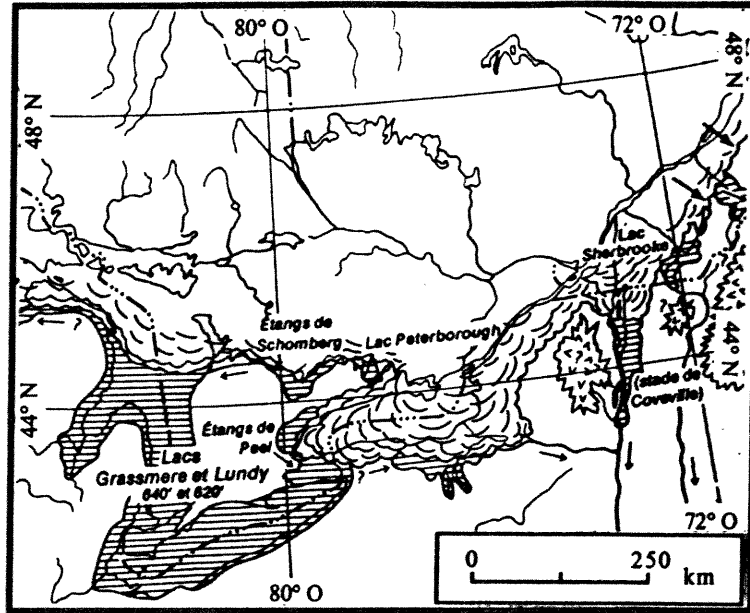


Figure 1.3: Calottes appalachiennes localisées dans les Adirondacks, dans les montagnes Vertes et dans les montagnes Blanches, d'après Prest (1975: Figure 16e).

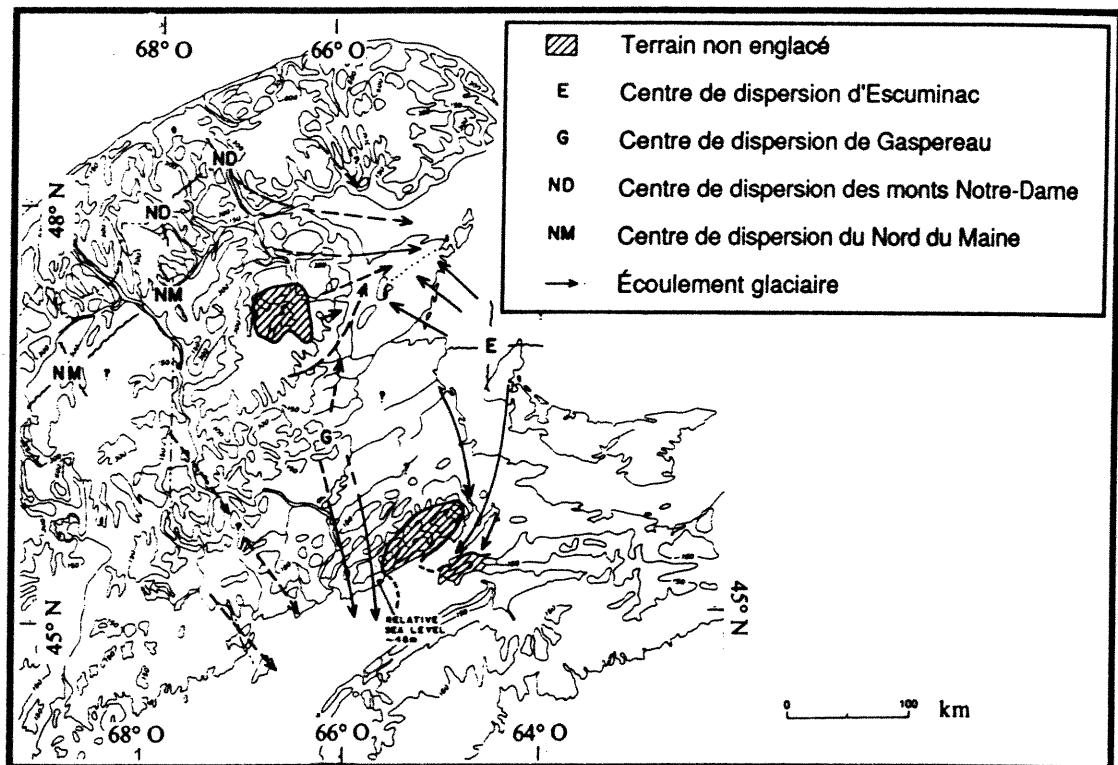


Figure 1.4: Centres glaciaires appalachiens du Wisconsinien tardif au Nouveau-Brunswick et dans les environs, d'après Rampton *et al.* (1984: 43).

Tableau 1.2: Montagnes du Sud du Québec et du Nord de la Nouvelle-Angleterre où furent identifiés des cirques glaciaires.

Région	Lieu	Références
Estrie	Mont Caribou	Knox (1916); MacKay (1921); Riordon (1952).
	Mont Chapman	McGerrigle (1936); Parent (1987).
	Mont Gosford	Shilts (1969).
Nord du Vermont	Mont Mégantic	Clément <i>et al.</i> (1969); Clément & DeKimpe (1977); Clément & Parent (1977); Clément & Pelletier (1980); Clément (1982).
	Mont Belvidere	Wagner (1970 et 1971); Ackerly (1989).
	Mont Jay Peak	Washburn (<i>in</i> Flint 1951: 28).
	Mont Mansfield	Christman (1956); Wagner (1970 et 1971); Ackerly (1989).
Nord du New Hampshire	Mont Lafayette	Goldthwait <i>et al.</i> (1951).
	Mont Moosilauke	Goldthwait <i>et al.</i> (1951); R. P. Goldthwait (1970); Ackerly (1989).
	Mont Twin	Goldthwait <i>et al.</i> (1951).
	Mont Washington et <i>Presidential Range</i>	Tarr (1900); Upham (1904); J. W. Goldthwait (1913 et 1916); Johnson (1917 et 1933); Antevs (1932); R. P. Goldthwait (1940 et 1970); Flint (1951); Thompson (1960 et 1961); Bradley (1981); Fowler (1984); Ackerly (1989).
Nord et Ouest du Maine	Mont Black Nubble	Leavitt & Perkins (1935).
	Mont Crocker	Leavitt & Perkins (1935); Borns & Calkin (1977).
	Mont Katahdin	Tarr (1900); Antevs (1932); Flint (1951); Thompson (1960 et 1961); R. P. Goldthwait (1970); Caldwell (1966 et 1980); Davis (1989); Caldwell <i>et al.</i> (1985); Ackerly (1989).
	Mont Sugarloaf	Antevs (1932); R. P. Goldthwait (1970); Borns & Calkin (1977).
	Mont Tim	Borns & Calkin (1977).

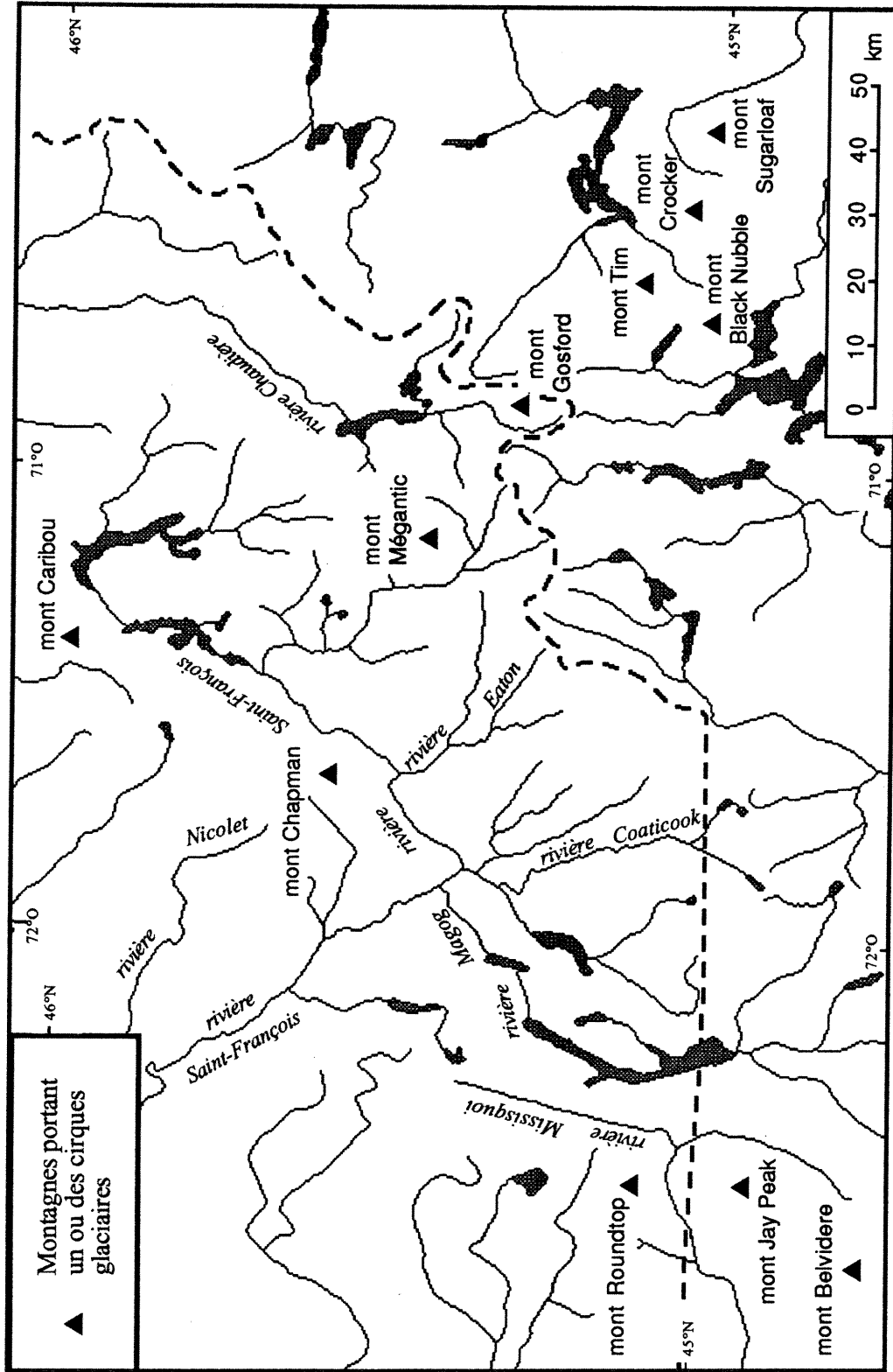


Figure 1.5: Montagnes des Appalaches du Sud du Québec et du Nord de la Nouvelle-Angleterre qui portent des formes identifiées comme des cirques glaciaires, d'après une compilation de la littérature.

1.4: 14). Un patron d'écoulement radial est d'ailleurs proposé par Flint (1951: 26) autour des montagnes Vertes, sur la base des mesures d'écoulement glaciaire effectuées par Ells (1887: 48), Chalmers (1890b: 324-325; 1895: 85; 1906: 255; 1908: 71) puis Clark (1937: 220), de part et d'autre de cette chaîne montagneuse. L'existence de ces patrons radiaux se traduirait aussi par des écoulements glaciaires différents dans le Sud du Québec, soit vers l'est, à partir des montagnes Vertes (Ells 1887: 48; Chalmers 1890b: 324-325; 1895: 85; 1906: 255; 1908: 71), vers le nord et le nord-est, à partir des montagnes Blanches (Thornes 1964 et 1965) et vers le nord-ouest, à partir des montagnes Frontalières (Flint 1951: 26-29). Par ailleurs, les calottes appalachiennes seraient restées actives, du moins au début de la déglaciation, probablement parce qu'elles auraient été alors entretenues par des apports locaux. Cette glaciodynamique active serait d'ailleurs attestée par des indices d'une récurrence tardiglaciaire à Kennebunk, dans la partie sud-ouest du Maine, que Bloom (1960: 128-129; 1963: 873) attribua à une calotte glaciaire issue des montagnes Blanches.

La datation radiocarbone fut aussi utilisée pour démontrer la présence d'un glacier sur les Appalaches, après que l'Inlandsis laurentidien se soit retiré au nord des Basses-terres du Saint-Laurent. En effet, d'après des dates radiocarbone obtenues sur des fossiles marins, de la glace était encore en contact avec la Mer de De Geer, dans le Golfe du Maine, soit vers 11,8 ka (Bloom 1960: 130), soit vers 12,8 ka (Borns 1963: 738). Or, d'après Borns (1963: 739), la Mer de Champlain submergea les Basses-terres du Saint-Laurent vers 11,4 ka, ce qui implique un taux de retrait glaciaire bien trop élevé pour permettre le recul d'une bordure glaciaire de la côte Atlantique jusqu'au nord du Saint-Laurent, en un laps de temps si court. Il en déduit donc que de la glace devait nécessairement évoluer dans les Appalaches, après le début de la submersion champlainienne. Cette interprétation venait aussi expliquer la mise en place de la récurrence de Kennebunk par un glacier issu des montagnes Blanches et dont l'âge fut estimé entre 11,2 et 10,2 ka par Bloom (1963: 873).

Malgré les arguments décrits ci-dessus, l'existence d'une ou de quelques calottes glaciaires locales qui auraient affecté les Appalaches du Sud du Québec à la fin du Wisconsinien n'est pas encore acceptée par tous. L'un des principaux arguments contre ce modèle se rapporte aux indices suggérant que l'Inlandsis laurentidien a traversé toute la région avant d'atteindre la côte Atlantique de la Nouvelle-Angleterre, lors de la dernière glaciation. Bien plus, divers indices, comme l'orientation des marques de façonnement glaciaire ainsi que la composition lithologique du till, indiqueraient que l'Inlandsis laurentidien aurait surmonté les plus hauts sommets des Appalaches (Waite et Davis 1988), que ce soit les montagnes Vertes (Stewart 1961: 103; Stewart et MacClintock 1969), les montagnes Blanches (Goldthwait 1970; Davis et Waite 1986) ou le mont Katahdin (Davis 1989). D'ailleurs, Flint (1951: 24) qui est

l'un des défenseurs du retrait d'un complexe glaciaire laurentido-appalachien admit lui aussi que l'Inlandsis laurentidien a pu traverser les Appalaches, recouvrant même les plus hauts sommets, lors de la dernière glaciation.

L'étendue couverte par la glace appalachienne est un autre sujet de controverse, même parmi les défenseurs de l'idée. En effet, certaines études, comme celles de Borns (1963), Prest (1970 et 1975), Lowell (1981: 143), Mayewski *et al.* (1981: 69) et Rampton *et al.* (1984), suggérèrent que la glace appalachienne ait couvert un vaste territoire, dont l'état du Maine et les provinces du Nouveau-Brunswick, de la Nouvelle-Écosse et de l'Île-du-Prince-Édouard (Figure 1.4: 14). À l'opposé, d'autres études, dont celles de Tarr (1900), Antevs (1932), Flint (1951), Thompson (1960 et 1961) et Caldwell (1966 et 1980), proposèrent plutôt que la glace locale se serait limitée à des glaciers de vallée se retirant à l'intérieur des cirques déjà identifiés (Tableau 1.2: 14). D'ailleurs, cette dernière hypothèse est contestée par plusieurs études qui conclurent plutôt à l'inactivité des cirques glaciaires de la Nouvelle-Angleterre au Wisconsinien tardif (Waitt et Davis 1988), que ce soit dans les montagnes Vertes (Connally 1971), dans les montagnes Blanches (J. W. Goldthwait 1913, 1938; R. P. Goldthwait 1940, 1970; Gerath et Fowler 1982; Fowler 1984) ou au mont Katahdin (Davis 1989). Il en serait de même pour les cirques glaciaires relevés dans les montagnes Frontalières (Shilts 1969: 94; Borns et Calkin 1970: 1; 1977: 1782) et au mont Mégantic (Clément et Pelletier 1980; Clément 1982). Pour ces derniers, Clément et Pelletier (1980: 179) et Clément (1982: 7) proposent que ces cirques pourraient être des vestiges préservés d'une phase anaglaciale précédant la dernière invasion inlandsisienne.

Bien que des patrons radiaux d'écoulement glaciaire aient pu servir à localiser les centres de glace appalachienne, de tels patrons n'ont pas pu être relevés autour de certains centres de dispersion, comme ceux des montagnes Vertes du Vermont (Stewart 1961: 103; Stewart et MacClintock 1969) et des montagnes Blanches du New Hampshire (Gerath 1978). Dans les Appalaches du Sud du Québec, plusieurs études n'ont pu relever d'écoulement tardiglaciaire provenant, soit des montagnes Vertes (McDonald 1967a; Gadd *et al.* 1972c; Dubé 1983), soit des montagnes Blanches (McDonald 1967a; Gadd *et al.* 1972c; Boissonnault 1983; Morissette 1988), soit des montagnes Frontalières (McDonald 1969; Shilts 1969 et 1981). De plus, sur la base d'une chronologie relative des mouvements glaciaires réalisée dans le Sud du Québec, Lamarche (1974), Lortie (1975 et 1976) et Lortie et Martineau (1987) ont conclu que les derniers mouvements glaciaires orientés différemment de celui de l'Inlandsis laurentidien ne seraient pas reliés à des glaciers locaux, mais plutôt à des masses glaciaires résiduelles, détachées de l'Inlandsis laurentidien.

Le sens du retrait glaciaire constitue aussi un autre point faible du modèle du retrait combiné d'une ou de plusieurs calottes appalachiennes et d'un inlandsis laurentidien. En effet, à partir de la configuration de moraines de retrait, McDonald (1967a, 1968a et 1969), Shilts (1969), Gadd *et al.* (1972b et 1972c), Dubois (1970 et 1974a) et Parent (1978 et 1987) ont conclu à un retrait général de la glace vers le nord-ouest, soit dans le sens opposé à celui des montagnes Blanches, des montagnes Frontalières et même du centre de l'état du Maine. De plus, selon McDonald (1967a et 1968a), Shilts (1969 et 1981), Boissonnault *et al.* (1981), Boissonnault (1983), Boissonnault et Gwyn (1983), Dubé (1983), A. Larocque *et al.* (1983), Morissette (1988), Morissette et Dubois (1991) et Dubois et Morissette (1994), des paléolacs proglaciaires se sont drainés vers la Nouvelle-Angleterre, ce qui pourrait se faire difficilement si une éventuelle calotte glaciaire locale s'était retirée dans le même sens.

Le modèle de déglaciation d'un complexe glaciaire laurentido-appalachien fut élaboré afin de concilier les indices de la fonte d'un inlandsis laurentidien avec celles de masses glaciaires appalachiennes. Ainsi, par rapport au premier modèle de retrait (section 1.1), il donne une explication pour des écoulements glaciaires orientés dans un sens différent à celui associé à l'inlandsis laurentidien (Flint 1951: 31). Cependant, selon Lamarche (1974), Lortie (1975 et 1976) et Lortie et Martineau (1987), ces écoulements divergents seraient associés à un renversement de l'écoulement inlandsisien, puis à l'individualisation de masses glaciaires résiduelles, d'où l'élaboration du troisième modèle de retrait (section 1.3).

1.3. Modèle de retrait d'un inlandsis abandonnant des glaciers résiduels

Le modèle axé sur le retrait d'un inlandsis laurentidien qui se serait partiellement fragmenté lors de sa fonte, abandonnant ici et là des calottes glaciaires résiduelles, est celui qui est le plus accepté actuellement. Il repose sur l'hypothèse que l'inlandsis laurentidien aurait pu se scinder partiellement en morceaux de la taille d'une calotte, lors de la déglaciation. Coupées de leur centre primitif d'accumulation, ces calottes résiduelles auraient donc pu subsister un certain temps dans les Appalaches, y compris dans le Sud du Québec, avant de finalement fondre sur place. Par rapport au modèle précédent, axé sur le retrait d'un complexe glaciaire laurentido-appalachien (section 1.2), la glace ne serait plus d'origine locale, mais plutôt des amas séparés de l'inlandsis, bien que des auteurs, comme Blais (1989) et Rappol (1989), la désignent comme une glace appalachienne. De plus, ce modèle présuppose que l'inlandsis laurentidien se serait étendu jusqu'à la côte Atlantique avant de se retirer (Mayewski *et al.* 1981: 84). Par rapport au modèle de retrait d'un inlandsis laurentidien (section 1.1), l'aire couverte par la glace résiduelle serait bien plus grande que celle des culots de glace morte.

Le modèle de retrait de masses glaciaires détachées de l'Inlandsis laurentidien fut développé surtout afin d'expliquer la présence d'indices, tels que les marques de façonnement (striures et nervures) et les erratiques glaciaires, qui sont reliés à un écoulement glaciaire divergent, voire opposé à celui de l'Inlandsis laurentidien. De tels indices furent d'abord relevés dans les Appalaches du Sud du Québec par Clark (1937), Cooke (1937) et Lamarche (1971). Peu après que McDonald (1971: 346-349) ait proposé la persistance de calottes résiduelles dans les provinces de l'Atlantique, Gadd *et al.* (1972c: 7-11), Lamarche (1974: 468-469) et Lortie (1975 et 1976) appliquèrent cette idée à la déglaciation de la région des Bois-Francs et de l'Amiante. C'est ce modèle qui est le plus largement accepté actuellement pour décrire la déglaciation des Appalaches. Il est d'ailleurs repris dans plusieurs travaux de synthèse, dont ceux de Mayewski *et al.* (1981), LaSalle (1984 et 1985), Hughes *et al.* (1985), Dyke et Prest (1987a, 1987b et 1987c) et Occhietti (1989).

La revue de la littérature montre que l'individualisation de calottes glaciaires résiduelles dans les Appalaches aurait été causée par deux mécanismes principaux: (1) l'émergence du relief sousglaciaire et (2) la progression d'une baie de vèlage dans l'estuaire du Saint-Laurent. Dans le premier mécanisme, une importante masse glaciaire se serait détachée de l'Inlandsis laurentidien, lors de l'émergence d'une chaîne montagneuse au-dessus de la glace (Figure 1.6: 21). Elle aurait ensuite persisté sur l'adret de cet obstacle topographique (Mayewski *et al.* 1981). Des calottes résiduelles auraient ainsi été isolées au sud-est des montagnes Vertes (Connally 1971: 1765), des monts Sutton (Gadd 1983: 403), des montagnes Frontalières (Borns et Calkin 1970 et 1977; Borns et Hughes 1977; Borns 1985) et des monts Notre-Dame (Caldwell *et al.* 1981: 203). Dans le second mécanisme, la progression d'une baie de vèlage sur la bordure de l'Inlandsis laurentidien en contact avec la Mer de Goldthwait aurait, selon le modèle théorique de Thomas (1977), canalisé l'écoulement glaciaire en direction de l'estuaire du Saint-Laurent. Cette canalisation de la glace aurait entraîné un affaissement de la surface de l'Inlandsis laurentidien au-dessus des Basses-terres du Saint-Laurent alors que des dômes satellites se seraient ainsi individualisés dans les Appalaches (Figure 1.7: 21). Cette modification du profil de l'Inlandsis laurentidien aurait été assez rapide, surtout à cause de l'appel au vide lié au vèlage de la bordure glaciaire, non seulement au contact de la Mer de Goldthwait, mais aussi du Lac proglaciaire Vermont, dans la vallée du Saint-Laurent (Prest 1970 et 1975; Parent 1987). La jonction de ces deux masses d'eau aurait entraîné la transgression champlainienne des Basses-terres du Saint-Laurent et achevé la séparation de la glace résiduelle (Lamarche 1974: 468; Gauthier 1975; Lortie 1976; Gadd 1976; 1983: 403; Borns et Hughes 1977: 203-204). Cet événement aurait pu être facilité par l'émergence du relief de la bordure appalachienne, que ce soit au niveau des Basses-terres (Blais 1989:

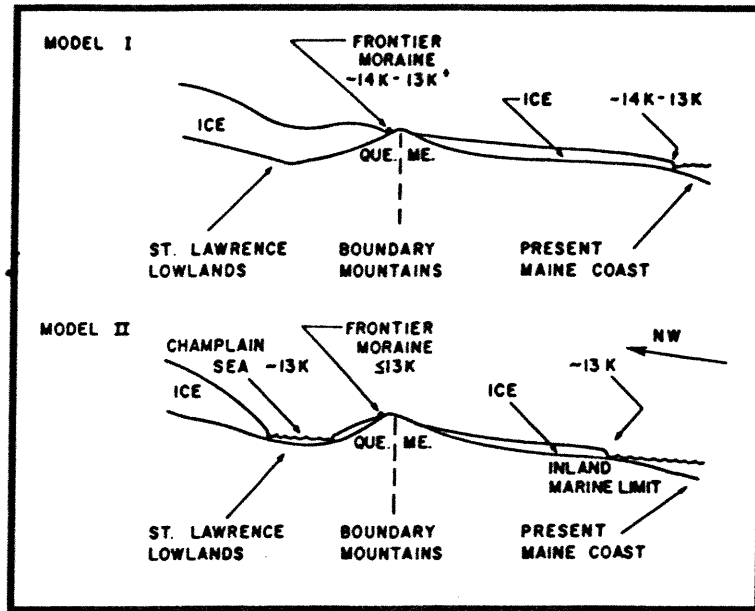


Figure 1.6: Individualisation de calottes glaciaires résiduelles lors de l'émergence des montagnes Frontalières, d'après Borns (1985: 137).

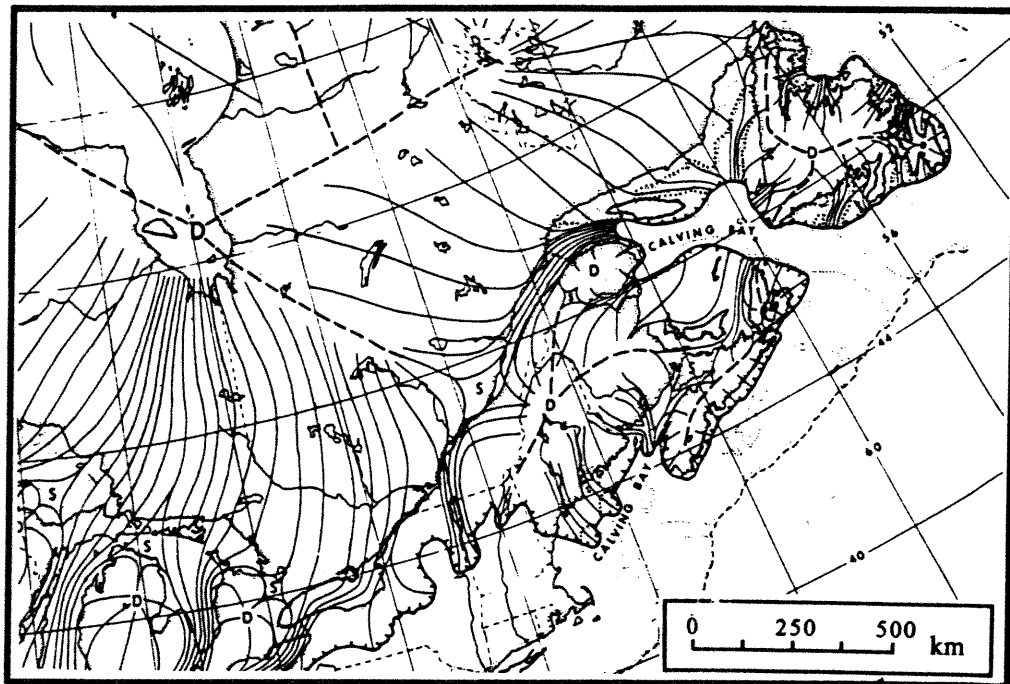


Figure 1.7: Localisation de dômes glaciaires centrés dans les Appalaches vers 14 ka, lors de la désintégration présumée de l'Inlandsis laurentidien, d'après Hughes *et al.* (1985: 147).

99-102) ou de l'estuaire du Saint-Laurent (Chauvin *et al.* 1985: Figures 12 et 13; David et Lebus 1985: 101-106).

La dynamique de la glace résiduelle abandonnée dans les Appalaches aurait évolué durant la déglaciation. Dans un premier temps, les masses glaciaires résiduelles auraient continué de s'écouler, en dépit que leur alimentation ait été coupée de l'Inlandsis laurentidien, surtout grâce à l'appel au vide résultant du vêlage intense de la bordure glaciaire au contact des eaux proglaciaires (LaSalle 1985: 18) et aussi à la pente du relief (Lortie 1976: 183-184; Lortie et Martineau 1987). À la fin, la glace résiduelle serait devenue inerte et aurait fondu sur place (Hughes *et al.* 1985: 148). Sa dislocation aurait pu être accélérée par l'émergence du relief sousglaciaire, comme les monts Notre-Dame (Chauvin *et al.* 1985: Figures 12 et 13; David et Lebus 1985: 101-106). Cette évolution de la dynamique glaciaire aurait pu également être différente, dépendant de la situation géographique de la glace résiduelle. Ainsi, dans le Sud du Québec, la glace résiduelle aurait même connu une phase de récurrence lors de sa fonte, malgré sa séparation d'avec l'Inlandsis laurentidien (Gauthier 1975: 135-136; Blais 1989). Par contre, dans le Nord de la Nouvelle-Angleterre, elle aurait surtout fondu sur place, se retranchant dans le fond des vallées et sur l'adret des hauts reliefs (Borns et Calkin 1970: 1; Gerath 1978: 117-121; Mayewski *et al.* 1981: 75).

D'après des études favorables à ce modèle de retrait, quatre calottes résiduelles auraient pu avoir affecté la déglaciation des Appalaches du Sud du Québec, à la fin du Wisconsinien (Figure 1.8: 23). La première est désignée sous le nom de «*Bois-Francs Residual Ice Cap*» par Parent et Occhietti (1988: 217) et de «*Calotte résiduelle des Bois-Francs*» par Dubois et Parent (1989: 41), bien que sa zone de dispersion se localise plus à l'est, dans la région de l'Amiante, à la source des bassins des rivières Nicolet, Saint-François et Bécancour (Figure 1.9: 24). Une autre calotte résiduelle aurait, d'après Connally (1971: 1765) et Gadd (1983: 408-408; 1984a; 1984b) persisté sur le Plateau appalachien, à l'est des montagnes Vertes et des monts Sutton. La persistance d'une calotte résiduelle près des montagnes Frontalières fut aussi préconisée par Borns et Hagar (1965), Borns et Calkin (1970 et 1977), Borns (1973 et 1985), Borns et Hughes (1977), Gerath (1978) et Caldwell *et al.* (1981 et 1985). Le territoire potentiellement affecté par cette calotte couvrirait le Nord-Est du Vermont, le Nord du New Hampshire, l'Ouest du Maine ainsi qu'une partie du Sud du Québec. Une quatrième calotte résiduelle aurait pu avoir persisté au sud-est des monts Notre-Dame, à la source du fleuve Saint-Jean, dans le Nord du Maine et du Nouveau-Brunswick, près de la frontière avec le Québec. D'autres études, notamment celles de Bryson *et al.* (1969), Butzer (1974: 361; 1976: 372), Dyke et Prest (1987b et 1987c) et Blais (1989), ont même proposé qu'une seule vaste calotte résiduelle ait recouvert les Appalaches (Figure 1.10: 25). D'après

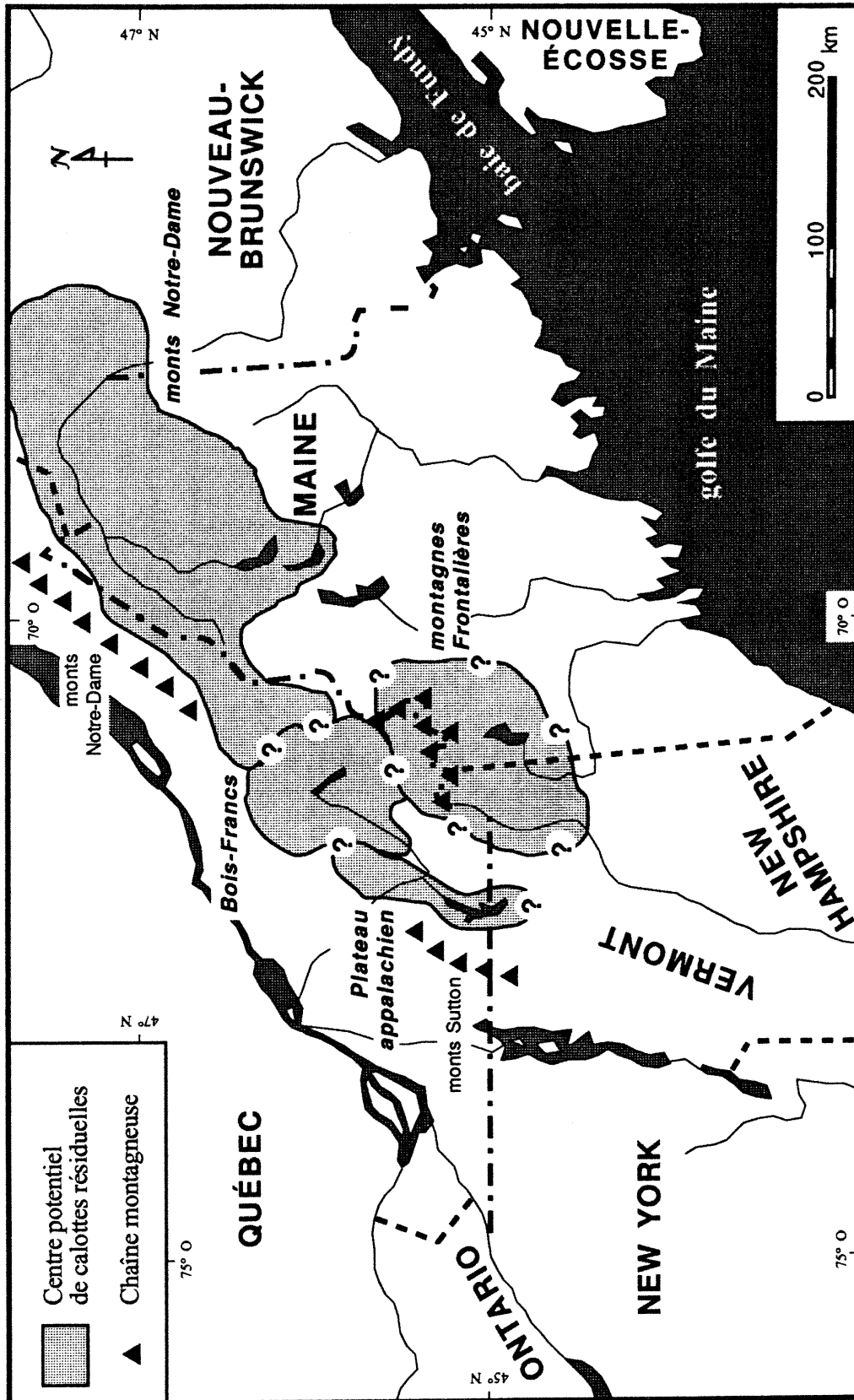


Figure 1.8: Centres potentiels de calottes résiduelles tardivisconziennes dans les Appalaches du Sud du Québec et du Nord de la Nouvelle-Angleterre, d'après une compilation de la littérature.

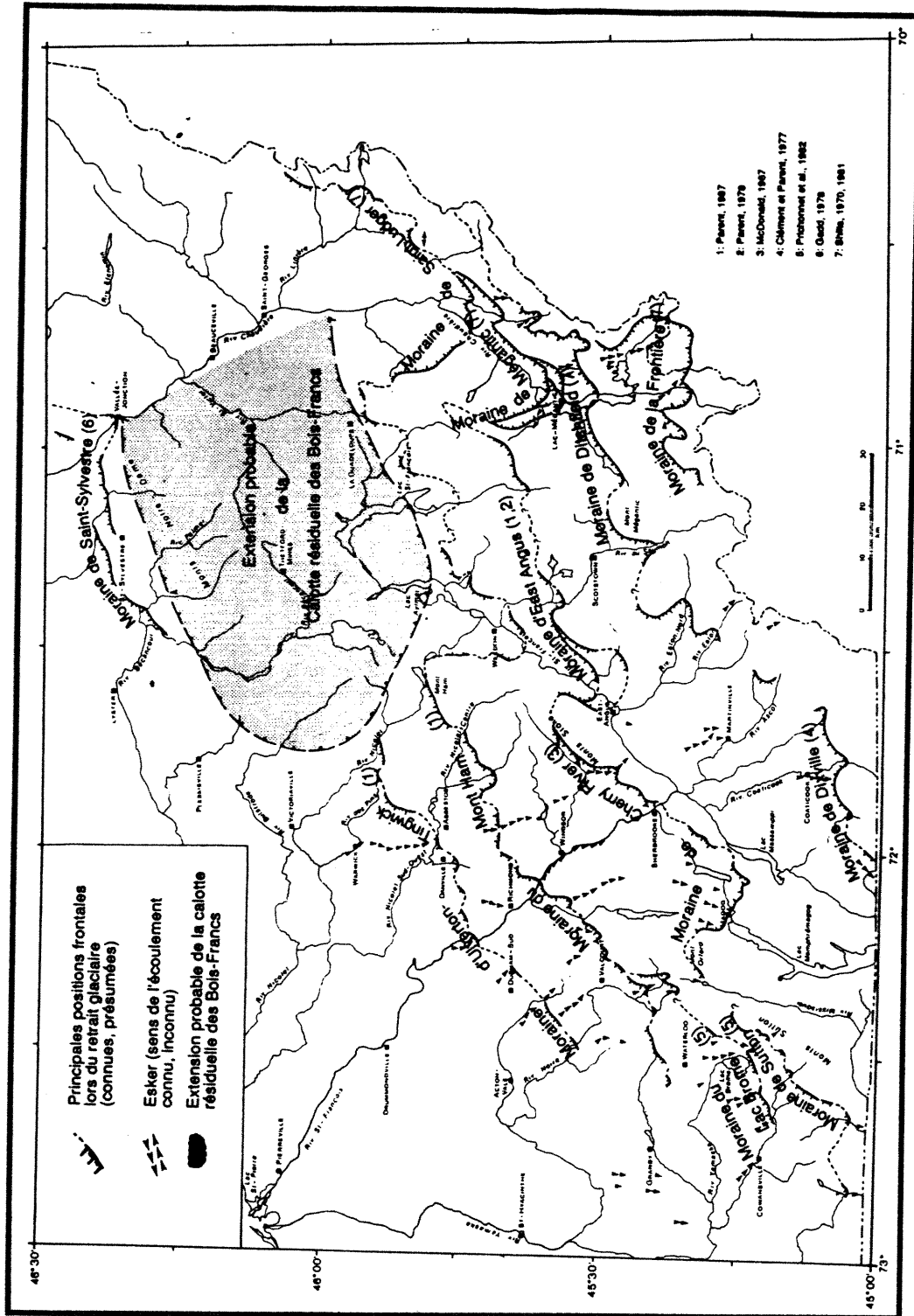


Figure 1.9: Principales positions bordières associées au retrait de l'Inlandis laurentidien et étendue probable de la Calotte glaciaire résiduelle des Bois-Francs, d'après Dubois et Parent (1989: 39).

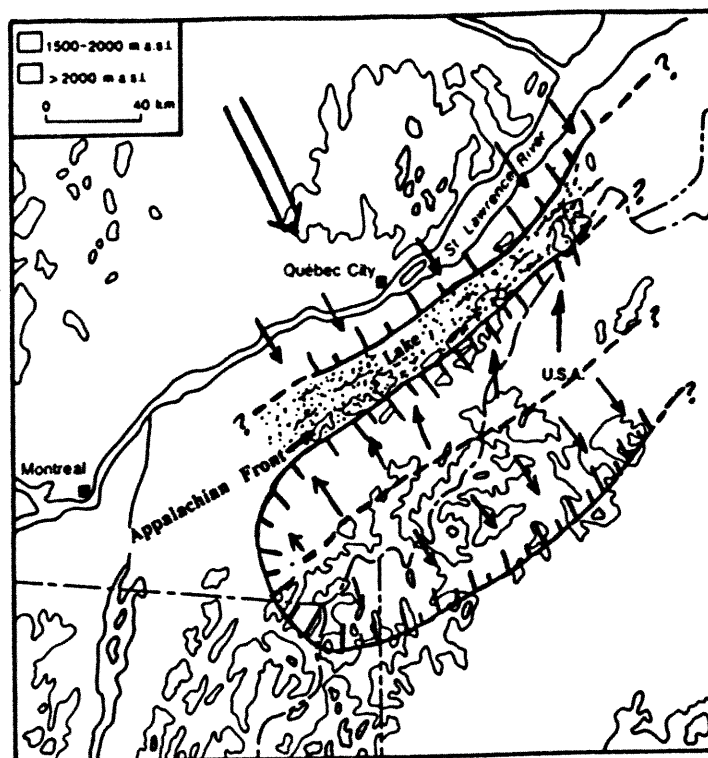


Figure 1.10: Individualisation d'une calotte résiduelle dans les Appalaches, d'après Blais (1989: 100).

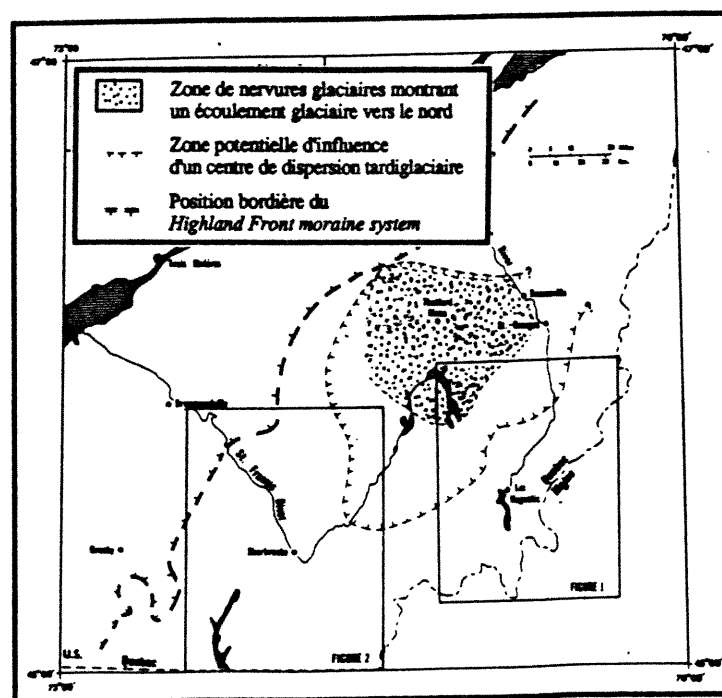


Figure 1.11: Aire d'influence d'une éventuelle calotte glaciaire résiduelle centrée dans la région de l'Amiante, d'après Gadd *et al.* (1972c: 10).

Dyke et Prest (1987b; 1987c: feuillet 1), cette supercalotte aurait recouvert la partie orientale du bassin de la rivière Saint-François, vers 12 ka. La localisation de ces différentes calottes résiduelles est fondée essentiellement sur: (1) des indices d'une inversion de l'écoulement glaciaire, lors de la déglaciation, (2) des indices d'une stagnation glaciaire dans les régions potentiellement affectées par la glace résiduelle et (3) des dates ^{14}C suggérant qu'une glace résiduelle occupait encore les Appalaches, au moment de la transgression champlainienne de la vallée du Saint-Laurent.

L'idée du modèle de retrait de calottes résiduelles repose d'abord sur la découverte d'indices d'un renversement de l'écoulement glaciaire, au cours de la déglaciation (Lamarche 1974; Lortie 1975, 1976; LaSalle *et al.* 1977; Mayewski *et al.* 1981, Lortie et Martineau 1987; Blais 1989; Shilts 1993). En effet, c'est après que Lamarche (1971) ait relevé des nervures glaciaires dont l'orientation diverge fortement d'un écoulement sud-est associé à l'Inlandsis laurentidien, dans la région de Thetford Mines (Figure 1.11: 25), que Gadd *et al.* (1972c: 7-11), Lamarche (1974: 468-469), Gauthier (1975) et Lortie (1975 et 1976) y proposèrent l'existence d'une masse glaciaire résiduelle. Cette inversion de l'écoulement glaciaire aurait débuté lors de l'individualisation des dômes glaciaires (Figure 1.7: 21), alors qu'une ligne de partage de l'écoulement glaciaire, le «*Quebec Ice Divide*» de Shilts (1976; 1981: 43) ou l'«*Appalachian ice divide*» de Rappol (1989: 204), s'est développée dans les Appalaches (Figure 1.12: 27). Au sud de cette ligne de partage de l'écoulement glaciaire, la glace aurait continué de s'écouler vers le sud-est, quoi que des indices d'écoulement tardiglaciaire vers le sud et le sud-ouest soient relevés dans le Haut Saint-François (Clément et Parent 1977; Parent 1978: 140; 1987). Par contre, au nord de cette démarcation, la glace se serait écoulé en sens opposé. Par la suite, cette inversion aurait été accentuée par l'appel au vide issu du vêlage de la glace, ce qui aurait canalisé son écoulement dans le sens de la pente régionale (Lortie 1976: 183-184; Lortie et Martineau 1987). Ces événements seraient responsables de la mise en place d'indices d'écoulement glaciaire orientés vers le nord et vers l'ouest, non seulement dans les régions des Bois-Francs et de l'Amiante, mais aussi de la Beauce (Blais 1989), du Bas Saint-Laurent (LaSalle *et al.* 1977; Martineau 1977, 1979 et 1980; Locat 1978; Chauvin *et al.* 1985: 113-114; Lortie et Martineau 1987) et du Nord du Maine (Genes *et al.* 1981a et 1981b; Hyland 1981; Lowell 1981 et 1985; Newman *et al.* 1985: 63).

Les terrains potentiellement affectés par le retrait de calottes résiduelles sont aussi délimités grâce à l'identification d'un important modelé de décrépitude glaciaire à la surface. Ainsi, suivant la littérature, la fonte des calottes résiduelles aurait été marquée par de la stagnation (Chauvin 1979a: 18; Hughes *et al.* 1985: 148; Turcotte *et al.* 1989b: 140-141), allant jusqu'à l'abandon de culots de glace morte dans les vallées (LaSalle 1984: 160; 1985: 18).

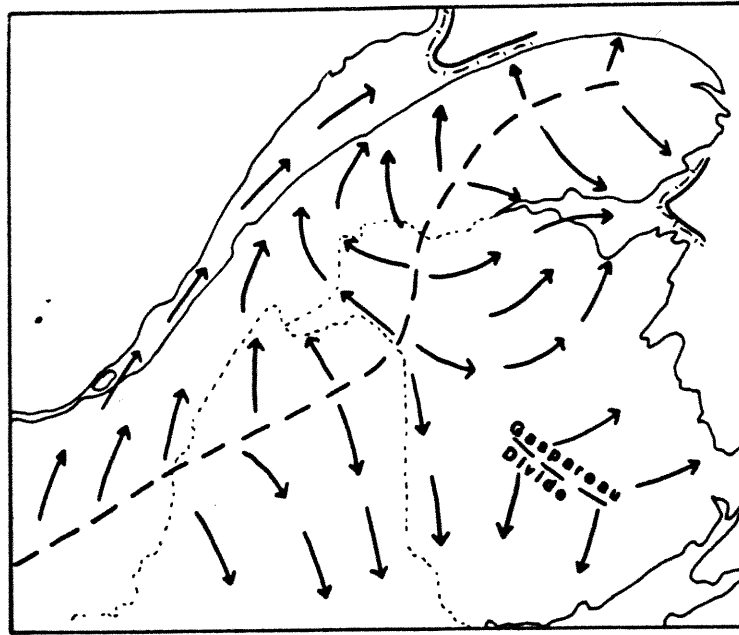


Figure 1.12: Localisation de lignes de partage de l'écoulement glaciaire dans les Appalaches, à la fin du Wisconsinien, d'après Rappol (1989: 204).

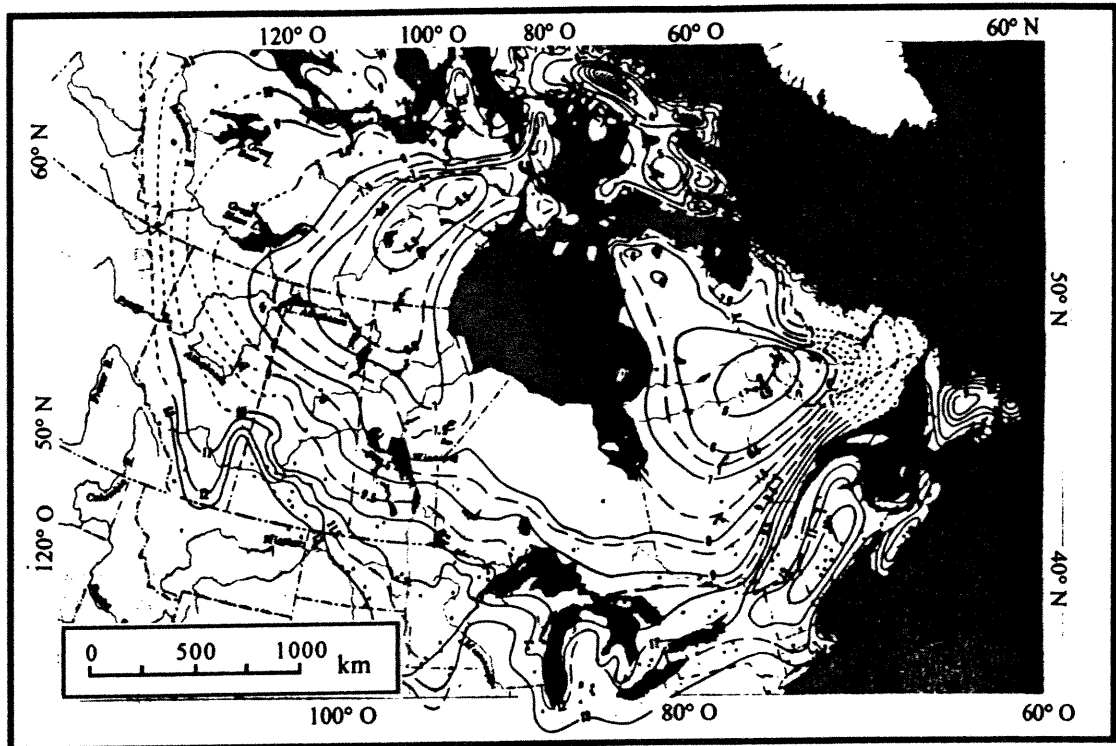


Figure 1.13: Calotte glaciaire résiduelle isolée au sud-est des montagnes Frontalières, d'après Bryson *et al.* (1969: Figure 2).

Cette stagnation glaciaire serait montrée par: (1) le recouvrement de la surface du relief par un till de fonte sableux et lâche, interprété comme un till d'ablation (Drake 1968: 3-4; 1971; Shilts 1969: 79; Chauvin 1979a: 17-18; Mayewski *et al.* 1981: 76; Turcotte *et al.* 1989b: 140-141), (2) le manque de moraine de retrait bien individualisée dans les régions affectées (Borns et Calkin 1977: 1783; Hughes *et al.* 1985: 148; Parent 1987: 223; Turcotte *et al.* 1989b: 142), (3) la répartition et l'orientation des eskers (Hughes *et al.* 1985), (4) le recouvrement du fond des vallées par un modelé fluvioglaciaire, essentiellement des plaines d'épandage (Shilts 1969: 79; Mayewski *et al.* 1981: 75-76) et (5) l'abondance des terrasses juxtaglaciaires relevées sur les flancs de plusieurs vallées (Borns et Calkin 1977). La fonte de glace résiduelle dans une bonne partie de la région permettrait aussi d'expliquer la rareté des sédiments glaciolacustres relevés dans les vallées (Gadd 1983: 407; 1984a: 399) de même que la rareté des formes glaciolacustres sur les versants (Parent 1987: 222, 227-228), dont plusieurs des formes déjà identifiées pourraient plutôt être des terrasses juxtaglaciaires mises en place au contact de la glace morte (Gadd 1983: 403).

Des résultats obtenus par la datation radiocarbone furent aussi utilisés afin d'appuyer l'idée que de la glace résiduelle ait persisté dans les Appalaches, lors de la déglaciation. Ainsi, sur la base de dates ^{14}C obtenues sur des coquilles prélevées dans des sédiments glaciomarins du Sud du Maine, certaines études, dont celles de Borns et Hughes (1977) et Smith (1985: 39-41), ont suggéré que de la glace vêtait encore au contact des eaux de la Mer de De Geer vers 12,6 ka, soit à peu près au même moment que le début de la submersion des Basses-terres du Saint-Laurent par la Mer de Champlain, entre 12 et 12,8 ka. D'autres études, dont celles de Bryson *et al.* (1969), de Newman *et al.* (1985: 63-66) et de Stea et Mott (1998), ont conclu à la persistance de glace résiduelle dans les Appalaches après la submersion champlainienne, à partir de dates ^{14}C provenant de sédiments organiques enfouis ou non sous des matériaux considérés comme du till. D'ailleurs, en réinterprétant les dates ^{14}C en fonction des diagrammes polliniques établis par Mott (1977), Gadd (1983: 403) conclut que «[...] *the minimum date for deglaciation of southeastern Quebec could be between 11 000 and 12 000 BP* [...]», soit un âge postérieur à la transgression champlainienne des Basses-terres du Saint-Laurent qui aurait débuté vers 12 ka. Enfin, la répartition des dates ^{14}C déjà obtenues a même permis à Bryson *et al.* (1969) d'établir les principales étapes du retrait de la glace résiduelle (Figure 1.13: 27) qui aurait complètement disparue aux environs de 10,5 ka (Newman *et al.* 1985: 68) ou même à une date plus récente que 10 ka (Figure 1.13: 27).

Bien que le modèle de retrait d'une ou de plusieurs calottes résiduelles abandonnées sur les terrains appalachiens soit largement accepté (Rappol 1989: 192), il ne permet pas encore de fournir d'expliquer plusieurs indices relevés par des études régionales. Par exemple, l'un

des principaux arguments à l'origine du modèle de retrait de calottes résiduelles se rapporte à des indices suggérant une inversion de l'écoulement glaciaire dans les Appalaches du Sud du Québec, au Wisconsinien tardif. Or, d'après de nombreuses études, notamment celles de McDonald (1967a et 1968a), Shilts (1969, 1973a et 1973b), Gadd *et al.* (1972b et 1972c), Clément et Parent (1977), Gadd (1978), Parent (1978 et 1987) et Maurice (1988 et 1990), l'écoulement glaciaire tardif aurait continué de s'effectuer surtout vers le sud-est, lors de la déglaciation (section 1.2). D'ailleurs, ce dernier écoulement glaciaire fut bien souvent établi aux mêmes endroits où d'autres études proposèrent des écoulements tardiglaciaires vers le nord et le nord-ouest, à partir des montagnes Frontalières (Gauthier 1975) ou vers l'ouest, dans le bassin de la rivière Nicolet (Lamarche 1974; Lortie 1976; Lortie et Martineau 1987).

La reconnaissance du renversement de l'écoulement glaciaire, lors de la déglaciation finale, fait aussi face au problème de la coexistence d'indices associés au seul retrait de la bordure de l'Inlandsis laurentidien. Par exemple, à Lysander, au nord-ouest de Thetford Mines, le substratum rocheux à la surface de laquelle sont inscrites des nervures glaciaires bien nettes, orientées vers le nord, est directement recouvert par une moraine de retrait abandonnée par l'Inlandsis laurentidien, au cours de son recul vers le nord-ouest (Gadd 1978; Turcotte *et al.* 1989a: 73). D'autres segments appartenant à la «Moraine des Hautes Terres» ou «*Highland Front Moraine*» (McDonald 1967a et 1968a; Gadd *et al.* 1972c; Gadd 1976 et 1978; Prichonnet *et al.* 1980 et 1982) qui seraient aussi mis en place par l'Inlandsis laurentidien furent relevés dans la même zone potentiellement affectée par une calotte résiduelle. Plus au sud, Parent (1978: 137; 1987: 151) releva plusieurs moraines associées à un retrait vers le nord-ouest dans la même zone où des nervures glaciaires, indiquant un écoulement dans la même direction, furent mesurées par Lamarche (1974), Lortie (1976) et Lortie et Martineau (1987: 22 et 24).

Le sens du dernier retrait glaciaire relevé dans les Appalaches du Sud du Québec aurait aussi été différent, selon le centre de dispersion envisagé. En effet, d'après les travaux favorables à ce modèle, la bordure glaciaire aurait reculé, soit vers le sud ou le sud-est, en direction des montagnes Frontalières (Gauthier 1975; Borns 1985; Blais 1989), soit vers le nord-est, en remontant la vallée de la rivière Saint-François jusque dans la région de l'Amiante (Clément et Parent 1977; Parent 1987) ou même jusque dans le Nord du Maine (Hughes *et al.* 1985), soit vers le nord-ouest et l'ouest, en direction des monts Sutton (Gadd 1983). Cependant, les études de McDonald (1967a, 1968a et 1969), de Dubois (1970 et 1974a), de Gadd *et al.* (1972b et 1972c), de Boissonnault *et al.* (1981), d'A. Larocque *et al.* (1982 et 1983), de Boissonnault et Gwyn (1983) ainsi que de Dubois et Morissette (1994) ont plutôt conclu à un retrait orienté uniquement vers le nord-ouest. Par ailleurs, même si McDonald (1967a:

119-122), Shilts (1969: 79) et Borns (1985: 137) admettent qu'une grande masse résiduelle ait pu avoir été isolée au sud des montagnes Frontalières, ils ne pensent pas qu'elle aurait empiété sur le Sud du Québec. De plus, dans son étude sur le bassin supérieur de la rivière Chaudière, Shilts (1969: 66; 1981: 42) n'a relevé aucun indice qui supporte le recul d'un tel glacier vers les montagnes Frontalières.

Un autre des points litigieux du modèle de retrait de calottes résiduelles concerne l'absence éventuelle de paléolacs proglaciaires dans le fond des vallées. En effet, la plupart des études favorables à ce modèle de retrait suggèrent la persistance d'une glace stagnante dans le fond des vallées, y empêchant aussi la concentration des eaux de fonte. Toutefois, Gadd (1976: 46) et Chauvin (1979a et 1979b) ont relevé des sédiments glaciolacustres fins dans le fond de vallées potentiellement occupées par la Calotte résiduelle des Bois-Francs. De même, des dépôts glaciolacustres, dont des varves, furent aussi relevés par Boissonnault (1983), dans le sous-bassin du lac Memphrémagog, là où aurait perduré la Calotte résiduelle du Plateau appalachien. À ce dernier endroit, Boissonnault *et al.* (1981), Boissonnault (1983) ainsi que Boissonnault et Gwyn (1983) ont reconstitué 8 niveaux glaciolacustres principaux, ce qui n'aurait pas été possible si de la glace morte y avait perduré. De plus, la reconstitution d'au moins 9 niveaux glaciolacustres dans la vallée de la rivière Coaticook par Morissette (1988), Morissette et Dubois (1991) ainsi que Dubois et Morissette (1994) n'appuie pas l'idée que de la glace ait pu stagner dans le fond de cette vallée. Par ailleurs, Blais (1989) a proposé l'existence d'un lac proglaciaire étroit, inséré directement entre l'Inlandsis laurentidien et la calotte résiduelle (Figure 1.10: 25). Cependant, cette hypothèse ne permet pas d'expliquer l'endiguement des lacs proglaciaires reconstitués par Shilts (1969 et 1981), A. Larocque *et al.* (1983), Boissonnault et Gwyn (1983) ainsi que Dubois et Morissette (1994), tout juste au nord de la frontière Québec - Nouvelle-Angleterre.

La persistance de certaines calottes résiduelles déjà proposées ne serait pas compatible avec les indices du sens du drainage des eaux de fonte, relevés notamment par McDonald (1967a et 1968a), Shilts (1969 et 1981), Boissonnault *et al.* (1981), Boissonnault et Gwyn (1983), Morissette (1988), Morissette et Dubois (1991) et Dubois et Morissette (1994). En effet, ces études suggèrent que des lacs proglaciaires barrés dans des vallées des Appalaches du Sud du Québec ont été drainés vers le sud et le sud-est, par des cols situés sur la frontière entre le Québec et la Nouvelle-Angleterre. Un tel drainage aurait pu difficilement se faire si une grande masse glaciaire résiduelle avait stagné dans le Nord-Est du Vermont, le Nord du New Hampshire ou le Nord-Ouest du Maine. De même, d'après Gadd (1964) et Gadd *et al.* (1972b et 1972c), les paléolacs proglaciaires barrés dans les bassins des rivières Chaudière et Etchemin ont été drainés par des cols communiquant avec le bassin du fleuve Saint-Jean,

ce qui n'aurait pas été possible si une calotte résiduelle avait occupé la région sise au sud-est des monts Notre-Dame.

Enfin, plusieurs interprétations tirées de dates ^{14}C et favorables à l'idée de la persistance de calottes résiduelles dans les Appalaches à la fin du Wisconsinien demeurent contestables. En effet, l'argumentation bien souvent utilisée dans les études proposant le retrait de masses glaciaires résiduelles est que de la glace vêtait encore dans le golfe du Maine, au contact de la Mer de De Geer, au moment où les Basses-terres du Saint-Laurent étaient submergées par la Mer de Champlain. Or, la date du retrait final de la glace le long de la côte Atlantique et celle de la submersion champlainienne de la vallée du Saint-Laurent varient passablement, d'une étude à l'autre. Ainsi, dans le cas de la déglaciation du Sud du Maine, Dorion (1993) a obtenu des dates ^{14}C sur des coquilles marines indiquant un retrait glaciaire débutant aux alentours de 14,8 ka, soit environ deux milliers d'années plus tôt que la date supposée par Smith (1985: 41). Dans le cas de transgression marine champlainienne des Basses-terres du Saint-Laurent, la date établie à environ 12,7 ka par H. S. Richard (1978), est fort contestée (Occhietti 1989: 399), alors qu'elle devrait être voisine de 12 ka, selon Parent et Occhietti (1988: 237), ce qui laisserait un large laps de temps pour la déglaciation des Appalaches.

1.4. Discussions sur les problèmes de reconstitution de la déglaciation

Malgré les recherches effectuées jusqu'à ce jour, le déroulement de la dernière déglaciation dans les Appalaches du Sud du Québec demeure un sujet de controverse. En effet, la revue des travaux antérieurs montre qu'au moins trois principaux modèles de déglaciation furent appliqués à la région à partir de la deuxième moitié du XX^e siècle: (1) le recul vers le nord-ouest de la bordure de l'Inlandsis laurentidien, (2) le retrait d'un inlandsis laurentidien et d'un ou de plusieurs appareils glaciaires appalachiens et (3) la fonte d'une ou de plusieurs calottes résiduelles qui se seraient détachées de l'Inlandsis laurentidien. Bien que ce dernier modèle soit actuellement celui qui est le plus accepté, il reste que trop d'observations déjà faites le remettent en question. De plus, les autres modèles de retrait déjà proposés peuvent être tout aussi plausibles pour décrire la déglaciation de cette région. Cependant, il manque encore trop d'informations pour statuer sur le modèle de retrait le plus probable.

Une comparaison entre les trois principaux modèles de retrait permet de dégager plusieurs différences dans les appareils glaciaires préconisés (Tableau 1.3: 32). Ainsi, dans le premier modèle de retrait présenté (section 1.1), la déglaciation des Appalaches du Sud du Québec serait essentiellement marquée par le retrait d'un Inlandsis laurentidien, sans qu'aucun autre

Tableau 1.3: Principales différences entre les modèles de déglaciation déjà appliqués aux Appalaches du Sud du Québec, d'après une compilation de la littérature.

Caractéristiques du modèle de déglaciation	Inlandsis laurentidien	Complexe glaciaire laurentido-appalachien	Inlandsis laurentidien et calottes résiduelles
Types de glacier	Inlandsis, avec ou sans culots de glace abandonnés dans le fond des vallées	Inlandsis et glaciers locaux, allant du glacier de cirque à une calotte	Inlandsis dont la bordure se scinde en une ou plusieurs calottes résiduelles
Source de la glace	Bouclier canadien	Bouclier canadien (inlandsis) et Appalaches (glaciers locaux)	Bouclier canadien
Dynamique de la glace à la bordure	Glace active ou stagnante, selon les auteurs	Glace active (inlandsis); glace active, puis stagnante (glaciers locaux)	Glace active (inlandsis); glace active, puis stagnante (calottes résiduelles)
Sens d'écoulement tardiglaciaire	Sud-est	Multidirectionnel: sud-est (inlandsis), avec des patrons radiaux centrés sur les hauts reliefs (glaciers locaux)	Multidirectionnel: d'abord sud-est (inlandsis), puis nord et ouest, avec des patrons radiaux (glaciers résiduels)
Sens du dernier retrait glaciaire	Nord-ouest	Multidirectionnel: nord-ouest (inlandsis) et vers les hauts reliefs (glaciers locaux).	Multidirectionnel: d'abord nord-ouest (inlandsis), puis vers les centres de dispersion (glaciers résiduels)
Configuration des positions bordières	Plutôt lobée, épousant le contour des vallées	Non définie, par rareté des moraines de retrait	Non définie, par rareté des moraines de retrait
Principal agent de mise en place des formes bordières	Glace active, parfois des eaux de fonte	Glace active	Glace stagnante ou eaux de fonte
Modèle proglaciaire dominant dans la région étudiée	Glaciolacustre	Non défini	Fluvioglaciaire

appareil glaciaire important n'ait joué un rôle significatif (McDonald 1967a, 1968a et 1969; Shilts 1969; McDonald et Shilts 1971). Dans le deuxième modèle de retrait (section 1.2), la fonte de l'Inlandsis laurentidien serait accompagnée par celle de plusieurs masses glaciaires locales, dont certaines seraient issues des divers cirques glaciaires incisés sur le flanc des plus hautes montagnes (Flint 1951; Borns 1963; Thornes 1964 et 1965; Prest 1970, 1975, 1983b et 1984a). Enfin, dans le dernier modèle de retrait (section 1.3), une ou des calottes résiduelles détachées de l'Inlandsis laurentidien auraient fondu sur place (Mayewski *et al.* 1981; Gadd *et al.* 1972c; Lamarche 1974; Gauthier 1975; Lortie 1976; Lortie et Martineau 1987).

Des interprétations opposées subsistent aussi en ce qui a trait à la dynamique de la glace qui a fondu dans les Appalaches du Sud du Québec, à la fin du Wisconsinien (Tableau 1.3: 32). En effet, d'après McDonald (1967a, 1968a et 1969), Shilts (1969) et Gadd *et al.* (1972c), la glace aurait continué d'être active lors de la déglaciation, ce qui aurait permis l'édification de moraines de retrait dont certaines seraient issues de brèves récurrences de la bordure. Par contre, Sangree (1953), Cooke (1957), Thornes (1964 et 1965), Ritchot (1968), Dubois (1970 et 1974a) et Fortin (1974) préconisent plutôt la fonte sur place de la glace, ce qui se serait traduit par l'absence de moraines de retrait et par le recouvrement d'une grande partie de la région par une «moraine d'ablation». Enfin, pour Lamarche (1971 et 1974), Gauthier (1975), Lortie (1976), Lortie et Martineau (1987) et Turcotte *et al.* (1989b), la glace aurait juste été assez active pour marquer la surface du substrat rocheux ou pour transporter des erratiques sur une distance plutôt faible, mais elle serait devenue assez vite stagnante, d'où le modelé glaciaire de décrépitude relevé à la surface.

Ces divergences quant au type d'appareil glaciaire ayant existé lors de la déglaciation des Appalaches du Sud du Québec de même qu'à la dynamique de la glace au moment de sa fonte s'expliquent essentiellement par des interprétations parfois fort différentes des indices relevés sur le terrain et donc des événements responsables de leur mise en place, même lorsque les études sont effectuées dans une même région. Ces événements sont: (1) le sens des derniers mouvements glaciaires, (2) les principales positions occupées par la bordure de la glace lors de son retrait et (3) le modelé proglaciaire qui aurait dominé sur les terrains venant à peine d'être déglacés (Tableau 1.3: 32).

Concernant le sens des derniers mouvements glaciaires, à plusieurs endroits où des auteurs, comme McDonald (1967a, 1968a et 1969), Shilts (1969, 1973a, 1973b et 1981), Gadd *et al.* (1972c) et Maurice (1985 et 1988), concluent à un mouvement essentiellement vers le sud-est et le sud, d'autres auteurs y relèvent plutôt des écoulements vers le nord (Thornes

1964 et 1965; Gauthier 1975), vers le sud-ouest (Clément et Parent 1977; Parent 1978) ou vers l'ouest (Lamarche 1974; Lortie 1976; Lortie et Martineau 1987). Ces divergences sont d'autant plus difficiles à expliquer que les interprétations sont élaborées à partir des mêmes critères, tels que l'orientation des marques de façonnement glaciaire (striures et nervures), la répartition d'erratiques et l'orientation des trames de till.

L'identification des formes et des sédiments composant le modelé juxtaglaciaire ainsi que l'interprétation de leur mode de mise en place font également partie des divergences entre les trois principaux modèles de retrait. En effet, pour McDonald (1967a, 1968a et 1969), Shilts (1969 et 1981), Gadd *et al.* (1972b et 1972c), Clément et Parent (1977), Parent (1978 et 1987), Clément (1982), Parent et Occhietti (1988) de même que Dubois et Parent (1989), la déglaciation serait marquée par la mise en place de moraines, dont certaines résulteraient de brèves récurrences de la bordure glaciaire, permettant ainsi de suggérer le recul d'une glace restée active. Par contre, Sangree (1953), Cooke (1957), Thornes (1964); Dubois (1970 et 1974a) et Turcotte *et al.* (1989b) n'ont relevé que peu ou pas de moraines de retrait, ce qui constituerait un argument soutenant l'idée d'une glace se dissipant surtout par stagnation.

Le type de modelé proglaciaire abandonné dans les Appalaches du Sud du Québec fait aussi partie des points qui opposent les différents modèles de retrait. Par exemple, Boissonnault *et al.* (1981), Boissonnault et Gwyn (1983), A. Larocque *et al.* (1983), G. Larocque *et al.* (1983) et Dubois et Morissette (1994) ont reconstitué des paléolacs de barrage glaciaire dans plusieurs vallées de la région. L'existence de ces lacs constitue d'ailleurs un des arguments majeurs appuyant l'idée du retrait d'un inlandsis laurentidien bloquant le drainage normal des cours d'eau allant se jeter dans le fleuve Saint-Laurent. Par contre, Gadd (1983, 1984a et 1984b) et Parent (1987) considèrent que des masses de glace morte aurait occupé le fond de certaines vallées, empêchant leur submersion par une étendue d'eau douce proglaciaire. Cette hypothèse se base essentiellement sur l'absence, sinon la rareté des sédiments et des formes glaciolacustres dans les bassins où la persistance de masses glaciaires résiduelles est envisagée. De plus, les formes littorales perchées déjà identifiées par les partisans des lacs proglaciaires sont réinterprétées par Gadd (1983, 1984a et 1984b) comme pouvant être des terrasses juxtaglaciaires, alors que le fond de plusieurs vallées, notamment celui de la rivière Coaticook, serait occupé par une plaine d'épandage fluvioglaciaire.

En se basant sur la description des modèles de retrait et sur les arguments utilisés, il n'est pas encore possible de statuer définitivement sur le mode de déglaciation des Appalaches du Sud du Québec, ni de privilégier l'un des trois principaux modèles présentés ci-dessus, à moins d'avoir déjà une idée préconçue. En effet, tous ces modèles peuvent théoriquement

être plausibles, à la lumière des arguments présentés. Dans une telle situation, les indices de terrain devraient, en principe, pouvoir nous aider à faire ressortir le modèle de retrait le plus probable, mais les observations déjà faites s'opposent beaucoup trop. De telles divergences pourraient refléter une grande complexité dans les événements glaciaires ayant affecté les Appalaches du Sud du Québec, au cours de la déglaciation. Toutefois, les vives oppositions existantes dans les interprétations faites à partir d'un même indice, comme l'orientation des marques de façonnement glaciaire, demandent qu'elles soient expliquées.

Face aux problèmes laissés en suspens par les études antérieures, il est donc nécessaire d'avancer plus à fond dans l'étude de la déglaciation des Appalaches du Sud du Québec. Cette étude doit être basée sur des critères multiples et sûrs, dont la mise en place lors de la déglaciation finale ne doit pas faire de doute. Étant donné que plusieurs autres études ont été effectuées dans cette région, il faut, dans un premier temps, vérifier les observations déjà faites, en les complétant ou en les corrigeant s'il y a lieu. Cette révision doit notamment porter sur les indices utilisés pour déterminer le sens du dernier écoulement glaciaire, soit l'orientation des marques de façonnement glaciaire (striures et nervures) et la répartition des erratiques. Par ailleurs, à cause des interprétations parfois fort divergentes relevées dans les travaux précédents, cette nouvelle étude doit également tenir compte d'autres indices dont la mise en place se serait faite lors de la déglaciation, comme les modelés juxtaglaciaires et proglaciaires associés à la déglaciation, mais dont l'étude a bien souvent été ignorée. Ainsi, en combinant plusieurs indices différents, il peut être possible de comparer les résultats ainsi obtenus, afin de mieux préciser le sens des interprétations à donner puis, ensuite, de les intégrer dans un modèle de retrait cohérent. Tel est le propos de cette thèse.

Pour statuer sur le modèle de retrait le plus plausible, l'étude à entreprendre doit également se faire sur un territoire localisé à un endroit stratégique par rapport aux éventuels centres de dispersion glaciaire, qu'ils soient locaux ou bien résiduels, déjà identifiés dans les travaux antérieurs. Ainsi, la région située tout juste au nord de la Nouvelle-Angleterre possède cette caractéristique, parce que son étude pourrait permettre de déceler tout éventuel mouvement glaciaire tardif provenant de cette dernière région. D'ailleurs, pour Mayewski *et al.* (1981: 78), «[t]he late Wisconsin glacial history of southern Quebec holds the key to interpreting glacial events in northern New England...». Enfin, la superficie de la région à étudier doit également être assez étendue pour que la méthodologie élaborée puisse être appliquée aux régions voisines. Tous ces critères ont conduit au choix de la partie sud du bassin supérieur de la rivière Saint-François, dont la description va maintenant être faite (chapitre 2).

2. DESCRIPTION DE LA RÉGION ÉTUDIÉE

La région faisant l'objet de cette thèse correspond à la partie sud du bassin supérieur de la rivière Saint-François (Figure 2.1: 37). Cette région englobe une grande partie de la tête du bassin hydrographique de la rivière Saint-François, un affluent du fleuve Saint-Laurent, de même qu'une partie du sous-bassin de la rivière Hall, un affluent du fleuve Connecticut. Ses limites sont comprises entre les longitudes 71° 00' et 72° 05' Ouest et les latitudes 45° 00' et 45° 45' Nord. Selon le Système national de référence cartographique (S.N.R.C.), la région étudiée s'étend sur les cartes topographiques 21E/03 (Malvina), 21E/04 (Coaticook), 21E/05 (Sherbrooke), 21E/06 (La Patrie), 21E/11 (Scotstown), 21E/12 (Dudswell) et 31H/01 (Lac Memphrémagog). D'ailleurs, le nom des feuillets sert pour désigner les sites consignés dans cette thèse, notamment à l'appendice 2.

Le Sud du Haut Saint-François couvre une superficie légèrement supérieure à 5 000 km². Globalement, sa forme est celle d'un rectangle allongé dans l'axe N.-E. - S.-E. Sa limite méridionale coïncide avec la frontière séparant le Canada des États-Unis (U.S.A.), à la hauteur des états du Maine, du New Hampshire et du Vermont (Figure 2.1: 37), ce qui correspond sensiblement à la ligne de partage des eaux séparant le réseau hydrographique du fleuve Saint-Laurent et les bassins drainés par les fleuves Connecticut et Androscoggin. Au nord et à l'est, le périmètre étudié se termine à la cuvette du lac Saint-François et au bassin de la rivière Chaudière. À l'ouest, la limite correspond au paléorivage de la phase de Sherbrooke (niveau de 235-270 m) du Lac proglaciaire Memphrémagog, un important plan d'eau reconstitué notamment par McDonald (1967a et 1968b), Boissonnault *et al.* (1981), Boissonnault et Gwyn (1983), Parent (1987) ainsi que Parent et Occhietti (1988).

De par sa localisation, le Sud du Haut Saint-François occupe une position clé par rapport au dernier retrait glaciaire des Appalaches du Sud du Québec. En effet, cette région est située au contact de la frontière entre le Québec et la Nouvelle-Angleterre. Elle est donc localisée dans la zone d'influence d'un éventuel glacier qui se serait retiré en direction du Nord de la Nouvelle-Angleterre, dans les montagnes Blanches du New Hampshire et les montagnes Frontalières. De plus, selon la littérature, la déglaciation du Sud du Haut Saint-François aurait été marquée par le retrait, soit d'un ou de quelques calottes appalachiennes (section 1.2), soit d'un ou de quelques calottes résiduelles (section 1.3). Enfin, la région d'étude se localiserait, d'après Shilts (1969: 2), à la limite entre la déglaciation à contre-pente du Nord de la Nouvelle-Angleterre, caractérisée par de la décrépitude glaciaire, et la déglaciation dans le sens de la pente du Sud du Québec, associée au recul d'une glace active.

Par ailleurs, la région étudiée est entourée de terrains où des études portant sur le dernier retrait glaciaire ont déjà été effectuées, dont: (1) McDonald (1967a) et Boissonnault (1983) à l'ouest, (2) Parent (1978 et 1987) au nord-ouest, (3) Lortie (1976) et Chauvin (1979a) au nord, (4) Shilts (1969 et 1981) à l'est, (5) Borns et Hagar (1965) et Borns et Calkin (1977) au sud-est et (6) Stewart (1961) ainsi que Stewart et MacClintock (1969) au sud-ouest. Malgré sa position stratégique, le Sud du Haut Saint-François ne fut que relativement peu étudié auparavant. La plupart des travaux déjà faits, dont ceux de Thornes (1964), Dubois (1970), Fortin (1974), Landry (1974), Yergeau (1975) et Morissette (1988), ont porté sur une superficie plutôt limitée. De plus, les compilations faites par Dubois (*in* Clément 1982: 2) et par Gaucher (1984) montrent bien qu'une assez grande partie de la région d'étude n'est pas couverte par des cartes géomorphologiques, ni par des cartes de dépôts meubles.

Côté logistique, la région d'étude possède des avantages indéniables. En effet, le terrain est facilement accessible grâce à son réseau routier bien développé, particulièrement dans les environs de Coaticook et de Cookshire. Plusieurs routes ont été construites ou améliorées au cours de la dernière décennie, ce qui a permis l'observation de sédiments tardiglaciaires dans de nombreuses coupes nouvellement excavées, soit dans les fossés le long des routes, soit dans les gravières ayant fournies des agrégats. Dans les zones boisées, les sentiers qui furent aménagés pour l'exploitation forestière permettent d'accéder à des sites éloignés des voies carrossables. De plus, le climat permet les levés sur le terrain entre la fin-mai et la mi-octobre. Ces nombreux facteurs positifs atténuent une bonne partie des inconvénients liés à une couverture forestière parfois dense, notamment dans la région du mont Mégantic, et aux retouches anthropiques sur le relief, en particulier l'épierrement des champs, l'exploitation des bancs d'emprunt (parfois même jusqu'à l'épuisement presque complet du gisement) et le nivellement des talus d'excavation.

2.1. Principaux traits du relief

Le Sud du Haut Saint-François fait partie de la Plate-forme appalachienne (Blanchard 1947: 187). Ce relief se présente comme un plateau entaillé par de nombreuses vallées et dominé par une série de collines résiduelles orientées selon un axe S.O. - N.E. (Bird 1970; Dubois 1971 et 1974b; Dubois et Provencher 1989). Sa surface s'incline légèrement en direction du nord-ouest, vers les Basses-terres du Saint-Laurent (Blanchard 1947: 187). C'est d'ailleurs dans le même sens que le drainage naturel est orienté. D'après la classification de Dubois et Provencher (1989: 7), la région se subdivise en deux grandes unités physiographiques: le Haut-Plateau appalachien et les montagnes Frontalières (Figure 2.2: 39).

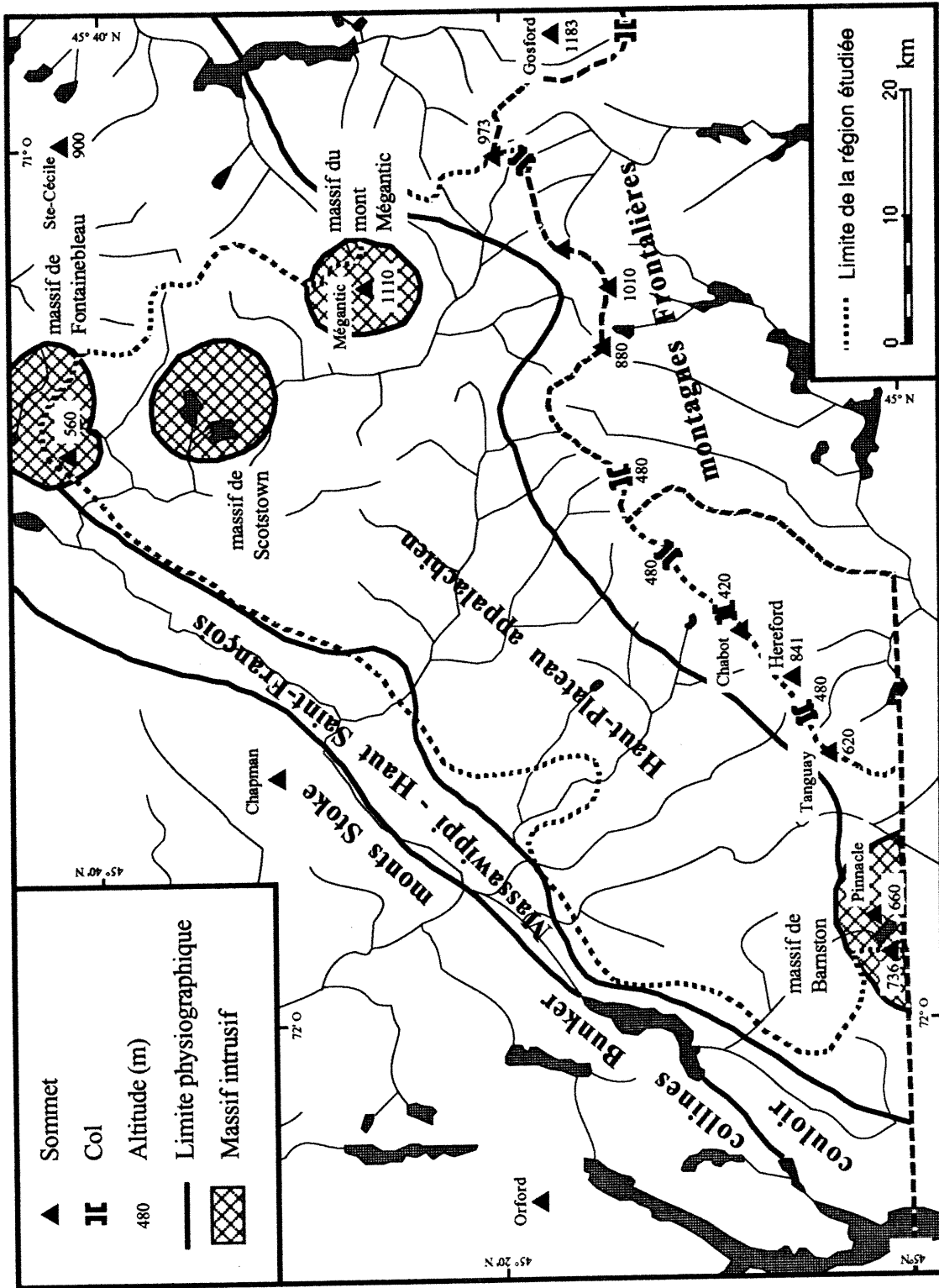


Figure 2.2: Principaux traits du relief du Sud du Haut Saint-François (modifié de Dubois et Provencher 1989).

Le Haut-Plateau appalachien occupe tout le territoire compris entre le fossé occupé par les rivières Massawippi et Saint-François, au nord-ouest, et les montagnes Frontalières, situées au sud-est (Figure 2.2: 39). Shilts (1969: 22) désigne cette unité physiographique du nom de «*Chaudière Hills*», à cause du paysage de basses collines rencontré dans le bassin de la rivière Chaudière. Dans la région étudiée, la surface du Haut-Plateau appalachien s'incline légèrement et quasi uniformément vers le nord-ouest: elle est à une altitude voisine de 300 m sur son rebord occidental, mais elle s'élève jusqu'à 500 m d'altitude aux contreforts des montagnes Frontalières. Malgré des pentes localement fortes, la surface du plateau est, en général, peu tourmentée. Les vallées sont de largeur variable et viennent inciser le plateau, tout en épargnant des lambeaux formant des interfluves relativement plats. Ces vallées sont occupées par des cours d'eau, dont les plus importants sont les rivières Niger, Coaticook, Moe, Ascot, Eaton, Bury et au Saumon (Figure 2.1: 37), qui coulent essentiellement vers le nord-ouest, recoupant quasi perpendiculairement l'axe structural principal (Cooke 1957: 4). Les dépôts sont assez épais dans le fond des vallées et s'amincissent considérablement sur les interfluves, lesquels sont presque toujours commandés par le substratum rocheux.

La relative monotonie du Haut-Plateau appalachien est interrompue à quelques endroits par des saillies plus ou moins élevées, de forme quasi-circulaire lorsque vues du haut des airs, délimitant l'emplacement d'amas granitiques. Celles-ci sont au nombre de trois: ce sont les massifs du mont Mégantic, de Scotstown et de Fontainebleau, Ce dernier est aussi appelé Aylmer par Bourne (1986). Un quatrième massif, celui de Barnston, est plutôt rattaché aux montagnes Frontalières (Figure 2.2: 39). Selon Philipponneau (1960: 23), tous ces massifs sont des monadnocks composés de roches très résistantes à l'érosion. Le massif du mont Mégantic est le relief le plus impressionnant, avec un dénivelé de l'ordre de 650 m. Il est d'ailleurs le point culminant de la région étudiée, avec une altitude de 1 110 m. Ce massif montagneux est constitué d'un dôme central qu'une vallée isole d'une crête semi-circulaire abrupte située sur le côté nord et est. Les massifs de Scotstown et de Fontainebleau sont bien moins imposants. Ils sont formés d'une chaîne de collines de faible hauteur, alignées en forme de cercle, qui entoure un noyau éventré. Dominant à peine le plateau, la hauteur relative de leurs sommets ne dépasse pas 260 m. La majorité des lacs se localisent dedans ou à proximité de ces massifs. C'est le mauvais drainage et la faible épaisseur des dépôts meubles qui ont permis la rétention des eaux dans les cuvettes.

Au sud-est, le Haut-Plateau appalachien se bute aux contreforts d'une série de hauts reliefs appartenant aux montagnes Frontalières (Figure 2.2: 39), également nommées «*Boundary Line*» (Marleau 1968: 5), «*Mégantic Hills*» (Bostock 1964) et «*montagnes de la Frontière*» (Clément 1990: 285). Cette barrière montagneuse qui est la plus élevée du Sud du Québec

constitue aussi le prolongement septentrional des montagnes Blanches («*White Mountains*») du New Hampshire (Marleau 1968: 5; Dubois 1971: 21-22; 1974b; Dubois et Provencher 1989: 6). Les montagnes Frontalières comprennent une série de sommets qui culminent entre 650 et 1 180 m d'altitude. Délimitant le sud-est du bassin hydrographique du fleuve Saint-Laurent, la ligne de faite de cette chaîne sert aussi de frontière entre le Québec et une partie du Nord de la Nouvelle-Angleterre. Quelques rares cols, localisés principalement à la tête des bassins des rivières Ascot, Eaton et au Saumon (Figure 2.2: 39), transpercent cette muraille, mais ils sont rarement placés à moins de 650 m d'altitude. Les versants de cette zone montagneuse sont souvent abrupts et faiblement recouverts de dépôts meubles.

2.2. Géologie du socle rocheux

La topographie du Sud du Haut Saint-François reflète assez bien la structure du substratum rocheux sous-jacent. Ce dernier fait entièrement partie des terrains paléozoïques plissés et faillés de la province géologique et structurale des Appalaches. Le socle est principalement constitué de plusieurs bandes de roches métamorphisées, alignées selon l'axe S.O. - N.E., avec parfois des amas de roches volcaniques. Les diverses strates rocheuses sont séparées par des contacts rectilignes ou par des failles de chevauchement. Des intrusions recoupent quelquefois l'ensemble des formations rocheuses. La carte géologique de la région (Figure 2.3: 42) est élaborée à partir d'une compilation d'Avramtchev (1985), complétée par des données recueillies dans différentes études géologiques régionales et locales plus détaillées, dont celles de Cooke (1950a, 1950b et 1957), Marleau (1968), Chevé (1975, 1977 et 1978) et Relevés Géophysiques Inc. (1979). Les grandes composantes lithologiques sont aussi décrites succinctement au tableau 2.1 (p. 42).

Dans leur étude, St-Julien et Hubert (1975) divisent le Sud du Haut Saint-François en trois bandes lithotectoniques distinctes: (1) l'Anticlinorium des monts Stoke, (2) le Synclinorium de Connecticut Valley - Gaspé et (3) l'Anticlinorium des Boundary Mountains (Figure 2.3: 42). L'Anticlinorium des monts Stoke occupe une faible superficie localisée dans la partie nord du terrain d'étude et se prolonge vers l'ouest, jusqu'au lac Memphrémagog. Il inclut une séquence volcano-sédimentaire composée essentiellement de roches métavolcaniques et métapyroclastiques de la Formation de Weedon (Relevés Géophysiques Inc. 1979). Le Synclinorium de Connecticut Valley - Gaspé est l'unité lithotectonique couvrant la majeure partie de la région. Il comprend une épaisse succession de roches carbonatées et terrigènes métamorphisées, regroupée dans les Formations de Compton et d'Ayer's Cliff. Finalement, les assises de l'Anticlinorium des Boundary Mountains occupent le coin sud-est de la région

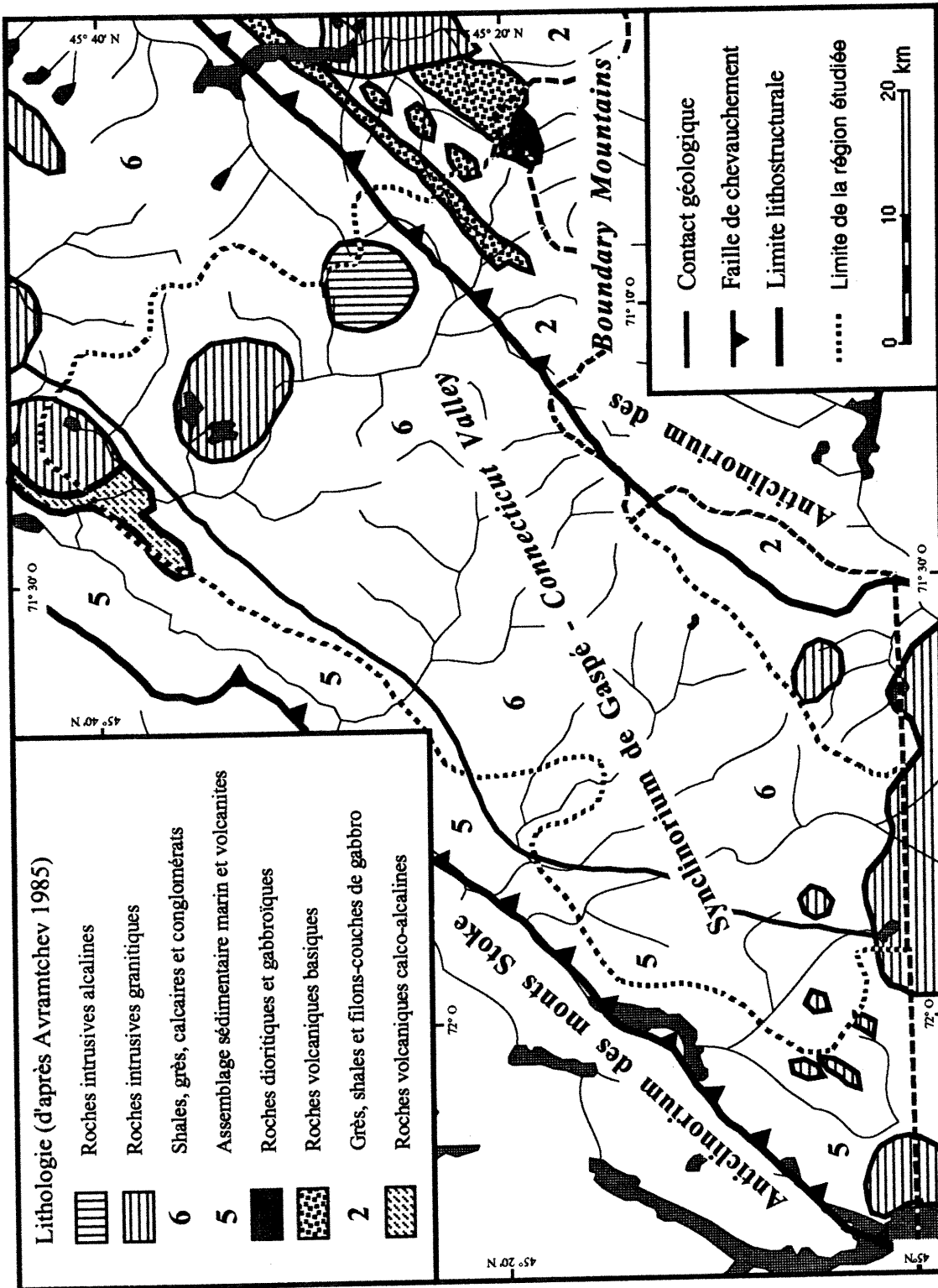


Figure 2.3: Géologie du substratum rocheux du Sud du Haut Saint-François (d'après Avramtchev 1985).

Tableau 2.1: Description des unités géologiques du Sud du Haut Saint-François.

Âge	Unité	Composition
Crétacé	Roches intrusives alcalines (Intrusions des Montérégiennes)	Granites, gabbros et syénites (Reid 1976; Danis 1984b et 1985b)
Dévonien	Roches intrusives granitiques (Intrusions du New Hampshire)	Granodiorites, diorites, tonalites de bordure, granitoïdes, monzodiorites quartzitiques et granites (Bourne 1986; Danis 1984a et 1985a)
et	Assemblage sédimentaire marin (Formation de Compton)	Schistes ardoisiers, quartzites impurs, ardoises, schistes argileux (shales), calcaires et conglomérats (Marleau 1968; Relevés Géophysiques Inc. 1979)
Silurien	Assemblage sédimentaire marin et volcanites (Formation d'Ayer's Cliff)	Quartzites, conglomérats, calcaires, dolomies, orthoquartzites et schistes ardoisiers (Relevés Géophysiques Inc. 1979)
	Roches dioritiques et gabbroïques (Complexe de la Montagne de Marbre)	Diorites et gabbros (Chevé 1975, 1977 et 1978)
	Roches volcaniques basiques (Formation de Frontenac)	Basaltes, méta-andésites, trachytes, tufs, metabasaltes, phyllades, schistes ardoisiers, métagrauwackes, conglomérats, rhyolites, tufs, amphibolites et métapélites (Marleau 1968; Chevé 1978)
Ordovicien	Assemblage sédimentaire marin et roches métamorphiques (Formation de Frontenac)	Quartzites schisteux, ardoises, grès, calcaires, schistes ardoisiers, schistes à cordiérite, grauwackes et filons-couches de gabbro (Marleau 1968; Chevé 1978)
	Roches volcaniques calco-alcalines (Formation de Weedon)	Schistes à séricite, schistes à chlorite, rhyolites et roches volcaniques (Duquette 1960b)

d'étude. Elles sont constituées d'un assemblage de roches métasédimentaires entrecoupées de roches métavolcaniques, associées à la Formation de Frontenac.

Tous ces ensembles lithostructuraux sont recoupés, à différents niveaux, par des roches intrusives qui sont apparues en trois séquences principales. Le complexe gabbro-dioritique de la montagne de Marbre s'est d'abord installé au Cambro-Ordovicien, à travers des roches de l'Anticlinorium des Boundary Mountains. Puis, au Dévonien, des stocks de granite de la série plutonique du New Hampshire, dont les emplacements sont soulignés par les massifs de Barnston, de Scotstown et de Fontainebleau (Figure 2.2: 39), ont envahi les roches déjà en place. Le cas du massif intrusif du mont Mégantic est différent: les roches ont surtout été mises en place au Jurassique ou au Crétacé (Reid 1976). Ce complexe annulaire, dont le noyau granitique est entouré de bandes concentriques de gabbro et de syénite, semble être rattaché à l'intrusion des collines Montérégiennes, sises beaucoup plus à l'ouest, dans les Basses-terres du Saint-Laurent. Par ailleurs, à cause de leur gisement ponctuel, plusieurs de ces roches intrusives serviront d'indicateur d'écoulement glaciaire (section 4.2).

2.3. Discussion et conclusion sur la région étudiée

De par sa position le long de la frontière au Nord de la Nouvelle-Angleterre, le Sud du Haut Saint-François constitue l'un des endroits dont l'étude devrait permettre de mieux connaître le déroulement de la déglaciation dans les Appalaches du Sud du Québec. En effet, d'après Mayewski *et al.* (1981: 78), une étude faite à un tel endroit pourrait être la clé permettant de mieux interpréter les événements tardiglaciaires d'une partie des Appalaches, notamment dans les Bois-Francs, la Beauce, le Nord-Est du Vermont, le Nord du New Hampshire et le Nord-Ouest du Maine. Malgré l'importance de sa situation géographique, relativement peu de travaux ont été réalisés dans le Sud du Haut Saint-François, même si tous les modèles de retrait glaciaire présentés au premier chapitre y ont déjà été appliqués. L'étude détaillée de cette région pourrait donc clarifier les incertitudes liées à la dernière déglaciation du Nord-Est de l'Amérique du Nord.

3. LACS TARDIGLACIAIRES

Depuis le début de ce siècle, il est admis que des lacs tardiglaciaires ont submergé une partie des Appalaches du Sud du Québec, lors de la déglaciation. Auparavant, cette submersion était expliquée par une transgression marine (Logan *et al.* 1863; Chalmers 1886 et 1898b; Ells 1889). Hitchcock (1895 et 1908) fut le premier à proposer la présence d'une glace qui aurait barré des plans d'eau dans les vallées. Cette hypothèse fut plus tard corroborée par Antevs (1928) qui décrivit des sections contenant des varves, le long des rivières Tomifobia et Saint-François. Des études ultérieures effectuées ailleurs dans la région étudiée ont aussi permis de relever des formes littorales ainsi que des dépôts glaciolacustres d'eau profonde, en particulier dans les sous-bassins des rivières Niger (Sangree 1953), Coaticook et Moe (Cooke 1957; Thomes 1964 et 1965), ainsi qu'au Saumon (McGerrigle 1935).

Après le milieu des années 1960, le niveau glaciolacustre le plus stable et le mieux marqué de chacun des deux plus grands lacs tardiglaciaires des Appalaches du Sud du Québec a été reconstitué, c'est-à-dire le niveau de 235-270 m (phase de Sherbrooke) du Lac proglaciaire Memphrémagog (McDonald 1967a et 1968a) et le niveau de 425-460 m d'un plan d'eau qui fut endigué dans le bassin de la rivière Chaudière (Shilts 1969 et 1981) et qui est désigné ici sous le nom de «Lac proglaciaire Papawikotekw» (voir la section 3.1.4 pour la signification du nom). Depuis lors, plusieurs autres niveaux du Lac proglaciaire Memphrémagog furent reconstitués par Boissonnault *et al.* (1981), Boissonnault (1983) et Boissonnault et Gwyn (1983). Plusieurs niveaux appartenant à d'autres lacs proglaciaires furent aussi reconstitués dans le sous-bassin de la rivière au Saumon (A. Larocque et Gwyn 1981; G. Larocque et Gwyn 1981; A. Larocque *et al.* 1982 et 1983; G. Larocque *et al.* 1983) et ceux des rivières Coaticook et Moe (A. Larocque *et al.* 1985a et 1985b; Morissette *et al.* 1986; Morissette 1988; Morissette et Dubois 1991; Dubois et Morissette 1994). Néanmoins, bien peu de lacs furent reconstitués dans les autres sous-bassins du Sud du Haut Saint-François, dont ceux des rivières Niger, Ascot et Eaton, malgré des traces laissées par ces paléolacs.

La difficulté de reconstituer des lacs tardiglaciaires dans le Sud du Haut Saint-François est d'abord reliée au manque apparent de formes littorales, empêchant ainsi la délimitation de la position des paléorivages. D'après plusieurs travaux antérieurs, le faible nombre de formes littorales qui est relevé dans la région étudiée serait expliqué par: (1) l'activité littorale trop faible des paléolacs, parce qu'ils auraient été trop petits (Sangree 1953: 123; Thomes 1964: 85) ou de durée beaucoup trop brève (MacLean 1946: 620; Cousineau 1951: 27; Sangree 1953: 123; Thomes 1964: 85; McDonald 1969: 9), (2) l'érosion de la plupart des formes littorales mises en place sur les versants, surtout par des cours d'eau postglaciaire (Sangree

1953: 123 et 131), (3) le couvert forestier trop dense qui cacherait une grande partie de la surface du relief de la région (Sangree 1953: 131; Shilts 1981: 33) et (4) la persistance de glace stagnante dans le fond des vallées, empêchant l'endiguement des eaux de fonte ou les contraignant à être confinées sur les versants (Cooke 1957; Gadd 1983, 1984a et 1984b). Cette dernière hypothèse ne permet toutefois pas d'expliquer le dépôt d'épaisses séquences de varves qui furent relevées dans les vallées des rivières Magog et Massawippi (Gwyn et Boissonnault 1984) et dans le fond des lacs actuels, en particulier les lacs Memphrémagog et Massawippi (Turgeon 1993). Elle n'explique pas non plus la mise en place des formes littorales associées à plusieurs niveaux du Lac proglaciaire Memphrémagog (Boissonnault *et al.* 1981; Boissonnault 1983; Boissonnault et Gwyn 1983) ainsi qu'aux paléolacs endigués dans les sous-bassins des rivières Coaticook et Moe (A. Larocque *et al.* 1985a et 1985b; Morissette *et al.* 1986; Morissette 1988; Morissette et Dubois 1991; Dubois et Morissette 1994).

L'analyse des études mentionnées ci-dessus montre que le nombre de formes littorales qui est relevé dépend aussi de la méthodologie employée. En effet, la reconstitution du niveau le mieux marqué des deux plus grands lacs tardiglaciaires des Appalaches du Sud du Québec a pu se faire, parce que McDonald (1967a et 1968a) et Shilts (1969 et 1981) ont possiblement été les premiers à effectuer une photo-interprétation de cette région, en utilisant des photos aériennes à l'échelle du 1: 40 000. Ils ont également employé des cartes topographiques à l'échelle du 1: 63 360, donc plus précises que les cartes antérieurement utilisées parce que dressées pour la première fois à partir des photographies aériennes. Toutefois, ils n'ont pas identifié assez de formes glaciolacustres dans le Sud du Haut Saint-François pour y reconstituer d'autres paléolacs, n'ayant cartographié que des deltas juxtaglaciaires et des exutoires glaciolacustres parmi les mieux développés. Plus récemment, des formes littorales additionnelles ont été relevées, surtout grâce à l'utilisation de documents plus précis, soit des cartes topographiques au 1: 50 000 et des photos aériennes allant du 1: 15 000 au 1: 40 000, et à un levé de terrain basé sur des transects plus serrés. Cette méthodologie a permis la reconstitution de niveaux du Lac proglaciaire Memphrémagog, tous moins stables que la phase de Sherbrooke, par Boissonnault et Gwyn (1980 et 1983), Boissonnault *et al.* (1981) et Boissonnault (1983) ainsi que celle de paléolacs plus petits par A. Larocque *et al.* (1982 et 1983), G. Larocque *et al.* (1983), Morissette (1988) et Dubois et Morissette (1994). En dépit de cette méthodologie, bien peu de paléolacs ont été reconstitués dans plusieurs sous-bassins de la région, notamment ceux des rivières Ascot et Eaton, probablement parce que ces derniers possèdent un couvert forestier assez dense, ce qui complique l'observation des formes et des sédiments glaciolacustres, autant par photo-interprétation que sur le terrain.

Dans ce chapitre, nous allons d'abord présenter une méthodologie améliorée qui a permis la reconstitution des lacs tardiglaciaires de diverses dimensions, en particulier les plus petits, et des niveaux qui ont été plutôt brefs et instables (section 3.1). Le très grand nombre de plans d'eau ainsi reconstitués ont alors permis de décrire l'évolution des lacs tardiglaciaires de la région, notamment les cinq principaux stades de développement, et les caractéristiques des lacs qui sont liées à ces stades, soit leur taille, leur forme et leur drainage (section 3.2). D'autres caractéristiques des paléolacs proglaciaires qui sont indépendantes des étapes de développement, notamment la profondeur d'eau ainsi que la durée relative et la stabilité des niveaux glaciolacustres, seront également décrites (section 3.3).

3.1. Méthode de reconstitution des paléolacs

La méthodologie employée pour reconstituer des lacs tardiglaciaires du Sud du Haut Saint-François comprend trois étapes principales: (1) la cartographie du modelé glaciolacustre, en particulier le modelé littoral (section 3.1.1), (2) la délimitation des paléorivages, autant sur le terrain que sur carte (section 3.1.2), et (3) la reconstitution de l'étendue maximale des divers plans d'eau (section 3.1.3). Vu le grand nombre de lacs et de niveaux reconstitués, un mode de désignation des plans d'eau est aussi proposé (section 3.1.4).

3.1.1. Cartographie du modelé lacustre tardiglaciaire

La cartographie des formes et des sédiments glaciolacustres a d'abord pour but de localiser les terrains autrefois submergés par une masse d'eau calme, lors du dernier retrait glaciaire. Ce travail comprend une revue des études déjà effectuées à l'intérieur de la région d'étude ainsi que dans les régions voisines, une photo-interprétation et un levé sur le terrain. Dans le Sud du Haut Saint-François, les travaux portant sur le Quaternaire sont peu abondants et concentrés presque exclusivement dans la moitié sud-ouest du territoire étudié. En effet, les compilations de Dubois (*in* Clément 1982: 2) et de Gaucher (1984) montrent qu'une bonne partie de la région n'est pas couverte par des cartes géomorphologiques, ni par des cartes de dépôt. C'est pourquoi il n'y a qu'un faible nombre de formes glaciolacustres, en général des deltas juxtaglaciaires et des exutoires, et de sédiments glaciolacustres, dont surtout des varves, relevé jusqu'à présent. Cette revue de la littérature nous permet donc de conclure au besoin d'une cartographie détaillée du modelé glaciolacustre dans la région étudiée.

Afin de repérer le plus de formes possible, la cartographie du modelé glaciolacustre du Sud du Haut Saint-François a été réalisée grâce à une photo-interprétation utilisant les documents

les plus détaillés possible, soit des photographies aériennes avec une échelle supérieure ou égale à 1: 15 000 et des cartes topographiques à l'échelle du 1: 20 000, voire du 1: 10 000 lorsqu'elles sont disponibles. La photo-interprétation a aussi été effectuée à partir de séries de photographies multidates, dont les plus anciennes furent prises en 1945. L'utilisation des vieilles séries photographiques a permis de localiser des formes disparues depuis le moment de la prise de vue, comme par exemple à cause de l'exploitation du matériel constituant, ou bien camouflées par une forêt recouvrant d'anciens champs agricoles.

Le levé sur le terrain vient ensuite confirmer ou corriger les interprétations déjà faites dans les travaux antérieurs ou à partir des photographies aériennes et des cartes topographiques. Il débute donc par une visite des sites où des formes ou des dépôts glaciolacustres ont déjà été localisés. Par la suite, il porte sur la cartographie de formes et de dépôts glaciolacustres additionnels. Pour ce faire, toute la région a été parcourue de long en large, en suivant les routes carrossables. Certaines parties du territoire inaccessibles en véhicule motorisé ont été parcourues à pied, en suivant d'anciens sentiers forestiers ou en cheminant à travers bois, avec une boussole. Des visites ont aussi été effectuées dans les régions limitrophes, afin de confirmer certaines interprétations, comme le sens d'écoulement des eaux de fonte évacuées de la région d'étude.

Lors du levé de terrain, l'accent est d'abord mis sur l'identification des formes et des dépôts glaciolacustres, à partir d'une interprétation de leur mode et de leur milieu de mise en place. Ainsi, chacune des formes glaciolacustres est examinée afin d'établir sa configuration, ses dimensions et sa position topographique. La valeur et l'orientation de la pente, ainsi que la taille maximale et la forme des blocs et des cailloux sont relevées à la surface des sites. Les matériaux constitutants sont ensuite examinés *in situ*, dans des coupes naturelles nettoyées ou bien dans des coupes artificielles creusées le plus souvent sur le bord des fossés, dans les gravières et dans les sablières. Des tranchées d'une profondeur d'au moins un mètre ont parfois été excavées sur des sites potentiellement intéressants, là où aucune coupe n'existait auparavant. L'examen des coupes a servi à décrire les matériaux constitutants, en particulier: (1) leur granulométrie, surtout la taille des éléments les plus grossiers et la qualité du triage de la matrice, afin d'estimer la compétence de transport de l'agent de dépôt de même que sa capacité de trier le matériel, (2) la forme et l'aspect de la surface des blocs et des cailloux, afin d'identifier leur mode de façonnement, de même que l'agent de transport, (3) le type de structures de courant, afin de déterminer le ou les principaux mécanismes de dépôt, (4) le type de structures de déformation ainsi que le degré relatif de compaction et de cimentation du matériel, afin d'identifier les mécanismes qui ont pu avoir perturbé le matériel après son

dépôt et (5) la position stratigraphique de chaque unité sédimentaire, afin de leur donner un âge relatif de mise en place.

Des mesures d'orientation des paléocourants sont également effectuées au cours du levé, en particulier afin de déterminer le sens du drainage des paléolacs. Ces mesures comprennent essentiellement: (1) l'azimut du pendage des strates insérées dans les stratifications croisées à petite échelle, comme les rides migrantes («*climbing ripples*»), (2) l'azimut du pendage des stratifications obliques de grande envergure observées dans des deltas, (3) l'azimut du pendage des strates insérées dans les stratifications lenticulaires croisées («*lenticular cross-beddings*») et les stratifications de colmatage de chenal («*channel-fill cross-beddings*») qui sont relevées dans les alluvions fluvioglaciaires et fluviales et (4) l'azimut du relèvement de l'axe secondaire ou axe «b» des galets et des blocs de forme allongée et aplatie, faisant partie des imbrications relevées dans les alluvions tardiglaciaires. D'après Potter et Pettijohn (1963), ces mesures d'orientation seraient parmi les plus fiables afin de déterminer le sens des paléocourants. Par ailleurs, les différentes mesures de paléocourants sont réalisées dans des sections bien dégagées, dont l'excavation d'une face subhorizontale et de deux faces subverticales perpendiculaires a facilité l'identification des stratifications et la détermination du sens d'écoulement. De plus, des séries d'au moins 5 mesures sont réalisées pour chaque type de stratification observée dans la même unité sédimentaire et dans la même portion de section.

Des analyses granulométriques et morphoscopiques ont aussi été pratiquées en laboratoire, sur plus de 250 échantillons de matériaux peu ou pas altérés et non oxydés, prélevés dans les dépôts les plus typiques de la région ou dans les dépôts dont l'identification demandait des données supplémentaires. Les analyses granulométriques ont pour but de déterminer le mode et le milieu de mise en place du dépôt étudié. Les interprétations sont surtout fondées sur l'allure des courbes de distribution (Cailleux et Tricart 1963; Tricart 1965; Rivière 1977) et sur le calcul de différents indices statistiques (Folk et Ward 1957; Friedman 1962; Folk 1966). Quant aux analyses morphoscopiques, elles portent surtout sur le degré d'usure et sur l'aspect de la surface des grains de sable, uniquement des silicates (quartz et feldspath), afin de permettre une identification de leur mode de transport et de façonnement (Cailleux et Tricart 1963; Tricart 1965).

La photo-interprétation, le levé de terrain ainsi que les analyses de laboratoire pratiquées sur des échantillons ont permis d'identifier plusieurs formes et sédiments glaciolacustres dans la région étudiée. Ceux-ci comprennent: (1) les accumulations de sable et de gravier mises en place par des eaux courantes entrant dans une étendue d'eau calme, qu'elles soient d'origine

glaciaire (deltas juxtaglaciaires, deltas proglaciaires et épandages subaquatiques) ou fluviale (deltas fluviatiles), (2) les formes littorales d'accumulation (plages) ou d'érosion (falaises) qui sont liées à l'action des vagues, des courants de dérive et du vent, (3) les émissaires (exutoires) qui ont évacué le surplus d'eau d'un lac, à un niveau donné et (4) les sédiments fins (rythmites glaciolacustres et varves) qui ont surtout été accumulés dans les parties les plus profondes du lac.

Les deltas sont parmi les formes glaciolacustres littorales les plus facilement identifiables de la région d'étude, surtout à cause de leur surface plane et de leur front à pente raide. Trois types de delta sont identifiés: (1) les deltas juxtaglaciaires, (2) les deltas proglaciaires et (3) les deltas fluviatiles. Ces deltas peuvent être distingués d'abord à partir du type d'émissaire trouvé à leur apex: (1) un chenal juxtaglaciaire dans le cas du delta juxtaglaciaire (Figure 3.1: 51), (2) un chenal proglaciaire ayant souvent servi au drainage d'un lac proglaciaire dans le cas du delta proglaciaire (Figure 3.2: 52) et (3) un cours d'eau non glaciaire qui est venu aboutir au delta fluvatile (Figure 3.3: 53). La nature de ces émissaires est d'ailleurs facilement repérable sur les photos aériennes. Par ailleurs, les structures internes sont aussi un critère de distinction. En effet, les deltas juxtaglaciaires et proglaciaires montrent le plus souvent des stratifications de type Gilbert, composées de lits sommitaux subhorizontaux qui surmontent des lits frontaux inclinés (Figure 3.4: 54). Par contre, la section frontale des deltas fluviatiles contient essentiellement des stratifications lenticulaires (Figure 3.5: 54), avec parfois des rides migrantes, mais il y a très peu de galets par rapport aux deux types de delta accumulés par des eaux de fonte glaciaire. Malgré des caractères sédimentologiques semblables, la distinction entre ces derniers peut se faire grâce aux séries de failles normales avec fort pendage, disposées en gradin, relevées sur le côté du delta juxtaglaciaire autrefois en contact de la bordure glaciaire.

Les épandages subaquatiques sont beaucoup moins nombreux que les deltas dans le Sud du Haut Saint-François. Ce sont de petites buttes assez évasées et au sommet arrondi, souvent accolées aux eskers et constituant même la partie lobée de certains eskers perlés (section 5.2.0). Ils furent mis en place en eau calme et profonde, par des eaux de fonte glaciaire débouchant d'un tunnel sousglaciaire, de la même façon que les «*subaqueous outwashes*» de Rust et Romanelli (1975). C'est ce lieu de mise en place en eau profonde qui le distingue des deltas juxtaglaciaires, notamment à cause de la forme arrondie de son sommet et du type de succession de sédiments accumulés. D'une part, contrairement aux deltas, la surface de l'épandage subaquatique n'est jamais plate, du moins lors de sa formation, parce qu'elle n'a pas atteint une position au contact avec le niveau d'eau qui lui est contemporain. C'est le cas

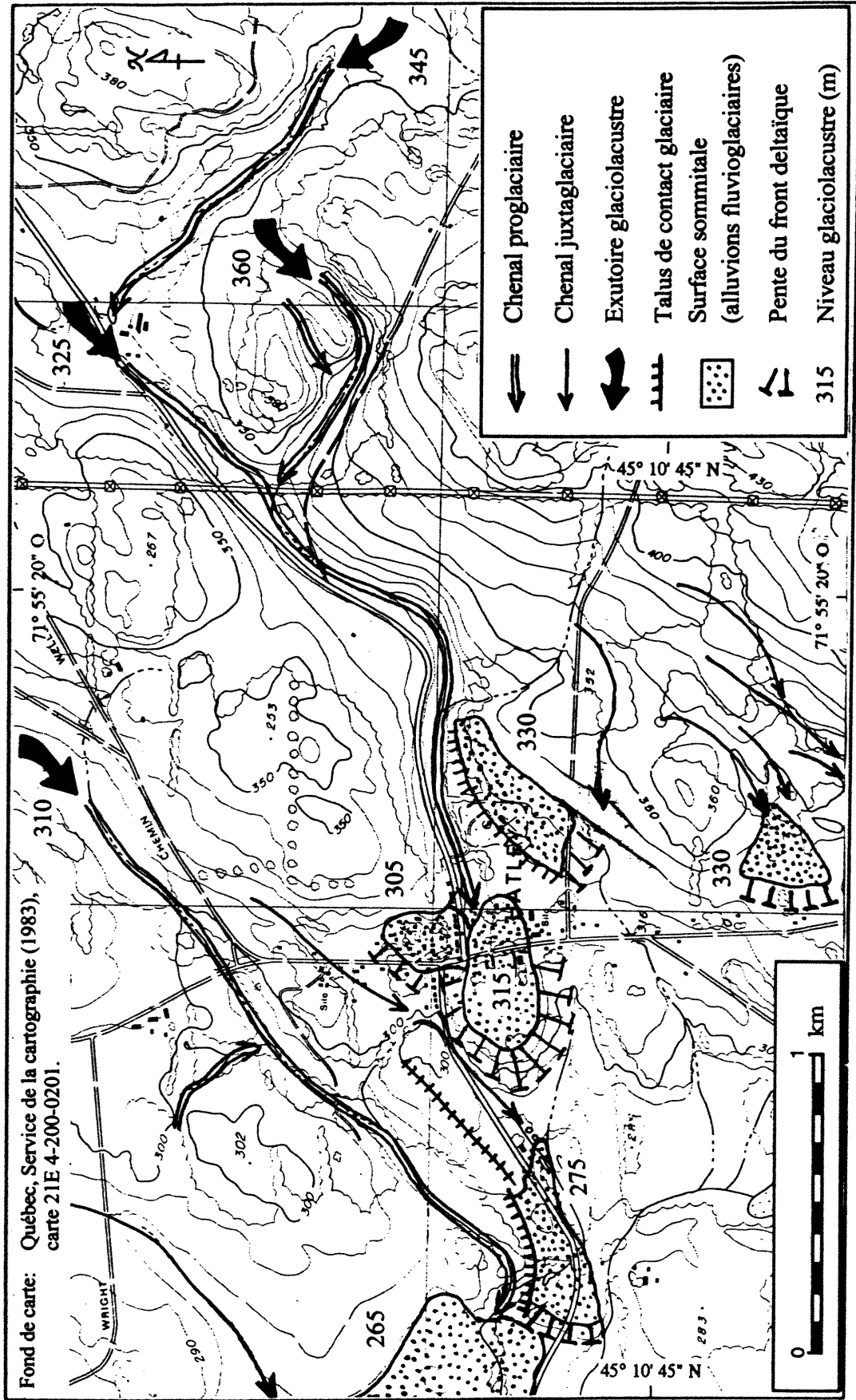


Figure 3.2: Complexe tardiglaciaire de Hatley.

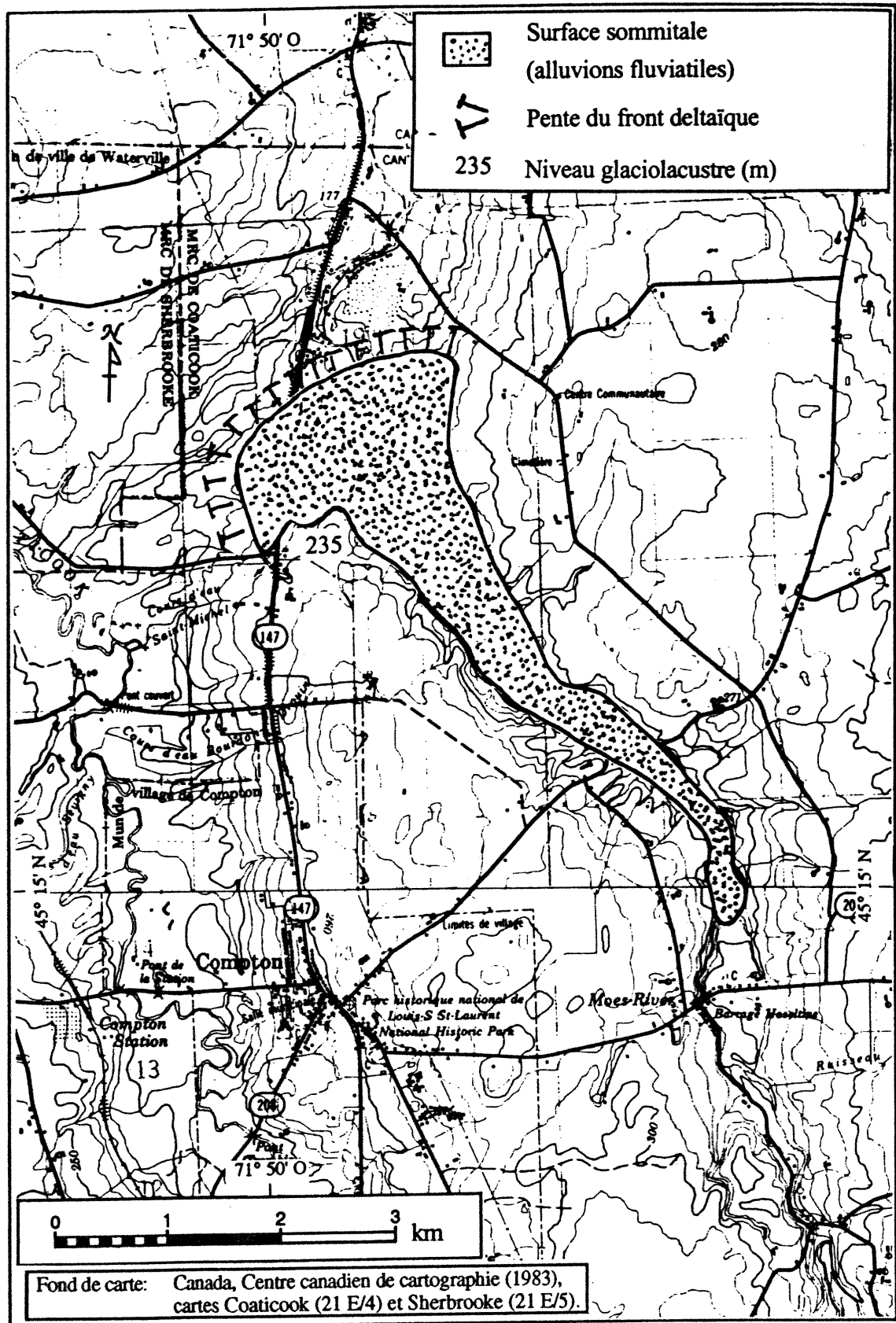


Figure 3.3: Delta proglaciaire fluviale de la rivière Moe, associé à la phase de Sherbrooke du Lac proglaciaire Memphrémagog.

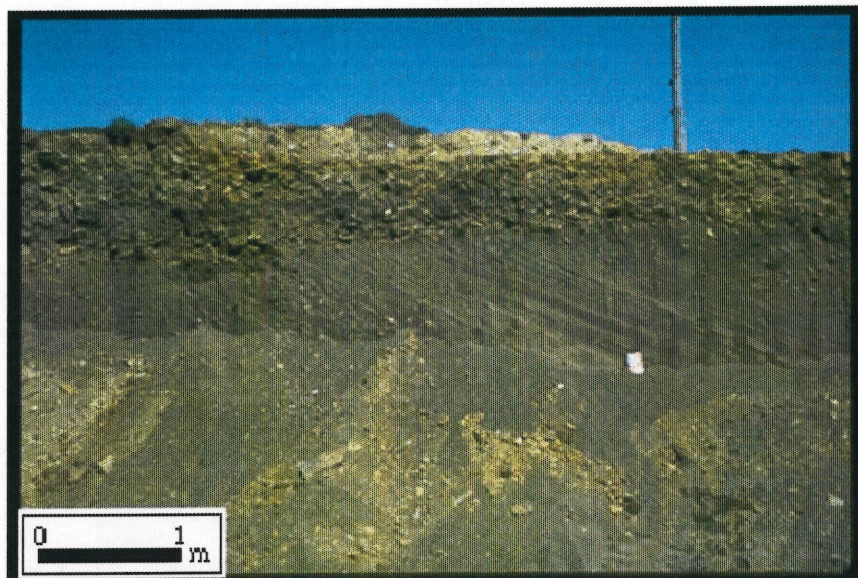


Figure 3.4: Coupe dans une gravière exploitée dans le delta juxtaglaciaire de La Patrie (Site LP-447, Appendice 2), montrant des alluvions fluvio-glaciaires surmontant des sédiments glaciolacustres de progradation.



Figure 3.5: Stratifications lenticulaires de colmatage de chenal observées dans la partie supérieure d'un delta fluviale proglaciaire, à 5 km au sud-est de La Patrie (Site LP-057, Appendice 2).

de l'exutoire subaquatique relevé au nord de La Patrie (Figure 3.6: 56), dont l'altitude de la surface (± 390 m) est inférieure à celle des deltas juxtaglaciaires (± 430 m) accumulés dans le même lac proglaciaire (Figure 3.1a: 51). D'autre part, la granulométrie des matériaux de l'épandage subaquatique évolue d'une manière inverse à celle des deltas, c'est-à-dire qu'elle diminue vers le haut et que la partie supérieure de la coupe contient les sédiments les plus fins (Figure 3.6: 56). Ce type de succession est d'ailleurs caractéristique d'un dépôt sous le niveau d'eau (Rust et Romanelli 1975: 188-189). De plus, aucune stratification oblique de grande envergure n'y est relevée, au contraire des deltas juxtaglaciaires (Figure 3.4: 54).

Les plages glaciolacustres sont parmi les formes les plus difficiles à détecter dans la région d'étude, essentiellement parce qu'elles sont assez petites et peu développées. Les plages les plus nettes apparaissent comme des amas de sable assez bien trié, larges de moins de 10 m et épais de l'ordre du décimètre, accumulés sur un versant à pente faible. Malgré leur faible étendue et leur faible épaisseur, les dépôts de plage peuvent être identifiés sur photographie aérienne par leur teinte plus pâle que les dépôts voisins, étant donné leur meilleur drainage. De plus, l'identification de certaines plages glaciolacustres est facilitée par la présence de blocs et de galets glaciels trouvés mêlés avec les dépôts sableux.

Tout comme pour les plages, les falaises glaciolacustres relevées dans le Sud du Haut Saint-François sont généralement peu développées. Elles apparaissent sous l'aspect d'une étroite plate-forme creusée au pied d'une butte rocheuse ou d'un abrupt peu élevé, constitué de till de fond ou de dépôts tardiglaciaires sableux ou graveleux. Les falaises sont creusées surtout sur un versant de vallée constitué de till de fond, beaucoup plus rarement de roc, ou sur la pente frontale des deltas. C'est d'ailleurs sur le front d'un delta, comme celui de La Patrie (Figure 3.7: 57), que les falaises les plus nettes sont observées. Par ailleurs, dans le cas des falaises excavées dans le till de fond, leur identification est favorisée par la concentration de blocs résiduels trouvés sur la plate-forme et alignés le long du paléorivage.

Les exutoires glaciolacustres font partie des formes glaciolacustres les mieux développées du Sud du Haut Saint-François. Ce sont des chenaux à fond plat, avec des berges plus ou moins encaissées, entaillées dans le fond d'un col ou sur l'un de ses versants, toujours au détriment du till de fond ou du roc. Deux types d'exutoires glaciolacustres sont identifiés: (1) des exutoires glaciolacustres de col, c'est-à-dire des chenaux creusés dans le fond d'un col localisé le long d'une ligne de partage des eaux, à une distance plus ou moins grande de la bordure glaciaire (Figure 3.8: 58) et (2) des exutoires de versant, c'est-à-dire des chenaux creusés sur le versant d'un col, en contact direct avec la bordure glaciaire (Figure 3.9: 59). Très souvent incisés en série, la plupart de ces derniers sont venus alimenter des chenaux

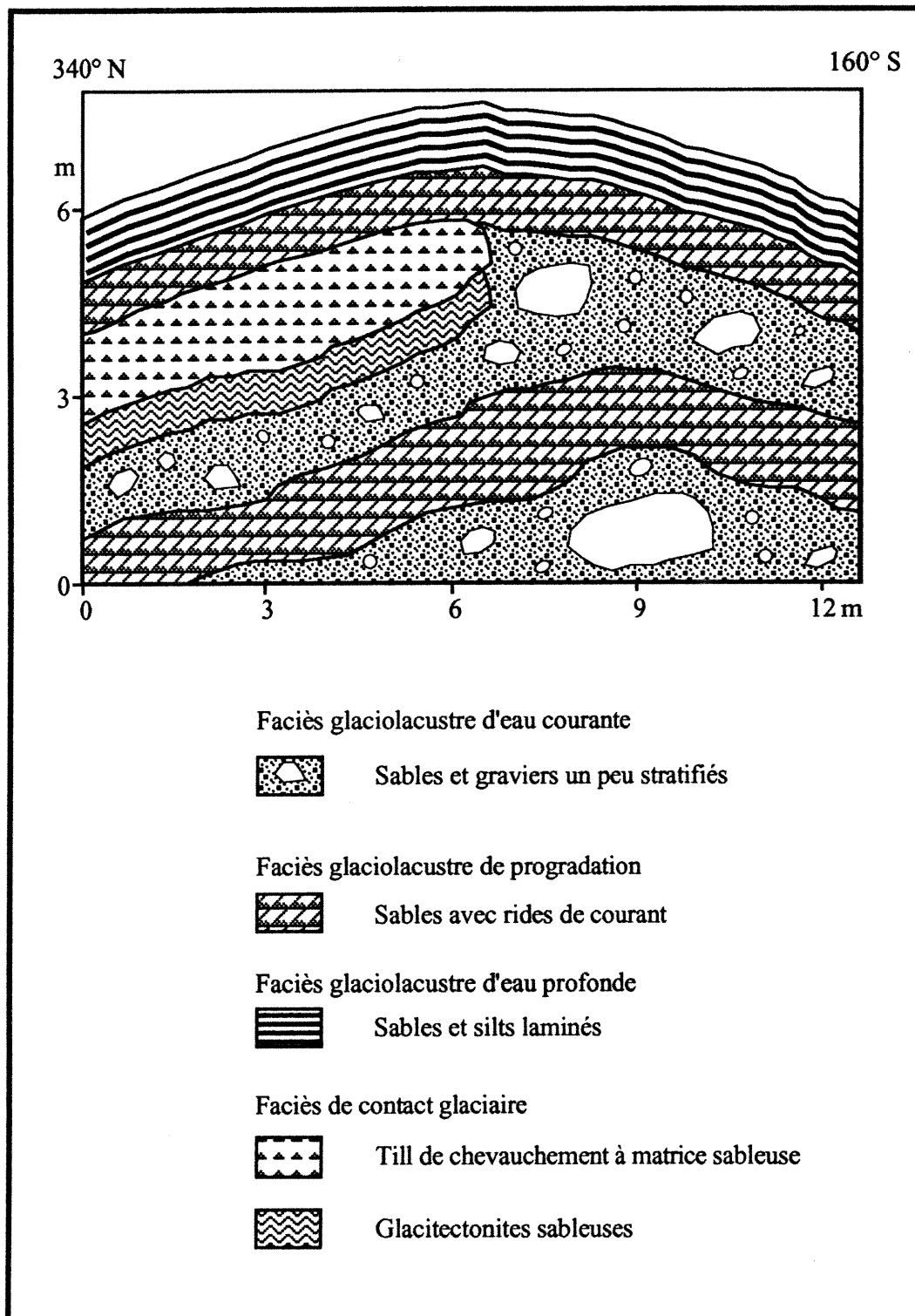


Figure 3.6: Stratigraphie observée dans un épandage subaquatique (site LP-289) localisé à un kilomètre au nord de La Patrie.

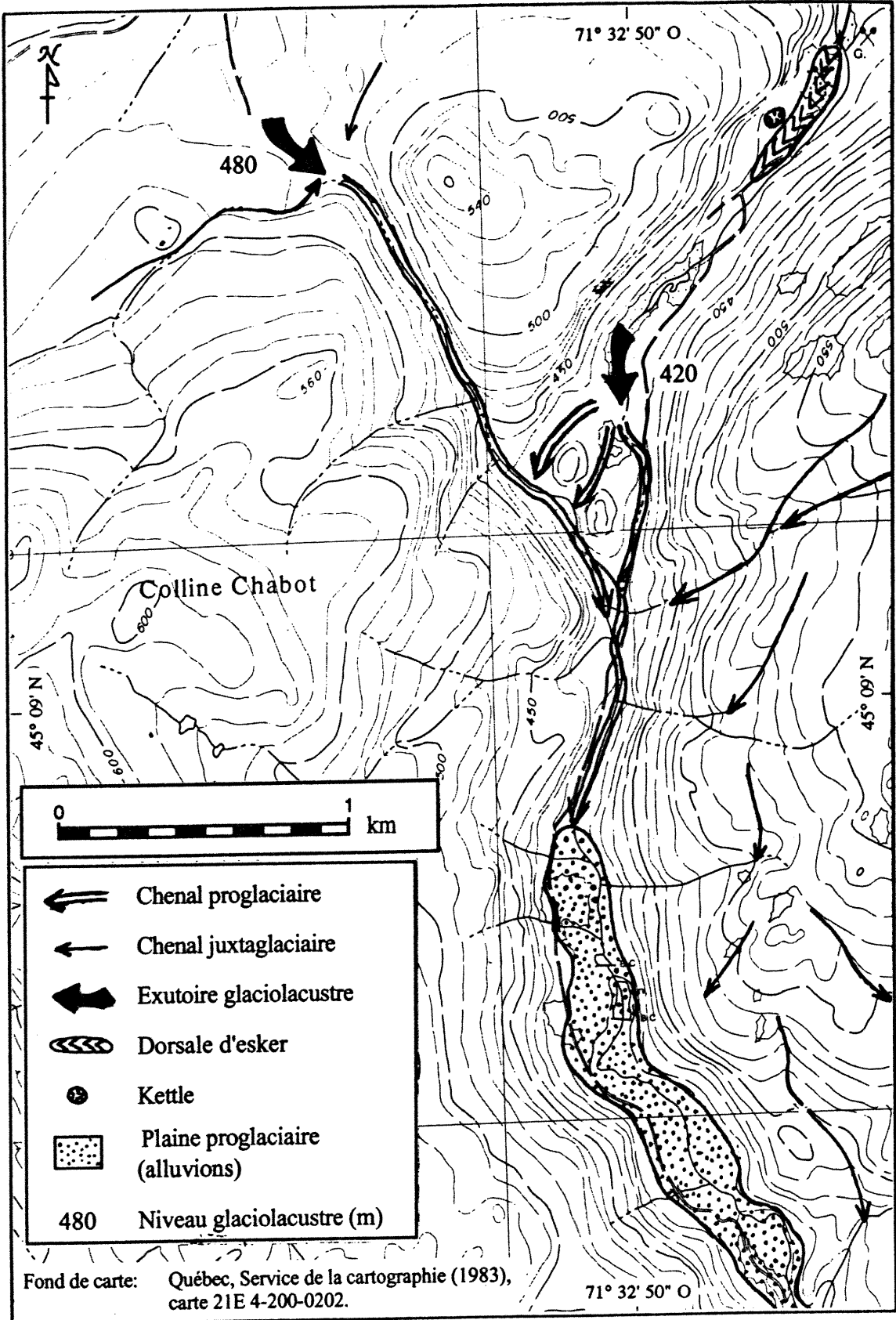


Figure 3.8: Réseau de chenaux proglaciaires alimentés par des exutoires glaciolacustres de col, au pied de la colline Chabot.

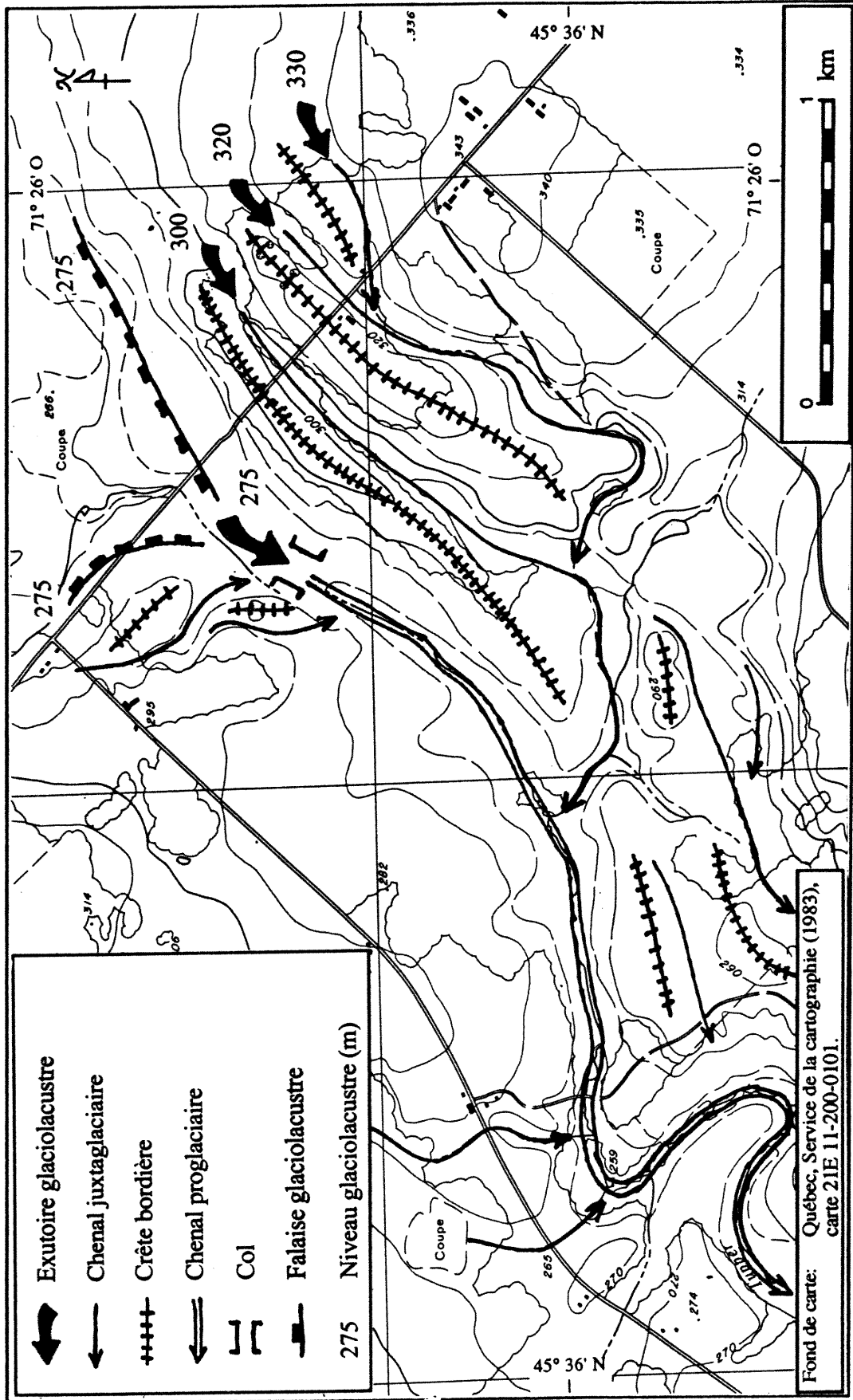


Figure 3.9: Exutoires glaciolacustres de Tupperville, au nord-ouest de Gould.

aboutissant à des deltas juxtaglaciaires. Les chenaux ayant servi d'exutoire n'ont que peu de relation avec le réseau hydrographique actuel, étant donné qu'ils sont toujours en position perchée et qu'ils sont bien plus larges que les cours d'eau coulant actuellement sur leur fond.

Les varves sont les sédiments glaciolacustres de fond les plus facilement identifiables dans la région d'étude, particulièrement à cause de l'alternance de lamines sableuses et de lamines surtout silteuses. Elles apparaissent toujours en série, avec des couplets se superposant les uns sur les autres. La granulométrie plutôt fine des varves et leur position stratigraphique sous les sédiments deltaïques sont autant d'indices qui suggèrent une mise en place en eau calme et profonde. Certaines varves montrent également des stratifications granuloclassées à l'intérieur des lamines, ce qui, d'après Kuenen et Migliorini (1950: 93), suggère une mise en place par décantation de particules encore en suspension dans l'eau. Par ailleurs, lorsque relevés dans des formes juxtaglaciaires, les sédiments glaciolacustres de fond montrent des unités sableuses plus épaisses se subdivisant en plusieurs couplets où alternent des lamines de sable moyen à fin et des lamines de sable fin à très fin. Ils sont alors interprétés comme étant des rythmites glaciolacustres. Dans certaines coupes, les sédiments glaciolacustres de fond sont perturbés par des éléments délestés.

Dans la première étape de notre méthodologie, un grand nombre de formes glaciolacustres a pu être relevé, ce qui prouve l'existence de lacs tardiglaciaires dans la région étudiée. De plus, leur cartographie permet aussi de délimiter les zones potentiellement submergées par ces paléolacs. Par ailleurs, en comparaison avec celui des études plus anciennes, dont celles de Sangree (1953), Thornes (1964) et McDonald (1967a), le nombre de formes littorales relevées au cours de cette étape est bien supérieur, particulièrement grâce à l'utilisation de photographies aériennes et de cartes topographiques détaillées. Ainsi, pour des niveaux les plus marqués qui ont été déjà identifiés dans la vallée de la rivière Coaticook (Tableau 3.1: 61), l'utilisation de documents spatialement plus précis (Méthode #2), comme ceux utilisés dans les études d'A. Larocque *et al.* (1985a et 1985b), Morissette *et al.* (1986), Morissette (1988), Morissette et Dubois (1991) et Dubois et Morissette (1994), a permis d'augmenter d'environ du double le nombre de formes littorales relevées, par rapport à Thornes (1964) qui employa des documents ayant une échelle plus petite (Méthode #1). Cette augmentation du nombre de formes littorales relevées s'est surtout faite pour des formes ayant une grande surface, telles que les deltas, sauf pour le niveau de 340-350 m où c'est plutôt le nombre de falaises glaciolacustres qui s'est accru le plus (Tableau 3.1: 61). Néanmoins, le nombre de formes littorales ainsi relevées reste globalement très faible pour plusieurs niveaux de plan d'eau, surtout ceux dont le paléorivage est le moins bien marqué. De plus, tout comme l'a

Tableau 3.1: Comparaison du nombre de formes glaciolacustres littorales relevées pour certains niveaux glaciolacustres identifiés dans la vallée de la rivière Coaticook, au nord de la frontière Québec - Vermont.

1) Niveau de 410-430 m.

Formes littorales	Méthode #1 (1)	Méthode #2 (2)	Méthode #3 (3)
Deltas juxtaglaciaires	4	9	32
Deltas fluvioglaciaires	0	0	3
Deltas fluviatiles	0	0	2
Plages glaciolacustres	0	0	3
Falaises glaciolacustres	2	2	14
Total	6	11	54

2) Niveau de 360-370 m.

Formes littorales	Méthode #1 (1)	Méthode #2 (2)	Méthode #3 (3)
Deltas juxtaglaciaires	0	1	3
Deltas fluvioglaciaires	0	0	2
Deltas fluviatiles	0	4	10
Plages glaciolacustres	0	3	3
Falaises glaciolacustres	6	2	13
Total	6	10	31

3) Niveau de 340-350 m.

Formes littorales	Méthode #1 (1)	Méthode #2 (2)	Méthode #3 (3)
Deltas juxtaglaciaires	1	1	3
Deltas fluvioglaciaires	0	0	2
Deltas fluviatiles	1	1	15
Plages glaciolacustres	0	0	2
Falaises glaciolacustres	2	12	25
Total	4	14	47

- (1) Méthode #1: photographies aériennes (échelle non publiée), cartes topographiques au 1: 63 360 et levé par cheminement le long des routes (Thornes 1964).
- (2) Méthode #2: photographies aériennes allant du 1: 15 000 au 1: 40 000, cartes topographiques au 1: 20 000 et levé par cheminement le long des routes et transects linéaires (Morissette 1988; première étape de la méthodologie proposée dans cette thèse).
- (3) Méthode #3: photographies aériennes inférieures au 1: 15 000, cartes topographiques au 1: 10 000, sinon au 1: 20 000, et levé par cheminement en suivant le paléorivage (deuxième étape de la méthodologie proposée dans cette thèse).

souligné Lundqvist (1972: 29), la simple cartographie des formes glaciolacustres, comme celle réalisée au cours de cette étape, ne permet pas de déterminer directement la dimension, ni l'étendue de chaque plan d'eau, ni les différents niveaux atteints. Pour ce faire, il faudra d'abord délimiter la position des paléorivages, ce qui sera l'objet de la prochaine étape de la méthodologie.

3.1.2. Délimitation des paléorivages

Dans bon nombre d'études, comme celles de McDonald (1967a et 1968a) et de Shilts (1969 et 1981), la délimitation du paléorivage d'un lac proglaciaire est essentiellement basée sur l'altitude des formes littorales, en tenant parfois compte du relèvement glacio-isostatique. Cette méthode semble assez bien fonctionner lorsque les formes littorales sont abondantes et bien développées, ce qui est le cas pour des paléolacs de grande taille et d'assez longue durée. Ces deux différentes conditions ont existé pour la phase de Sherbrooke (niveau de 235-270 m) du Lac proglaciaire Memphrémagog ainsi que pour le niveau de 425-460 m du Lac proglaciaire Papawikotekw. Par contre, pour des lacs de petite taille, peu de formes littorales sont relevées le long de leur paléorivage. Par ailleurs, dans le cas de paléolacs de grande taille mais de courte durée, de telles formes sont bien souvent dispersées et distantes les unes des autres. Dans ces deux derniers cas, l'utilisation de l'altitude comme seul critère est insuffisante pour permettre la délimitation de leur paléorivage.

Lors de la première étape de la méthodologie (section 3.1.1), les formes littorales les mieux développées ont été cartographiées dans le Sud du Haut Saint-François. Elles comprennent principalement des deltas juxtaglaciaires, des deltas fluvioglaciaires, des deltas fluviaux et des exutoires glaciolacustres. Cependant, malgré que le nombre de formes littorales relevées soit plus grand que dans les études antérieures, il demeure encore trop faible pour permettre la délimitation de plusieurs niveaux glaciolacustres. En effet, pour une altitude donnée, les formes littorales bien développées peuvent être rares ou dispersées, assez souvent dans des sous-bassins hydrographiques différents. De plus, l'existence d'un assez grand nombre de niveaux glaciolacustres n'est suggérée que par quelques formes littorales, généralement un delta juxtaglaciaire et un exutoire glaciolacustre, voire même une seule de ces formes. Par ailleurs, même pour des niveaux glaciolacustres déjà identifiés (Tableau 3.1: 61), le nombre de plages et de falaises relevées reste plutôt faible, malgré une photo-interprétation détaillée (Méthode #2) comme celle effectuée par Morissette (1988). La localisation de formes moins développées que celles relevées auparavant permettrait d'ajouter des points additionnels le long du paléorivage des niveaux moins bien marqués, ce qui faciliterait leur délimitation.

Les formes glaciolacustres littorales moins bien développées que celles relevées auparavant sont plus difficile à repérer, surtout à cause de leur plus petite taille et de leur moins grande netteté. De plus, elles sont plus difficilement repérables au cours de la photo-interprétation, en particulier lorsque la surface est boisée. Le levé de terrain pourrait donc être utile pour le relevé de telles formes. Toutefois, dans la plupart des travaux antérieurs, comme ceux de Shilts (1969 et 1981) et de Morissette (1988), le levé est bien souvent réalisé en fonction de transects linéaires. Ce mode de cheminement est fort utile surtout pour couvrir un territoire dans le but de cartographier les dépôts et les formes occupant une surface assez grande. Par contre, il s'avère moins efficace pour repérer des formes linéaires peu étendues et assez peu marquées dans le paysage, comme les plages et les falaises glaciolacustres. Une alternative à ce levé par transects linéaires serait un levé qui tiendrait compte de la localisation la plus probable des formes littorales recherchées, c'est-à-dire en suivant la limite du paléorivage.

Le levé de terrain en fonction de la limite présumée du paléorivage est basé sur l'idée que la surface d'un paléolac correspond à un plan et que toutes les formes littorales mises en place durant l'existence de ce lac seraient localisées au contact entre ce plan et le relief émergé. Ainsi, parmi toutes les formes littorales appartenant à ce plan d'eau, il pourrait y avoir au moins une forme littorale bien développée, déjà identifiée lors de la première étape de notre méthodologie. C'est donc à partir de cette forme que peut débuter le levé de terrain. Celui-ci s'effectue en suivant la courbe d'altitude qui passe virtuellement à la surface de la forme déjà identifiée. Par ailleurs, si au moins deux formes glaciolacustres littorales appartenant au même niveau ont été préalablement repérées, il est alors possible de tracer, sur une carte, la courbe d'altitude passant par ces formes et de la suivre sur le terrain. Le levé en fonction de la limite présumée d'un paléorivage donné est considéré comme terminé lorsque des formes juxtaglaciaires, essentiellement des deltas et des exutoires, d'altitude plus basse que celle du niveau étudié, sont relevées en contrebas de la position atteinte.

Au cours du levé sur le terrain, l'altitude des formes littorales glaciolacustres est déterminée avec l'aide d'une des trois méthodes suivantes: (1) l'altimétrie, (2) la photogrammétrie et (3) l'interprétation des cartes topographiques détaillées. L'altitude de la plupart des formes est mesurée avec un altimètre de marque Paulin (modèle M-1), dont la précision ($\pm 0,3$ m) est suffisante pour les besoins du levé. Les mesures sont réalisées selon la méthode décrite par Hodgson (sans date), méthode qui tient compte des variations de la pression barométrique, de la température de l'air et du temps écoulé entre chaque lecture. Chaque série de mesures débute à une borne géodésique d'altitude connue, installée très souvent le long de la route et se termine à la même borne, ce qui nous permet de vérifier l'état de stabilité de la pression atmosphérique, lors des mesures, et de corriger les valeurs obtenues, s'il y a lieu. Lors des

séries de mesure, au moins trois lectures sont effectuées sur chaque forme, à des endroits rapprochés, afin de confirmer la fiabilité des mesures faites. Lorsque les formes sont trop éloignées des bornes géodésiques et des voies carrossables, leur altitude est alors mesurée, soit par photogrammétrie, soit par interprétation de cartes topographiques à grande échelle. Dans la méthode photogrammétrique, l'altitude est calculée par rapport au dénivelé entre la surface de la forme considérée et un point d'altitude connu, une borne géodésique ou bien un point coté, selon la méthode décrite par Gagnon (1974: 14-15). Dans le cas où la forme est éloignée de points dont l'altitude a été mesurée précisément, son altitude est déterminée à partir d'une interprétation de cartes topographiques à l'échelle du 1: 20 000, publiées par le Service de cartographie du Ministère de l'énergie et des ressources du Québec, et possédant une équidistance de 10 m entre 2 courbes d'altitude. Avant d'utiliser cette dernière méthode, nous avons comparé un échantillonnage de valeurs provenant de l'interprétation des cartes topographiques avec des mesures altimétriques ou des calculs photogrammétriques, ce qui nous a permis de confirmer l'exactitude des courbes d'altitude.

Quant à la position choisie pour mesurer l'altitude d'une forme littorale, la littérature fournit des suggestions assez divergentes. Par exemple, l'altitude des deltas est mesurée, soit sur la surface quasi plane du delta ou sur le plus haut point de cette surface (Sissons 1958: 171), soit au contact entre la surface sommitale et la pente frontale (Embleton et King 1975: 547), soit au contact entre les couches sommitales et les couches frontales qui sont observées en coupe (McDonald 1968a: 669; Gustavson *et al.* 1975: 268; Weddle *et al.* 1993: 6 et 10). Aussi, dans cette thèse, l'emplacement des points de mesure est déterminé à partir de la limite maximale atteinte par l'eau, au cours du niveau considéré. Cet emplacement qui varie selon la forme glaciolacustre littorale rencontrée correspond: (1) à la surface sommitale du paléodelta, c'est-à-dire à l'apex situé tout juste à l'embouchure du cours d'eau responsable de l'accumulation des sédiments deltaïques dans le lac, (2) au contact supérieur entre les dépôts de plage et le substrat formant le versant, (3) à la ligne de flexion séparant la plateforme immergée de l'abrupt des falaises et (4) au haut de la rive d'un exutoire glaciolacustre ou du lit apparent de chacun des exutoires emboîtés, tout juste à la sortie du paléolac.

Dans la région d'étude, le levé en suivant la position présumée des paléorivages a permis de localiser plusieurs formes glaciolacustres littorales jamais cartographiées auparavant. Celles-ci incluent surtout: (1) des formes littorales peu développées et de petite dimension, comme les plages et les falaises glaciolacustres, qui sont difficilement repérables à partir des photos aériennes, même sur les surfaces à découvert et (2) des formes littorales bien développées et même parfois de grande taille, comme les deltas et les exutoires glaciolacustres, qui n'ont pu être localisées auparavant, surtout à cause d'un couvert forestier trop dense. Ainsi, pour

des niveaux déjà délimités dans la vallée de la rivière Coaticook (Tableau 3.1: 61), le levé de terrain en fonction de la position présumée du paléorivage (Méthode #3) a permis de tripler, voire de quintupler le nombre total de formes glaciolacustres littorales relevées, par rapport au levé classique basé sur les transects linéaires (Méthode #2). Ce sont surtout le nombre de deltas et de falaises glaciolacustres qui s'est accru significativement.

Toutes les formes glaciolacustres littorales additionnelles sont relevées aux endroits les plus probables de leur mise en place, par rapport à la configuration présumée du paléolac: (1) les deltas juxtaglaciaires sont repérés à l'embouchure d'un chenal juxtaglaciaire ou d'un esker, (2) les deltas proglaciaires sont détectés là où un chenal proglaciaire se jetait dans le lac, (3) les deltas fluviaux accumulés à l'embouchure de cours d'eau non glaciaires sont relevés dans une position perchée, de chaque côté des cours d'eau actuels, surtout des ruisseaux, (4) les plages glaciolacustres sont souvent relevées sur les versants à pente douce, dans les parties les plus larges de vallée qui correspondaient autrefois à des baies, et au sud de larges dépôts sableux, particulièrement des deltas, qui sont bien plus facilement repérables sur les photographies aériennes, (5) les falaises glaciolacustres sont relevées principalement sur des versants dont le substrat est constitué de dépôts meubles, avant tout des sables et graviers tardiglaciaires et des tills de fond et (6) les exutoires glaciolacustres sont identifiés grâce aux paléochenaux incisés dans le fond d'un col ou sur l'un de ses versants.

Malgré la netteté des formes glaciolacustres littorales ayant servi de points de repère au levé effectué, il n'est pas toujours facile de suivre la position présumée d'un paléorivage, surtout lorsque la distance séparant deux formes est plutôt grande. D'une part, la majeure partie de la région étudiée est couverte de forêts, ce qui diminue la visibilité lors de la marche, même lorsque celle-ci s'effectue avec l'aide de photographies aériennes. D'autre part, la limite du paléorivage apparaît comme discontinue, même en tenant compte des formes glaciolacustres littorales additionnelles, parce qu'il subsiste toujours un écart plus ou moins élevé, séparant deux formes successives. Cette discontinuité de la limite du paléorivage peut s'expliquer par des conditions locales non favorables à la mise en place de formes littorales, notamment des processus littoraux trop faibles pour favoriser le dépôt le long du rivage ou un substrat trop dur pour favoriser une incision rapide de formes d'érosion. Des formes littorales ont aussi pu avoir disparu, parfois totalement. Par exemple, un delta a pu avoir été presque totalement effacé par des événements postglaciaires, notamment l'encaissement et le méandrement du cours d'eau le traversant ou bien un glissement de terrain. De plus, depuis le début du XIX^e siècle, la surface de la majeure partie de la région a été modifiée par l'activité humaine. Par exemple, plusieurs deltas ont été complètement exploités comme source de matériel pour la construction. De même, des blocs résiduels ont été déplacés de certaines formes de rivage,

afin de faciliter l'activité agricole. Heureusement, l'examen de vieilles photographies, aussi bien aériennes que prises au niveau du sol, et les entrevues avec des gens de l'endroit ont permis de localiser plusieurs paléofformes disparues, alors que l'examen du site a souvent permis de retrouver des traces venant confirmer leur existence passée.

En théorie, la délimitation du paléorivage doit aussi tenir de son inclinaison actuelle, suite au relèvement glacio-isostatique. En effet, d'après des études comme celles d'Andrews (1974) et Teller (1987: 40-41), les paléorivages de lac proglaciaire sont actuellement inclinés vers la position présumée de la glace. Deux méthodes sont principalement utilisées pour calculer ce taux d'inclinaison. La première méthode est basée sur un graphique montrant la variation d'altitude des formes littorales, par rapport à la distance de la bordure glaciaire (Figure 3.10: 67). Le taux d'inclinaison du paléorivage est alors déterminé par la pente de la droite ou des segments de droite dressés sur le graphique. De tels graphiques furent déjà dressés pour des niveaux glaciolacustres barrés dans la vallée de la rivière Coaticook (Thornes 1964: Figure 29), ainsi que pour la phase de Sherbrooke du Lac proglaciaire Memphrémagog (McDonald 1967a: Figure 15; 1968a: 671; Parent 1987: 182). Dans la deuxième méthode, des isobases parallèles relient, sur une carte, les points du paléorivage d'un plan d'eau donné qui ont la même altitude (Figure 3.11: 68). En plus du calcul du taux d'inclinaison du paléorivage, cette méthode permet aussi de trouver le sens d'inclinaison du plan d'eau qui est parallèle aux isobases. De telles isobases ont déjà été dressées pour la phase de Sherbrooke du Lac proglaciaire Memphrémagog par McDonald (1967a: Figure 14, 1968a: 670), Parent (1987: 184) et Parent et Occhietti (1988: 232), mais pas pour des lacs plus petits.

À partir des mesures d'altitude effectuées dans la région d'étude, il n'a pas été possible de calculer une différence perceptible d'altitude entre les formes glaciolacustres associées à un même paléorivage pour environ les deux tiers des 300 niveaux reconstitués. Sur la centaine de niveaux restants, il n'existe que 5 niveaux possédant un taux d'inclinaison supérieur à 25 cm/km (Tableau 3.2: 69), dont le taux le plus élevé est obtenu pour le niveau de 410-430 m du Lac proglaciaire Coaticook, le lac le plus étendu de la région étudiée. En outre, les taux obtenus dans cette étude restent en général inférieurs à ceux mesurés ailleurs (Tableau 3.3: 69). Les facteurs pouvant expliquer cette différence seront abordés à la section 3.4.

Vu le faible taux d'inclinaison obtenu pour les paléorivages de la région étudiée, l'altitude du relief peut alors servir directement de guide pour suivre, aussi bien sur le terrain que sur la carte topographique et la photographie aérienne, la position présumée du paléorivage de chaque niveau de lac proglaciaire, sans toujours tenir compte du taux de déformation glacio-isostatique. En effet, dans la majorité des cas, la distance séparant deux formes littorales

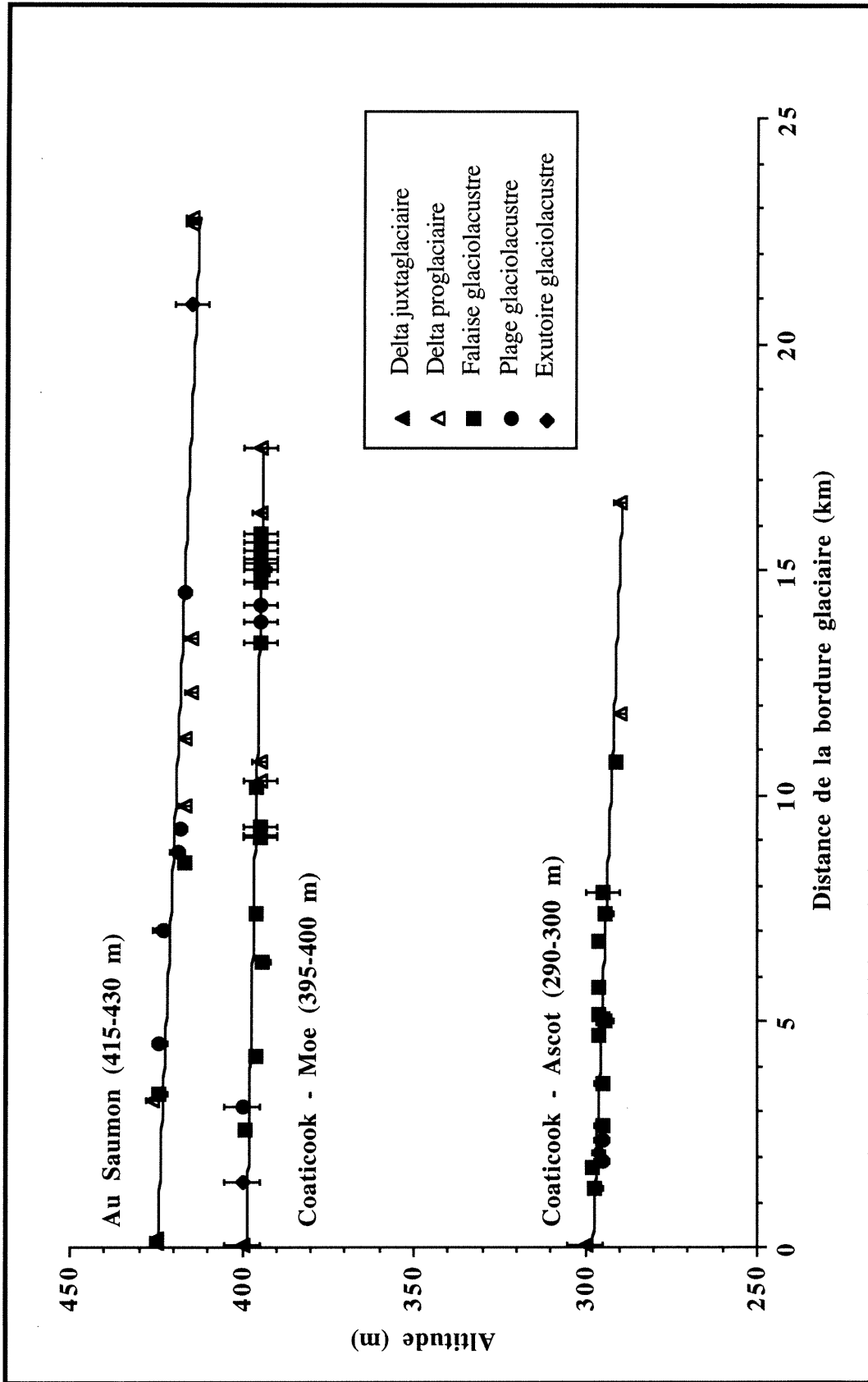


Figure 3.10: Inclinaison du paléorivage de quelques niveaux glaciolacustres du Sud du Haut Saint-François.

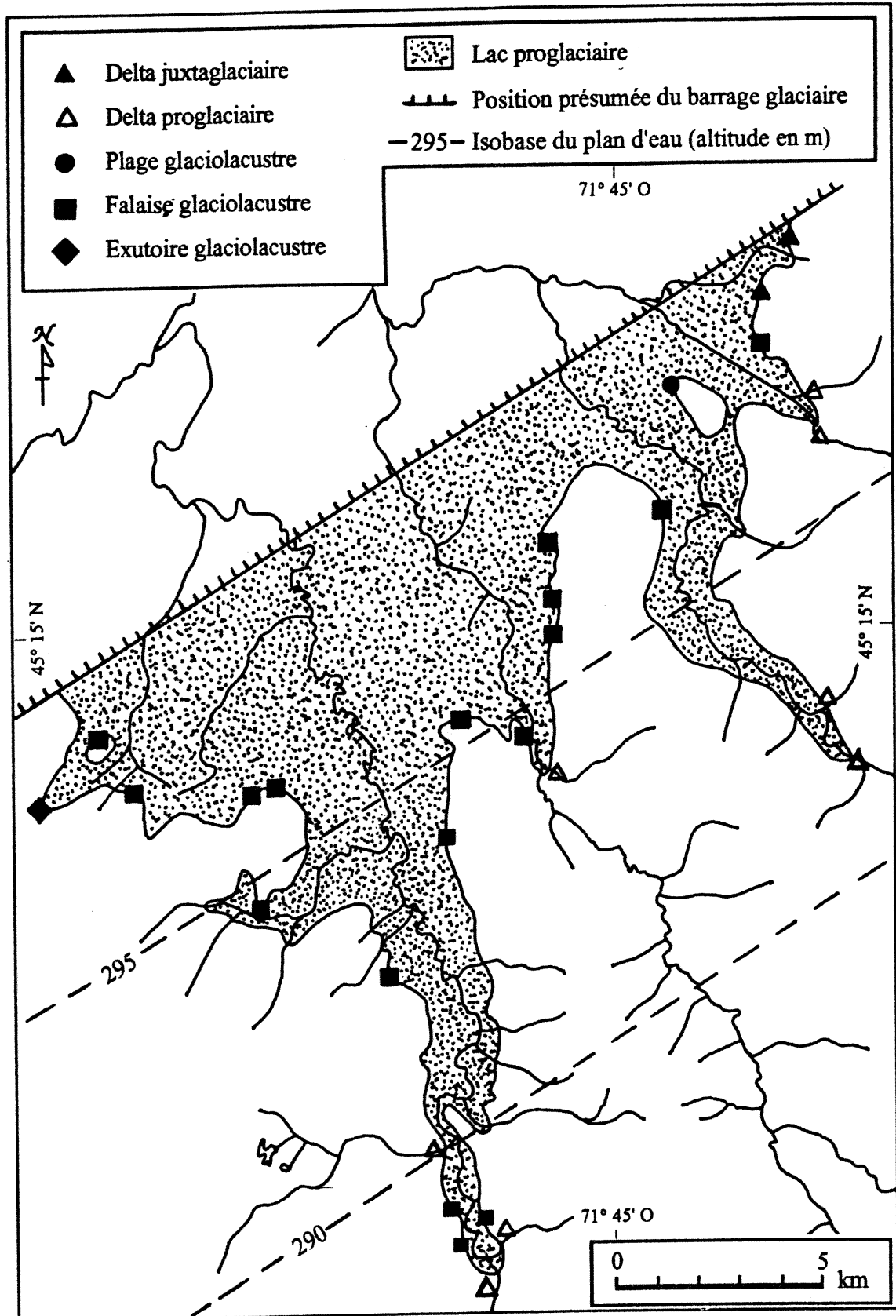


Figure 3.11: Étendue maximale du niveau de 290-300 m du Lac proglaciaire Coaticook-Ascot.

Tableau 3.2: Taux maximaux d'inclinaison de paléorivage, calculés pour des lacs proglaciaires du Sud du Haut Saint-François.

Lac proglaciaire	Niveau (m)	Distance ⁽¹⁾ (km)	Inclinaison (cm/km)
Coaticook-Ascot	290-300	16,5	49
Coaticook-Moe	395-400	16,2	31
Coaticook	410-430	20,0	100
au Saumon	415-430	22,8	44
au Saumon	535-540	15,3	29

(1) Distance mesurée entre la position la plus éloignée du lac et la bordure glaciaire, perpendiculairement à cette bordure.

Tableau 3.3: Taux d'inclinaison du paléorivage de lacs proglaciaires tardiwisconsinien des Appalaches du Sud du Québec et du Nord-Est des États-Unis, d'après la littérature.

Lac proglaciaire	Inclinaison (cm/km)	Sources
Albany (New York)	44	Connally (1982: 187)
Arthur (Pennsylvanie)	42	Lougee (1953: 266)
Coaticook, phase II (Québec)	90	Morissette (1988: 23) Morissette et Dubois (1991:12) Dubois et Morissette (1994: 323)
Hitchcock (Connecticut, Massachusetts, Vermont et New Hampshire)	79	Stewart et MacClintock (1969: 105)
	80	Larsen et Hartshorn (1982: 121-122)
	80-90	Jahns et Willard (1942: 274)
Memphrémagog, phase de Sherbrooke (Québec)	72	McDonald (1967a: 113; 1968a: 672) Gadd <i>et al.</i> (1972c: 7)
Nashua, phase de Clinton (Massachusetts)	80	Jahns (1953) Koteff (1982: 141-142)
Nashua, phase de Groton (Massachusetts)	57	Koteff et Volckmann (1973) Koteff (1982: 142)
Natty (Massachusetts)	511-701	Cestre (1973: 255)
Upham (Massachusetts, Vermont et New Hampshire)	196-440	Goldthwait <i>et al.</i> (1951: 48)
Vermont (New York et Vermont)	66	Stewart et MacClintock (1969: 183)
Vermont, phase de Fort Ann (New York et Vermont)	76	Chapman (1942: 78)
	94	Lougee (1953: 471)
	100	Chapman (1937)
Vermont, phase de Fort Ann (New York, Vermont et Québec)	100	Parent (1987: 191) Parent et Occhietti (1988: 234)
Ware (Massachusetts)	454	Lougee (1953: 266)

successives est inférieure à 2 km, ce qui donne, à cause du faible taux de déformation, une différence d'altitude plus faible que le degré de précision (± 2 m) de l'altimètre alors utilisé. Néanmoins, le taux d'inclinaison a été considéré lors du levé lorsque la distance entre deux formes littorales successives était supérieure à 2 km, soit la distance nécessaire pour qu'il y ait un écart d'altitude supérieur au degré de précision de l'altimètre, en supposant un taux d'inclinaison égal à 100 cm/km, soit le plus haut taux calculé (Tableau 3.2: 69).

L'ajout de formes glaciolacustres littorales additionnelles, intercalées entre deux formes bien développées, déjà identifiées lors de la première étape de la méthodologie, permet alors de corréliser ces deux dernières entre elles avec une plus grande certitude. En effet, l'alignement de formes littorales le long d'une même droite ou d'une même courbe exponentielle, sur un graphique exprimant la variation d'altitude en fonction de la distance de la bordure glaciaire, permet de démontrer que ces formes appartiennent tous au même plan d'eau. Même pour les niveaux où aucune forme littorale n'avait été relevée dans le passé, l'appartenance de formes littorales peu développées à un même paléorivage peut être montrée grâce à leur alignement sur le même type de graphique.

Le levé de terrain selon la position présumée du paléorivage pourrait apparaître comme étant fastidieux, mais, tout comme pour la photo-interprétation, il prend moins de temps pour les paléolacs de petite taille que pour les plus grands. Ce levé peut aussi être réalisé en parallèle avec la cartographie des formes littorales les mieux développées, réalisée lors de la première étape (section 3.1.1). De plus, dans une bonne partie de la région d'étude, ce levé est aidé par un réseau routier assez dense qui permet de découper le trajet à parcourir en plusieurs parties. Finalement, pour être plus efficace, ce levé doit aussi être précédé par un examen des photographies aériennes et des cartes topographiques à grande échelle, ce qui permet de localiser des sites intéressants qui méritent d'être visités sur le terrain.

Dans la deuxième étape de notre méthodologie, le levé de terrain effectué selon la position supposée du paléorivage permet de relever un plus grand nombre de formes glaciolacustres littorales qu'au cours de la première étape, surtout parce qu'il permet de localiser des formes peu étendues et peu développées. Ces formes additionnelles peuvent ainsi être corrélées au niveau glaciolacustre considéré, sur la seule base de leur altitude, à condition que l'écart de mesure entre deux formes littorales successives soit négligeable. C'est le cas pour la plupart des lacs proglaciaires du Sud du Haut Saint-François, étant donné que la distance séparant deux formes littorales successives est souvent inférieure à 2 km et que le taux d'inclinaison associé à la plupart des paléorivages est inférieur à 100 cm/km. De plus, quel que soit leur degré de développement, ces formes sont souvent alignées sur une même droite ou sur une

même courbe, ce qui permet de les associer à un même niveau glaciolacustre. Toutefois, la reconstitution des lacs tardiglaciaires de la région étudiée ne serait pas complète si le barrage responsable de leur endiguement, les émissaires les ayant approvisionnés en eau ainsi que leur exutoire ne sont pas localisés. Ce travail fait justement l'objet de la troisième étape de notre méthodologie.

3.1.3. Reconstitution de l'étendue maximale des lacs

Dans cette thèse, l'étendue maximale de chaque niveau lacustre tardiglaciaire identifié qui a été identifié dans la région d'étude a été cartographiée. Cette cartographie est requise afin de faire la distinction entre des paléolacs barrés directement par une bordure glaciaire, désignés ici comme des «lacs proglaciaires», et ceux barrés par des matériaux d'origine glaciaire, les «lacs résiduels». Ainsi, le lac proglaciaire est ici identifié grâce à ses deux caractéristiques principales, soit son endiguement par une bordure glaciaire et son approvisionnement par des eaux de fonte glaciaire. La cartographie d'un lac proglaciaire requiert donc de localiser: (1) la position de la bordure glaciaire ayant endigué le lac, (2) au moins un émissaire d'eau de fonte qui aurait alimenté, du moins partiellement, le lac et (3) la position de l'exutoire qui a contrôlé le niveau du lac et servi à drainer le surplus d'eau, sans pour autant permettre sa vidange complète. L'identification de ces trois caractéristiques permet ainsi de distinguer les lacs proglaciaires des lacs résiduels apparus ultérieurement. Ces derniers ont persisté dans le fond de sections de vallée ou de cuvettes, après la vidange des lacs proglaciaires, ce qui implique une existence non reliée à celle d'un glacier. Quelques lacs résiduels ont déjà été reconstitués, notamment dans le fond de la vallée de la rivière Coaticook (A. Larocque *et al.* 1985b; Morissette *et al.* 1986; Morissette 1988; Morissette et Dubois 1991; Dubois et Morissette 1994; A. Larocque *et al.* 1996). Certains d'entre eux subsistent encore de nos jours, dont les lacs Lyster et Lindsay, mais toujours à un niveau plus bas qu'autrefois.

La cartographie de l'étendue maximale d'un niveau de lac tardiglaciaire demande d'abord de déterminer la nature et la position du barrage. Dans le cas du lac proglaciaire, celui-ci serait une bordure glaciaire, dont la position peut être déterminée grâce aux formes juxtaglaciaires, comme des deltas juxtaglaciaires, relevées le long du paléorivage. L'identification de formes juxtaglaciaires submergées, notamment des épandages subaquatiques, vient aussi confirmer l'origine glaciolacustre du paléolac, mais de telles formes ne peuvent toutefois être utilisées pour déterminer l'étendue d'un niveau glaciolacustre particulier, vu leur mise en place sous le niveau d'eau. Au contraire, le paléorivage d'un lac résiduel est toujours exempt de delta juxtaglaciaire ou d'autres formes accumulées au contact de la glace. De plus, la délimitation

de leur paléorivage permet de circonscrire un bassin fermé et de localiser l'emplacement du barrage qui est toujours constitué de dépôts laissés par la glace ou par ses eaux de fonte.

Lorsqu'il est établi que le barrage ait été une bordure glaciaire, il est nécessaire de localiser sa position. Dans les cas les plus simples, il n'y a qu'une seule forme juxtaglaciale relevée à chaque extrémité du paléorivage, ce qui permet de délimiter une position bordière unique. Cependant, lorsque le niveau glaciolacustre aurait duré assez longtemps, plusieurs formes juxtaglaciaires peuvent être relevées le long du paléorivage. La position du barrage glaciaire associée à l'étendue maximale du lac est alors déterminée à partir des formes juxtaglaciaires localisées aux deux extrémités du paléorivage. Il existe aussi des niveaux d'eau où aucune forme juxtaglaciale littorale n'est cartographiée, notamment lorsque le lac a été de très petite dimension ou bien lorsque le niveau d'eau a été d'une durée très courte. La position extrême de la bordure glaciaire est alors déterminée suivant les trois critères suivants: (1) la limite où aucune forme littorale associée au niveau considéré n'est relevée, (2) la position à partir de laquelle une bordure glaciaire n'aurait pu barrer un plan d'eau au niveau considéré, sans une baisse de niveau, notamment par le découverture d'un exutoire possédant une altitude plus basse et (3) la position du barrage glaciaire qui a été délimitée pour les niveaux précédents et suivants.

La cartographie de l'extension maximale de chaque paléoplan d'eau tardiglaciaire sert aussi à déterminer les principales sources d'approvisionnement en eau du lac. Pour les paléolacs proglaciaires, leur approvisionnement en eau proviendrait aussi bien de la fonte glaciaire que du ruissellement des terrains déjà déglacés. Cette origine fluvioglaciaire est montrée par des formes juxtaglaciaires, surtout des deltas juxtaglaciaires et des épandages subaquatiques trouvés en aval des eskers, ce qui suggère une entrée d'eau de fonte directement dans le lac. De plus, une partie assez importante de l'eau alimentant un lac proglaciaire peut également provenir du drainage de lacs proglaciaires voisins. Cette autre source d'approvisionnement est suggérée par des chenaux juxtaglaciaires et proglaciaires ayant servi d'émissaire à un lac voisin et qui aboutissent au lac étudié, y accumulant un delta, qu'il soit juxtaglaciale ou bien fluvioglaciaire. Au contraire, dans le cas des lacs résiduels, les formes juxtaglaciaires sont toujours absentes le long du paléorivage et aucun émissaire d'eau de fonte provenant d'un bassin voisin ne vient s'y jeter.

La cartographie de l'étendue maximale d'un paléolac tardiglaciaire permet aussi de localiser, avec plus de certitude, l'emplacement de l'exutoire permettant l'évacuation du surplus d'eau du lac. Dans le cas d'un lac proglaciaire, son drainage se serait effectué via un chenal creusé dans le fond d'un col ou bien sur l'un de ses versants. L'utilisation d'un tel chenal comme

exutoire est d'abord soulignée par la limite supposée du paléorivage qui vient directement aboutir à l'entrée du chenal. De plus, le chenal doit aussi posséder un calibre suffisamment grand pour impliquer l'écoulement d'un important débit d'eau. Enfin, son utilisation pour le drainage d'un paléolac proglaciaire doit aussi être confirmée par un delta juxtaglaciaire, un delta fluvioglaciaire, une plaine d'épandage ou une terrasse juxtaglaciaire localisée à l'autre extrémité du chenal. Le sens des paléocourants mesuré dans les dépôts accumulés dans ces formes vient aussi confirmer le trajet suivi par les eaux de vidange du lac.

Dans le cas des lacs tardiglaciaires résiduels, leur drainage s'est effectué le plus souvent par l'entremise d'un émissaire incisé directement sur le dessus de l'ancien barrage composé de matériaux glaciaires ou sur le point de jonction entre ce barrage et le versant de la vallée. Un bon exemple de ce dernier type d'exutoire se situe à Coaticook, alors que les eaux de vidange d'un lac résiduel barré dans le fond de la vallée de la rivière Coaticook ont entaillé un chenal à l'extrémité occidentale du barrage. L'emplacement de cet exutoire est aujourd'hui marqué par une gorge fluviale (Bird 1980: 109-110; A. Larocque *et al.* 1984: 71-74; G. Larocque *et al.* 1985; Morissette 1988: 39-41; Morissette et Dubois 1991; Dubois et Morissette 1994: 326). Il existe cependant des exceptions où l'exutoire du lac tardiglaciaire résiduel traverse l'interfluve. C'est le cas pour le lac résiduel Waterville (A. Larocque *et al.* 1984: 85-89; Morissette 1988: 48-50; Dubois et Morissette 1994: 327), dont le drainage s'est d'abord effectué en direction de la vallée voisine de la rivière Moe, sur l'emplacement d'un paléotracé de la rivière Coaticook (Thornes 1964: 126).

En appliquant notre méthodologie à des plans d'eau déjà reconstitués, il a été possible de corriger la configuration de certains paléolacs, grâce à une interpolation plus précise entre les formes littorales, et même de distinguer deux lacs voisins qui ont jusqu'à maintenant été confondus ensemble, parce que leur niveau était à une altitude semblable ou proche. C'est le cas du niveau de 365 m du Lac proglaciaire Memphrémagog (Figure 3.12a: 74). En effet, Boissonnault *et al.* (1981: 9-10) et Boissonnault et Gwyn (1983: 200) ont suggéré qu'un lac proglaciaire unique se serait étendu le long du versant sud-est de la vallée de la rivière Tomifobia et du lac Massawippi. Mais, grâce à notre méthodologie, deux lacs asynchrones ont pu y être délimités (Figure 3.12b: 74): (1) le Lac proglaciaire Tomifobia, endigué à une altitude de 365 m dans la vallée de la rivière Tomifobia et (2) le Lac proglaciaire Hatley, endigué un peu plus tard dans une vallée située plus au nord-ouest, à une altitude de 360 m. Ce dernier lac se serait drainé, par l'entremise de plusieurs petits étangs proglaciaires, vers le Lac proglaciaire Memphrémagog, lors de son niveau de 305 m. La reconstitution de ces plans d'eau distincts a pu se faire surtout grâce au levé effectué en fonction de la position

des paléorivages qui montre l'absence de formes littorales de même altitude entre ces deux lacs et la présence d'un exutoire glaciolacustre distinct pour chaque lac.

À l'opposé, la délimitation de l'étendue maximale d'un paléolac tardiglaciaire est également utile pour reconstituer un même paléolac s'étendant dans des vallées voisines. Par exemple, Morissette (1988: 52), Morissette et Dubois (1991: 27) et Dubois et Morissette (1994: 329) considèrent que deux lacs distincts avaient submergé les vallées des rivières Coaticook et Moe, jusqu'à ce qu'ils aient fusionné ensemble, lors de l'apparition du niveau de 340 m. Toutefois, cette confluence aurait commencé plus tôt, soit lors du niveau de 395-400 m du Lac proglaciaire Coaticook-Moe (Figure 3.13: 76). En effet, notre méthodologie a permis d'identifier plusieurs formes littorales reliées à ce niveau dans les deux vallées voisines. Or, c'est justement par manque de formes littorales que Morissette (1988), Morissette et Dubois (1991) et Dubois et Morissette (1994) n'ont pas pu délimiter de niveau glaciolacustre à une altitude de 395-400 m dans le sous-bassin de la rivière Moe. De plus, la reconstitution basée sur les formes littorales relevées montre que le plan d'eau barré dans la vallée de la rivière Moe n'est pas distinct de celui ayant à la même altitude dans le sous-bassin de la rivière Coaticook, parce qu'il ne possède pas son propre exutoire. En fait, la répartition des formes littorales associées à ce niveau glaciolacustre montre que l'interfluve séparant les deux sous-bassins était submergée par des eaux glaciolacustres peu profondes, dans la zone proche de la bordure glaciaire.

3.1.4. Système de désignation des lacs tardiglaciaires

Avec la méthodologie décrite ci-dessus, il a été possible de reconstituer plus de 300 niveaux glaciolacustres à l'intérieur du Sud du Haut Saint-François (Appendice 3), la plupart pour la première fois, associés à 36 lacs proglaciaires (Tableau 3.4: 86). Cette méthodologie a aussi servi pour reconstituer 26 lacs résiduels (Tableau 3.5: 87), dont la plupart le sont aussi pour la première fois. Cette multitude de paléolacs demande que chacun d'eux puisse être désigné d'une manière simple, permettant ainsi de le distinguer aisément des autres. Par exemple, un nom spécifique pourrait être donné à chaque plan d'eau, comme c'est le cas pour les lacs proglaciaires reconstitués dans la région des Grands-Lacs (Hough 1963 et 1968; Wayne et Zumberg 1965; Evenson et Dreimanis 1976). Toutefois, vu le grand nombre de lacs et de niveaux reconstitués dans la région étudiée, ce mode de désignation entraîne la confection de tableaux fort complexes, comme ceux élaborés par Chadwick (1923: 506) et Flint (1971: 566-567) pour la région des Grands-Lacs.

Tableau 3.4: Principaux lacs proglaciaires reconstitués dans le Sud du Haut Saint-François et nombre de niveaux identifiés.

Nom du lac proglaciaire	Localisation (sous-bassin principal)	Nombre de niveaux reconstitués
Albion	au Saumon	13
Ascot	Ascot	14
Au Saumon	au Saumon	28
Ball	Niger	5
Bown	au Saumon	12
Bury	Bury	22
Chabot	Eaton	3
Chesham	au Saumon	3
Clifton	Eaton	7
Coaticook	Coaticook	13
Coaticook - Ascot	Coaticook - Ascot	3
Coaticook - Moe	Coaticook - Ascot	8
De la Montagne	au Saumon	1
Des Bobines	Ascot	3
Ditton	au Saumon	7
Ditton-Est	au Saumon	2
Ditton-Ouest	au Saumon	10
Du Quatre	au Saumon	4
Du Sud	Eaton	3
Dutch	au Saumon	1
Eaton	Eaton	29
Eaton, deuxième branche	Eaton	5
Eaton, première branche	Eaton	9
Eaton-Nord	Eaton	11
Eaton-Nord - au Saumon	Eaton - au Saumon	10
Haseltine	Ascot	3
Hatley	Massawippi	8
Lingwick	au Saumon	7
Lyon	Eaton	7
Magill	au Saumon	3
Mining	au Saumon	6
Moe	Ascot	15
Moe - Ascot	Ascot	1
Morin	au Saumon	6
Niger	Niger	14
Quintin	Bury	9
Stacey	Ascot	6
William	Massawippi	6

Tableau 3.5: Caractéristiques des principaux lacs tardiglaciaires résiduels du Sud du Haut Saint-François.

Nom du lac	Vallée ou cuvette	Niveau du lac (m)		Déversoir	Substrat du déversoir
		altitude maximale	altitude actuelle		
Aylmer-Louise	Lac Aylmer et lac Louise	255	244 (lac Louise)	Seuil de Weedon	Dépôt/roc
Baldwin	Lac Lyster et étang Baldwin	480	472 (lac Lyster)	Gorge de Baldwin Mills	Roc
Bulwer	Ruisseaux Bulwer et Haseltine	255	Disparu	Esker de Johnville	Dépôt
Chalmers	Rivière Coaticook	295	Disparu	Gorge de Coaticook	Roc
Cookshire	Rivière Eaton	215	Disparu	Gorge au sud d'East Angus	Dépôt/roc
De l'île	Étang de l'île	330	326		Roc
De Marbre	Rivière au Saumon	525	Disparu		Dépôt
Dixville	Rivière Coaticook	330	Disparu	Gorge de Dixville	Roc
Ells	Rivière au Saumon	460	Disparu		Dépôt
Francheville	Marécage Scotstown	420	415		Dépôt
Gould	Rivière au Saumon	270	Disparu	Gorge de Fisher Hill	Roc
Johnville	Ruisseau Racey	270	Marécage	Esker de Johnville	Dépôt
La Loure	Lac la Loure	460	457		Dépôt
La Patrie	Rivière au Saumon	380	Disparu	Épandage subaquatique de La Parrie	Dépôt
Lindsay	Rivière Ascot	385	379		Dépôt
Martinville	Rivière Ascot	270	Marécage	Esker de Martinville	Dépôt/roc
McGerrigle	Rivière au Saumon et lac Magill	375	365 (lac Magill)	Gorge de Scotstown	Dépôt/roc
Moffat	Lac Moffat	375	370		Roc
New Mexico	Rivière Eaton-Nord	265	Disparu		Dépôt
Randboro	Rivière Eaton	285	Disparu	Gorge de Randboro	Dépôt/roc
Red Mountain	Rivière Albion	325	Marécage	Gorge de Red Mountain	Dépôt
Rivard	Rivière Moe	435	Marécage		Dépôt
Saint-Isidore	Rivière Clifton	340	Disparu		Dépôt
Sawyerville	Rivière Eaton	265	Marécage	Gorge en aval de Sawyerville	Dépôt/roc
Sucker	Ruisseau de la Truite	390	Marécage		Dépôt
Waterville	Rivière Coaticook	220	Disparu	Gorge de Waterville	Roc

Dès lors, un système de désignation plus simple est élaboré dans cette thèse. Ce système a déjà été utilisé en partie auparavant par A. Larocque *et al.* (1983 et 1985b), G. Larocque *et al.* (1983), Morissette *et al.* (1986), Morissette (1988) et Dubois et Morissette (1994). Il est basé sur l'emploi d'un seul et même nom pour tous les plans d'eau endigués dans la même vallée, dans le même vallon ou dans le même sous-bassin hydrographique, peu importe le nombre de niveaux identifiés. Dans le cas d'un lac proglaciaire, le nom utilisé est celui du cours d'eau principal actuel qui coule dans le fond de la vallée ou du vallon ou qui draine le sous-bassin jadis submergé. Par exemple, le nom de «Lac proglaciaire Coaticook» désigne tous les plans d'eau endigués par la glace dans le fond de la vallée de la rivière Coaticook. Lorsque deux lacs proglaciaires de taille comparable ont fusionné, le lac de coalescence est alors désigné par un nom composé, constitué du nom des deux lacs dont il est issu. Ainsi, le nom de «Lac proglaciaire Coaticook-Moe» désigne tout lac barré au même moment dans les vallées voisines des rivières Coaticook et Moe. Lorsque la coalescence concerne plus de deux lacs, le nouveau lac porte le nom des deux plus importants plans d'eau lui ayant donné naissance. C'est le cas du plan d'eau qui a submergé, en même temps, la vallée des rivières Coaticook, Moe et Ascot et qui est désigné sous le nom de «Lac proglaciaire Coaticook-Ascot», du nom des deux rivières les plus importantes.

Dans le cas des lacs tardiglaciaires résiduels reconstitués, le système de désignation suit une règle tout aussi simple. En effet, lorsque le lac existe encore, il garde son nom actuel, même si le niveau d'eau a baissé depuis lors. Par ailleurs, s'il a disparu depuis la déglaciation, il porte le nom de la localité la plus proche. C'est le cas pour le «Lac résiduel Waterville» qui a persisté quelques temps dans le fond de la vallée de la rivière Coaticook, à Waterville (A. Larocque *et al.* 1984, 1985a et 1985b; Morissette *et al.* 1986; Morissette 1988; Morissette et Dubois 1991; Dubois et Morissette 1994). Il existe toutefois trois exceptions à cette règle. Ainsi, le Lac résiduel Chalmers aurait dû porter le nom de «Lac résiduel Coaticook», tel que suggéré par Morissette (1988), Morissette et Dubois (1991) et Dubois et Morissette (1994), mais ce nom porte trop à confusion avec celui du «Lac proglaciaire Coaticook». Dans cette thèse, il est donc désigné sous le nom de «Lac résiduel Chalmers», pour honorer Robert Chalmers qui fut probablement le premier chercheur à relever des formes littorales sur le site du paléolac (Chalmers 1898b: 63-64). De même, le «Lac résiduel McGerrigle» qui désigne le lac ayant occupé le fond de la vallée de la rivière au Saumon, à Scotstown, est nommé en mémoire d'Harold W. McGerrigle qui a relevé des traces de submersion lacustre dans cette région (McGerrigle 1935: 88). Quant au «Lac résiduel Ells», il honore un géologue du siècle dernier, Robert W. Ells, qui étudia la géologie de la région et d'une bonne partie des Appalaches du Sud du Québec (Ells 1887 et 1889).

Quant aux niveaux glaciolacustres, des études les désignent souvent par un nom particulier. Ainsi, la phase de Sherbrooke («*Sherbrooke phase*») correspond au niveau de 235-270 m du Lac proglaciaire Memphrémagog (McDonald 1968a: 669-670; Gadd *et al.* 1972c: 6-7; Parent 1987: 183-186) et la phase de Fort Ann («*Fort Ann phase*») à celui de 190-230 m du Lac proglaciaire Vermont, dans la partie Sud du Québec (Parent 1987: 186-191; Parent et Occhietti 1988: 231-234). Par ailleurs, Thorne (1964 et 1965), Boissonnault *et al.* (1981), Boissonnault (1983), Boissonnault et Gwyn (1983), Morissette (1988), Morissette et Dubois (1991) de même que Dubois et Morissette (1994) ont désigné les niveaux les plus importants par un chiffre romain, dont la valeur est établie selon l'ordre d'apparition. Dans cette thèse, un système plus simple est utilisé, où chaque niveau est désigné en fonction de l'altitude actuelle du paléorivage. Lorsque le paléorivage a été significativement affecté par le relèvement glacio-isostatique, le niveau est désigné par les altitudes extrêmes du plan d'eau, dont la valeur minimale est mesurée dans la partie distale du lac et la valeur maximale dans la partie autrefois en contact avec la glace.

Par rapport aux études précédentes, le système de nomenclature des lacs et de leurs niveaux ici utilisé possède, outre sa simplicité, deux autres avantages: (1) le nom servant à désigner chaque paléolac, qu'il soit proglaciaire ou bien résiduel, permet de situer le plus rapidement le plan d'eau, parce que ce nom fait le plus souvent référence au réseau hydrographique actuel (lacs proglaciaires) ou aux établissements humains (lacs résiduels) et (2) la ou les valeur(s) identifiant chaque niveau permet(tent) aussi de connaître instantanément la ou les altitudes atteinte(s) par le niveau considéré.

3.2. Évolution des lacs tardiglaciaires

Grâce au nombre important de lacs tardiglaciaires reconstitués dans le Sud du Haut Saint-François, il a été possible d'établir leur évolution générale en fonction de l'altitude de leurs niveaux (Figure 3.13: 76). Dans ce type de diagramme, l'altitude d'un niveau glaciolacustre donné peut servir à déterminer son âge relatif d'apparition par rapport aux autres niveaux du même lac, en appliquant l'hypothèse que les niveaux plus élevés sont plus anciens que les niveaux plus bas. Ce diagramme permet aussi de suggérer des abaissements successifs du niveau des paléolacs et une migration, par étapes, des plans d'eau vers le nord-ouest, soit dans le sens du drainage actuel. Par ailleurs, cette figure permet de définir 5 principales phases dans le développement des lacs tardiglaciaires de la région: (1) la phase des étangs proglaciaires, (2) la phase des laquets proglaciaires, (3) la phase des lacs proglaciaires intermédiaires, (4) la phase des grands lacs proglaciaires et (5) la phase des lacs résiduels.

3.2.1. Phase des étangs proglaciaires

Dans le Sud du Haut Saint-François, les étangs proglaciaires sont apparus dès que les plus hautes crêtes ont émergé au-dessus de la glace. Les niveaux glaciolacustres les plus élevés, reconstitués dans les zones montagneuses ou sur les plus hauts interfluves, appartiennent très souvent à cette première phase de développement. Au début, lorsque seuls les sommets émergeaient au-dessus de la glace, les étendues d'eau devaient être des lacs de nunatak, tout comme ceux décrits par Charlesworth (1966: 450-451), Laverdière (1969: 235), Embleton et King (1975: 537) et Vincent et Hardy (1977: 360), étant donné que leur existence devait être liée à la fonte de la glace au contact du roc. Puis, lorsque le relief a émergé au-dessus de la glace, permettant la déglaciation des interfluves, ces lacs de nunatak devinrent rapidement des lacs d'interfluve, tout comme ceux décrits par Heroy (1974: 278), vu qu'ils étaient alors reliés à l'endiguement des eaux de fonte sur le versant nord des interfluves. Ces plans d'eau n'étaient cependant que des étangs ayant une longueur inférieure à 5 km.

Dans la région d'étude, la majorité des étangs proglaciaires appartiennent au système des «Étangs frontaliers» (Figure 3.13: 76), un ensemble de petits plans d'eau déjà décrit par A. Larocque *et al.* (1983). Ce système inclut plusieurs étangs barrés par la glace sur le flanc nord-ouest des montagnes Frontalières, dont la ligne de crêtes délimite l'interfluve entre le bassin hydrographique du fleuve Saint-Laurent, au nord, et ceux des fleuves Connecticut, Androscoggin et Kennebec, au sud. Parmi les meilleurs exemples de plans d'eau qui font partie des Étangs frontaliers sont ceux barrés par la glace dans les vallons à la tête du sous-bassin de la rivière Eaton (Figure 3.14: 82), tout juste au nord de la frontière Québec - New Hampshire. Le nombre assez élevé de plans d'eau du système des Étangs frontaliers est surtout expliqué par la position de la bordure glaciaire. En effet, cette dernière longeait alors la ligne de partage des eaux, endiguant ainsi des étangs à la tête de plusieurs sous-bassins voisins, en l'occurrence ceux des rivières Coaticook, Moe, Ascot, Clifton, Eaton, Ditton et au Saumon. En plus des Étangs frontaliers, d'autres étangs proglaciaires ont aussi existé, notamment au nord de la ligne de partage des eaux séparant les sous-bassins des rivières Eaton-Nord et au Saumon (A. Larocque *et al.* 1983: 103), ainsi que dans le massif du mont Mégantic. Ce dernier cas sera décrit un peu plus loin, dans cette section.

La présence d'étangs proglaciaires durant la déglaciation du Sud du Haut Saint-François est d'abord confirmée par des paléochenaux incisés dans le fond de col bien souvent perché. L'utilisation de ces émissaires en tant qu'exutoire est déduite à partir de leur calibre plutôt élevé, étant donné leur largeur supérieure à 100 m et leur profondeur proche de 5 m, et de l'observation de sédiments stratifiés et de blocs de diamètre dépassant les 2 m, accumulés

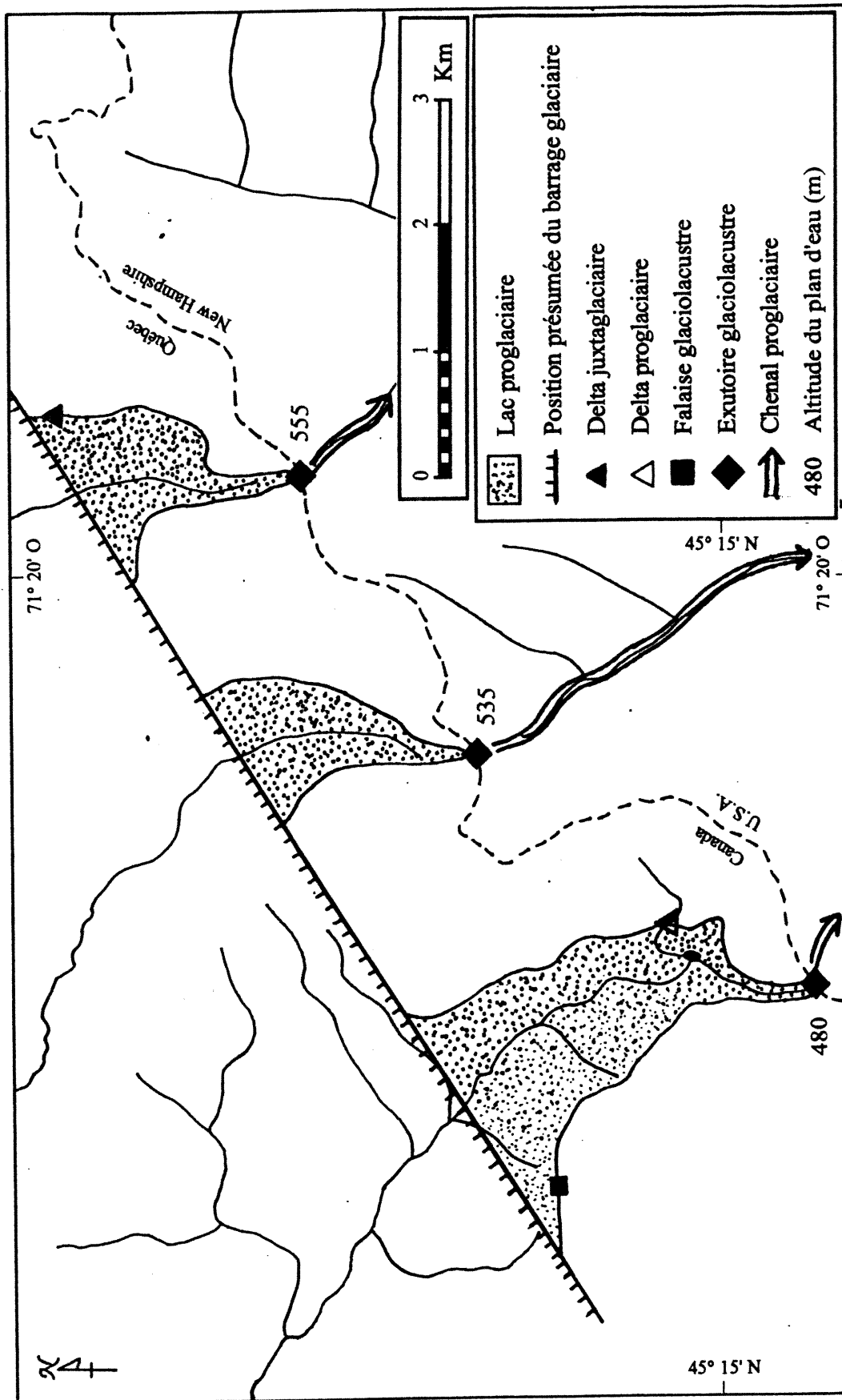


Figure 3.14: Étangs proglaciaires reconstitués à la tête du sous-bassin de la rivière Eaton.

sur leur lit. Les deux exutoires identifiés à la tête du sous-bassin de la rivière Ascot, juste au pied de la colline Chabot (Figure 3.8: 58), possèdent de telles caractéristiques. De plus, les étangs proglaciaires ont également laissé des deltas juxtaglaciaires, des plages et des falaises glaciolacustres, tous assez peu développés et localisés à proximité de l'exutoire associé au niveau considéré. Malgré leur faible dimension, ces diverses formes littorales ont pu être repérées au moyen de la méthodologie présentée à la section 3.1.

En dépit de leur faible étendue, les étangs proglaciaires de la région possédèrent un système de drainage assez bien organisé, cela dès le début de la déglaciation. En effet, au début de l'existence des Étangs frontaliers, le surplus d'eau de ces plans d'eau s'écoula vers le sud-est et le sud, avant d'aboutir dans des plaines proglaciaires occupant le fond des vallées situées de l'autre côté de l'interfluve, dont celui de la rivière Hall (Figure 3.15: 84). Cette bonne organisation du drainage est d'abord due au fait que ces étangs étaient drainés par un émissaire creusé dans le fond d'un col. En effet, ce type d'exutoire a l'avantage d'être plus stable que celui creusé sur un versant en contact direct avec une bordure glaciaire, vu que sa position n'est pas reliée à la présence d'une glace formant l'une de ses berges.

Un étang proglaciaire particulier exista à l'intérieur du massif du mont Mégantic. En effet, un étang proglaciaire de nunatak se forma au cours de l'émergence des sommets au-dessus de la glace. Avec la baisse d'altitude de la surface du glacier, ce plan d'eau migra dans le fond du ravin du ruisseau Deloge, situé dans la partie sud-est du massif. Son existence est suggérée par des varves parfois écrasées par des blocs délestés (site LP-357, Appendice 2), observées à une altitude un peu supérieure à 700 m, soit à une hauteur de 150 m au-dessus de la surface du plateau entourant le massif. Par la suite, l'étang proglaciaire de nunatak se transforma en un lac interlobaire, lorsque la bordure glaciaire s'est déchiré juste au sud-est du massif du mont Mégantic, permettant la création de deux lobes (A. Larocque *et al.* 1983: 99-100). Finalement, cet étang se fusionna avec le Lac proglaciaire au Saumon, un laquet proglaciaire dont le niveau d'eau atteignait alors une altitude de 535 m.

3.2.2. Phase des laquets proglaciaires

La deuxième phase de développement des lacs glaciaires est apparue dans la région étudiée lorsque la bordure glaciaire s'est éloignée de la tête des sous-bassins, ce qui favorisa ainsi la coalescence de plusieurs petits étangs proglaciaires et la création des laquets proglaciaires. Ces derniers ont été moins nombreux que les étangs, mais ils ont été plus longs, mesurant entre 5 et 20 km de longueur. Ils incluent surtout les lacs proglaciaires Niger, Coaticook,

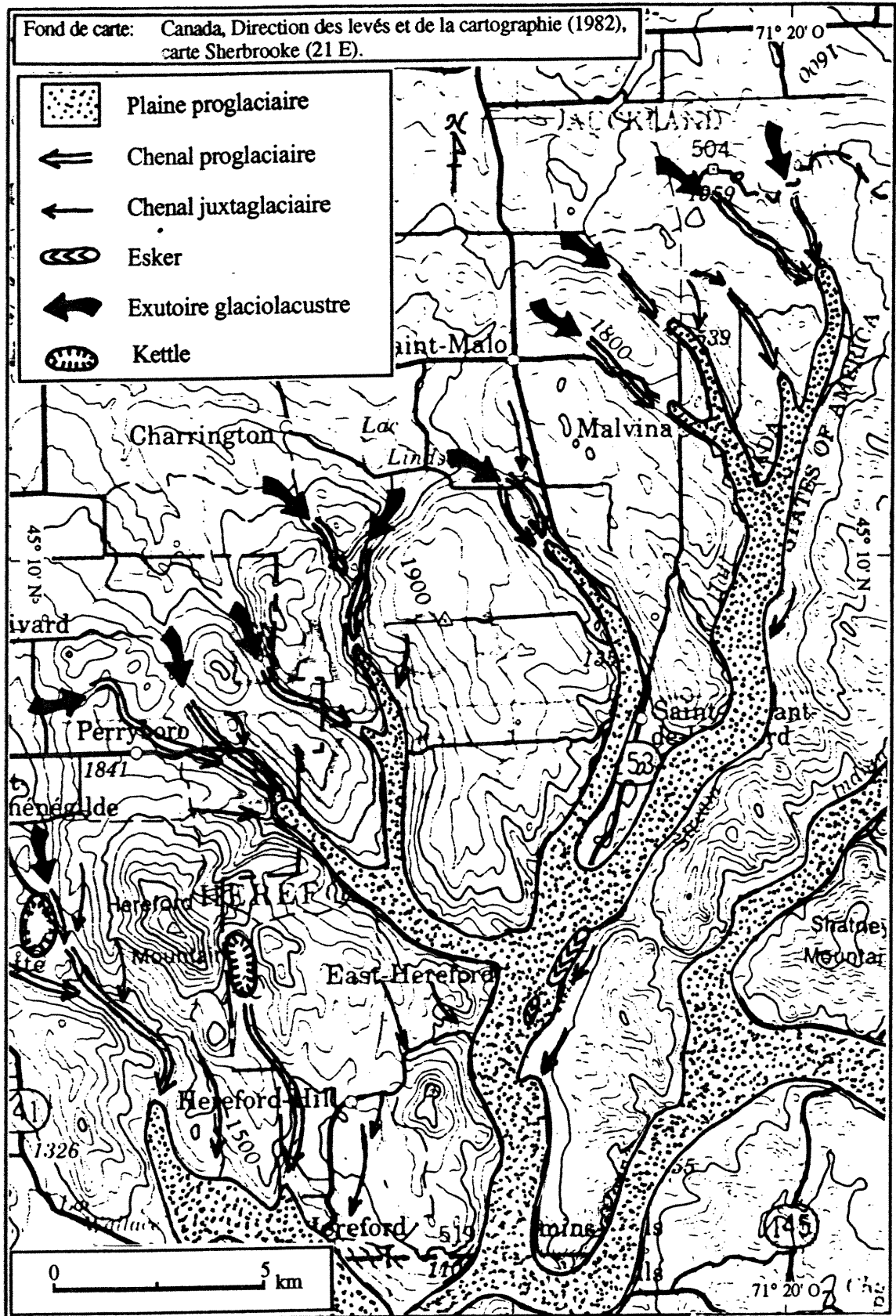


Figure 3.15: Réseau de drainage de lacs proglaciaires alimentant la plaine proglaciaire de la rivière Hall, à la frontière Québec - New Hampshire.

Moe, Ascot, Clifton, Eaton, Eaton-Nord, Ditton, Chesham et au Saumon (Figure 3.13: 76). La plupart d'entre-eux possédait une forme plutôt allongée, parce qu'il submergeait des sections étroites mais profondes de vallées, exemptes de tributaires importants, comme c'est le cas du Lac proglaciaire au Saumon, lors de son niveau de 415-430 m (Figure 3.16: 86). Le Lac proglaciaire Coaticook en est aussi un autre exemple. À ses débuts, cette étendue d'eau était un étang proglaciaire confiné à la tête du sous-bassin de la rivière Coaticook. Son niveau d'eau était alors contrôlé par un exutoire creusé dans le fond du col le plus bas situé sur la ligne principale de partage des eaux, tout juste au sud de l'étang Norton (A. Larocque *et al.* 1985b; Morissette *et al.* 1986; Morissette 1988: 13-15; Dubois et Morissette 1994: 322). Au fur et à mesure que le barrage glaciaire se retira vers le nord, s'éloignant ainsi de la tête du sous-bassin, le lac s'étendit dans la même direction, tout en demeurant au même niveau, jusqu'à la déglaciation d'un nouvel exutoire situé sur l'interfluve ouest, au sud de Barnston, permettant une baisse du niveau d'eau du lac.

Par rapport aux formes glaciolacustres littorales des étangs proglaciaires, celles relevées le long du paléorivage des laquets proglaciaires sont plus abondantes, plus diversifiées et bien mieux développées, probablement à cause de la plus grande taille des lacs. Dans le cas des deltas juxtaglaciaires, leur plus grande dimension s'explique surtout par l'arrivée d'eau qui provient du drainage de lacs voisins, s'ajoutant à celle issue de la fonte directe de la glace. C'est le cas pour les deltas juxtaglaciaires du niveau de 415-430 m du Lac proglaciaire au Saumon (Figure 3.16: 86), dont ceux situés juste à l'ouest du mont Mégantic (Figure 3.1a: 51) qui furent accumulés par des eaux provenant du drainage de lacs situés plus au nord-est. Par ailleurs, c'est lors de cette phase de développement que des deltas fluviaux sont apparus sur le côté distal du lac, à la faveur d'une baisse du niveau d'eau qui a permis la migration du lac vers le nord-ouest.

Tout comme pour les étangs proglaciaires, le niveau le plus élevé des laquets proglaciaires ont été drainés par un exutoire proglaciaire creusé dans le fond du plus bas col situé à la tête du sous-bassin hydrographique. Toutefois, pour tous les niveaux suivants, le drainage s'est fait latéralement, via l'un des côtés du sous-bassin. Ce changement de position de l'exutoire est expliqué par le recul du barrage glaciaire vers le nord-ouest, permettant la déglaciation de points plus bas le long d'un interfluve secondaire. Ce recul de la bordure glaciaire a aussi favorisé l'apparition d'exutoires de versant, creusés au contact de la glace, tout comme ceux identifiés sur le paléorivage sud-ouest de plusieurs niveaux du Lac proglaciaire au Saumon, près de Tupperville (Figure 3.9: 59). Ces divers exutoires ont été creusés en série, au fur et à mesure du retrait, entraînant ainsi des baisses successives du niveau du lac.

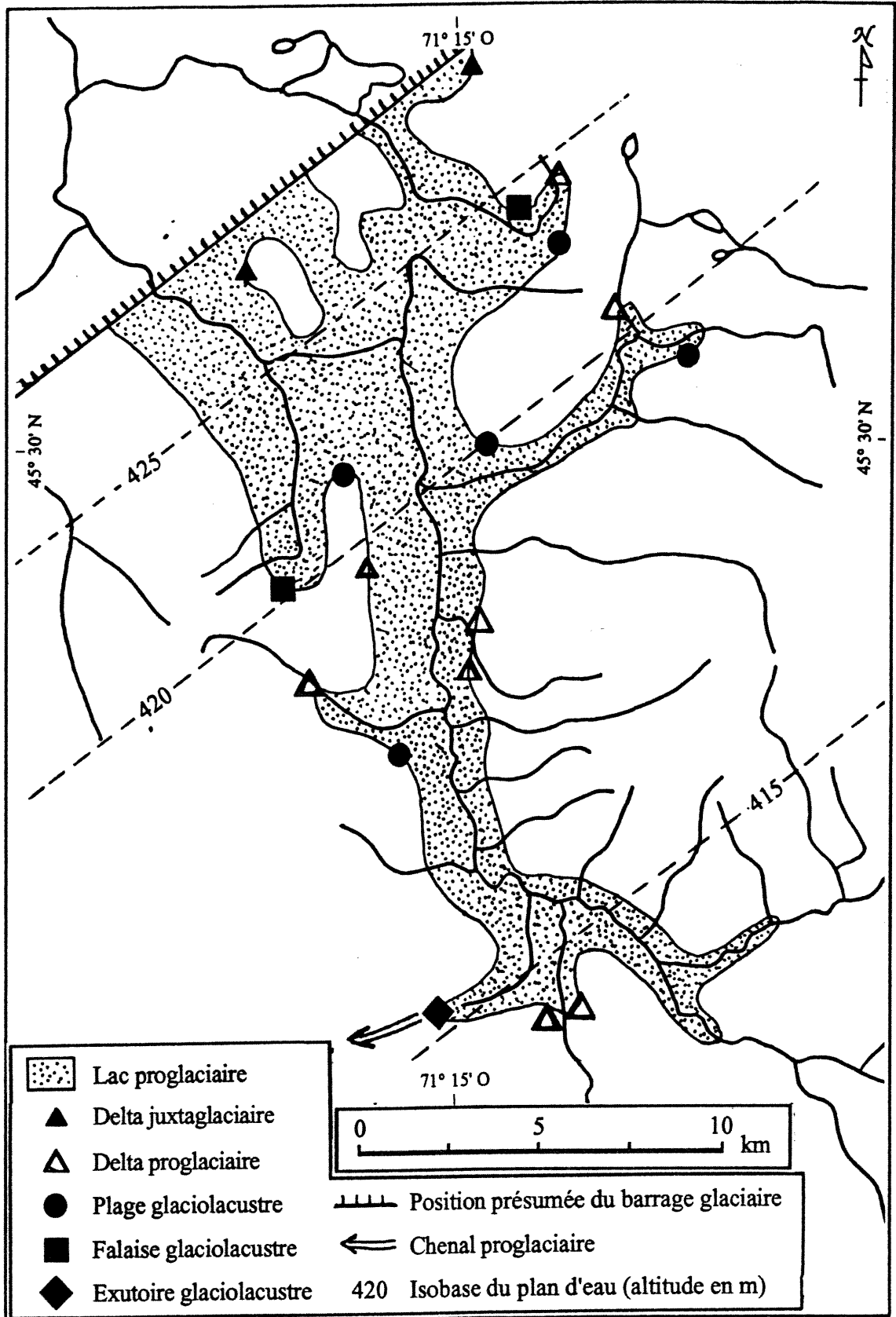


Figure 3.16: Étendue maximale du niveau de 415-430 m du Lac proglaciaire au Saumon.

Lors de la phase des laquets proglaciaires, le drainage des eaux de fonte était principalement orienté vers le sud-ouest, en direction du Lac proglaciaire Memphrémagog (Figure 3.13: 76). Les niveaux glaciolacustres les plus élevés du sous-bassin de la rivière au Saumon font exception, étant donné que leur drainage s'est d'abord effectué vers l'est, en direction du bassin du fleuve Kennebec, via le bassin de la rivière Chaudière (A. Larocque *et al.* 1983). Ces sens de drainage sont avant tout déduits: (1) de la baisse d'altitude des paléochenaux ayant servi d'émissaire, (2) de l'identification de paléodeltas à leur embouchure et (3) des mesures de paléocourant faites dans ces deltas. Cette reconstitution du sens d'écoulement des eaux montre d'ailleurs l'existence d'un système de drainage où un laquet proglaciaire se vidait dans un voisin, à la manière d'une clepsydre, jusqu'à ce que les eaux aient finalement quitté la région. Ce système de drainage a pu exister parce que les laquets étaient disposés en une séquence parallèle, comme celle définie théoriquement par Twidale (1968: 463).

3.2.3. Phase des lacs proglaciaires intermédiaires

Dans la région d'étude, la troisième phase de développement des lacs tardiglaciaires apparaît au moment où la bordure glaciaire recula jusqu'à permettre la coalescence d'au moins deux laquets proglaciaires pour former un lac proglaciaire intermédiaire. Ce dernier type de lac est qualifié d'intermédiaire parce qu'il a souvent été une phase de transition entre des laquets proglaciaires et le plus grand lac proglaciaire de la région étudiée, soit le Lac proglaciaire Memphrémagog, lors du niveau de 230-270 m. C'est d'ailleurs pourquoi la plupart des lacs proglaciaires intermédiaires sont reconstitués dans la partie inférieure des sous-bassins des rivières Coaticook, Moe, Ascot et Eaton (Figure 3.13: 76). La seule exception à cette règle est le Lac proglaciaire Eaton-Nord - au Saumon qui a submergé la section médiane de la vallée de la rivière au Saumon et la tête de la vallée de la rivière Eaton-Nord, plutôt que leur partie inférieure respective, comme pour les autres lacs intermédiaires. La formation précoce d'un lac proglaciaire intermédiaire à cet endroit est reliée à l'altitude relativement basse du col reliant la tête du sous-bassin de la rivière Eaton-Nord avec celui de la rivière au Saumon, ce qui permit à un même plan d'eau de submerger deux sous-bassins différents. De plus, le Lac proglaciaire Eaton-Nord - au Saumon s'est terminé en se scindant en deux laquets, les lacs proglaciaires Eaton-Nord et au Saumon, qui restèrent confinés dans leur sous-bassin respectif (Figure 3.13: 76), au lieu de précéder l'arrivée d'un grand lac proglaciaire, comme dans le cas des autres lacs intermédiaires. Néanmoins, les lacs proglaciaires intermédiaires possèdent un point commun: ils avaient une forme plutôt digitée, parce qu'ils s'étendaient dans plusieurs vallées contiguës, séparées par un interfluve partiellement émergé, comme dans le cas du niveau de 290-300 du Lac proglaciaire Coaticook - Ascot (Figure 3.11: 68).

En général, les formes littorales appartenant aux lacs proglaciaires intermédiaires sont plus nombreuses, mais moins développées que celles des laquets proglaciaires, probablement à cause d'une plus courte durée du lac intermédiaire (section 3.3.2). Les deltas juxtaglaciaires font toutefois exception, alors que leur superficie plus grande s'explique par le plus grand débit des eaux qui les ont accumulés, à la suite de la vidange d'étendues d'eau plus grandes ou du drainage d'un réseau hydrographique proglaciaire plus important que dans le cas des laquets. Par ailleurs, les formes littorales les plus fréquentes le long du paléorivage de lacs proglaciaires intermédiaires sont les deltas fluviatiles accumulés à l'embouchure de cours d'eau non glaciaire et de petites falaises incisées sur la pente frontale des deltas édifiés lors des niveaux glaciolacustres antérieurs. Les exutoires sont très souvent creusés sur le dessus presque plat des interfluves, à peu de distance du débouché des vallées, là où la différence d'altitude entre la ligne de partage des eaux et le talweg est plutôt faible. Même si ces exutoires possèdent un lit assez large, leur encaissement n'est souvent pas très profond. Leur incision par des eaux de fonte est toutefois suggérée par l'existence d'un paléodelta à l'autre extrémité du paléochenal. Les mesures du sens des paléocourants montrent que les eaux de fonte coulaient essentiellement dans le même sens que durant la deuxième phase de développement, soit vers le sud-ouest.

3.2.4. Phase des grands lacs proglaciaires

La quatrième phase de développement des lacs tardiglaciaires s'amorça au moment où le barrage glaciaire atteignit la dépression occupée actuellement par les rivières Massawippi et Saint-François, permettant la coalescence graduelle de lacs proglaciaires intermédiaires avec le Lac proglaciaire Memphrémagog (Figure 3.13: 76). Ce vaste plan d'eau fut d'abord barré dans le fond de la cuvette de l'actuel lac Memphrémagog avant de s'étendre vers le nord, au fur et à mesure de la déglaciation des vallées occupées par les rivières Magog, Massawippi et Saint-François (McDonald 1967a et 1968a; Boissonnault *et al.* 1981; Boissonnault 1983; Boissonnault et Gwyn 1983). Un autre grand lac, le Lac proglaciaire Papawikotekw, a été endigué à l'intérieur du bassin de la rivière Chaudière (Shilts 1969 et 1981; A. Larocque *et al.* 1983), situé tout juste à l'est de la région étudiée.

Les formes glaciolacustres littorales les mieux développées du Sud du Haut Saint-François sont relevées le plus souvent le long du paléorivage associé au niveau de 230-270 m du Lac proglaciaire Memphrémagog, l'un des plus grands lacs tardiglaciaires reconstitués dans les Appalaches du Sud du Québec. Par exemple, les deltas juxtaglaciaires mis en place lors de ce niveau possèdent une taille plus grande que ceux associés à tous les lacs appartenant aux

phases précédentes de développement. Il en est de même des deltas fluviaux dont les plus étendus sont relevés au débouché des vallées, comme celles des rivières Niger, Moe (Figure 3.3: 53), Ascot et Eaton, ainsi que dans la partie aval de la vallée du ruisseau Bury. Les plages et les falaises glaciolacustres les mieux développées de la région d'étude sont aussi associées à ce niveau du Lac proglaciaire Memphrémagog.

Durant le niveau de 230-270 m du Lac proglaciaire Memphrémagog, seuls les reliefs les plus bas de la région, soit l'aval des vallées des rivières tributaires de la Saint-François et de la Massawippi, ont été submergés par une masse d'eau glaciolacustre, dont le drainage était orienté vers le Lac proglaciaire Vermont, via le col du lac Nick (McDonald 1967a et 1968a; Boissonnault *et al.* 1981; Boissonnault 1983; Boissonnault et Gwyn 1983; Dubé 1983). Le Lac proglaciaire Memphrémagog persista un certain temps dans le bassin de la rivière Saint-François, jusqu'à sa fusion avec le Lac proglaciaire Vermont (Parent et Occhietti 1988). La submersion glaciolacustre du Moyen et du Bas Saint-François cessa probablement au début de la transgression champlainienne des Basses terres du Saint-Laurent, vers 12 ka. Une fois que la glace ait disparu de la région, seuls des lacs résiduels auraient subsisté.

3.2.5. Phase des lacs tardiglaciaires résiduels

Au fur et à mesure que les lacs proglaciaires migrèrent vers l'aval des vallées de la région et que les niveaux glaciolacustres baissèrent, des lacs résiduels occupèrent le fond de certaines dépressions topographiques. Leur apparition s'est probablement faite à la suite d'une baisse graduelle des niveaux glaciolacustres, ce qui a permis l'émergence de seuils constitués de dépôts de nature glaciaire, faisant office de barrage à la place de la glace. Des lacs résiduels ont déjà été reconstitués (Figure 3.17: 90), comme à Coaticook et à Waterville (A. Larocque *et al.* 1985b; Morissette *et al.* 1986; Morissette 1988; Morissette et Dubois 1991; Dubois et Morissette 1994). L'existence de tels lacs fut également supposée dans la vallée de la rivière Eaton-Nord (McDonald 1968b), de la rivière Eaton (McDonald 1968b; Landry 1974) et de la rivière Clifton (Fortin 1974). Mais, c'est dans cette thèse que la plupart des autres lacs tardiglaciaires résiduels sont reconstitués pour la première fois.

Les niveaux autrefois atteints par les lacs résiduels sont attestés par des formes littorales qui surplombent les berges des cours d'eau actuels et les rivages des lacs contemporains. Dans la plupart des cas, le barrage qui retenait les eaux du lac résiduel a été éventré par les eaux de vidange, laissant deux rives escarpées où les dépôts sont mis à jour, comme dans le cas des lacs résiduels La Patrie, Bulwer et Martinville. Pour les lacs restants, l'exutoire n'était

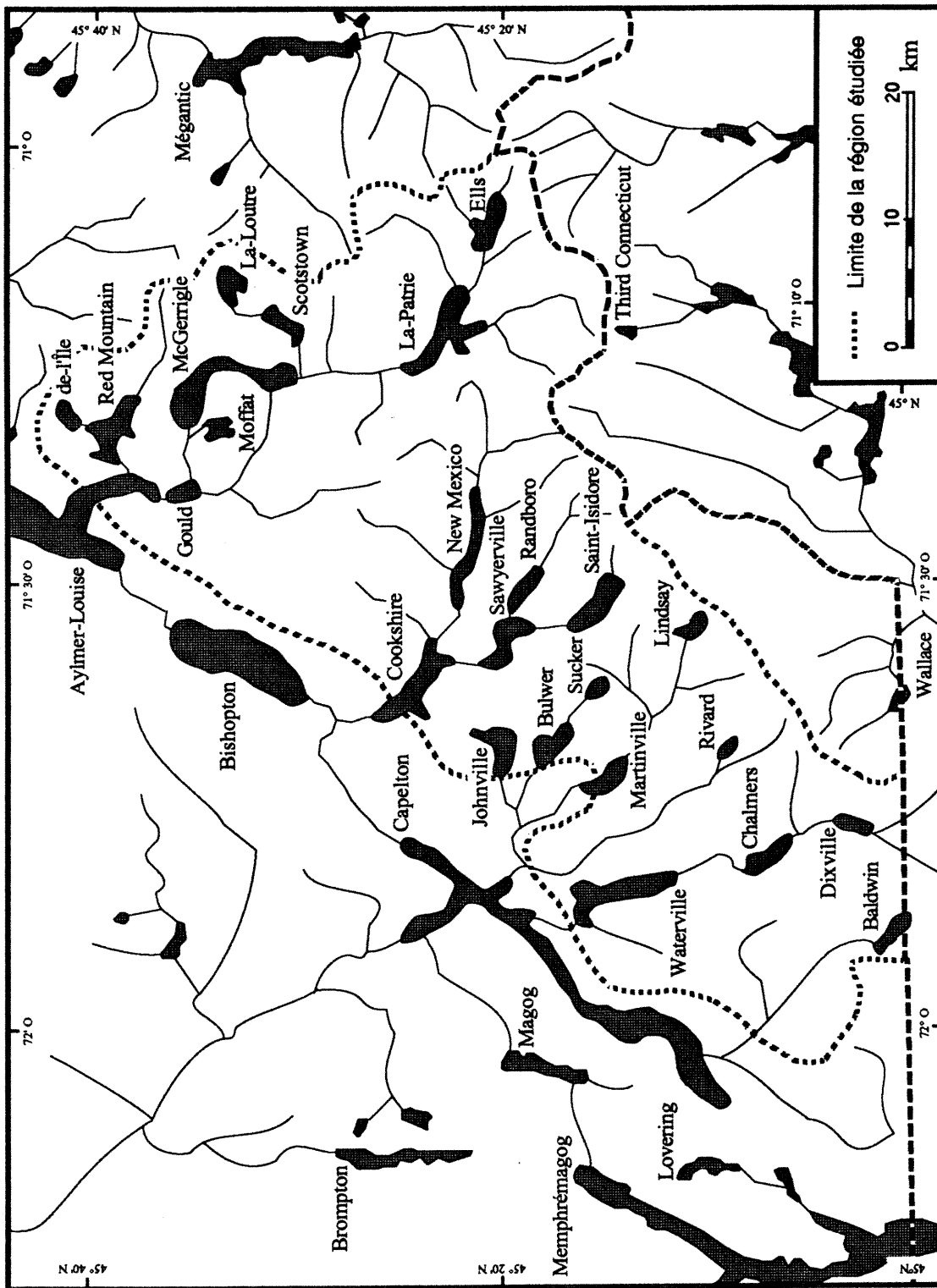


Figure 3.17: Localisation des plus importants lacs tardiglaciaires résiduels du Sud du Haut Saint-François.

pas installé sur le barrage, mais plutôt sur l'un des versants de la vallée, ce qui a contribué à la création d'épigenies relevées dans la région, notamment celle de la rivière Coaticook, à Coaticook (Blanchard 1947: 218; Cooke 1957: 30; Thorne 1965: 235; Bird 1980: 110; G. Larocque *et al.* 1985). Par ailleurs, le fond des paléolacs résiduels disparus est bien souvent couvert d'alluvions fluviales sur lesquelles les cours d'eau actuels décrivent des méandres, comme c'est le cas pour la rivière Coaticook, au nord et au sud de Coaticook.

Par rapport au réseau hydrographique actuel (Figure 2.1: 37), les lacs résiduels occupaient alors une bonne partie du fond des vallées ou des cuvettes. Bien que certains lacs résiduels aient persisté jusqu'à maintenant, la majorité d'entre-eux sont disparus (Tableau 3.5: 78). La cause la plus fréquente de leur disparition serait l'incision complète de leur exutoire qui s'est faite bien souvent à travers le barrage de dépôts. C'est le cas pour le paléolac résiduel New Mexico (Figure 3.17: 90) qui fut barré dans la vallée de la rivière Eaton-Nord, au sud d'Island Brook, et dont la position de l'exutoire correspond à une gorge profonde d'environ 40 m, encaissée dans du till de fond et des sédiments glaciolacustres fins. Pour d'autres lacs disparus, l'encaissement de l'exutoire s'est fait essentiellement dans le roc, comme dans le cas de l'ancien Lac résiduel Gould, autrefois localisé dans la vallée de la rivière au Saumon, au nord-ouest du village de Gould (Figure 3.17: 90). Le remplissage de la cuvette lacustre par des alluvions fluviales serait une autre cause de la disparition de certains lacs résiduels. C'est possiblement le cas pour le Lac résiduel Chalmers, localisé dans le fond de la vallée où est bâtie la ville de Coaticook: sa disparition est aussi bien expliquée par le comblement de sa cuvette par des alluvions déposées par la rivière Coaticook que par la lente incision de son exutoire dans le substratum rocheux situé sur le versant occidental de la vallée.

Quant aux lacs résiduels encore existants, leur conservation aurait été assurée aussi bien par le faible comblement alluvial que par la plus grande dureté du substrat sur lequel est installé le déversoir. En effet, ce dernier est souvent excavé dans le substratum rocheux, bien qu'il existe encore des lacs dont le niveau d'eau soit contrôlé par des dépôts meubles, comme le Lac résiduel Francheville, au sud-est de Scotstown (Tableau 3.5: 78). Par ailleurs, tous les lacs encore existants se localisent à la tête des bassins ou des sous-bassins hydrographiques (Figure 3.17: 90). Leur préservation aurait pu être favorisée par le manque, à leur amont, de cours d'eau assez importants pour transporter des débris en quantité suffisante et permettre le comblement de la cuvette lacustre dans laquelle ils se jettent.

3.3. Autres caractéristiques des lacs proglaciaires

La reconstitution du développement des lacs tardiglaciaires du Sud du Haut Saint-François montre dans changements affectant certaines caractéristiques des lacs proglaciaires, au cours de la déglaciation. Ces changements touchent surtout la taille, la forme et la localisation des lacs, la quantité de formes littorales dénombrées, la position topographique de l'exutoire et le sens du drainage des lacs. Par ailleurs, d'autres caractéristiques semblent ne pas dépendre du stade de développement des paléolacs, soit: (1) la profondeur maximale des paléolacs et la profondeur de dépôt des varves (section 3.3.1), (2) la durée et la stabilité des niveaux glaciolacustres (section 3.3.2) et (3) la baisse rapide des niveaux glaciolacustres, lors d'un changement d'exutoire (section 3.3.3).

3.3.1. Profondeur des lacs et sédimentation des varves

D'après des études antérieures, comme celles de Gadd (1983, 1984a et 1984b), les varves seraient peu fréquentes dans les Appalaches du Sud du Québec, y compris dans le Sud du Haut Saint-François. Gadd (1984a: 87) en attribua la raison à la fonte de glace stagnante dans les dépressions, empêchant ainsi toute sédimentation glaciolacustre. Par contre, Gwyn et Boissonnault (1984: 87-88) estimèrent, pour leur part, que la fréquence plutôt faible des varves serait liée à la faible profondeur des lacs. D'ailleurs, la rareté des varves ainsi que leur faible épaisseur sont bien souvent expliquées par un faible taux de sédimentation en eau profonde, surtout à cause de la petite dimension du lac (Mathews 1956: 550), de sa brièveté (Lundqvist 1972: 31) ou de sa faible profondeur (Veillette 1983).

Au cours de ce travail, de nombreuses sections contenant des varves ont été relevées un peu partout dans la région étudiée (Tableau 3.6: 93). La majorité de ces sections sont localisées dans un fond de vallée, juste au pied d'un versant. À ces endroits, les varves sont parfois surmontées par un till de fond mis en place au cours d'une récurrence tardiglaciaire (section 4.3), par des sédiments deltaïques ou par des alluvions accumulées par des cours d'eau non glaciaires. Cependant, l'étendue réelle des varves à l'intérieur de la région est probablement bien plus grande que les seules sections relevées. En effet, plusieurs forages consignés par Grenier et Dempster (1974), McCormack (1979) et C. Bilodeau (1981) traversèrent des épaisseurs parfois assez grandes de sédiments fins, probablement d'origine glaciolacustre ou même lacustre, fossilisés sous les alluvions formant le lit majeur des cours d'eau actuels. D'autres forages ont également révélé la présence de sédiments fins dans le fond de la vallée de la rivière Eaton (Simard 1970) et dans celle de la rivière au Saumon, à La Patrie (C. Bilodeau 1978). La position topographique et stratigraphique des varves permet d'ailleurs

Tableau 3.6: Profondeur de mise en place des varves tardiglaciaires relevées sur plusieurs sites du Sud du Haut Saint-François.

Site (1)	Altitude des varves (m)	Épaisseur minimale (m)	Altitude du niveau glaciolacustre (m)		Profondeur d'eau (m)	
			maximum	minimum	maximum	minimum
CO-005	210	15,0	295	235	85	25
CO-016	345	0,4	370	350	25	5
CO-035	220	3,1	370	235	150	15
CO-052	210	1,6	370	235	160	25
CO-128	210	5,2	370	235	160	25
CO-271	205	3,0	305	235	100	30
DU-036	215	1,0	245	240	30	25
LP-074	540	2,0	565	565	25	25
LP-222	385	0,5	420	395	35	10
LP-369	425	3,4	535	435	110	10
LP-418	355	1,0	375	375	20	20
LP-419	365	0,4	390	375	25	10
LP-423	425	0,5	470	435	45	10
SH-313	225	0,4	280	235	55	10
SH-326	275	0,6	295	285	20	10
SH-383	210	4,0	265	235	55	25

(1) Localisation dans l'appendice 2.

d'expliquer leur rareté apparente, comme l'a conclu Gadd (1983, 1984a et 1984b). En effet, vu que les varves étaient surtout accumulées dans le fond des vallées et des cuvettes, elles seraient en grande partie masquées par les sédiments fluviaux et lacustres postglaciaires ou bien recouvertes par les eaux des lacs actuels, comme dans le cas des lacs Memphrémagog et Massawippi (Turgeon 1993). D'ailleurs, leur mise à jour aurait été principalement reliée à l'érosion postglaciaire, vu que les sites relevés ont souvent été incisés par un cours d'eau postglaciaire.

L'épaisseur des varves a aussi été mesurée dans les sections relevées (Tableau 3.6: 93). Sur la moitié des sites, la série de varves possède une épaisseur égale ou inférieure à un mètre, ce qui suggère une faible accumulation de sédiments fins dans le fond du lac. Toutefois, des séquences particulièrement épaisses de varves sont aussi relevées dans le fond de la vallée de la rivière Coaticook, entre Waterville et Coaticook, aux sites CO-005 et CO-128 (Tableau 3.6: 93). Ces varves ont été accumulées dans le fond du Lac proglaciaire Memphrémagog, surtout lors du niveau de 230-270 m, puis dans le Lac résiduel Waterville.

La faible épaisseur des varves souvent relevée dans la région peut aussi être expliquée par leur érosion partielle après leur dépôt. En effet, à l'exception des sites DU-036, LP-074 et LP-369, tous les autres sites consignés dans le tableau 3.6 (p. 93) montrent des varves dont la partie supérieure est érodée, comme nous le suggère le contact net et discordant entre les varves et le dépôt sus-jacent. Cette discordance peut éventuellement s'expliquer par une érosion post-sédimentaire de la surface des varves, à la suite de deux types d'événement: (1) une récurrence tardiglaciaire mineure de la bordure glaciaire, mettant en place un till de chevauchement par dessus des varves (section 4.3), comme au site CO-016 (Appendice 2) ou (2) l'encaissement d'un cours d'eau postglaciaire dans des varves, notamment comme au site CO-005 (Appendice 2). À d'autres sites, dont les sites CO-035 et CO-052 (Tableau 3.6: 93), les varves affleurent directement à la surface, ce qui peut s'expliquer par une érosion complète des dépôts fluviaux postglaciaires ou par l'absence de sédimentation fluviale au-dessus des varves.

La présence de varves dans la région d'étude démontre donc que les lacs proglaciaires y ont eu une profondeur suffisante pour permettre leur dépôt. Étant donné leur mise en place en eau profonde, les varves peuvent aussi servir à déterminer la profondeur des paléolacs dans lesquels elles ont été accumulées. Par exemple, la profondeur maximale de submersion de chaque site de varves correspond à la dénivellation entre la base des varves, peu importe la position topographique du site, et les formes littorales les plus élevées qui sont relevées en position perchée sur les versants. Cette profondeur maximale serait associée au début de la

mise en place des varves. Les différents sites étudiés montrent que le dépôt des varves dans le fond de lacs de la région s'est fait même lorsque la profondeur d'eau était aussi basse que 5 m (Tableau 3.6: 93). Par contre, les plus grandes profondeurs atteintes par les paléolacs de la région dépasseraient 150 m, essentiellement dans la section de la vallée de la rivière Coaticook qui est située entre Waterville et Coaticook.

3.3.2. Durée et stabilité des niveaux glaciolacustres

La durée absolue des niveaux glaciolacustres reconstitués est l'une des caractéristiques les plus difficiles à établir dans la région étudiée. Ainsi, la méthode du radiocarbone n'a pas été utilisée, d'abord parce que la fourchette d'écart des dates obtenues pour des matériaux du Wisconsinien tardif est de l'ordre de quelques centaines d'années, ce qui est bien plus grand que la durée supposée des lacs proglaciaires éphémères qui est de l'ordre de quelques années. De plus, aucun matériel pouvant donner des dates fiables, comme les fragments de bois ou les coquilles, n'a été aperçu dans les dépôts tardiglaciaires. Seules des concrétions calcaires ont été relevées dans des matériaux glaciolacustres fins, mais la probabilité qu'elles soient contaminées par des carbonates plus vieux que le Wisconsinien est très grande. En effet, le substratum rocheux d'une bonne partie de la région renferme des carbonates, en particulier des calcaires (Tableau 2.1: 43). La présence de ces roches explique d'ailleurs la dureté des eaux souterraines (McCormack 1979) et donc la teneur en carbonate calcique mesurée dans le till de fond, notamment aux environs de Coaticook (McDonald 1967a: 38-39) et dans la moitié septentrionale du sous-bassin de la rivière au Saumon (G. Larocque 1983: communication personnelle). Une contamination des dépôts tardiwisconsinien par des carbonates anciens peut d'ailleurs être responsable des âges trop vieux, tels que celui de 14 900 ans \pm 200 ans B.P. obtenu par Mott (1977: 141) sur des silts organiques calcaires prélevés dans le fond de l'étang Unknown, tout près de la frontière Québec - Maine, à l'est de Lac-Mégantic. D'un autre côté, la rareté des débris organiques à l'intérieur des sédiments glaciolacustres peut être expliquée par l'existence d'un climat rigoureux dans les Appalaches du Sud du Québec, lors de la déglaciation (P. Richard 1978; Parent 1987). Cette hypothèse est d'ailleurs avancée par Stone et Ashley (1992) afin d'expliquer l'important laps de temps, environ 2000 ans, entre la déglaciation et le début de la revégétalisation tardiglaciaire autour du Lac proglaciaire Hitchcock, endigué dans la vallée du fleuve Connecticut.

La durée absolue de chaque niveau glaciolacustre pourrait être mesurée par le comptage des varves. Cette méthode est basée sur la périodicité annuelle dans le dépôt de deux couches ou lamelles successives, la plus grossière lors de la période d'ablation et la plus fine durant la

période de gel (De Geer 1912). Malheureusement, tel que mentionné précédemment, les séries de varves sont très souvent incomplètes dans la région étudiée, principalement parce que la partie supérieure du dépôt a été plus ou moins érodée au cours de l'implantation du drainage postglaciaire. Seule une séquence complète de 185 varves, surmontée directement par des sédiments deltaïques a été observée dans la coupe du site LP-369 (Appendice 2) qui est située sur la rive occidentale de la rivière Ditton, un affluent de la rivière au Saumon (Morissette 1983: 24). Selon notre reconstitution des lacs proglaciaires de ce sous-bassin, quatorze niveaux glaciolacustres s'y sont succédés lors du dépôt de la séquence complète de varves. De ce fait, chaque niveau a duré, en moyenne, un peu plus de treize années. Bien que cette valeur moyenne ne puisse pas être comparée avec des mesures faites sur d'autres sites, elle donne quand même une idée de la durée des niveaux glaciolacustres d'une partie du sous-bassin de la rivière au Saumon, au cours de la dernière déglaciation.

Dans le cas des autres niveaux glaciolacustres reconstitués, nous proposons d'estimer leur durée relative en utilisant la distance couverte par le barrage glaciaire lors du retrait, au cours de l'existence du niveau glaciolacustre considéré. Cette distance correspond à l'intervalle de longueur entre l'exutoire du niveau considéré et la position extrême atteinte par le barrage glaciaire, lors de ce même niveau. Dans la plupart des cas, elle est égale à la distance qui sépare deux exutoires glaciolacustres associés à deux niveaux glaciolacustres successifs et situés sur le même interfluve. Théoriquement, plus cette distance est grande, plus la durée du niveau glaciolacustre aurait été longue. Dans la région étudiée, la plus grande distance mesurée est légèrement supérieure à 20 km. Elle fut obtenue pour le niveau de 415-430 m du Lac proglaciaire au Saumon. Toutefois, pour la plupart des niveaux reconstitués, cette distance est moins de 3 km, ce qui suggère une durée d'existence plutôt courte des niveaux. Elle est la plus petite lorsque les exutoires glaciolacustres furent incisés en série, sur la pente d'un versant, comme celles relevées au nord de Tupperville (Figure 3.9: 59). Une telle série d'exutoires implique que chaque exutoire a été utilisé successivement, du plus élevé au plus bas, au fur et à mesure du retrait progressif de la glace. En se basant sur plusieurs études, comme celles de Mannerfelt (1949: 196) et de Hoppe (1957), concernant la durée d'incision des chenaux juxtaglaciaires en série, la durée d'utilisation d'un exutoire de versant peut être d'au plus une année. Or, comme la distance moyenne entre deux exutoires creusés en série est de l'ordre de 200 m, cette distance peut alors être considérée comme étant celle du retrait glaciaire pour année. Toutefois, cette valeur pourrait ne pas être statistiquement significative pour établir la durée d'un bon nombre de niveaux glaciolacustres, soit ceux dont l'exutoire n'est pas creusé sur un versant, à la manière d'un chenal juxtaglaciaire. Même dans ces cas, il peut être possible de déduire la durée de ces niveaux à partir du taux moyen de retrait de la bordure (± 200 m/an), en couplant ce taux avec le comptage des varves. Par exemple, lors

de l'existence des 14 niveaux glaciolacustres contemporains du dépôt des 185 varves du site LP-369 (Appendice 2), la bordure glaciaire a reculé de 37 km, soit la distance séparant le site des varves et la position occupée par le barrage glaciaire, lors de l'extension maximale du plan d'eau associé au dernier niveau glaciolacustre submergeant les varves. Le rapport entre cette distance et le nombre de varves mesurées nous donne un taux moyen de retrait de l'ordre de 200 m/an. Malheureusement, cette valeur ne peut pas être extrapolée directement au reste de la région, étant donné que le taux de retrait a pu ne pas avoir été constant, lors de la déglaciation. En effet, des indices nous suggèrent que le mouvement de recul de la glace a été localement interrompu par des récurrences (section 4.3).

Une autre façon de vérifier la crédibilité de la distance qui sépare deux exutoires successifs comme critère de durée d'un niveau glaciolacustre est de comparer cette distance avec la taille relative des formes littorales associées au même niveau. En effet, plus cette distance est grande, plus la durée du niveau glaciolacustre aurait été longue et, par conséquent, plus les formes littorales seraient développées. Dans ce travail de comparaison, il faut d'abord considérer uniquement les niveaux associés à des lacs de même taille, vu que la dimension des formes littorales serait, selon Veillette (1988), bien plus dépendante de la taille du plan d'eau que de sa durée. De plus, il faut considérer uniquement les formes littorales localisées dans la partie distale du plan d'eau, au-delà de l'exutoire glaciolacustre, parce qu'elles ont été formées pendant toute la durée du niveau glaciolacustre considéré. Ces formes-témoins comprennent: (1) des deltas fluviaux mis en place durant plusieurs niveaux glaciolacustres successifs, à l'embouchure du même cours d'eau non glaciaire, en assumant que ce cours d'eau a eu un débit annuel relativement constant, puisqu'il aurait drainé un bassin-versant de superficie comparable et (2) des plages et des falaises glaciolacustres situées sur le même versant de vallée, dont la surface possède la même pente et dont le substratum est constitué du même type de matériel. En se basant sur ces critères, il existe généralement une assez bonne relation entre la distance couverte par le retrait de la bordure glaciaire, lors du niveau considéré, et le degré de développement des formes littorales reliées à ce niveau. Ainsi, les formes littorales les mieux développées sont mises en place lors de niveaux caractérisés par une longue distance de recul du barrage glaciaire. C'est le cas pour le niveau de 410-430 m du Lac proglaciaire Coaticook ainsi que pour le niveau de 415-430 m du Lac proglaciaire au Saumon. Inversement, les formes littorales les moins bien développées se localisent le long d'un paléorivage dont le niveau glaciolacustre est associé aux distances les plus courtes de recul de la bordure glaciaire.

Il existe malgré tout quelques exceptions à cette bonne relation entre la distance de recul du barrage glaciaire et le degré de développement des formes glaciolacustres. L'analyse de ces

cas d'exceptions a permis de constater que le degré de développement des formes littorales dépend aussi du degré de stabilité du niveau glaciolacustre considéré, c'est-à-dire du temps pendant lequel le paléorivage s'est maintenu à la même position. Dans la région étudiée, le degré de stabilité d'un niveau glaciolacustre apparaît être dépendant de deux caractéristiques de l'exutoire correspondant, soit sa position topographique ainsi que le degré de résistance que possède le substratum sur lequel est installé l'exutoire face à une érosion verticale. Les variations dans ces deux caractéristiques ont pour conséquence la présence de deux types de niveaux glaciolacustres: (1) les niveaux stabilisés et (2) les niveaux en baisse graduelle.

Les niveaux stabilisés sont typiquement drainés par un exutoire incisé dans un col dont le substratum est essentiellement composé de roc résistant à l'érosion verticale. En effet, en étant situé dans le fond d'un col, l'exutoire possédait une position plus stable, car il était moins affecté par un changement de position du barrage glaciaire qu'un exutoire de versant. De plus, l'encaissement de l'exutoire dans du roc difficilement érodable ne favoriserait pas l'enfoncement de l'émissaire d'eau de fonte et, donc, la baisse du niveau d'eau associé. De telles conditions ont ainsi caractérisé la plupart des lacs proglaciaires de la région, y compris parmi les étangs proglaciaires endigués dans les montagnes Frontalières.

À l'opposé des niveaux stabilisés, les niveaux en baisse graduelle sont délimités par des formes littorales généralement moins bien développées, principalement à cause d'une baisse plus ou moins lente mais continue du niveau d'eau. Les deux plus importants facteurs qui ont pu avoir contribué à l'instabilité de ces niveaux sont: (1) la localisation de l'exutoire sur un versant et (2) son incision dans un substrat moins résistant que le roc. Le premier facteur fait référence au fait que la plupart des niveaux instables ont été drainés par un exutoire de versant incisé au contact de la bordure glaciaire. À cause du lieu de mise en place, ce type d'exutoire est plus sujet à donner des niveaux à altitude variable, surtout parce que la fonte de la glace au contact des eaux de drainage tend à approfondir le chenal utilisé et que, selon (Maag 1969), les mouvements saisonniers de la bordure glaciaire entraînent des migrations de l'exutoire. Cette instabilité a pu caractériser les niveaux contrôlés par les exutoires de versant, comme ceux relevés près de Tuperville (Figure 3.9: 59).

Le second facteur, soit le degré d'érodabilité du substratum, est toutefois celui qui explique le mieux l'instabilité des niveaux glaciolacustres en baisse graduelle. En effet, bon nombre d'exutoires associés à ces niveaux instables sont incisés dans une épaisse couche de till de fond, un matériel plus tendre que le roc, ce qui aurait permis un encaissement plus rapide de l'émissaire. C'est le cas pour la plupart des exutoires de versant qui ont été entaillés dans le till de fond, de même que certains exutoires de col. Un des meilleurs exemples de ce dernier

type est celui qui a drainé le niveau de 360-370 m du Lac proglaciaire Coaticook. Pendant l'existence de ce niveau, l'exutoire s'est enfoncé d'une quinzaine de mètres de profondeur, sous l'action des eaux de vidange (Morissette et Dubois 1991: 15; Dubois et Morissette 1994: 324). Cet enfoncement aurait été graduel puisque, à proximité de cet exutoire, quatre séries de falaises glaciolacustres peu développées ont été mises en place sur un dénivelé de 15 m. Dans le présent cas, l'instabilité du niveau peut donc s'expliquer par un encaissement graduel de l'exutoire, bien que celui-ci ait été creusé dans le fond d'un col.

En combinant la durée relative des niveaux glaciolacustres et leur degré de stabilité, il est possible d'expliquer les variations du degré de développement des formes littorales qui sont observées entre les niveaux glaciolacustres. Ainsi, la plupart des niveaux glaciolacustres du Sud du Haut Saint-François ont surtout laissé des formes peu développées, parce qu'ils auraient été trop brefs, trop instables ou les deux à la fois. Pour les étangs proglaciaires, leurs niveaux ont laissé très peu de formes littorales nettes, à cause de leur durée éphémère, comme le suggère la faible distance du retrait de la glace, bien que leur exutoire ait souvent été incisé dans le roc. Cette brièveté des étangs proglaciaires peut également être déduite du grand nombre de niveaux qui se sont succédés, lors de l'existence de ces plans d'eau. Par contre, certains niveaux, dont le niveau de 230-270 m du Lac proglaciaire Memphrémagog, sont bien mieux marqués dans le paysage, surtout parce qu'ils ont duré plus longtemps et sont demeurés assez stables. Ces niveaux étaient typiquement contrôlés par un exutoire de col encaissé dans le roc et situé à une grande distance de la bordure glaciaire, au moment de l'étendue maximale du plan d'eau. Certains d'entre eux ont été reconstitués à la tête ou dans la partie supérieure des sous-bassins hydrographiques, comme le niveau de 410-430 m du Lac proglaciaire Coaticook, dont le drainage était contrôlé par un exutoire situé à la source de la rivière, au sud de l'étang Norton (Morissette et Dubois 1991: 7), soit à une distance d'à peu près 20 km par rapport à la bordure glaciaire (Tableau 3.2: 69).

3.3.3. Baisse catastrophique des niveaux glaciolacustres

Le drainage des paléolacs proglaciaires du Sud du Haut Saint-François s'est effectué par le point le plus bas du relief qui était situé quelque part le long du paléorivage de chaque lac. La reconstitution des plans d'eau montre que cet exutoire était placé, soit dans le fond d'un col éloigné de la glace, soit sur un versant au contact de la bordure glaciaire. Ces diverses positions de l'exutoire suggèrent donc que la glace endigua les eaux glaciolacustres, sans permettre leur évacuation par une voie sousglaciaire, intraglaciaire ou supraglaciaire. Cette dernière interprétation est d'ailleurs confirmée par le sens des paléocourants qui montrent un

écoulement des eaux de fonte qui s'éloigne de la glace, ici vers le sud et le sud-est, ou bien longe sa bordure, ici vers le sud-ouest.

La succession des différents niveaux glaciolacustres reconstitués suggère que le drainage a été très dépendant de la position instantanée de la bordure glaciaire. Ainsi, chaque exutoire a pu être utilisé pour le drainage d'un lac, tant et aussi longtemps que le barrage glaciaire n'a pas libéré un point encore plus bas ayant permis une baisse du niveau d'eau. Cette transition entre deux niveaux successifs aurait été marquée par une baisse du niveau, jusqu'à ce que le niveau d'eau atteigne une relative stabilité par rapport au nouvel exutoire. Malheureusement, aucune étude n'a encore établi la manière dont la transition entre deux niveaux successifs s'est faite dans la région d'étude. Dans notre reconstitution, cette transition se serait faite très rapidement, entraînant des crues catastrophiques affectant les terrains plus en aval.

La dimension des exutoires est le premier indice appuyant l'hypothèse de l'évacuation d'une importante quantité d'eau provenant du drainage des lacs proglaciaires, lors d'une baisse du niveau d'eau. En effet, la majorité des exutoires sont encaissés à la surface du till de fond ou du substratum rocheux, avec une profondeur allant de 5 et 10 m et une largeur dépassant 50 m, d'une berge à l'autre. Ces dimensions sont encore plus importantes pour les chenaux juxtaglaciaires et les chenaux proglaciaires alimentés par ces exutoires. C'est notamment le cas près de Tupperville (Figure 3.9: 59): le chenal proglaciaire présentement occupé par le ruisseau Tupper est large d'environ 200 m et son encaissement est supérieur à 10 m. Un autre exemple est le chenal proglaciaire autrefois alimenté par l'exutoire de 325 m d'altitude, localisé à l'est de Hatley (Figure 3.2: 52). Ce chenal a une largeur d'environ 150 m et une profondeur dépassant parfois 15 m. Ce grand encaissement est d'autant plus remarquable que l'érosion par l'eau s'est faite au détriment du roc, en l'occurrence des calcaires impurs. Dans le cas des chenaux juxtaglaciaires, ceux ayant servi à la vidange des lacs ont un calibre au moins double par rapport à celui des autres chenaux. Par exemple, le chenal associé au drainage du niveau de 360 m du Lac proglaciaire Coaticook a une largeur d'environ 100 m, alors que les chenaux juxtaglaciaires voisins ne sont larges que d'environ 50 m.

Les exutoires excavés dans le roc n'ont pas toujours été entièrement creusés au moment du drainage d'un lac proglaciaire, même dans lorsqu'ils ont un fort calibre. C'est le cas pour l'exutoire de 420 m d'altitude relevé à la tête du sous-bassin de la rivière Ascot, au pied de la colline Chabot (Figure 3.8: 58). L'incision du lit du chenal aurait d'abord débuté avant la naissance du Lac proglaciaire Ascot, niveau de 420 m, lorsque des eaux de fonte circulaient encore à l'intérieur d'un tunnel sousglaciaire. Cette hypothèse est basée sur la présence d'un segment d'esker abandonné tout juste avant l'entrée de l'exutoire, au nord-est. Toutefois, la

reprise d'érosion du chenal sousglaciaire par les eaux de drainage du lac est suggérée par le fait que la crête de l'esker a été découpée et que la surface tronquée est à la même altitude que le fond de l'exutoire.

La configuration des exutoires donne aussi d'autres indices de l'écoulement d'un fort débit d'eau, lors de leur utilisation. Par exemple, les rives de la plupart des exutoires incisés dans le till possèdent une pente particulièrement abrupte, sans présence de replat. Selon Kehew et Clayton (1983: 190), ce type de façonnement implique l'écoulement d'un grand débit d'eau. Plus loin en aval, les rives du chenal juxtaglaciaire ou du chenal proglaciaire alimenté par l'exutoire sont abruptes, mais des replats entaillés dans le till de fond sont aussi présents, suggérant que l'encaissement de ces chenaux se serait fait par étapes. Par ailleurs, des blocs de dimension métrique jonchent le lit d'un bon nombre de ces chenaux. Bien que ces blocs aient souvent une forme anguleuse, leur remobilisation par l'eau courante est attestée par leurs arêtes plus ou moins usées. Leur transport sur une distance suffisamment grande pour y laisser des marques d'usure par l'eau est également le signe d'un très fort courant.

Le fort écoulement d'eau associé au drainage des lacs proglaciaires n'a pas laissé que des formes d'érosion, mais aussi des formes d'accumulation. Par exemple, à l'embouchure des émissaires qui traversent les montagnes Frontalières sont relevées des plaines proglaciaires formant un réseau occupant le fond de plusieurs vallées, notamment celles de la rivière Hall et de ses tributaires (Figure 3.15: 84). Un bon exemple de cette association «chenal-plaine proglaciaire» est relevé dans le fond de la vallée du ruisseau Buck, juste au pied de la colline Chabot (Figure 3.8: 58). Ce chenal a été alimenté par deux exutoires qui ont drainé des lacs proglaciaires barrés à la tête du sous-bassin de la rivière Ascot, avant d'aboutir à la plaine proglaciaire occupant le fond de la vallée d'un ruisseau affluent de la rivière Hall. La surface de la plaine localisée à la tête de cette vallée est couverte de plusieurs galets et blocs, dont les plus imposants ont un diamètre supérieur à 1 m. Leur accumulation peut avoir été faite par les eaux de drainage des lacs proglaciaires dont l'écoulement les aurait d'abord arrachés des berges du chenal proglaciaire.

L'action des eaux de drainage des lacs proglaciaires s'est également faite sentir plus loin, au niveau de la plaine proglaciaire couvrant le fond de la vallée de la rivière Hall. En effet, la surface de cette plaine est entaillée par une série de terrasses emboîtées, comme c'est le cas au sud d'East Hereford (Figure 3.18: 102). À cet endroit, la mise en place des terrasses a pu se faire selon trois phases majeures: (1) une phase juxtaglaciaire, dans laquelle la glace a directement alimenté une plaine d'épandage ayant couvert le fond de la vallée, (2) une phase proglaciaire dominée par le remaniement de la plaine d'épandage par les eaux provenant du

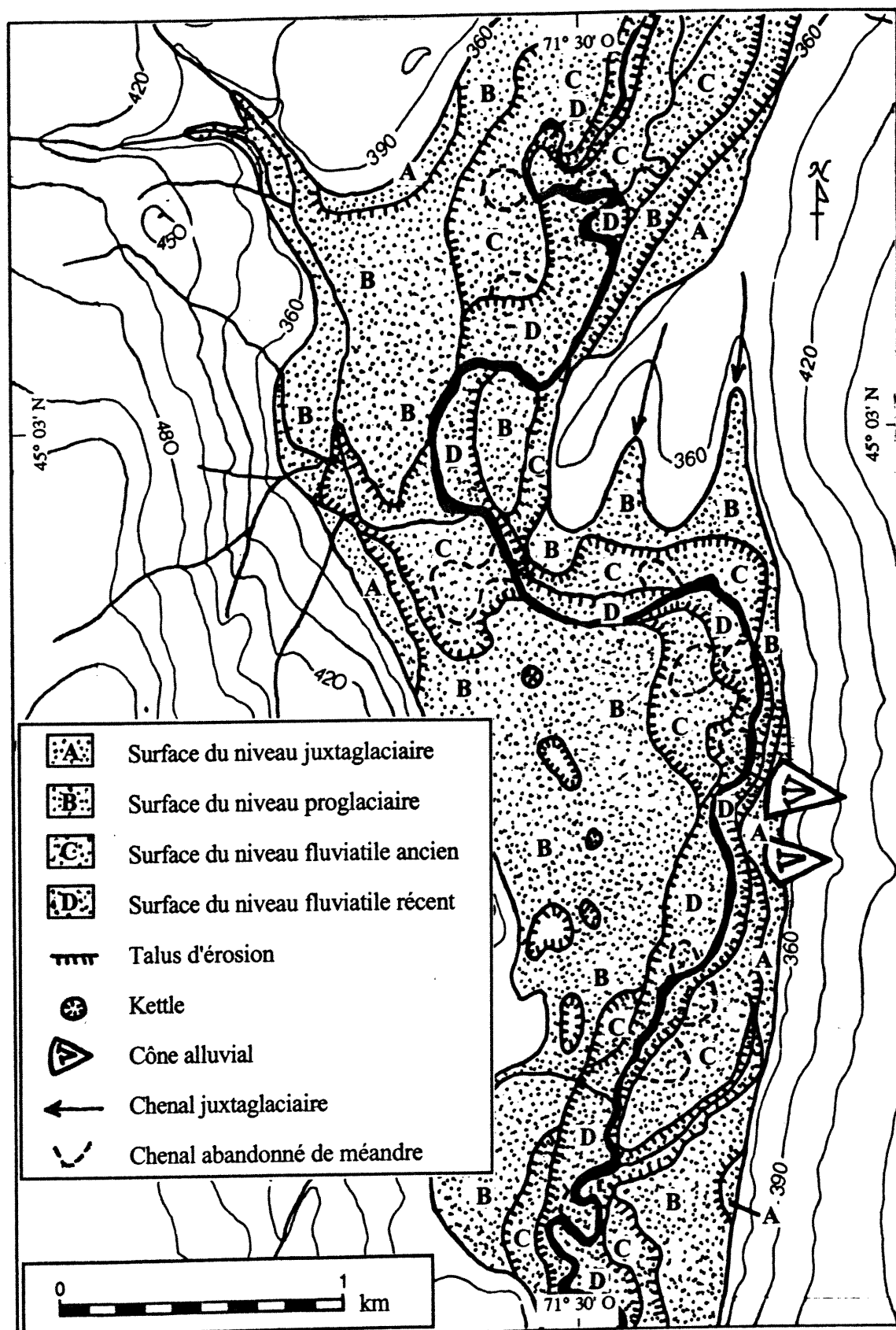


Figure 3.18: Section de la plaine proglaciaire de la rivière Hall, entre East Hereford (Québec) et Beecher Falls (Vermont).

trop-plein des lacs proglaciaires et (3) une phase fluviatile ancienne puis une plus récente, toutes deux résultant d'une incision par un cours d'eau non glaciaire, après la déglaciation. La terrasse de la phase proglaciaire est parfois couverte par des paléochenaux anastomosés peu profonds, dessinant un réseau en tresses, et associés à un fort débit d'eau. On y trouve aussi quelques kettles, issus probablement de la fonte de blocs de glace fossilisée sous les alluvions fluvioglaciaires remaniées par les eaux de drainage glaciolacustre. Ces dernières sont des graviers sableux, riches en galets arrondis qui sont imbriqués les uns aux autres. Dans des gravières en exploitation, comme sur les sites MA-001 et MA-005 (Appendice 2), ces dépôts sont disposés en lentilles de strates obliques, associées à des chenaux emboîtés, et en stratifications obliques de colmatage de chenal dans la partie supérieure des coupes. La granulométrie plutôt grossière des alluvions et leurs stratifications internes sont des indices d'une dynamique dominée par une eau courante transportant une grande charge de débris. De plus, les paléochenaux abandonnés en surface et les stratifications obliques de colmatage de chenal observées en coupe appuient l'idée qu'une très grande quantité d'eau a coulé dans des chenaux anastomosés, sous un régime torrentiel.

Pour tous les autres chenaux de vidange, les formes accumulées à leur embouchure sont des paléodeltas, parce que le lac s'est drainé dans un autre lac, comme ceux localisés à Hatley (Figure 3.2: 52). Ceux-ci furent accumulés à l'embouchure d'un émissaire ayant servi au drainage d'un lac proglaciaire barré dans le sous-bassin de la rivière Coaticook. L'important débit du cours d'eau responsable de leur accumulation est d'abord attesté par la grande taille de ces deltas. De plus, plusieurs cailloux et parfois des blocs de taille métrique apparaissent dans les lits sommitaux et frontaux de ces deltas, ce qui suggère une forte compétence de l'émissaire responsable de leur dépôt. La composition lithologique des dépôts deltaïques qui sont dominés par des calcaires impurs suggère que les matériaux constituants provenaient surtout de l'érosion du chenal alimentant le delta.

La grande dimension des exutoires, des chenaux et des deltas tardiglaciaires, ainsi que la taille maximale des blocs transportés par l'eau impliquent donc que le drainage des paléolacs proglaciaires de la région d'étude fut caractérisé par des relâchements rapides d'une grande quantité d'eau. Cette hypothèse est également corroborée par la grande dimension des deltas accumulés à l'embouchure des chenaux de vidange durant un court laps de temps, tel que montré par la durée d'utilisation des exutoires (section 3.3.2).

3.4. Discussion et conclusion sur les lacs tardiglaciaires

Dans cette thèse, plus de 300 plans d'eau glaciolacustres ont été reconstitués dans le Sud du Haut Saint-François, identifiés à 36 lacs proglaciaires distincts (Appendice 3), ainsi que 26 lacs résiduels. Ce travail a été réalisé grâce à une nouvelle méthodologie qui comporte trois grandes étapes: (1) la cartographie des formes et des dépôts glaciolacustres, afin de localiser les vallées autrefois submergées par des lacs, (2) la délimitation du paléorivage de chaque plan d'eau et (3) la reconstitution de l'étendue maximale de chaque plan d'eau, en localisant la position du barrage glaciaire, en identifiant la principale source en eau du lac et en situant la position de l'exutoire qui a drainé le surplus d'eau du lac. Par rapport à la méthodologie décrite dans les études précédentes, celle utilisée dans notre étude se distingue surtout par: (1) l'utilisation des cartes topographiques et des photos aériennes possédant la plus grande échelle disponible, afin de localiser les formes littorales de petite dimension, situées sur des terrains déboisés, (2) l'utilisation de photographies anciennes, afin de repérer les formes situées sur d'anciens terrains agricoles aujourd'hui reboisés et (3) le levé de terrain effectué en suivant la position présumée du paléorivage, ce qui a permis de localiser un bon nombre de formes littorales peu développées ou bien masquées par un couvert forestier trop dense.

Les taux d'inclinaison des paléorivages calculés pour les paléolacs proglaciaires de la région d'étude (Tableau 3.2: 69) sont plus faibles que ceux obtenus pour des paléolacs reconstitués dans les régions limitrophes (Tableau 3.3: 69). Ces résultats sont d'ailleurs en accord avec Thornes (1964: 92), A. Larocque *et al.* (1983: 94), Morissette et Dubois (1991: 15) ainsi que Dubois et Morissette (1994: 324) qui ont également remarqué la très faible inclinaison, voire la quasi-horizontalité, de certains plans d'eau de la région. Les hypothèses pouvant expliquer un faible taux de déformation de paléorivages glaciolacustres sont notamment une plus grande rigidité de la croûte terrestre (Walcott 1970 et 1972), une faible profondeur des paléolacs (Flint 1971: 347) ou bien un retrait glaciaire plutôt rapide (Broecker 1966: 4781). À ces facteurs, nous pouvons aussi ajouter un plus faible enfoncement de la croûte terrestre près de la bordure glaciaire, à cause d'un faible volume d'eau des paléolacs, donc d'un plus faible poids d'eau, par rapport à celui de paléolacs plus grands. Des études complémentaires sont nécessaires pour évaluer la pertinence de la première hypothèse. Quant à la seconde, la profondeur des lacs ne semble pas être le facteur le plus important pour les lacs de la région, étant donné que les profondeurs de dépôt des varves sont assez grandes (Tableau 3.6: 93). Par contre, les deux dernières hypothèses nous semblent être les plus probables. En effet, d'après la distance moyenne séparant deux chenaux juxtaglaciaires voisins qui sont excavés en série ainsi que la distance couverte par la bordure glaciaire au cours de l'existence des niveaux glaciolacustres (section 3.3.2), le taux de retrait de la bordure glaciaire aurait été de

l'ordre de 200 m/an, ce qui serait relativement rapide pour Andrews (1973: 191). Quant à la quatrième hypothèse, elle est également probable, puisque les quantités d'eau associées aux lacs proglaciaires sont plutôt faibles. En effet, la plupart des lacs reconstitués, bien qu'étant assez profonds, sont plutôt étroits, notamment lors des premiers stades de développement.

La reconstitution des lacs tardiglaciaires qui ont existé dans la région d'étude a permis, pour la première fois dans les Appalaches du Sud du Québec, de définir cinq principales phases dans le développement de ces paléolacs: (1) la phase des étangs proglaciaires, (2) la phase des laquets proglaciaires, (3) la phase des lacs proglaciaires intermédiaires, (4) la phase des grands lacs proglaciaires et (5) la phase des lacs résiduels. Toutes ces différentes phases de développement sont d'abord établies à partir de la position topographique des paléolacs: (1) les étangs proglaciaires apparaissent à la tête des sous-bassins hydrographiques, tout juste au nord-ouest de la ligne de crêtes des montagnes Frontalières ou des autres interfluvies, (2) les laquets proglaciaires submergèrent plutôt les sections médianes et assez étroites des vallées qui sont incisées dans le Haut-Plateau appalachien, (3) les lacs proglaciaires intermédiaires sont reconstitués principalement à la confluence d'au moins deux vallées assez importantes, (4) le grand lac proglaciaire fut surtout issu de la coalescence de lacs intermédiaires, lorsque la bordure glaciaire atteignit la dépression formant la vallée des rivières Saint-François et Massawippi et (5) les lacs résiduels occupèrent des cuvettes localisées dans des sections de vallée barrées par des dépôts mis en place au cours de la dernière glaciation.

Cette reconstitution du déroulement des phases de développement des lacs tardiglaciaires de la région a également permis d'expliquer l'évolution du drainage tardiglaciaire. En effet, dès le début de la déglaciation, des systèmes bien organisés de drainage orienté vers le sud ou le sud-est sont apparus, permettant aux surplus d'eau d'être évacués via des cols situés à la tête des sous-bassins hydrographiques, vers les plaines proglaciaires occupant le fond des vallées du Nord de la Nouvelle-Angleterre. Par la suite, les laquets et les lacs proglaciaires intermédiaires ont été drainés latéralement, principalement vers le sud-ouest, en direction du sous-bassin du lac Memphrémagog, sauf pour les plus hauts niveaux barrés dans le sous-bassin de la rivière au Saumon qui ont plutôt été drainés vers l'est, en direction du bassin de la rivière Chaudière. Puis, à l'étape des grands lacs proglaciaires, le drainage était dirigé vers le Lac proglaciaire Vermont, un vaste plan d'eau occupant alors le fond de la cuvette du lac Champlain. Finalement, lorsque les lacs proglaciaires se sont vidés, les lacs résiduels se sont drainés dans le même sens que l'écoulement actuel des eaux, c'est-à-dire vers le nord et le nord-ouest, ce qui implique que la glace ne bloquait plus l'aval des vallées.

L'existence d'un drainage glaciolacustre précoce, orienté vers le sud et le sud-est, implique donc que le Nord de la Nouvelle-Angleterre devait alors être libre de glace ou bien que cette glace n'ait pas constitué un obstacle à leur drainage hors de la région d'étude. Shilts (1969: 79; 1981: 48) arrive également à cette conclusion, en montrant que les lacs proglaciaires du bassin supérieur de la rivière Chaudière se sont drainés vers les vallées du nord-ouest du Maine. L'absence d'une masse glaciaire importante dans le fond de ces vallées explique le remodelage de la surface des plaines proglaciaires de la Nouvelle-Angleterre, dont celle de la rivière Hall (Figure 3.16: 86), par les eaux de vidange glaciolacustre. Cette interprétation n'est toutefois pas en accord avec l'hypothèse de Borns (1985) pour qui une grande masse glaciaire occupant les terrains au sud des montagnes Frontalières y aurait fondu sur place.

Un autre élément important associé à l'existence de lacs proglaciaires dans la région d'étude est l'identification de plusieurs sections contenant des varves. Certaines études, dont celles de Gadd (1983, 1984a et 1984b), ont considéré que de telles sections y sont plutôt rares. En fait, nous montrons que cette rareté n'est qu'apparente, comme l'ont déjà suggéré Gwyn et Boissonnault (1984). D'abord, plusieurs nouvelles sections de varves ont pu être relevées dans la région d'étude (Tableau 3.6: 93). Ensuite, leur fréquence est encore plus grande si l'on considère qu'une bonne partie des varves est fossilisée dans le bas des versants, sous des dépôts deltaïques tardiglaciaires, ou bien dans le fond des vallées, sous des sédiments lacustres et fluviaux postglaciaires. La dénivellation entre l'altitude des varves et celle des niveaux glaciolacustres permet d'estimer la profondeur des lacs proglaciaires reconstitués. Celle-ci serait supérieure à 150 m (Tableau 3.6: 93), ce qui n'est donc pas en accord avec l'hypothèse d'une faible profondeur d'eau qui fut émise par Gwyn et Boissonnault (1984). En outre, la profondeur minimale de sédimentation des varves fut au plus d'une dizaine de mètres (Tableau 3.6: 93). Cette profondeur est bien inférieure à celle obtenue pour des lacs proglaciaires bien plus étendus, comme les 50 m pour le Lac proglaciaire Barlow (Veillette 1983: 69). La profondeur plutôt faible de sédimentation dans la région peut s'expliquer par la configuration topographique du fond des lacs proglaciaires qui a pu favoriser le dépôt des varves. En effet, avec une pente descendant vers la glace, le fond des lacs a pu fonctionner comme un piège emprisonnant les particules fines dans une profondeur d'eau assez faible.

Les paléolacs proglaciaires du Sud du Haut Saint-François ont déjà été considérés comme étant de courte durée, notamment par McDonald (1968a: 667; 1969: 9), essentiellement sur la base du faible développement des formes littorales. Toutefois, en se basant sur une série complète de varves relevées dans le sous-bassin de la rivière Ditton, nous avons calculé une durée absolue moyenne d'un peu plus de 13 ans pour chaque niveau glaciolacustre. Cette valeur confirme la durée plutôt courte des lacs proglaciaires ayant submergé la vallée de la

rivière Ditton, mais elle ne peut être extrapolée pour estimer la durée des autres paléolacs du Sud du Haut Saint-François. Malgré l'absence de date absolue, il est tout de même possible de supposer que la durée des niveaux glaciolacustres a dû être généralement courte, vu: (1) le grand nombre de niveaux glaciolacustres reconstitués (Tableau 3.4: 86); (2) la migration par étape des lacs proglaciaires vers le nord-ouest et (3) les baisses successives et saccadées de l'altitude de leurs niveaux, au fur et à mesure du recul du barrage glaciaire (Figure 3.13: 76).

Les changements entre les niveaux glaciolacustres ont été marqués par des baisses rapides du niveau d'eau, au moment du changement de localisation de l'exutoire. Ainsi, les indices qui appuient cette hypothèse sont: (1) la grande profondeur d'encaissement des émissaires qui ont servi à l'évacuation du trop-plein des lacs, (2) l'accumulation rapide de deltas de grande dimension au débouché des émissaires de drainage glaciolacustre et (3) le dépôt, à la tête des plaines proglaciaires situées tout juste au sud de la région étudiée, d'une importante quantité de débris arrachés aux rives des émissaires, en plus de l'encaissement de chenaux anastomosés à la surface des épandages accumulés peu de temps auparavant. Ces différents indices sont sensiblement les mêmes que ceux liés aux crues catastrophiques associées à la vidange d'immenses lacs proglaciaires, tels que le Lac proglaciaire Agassiz (Kehew 1982; Kehew et Clayton 1983; Matsch 1983; Teller et Thorleifson 1983), excepté leur taille plus petite, à cause du plus petit volume d'eau vidangé. De même, plusieurs des indices relevés s'apparentent à ceux laissés par la rupture d'un barrage artificiel, comme celui du barrage Beloeil, sur la Petite rivière Pikauba, au nord de Québec (Robitaille et Dubois 1995).

La reconstitution des lacs proglaciaires du Sud du Haut Saint-François est importante, non seulement parce que ces lacs font partie des principales caractéristiques de la déglaciation de la région, mais aussi parce qu'ils constituent des repères chronologiques qui seront utiles pour corréliser les segments bordiers et, donc, pour délimiter les principales positions qui ont été occupées par la bordure glaciaire, lors de son retrait (chapitre 4). Une fois ces positions bordières localisées, nous pourrions établir le sens des mouvements glaciaires associés à la déglaciation (chapitre 5), et, finalement, proposer un modèle expliquant le déroulement de la déglaciation de la région, en mettant l'accent sur ses principales étapes (chapitre 6).

4. POSITIONS BORDIÈRES

Comme nous l'avons constaté au premier chapitre, une des différences entre les modèles de déglaciation déjà proposés pour le Sud du Haut Saint-François est liée à l'existence ou non des moraines de retrait et aux tracés des principales positions occupées par la glace, lors de son retrait. Ces dernières sont appelées ici «positions bordières», parce que la terminologie employée dans les études précédentes effectuées sur les Appalaches du Sud du Québec n'est pas satisfaisante. Ainsi, Clément et Parent (1977) et Dubois et Parent (1989) les désignent par le terme «position frontale», traduction française d'«*ice-front position*», mais l'adjectif «frontal» fait plutôt référence à la langue d'un glacier alpin (Baulig 1970: 80; Cormier 1992: 34). Par ailleurs, comme les positions bordières furent bien souvent déterminées à partir de moraines de retrait, elles sont aussi désignées sous le nom de «moraine» (McDonald 1967a, 1968a et 1969; Shilts 1969 et 1981; Gadd *et al.* 1972a et 1972c). Cependant, ce nom confond la position occupée par une bordure glaciaire en récession avec des formes qui ont servi à la délimiter. En fait, le mot «moraine» décrit une forme glaciaire *stricto sensu*, c'est-à-dire mise en place par un glacier (Flint 1971: 199; American Geological Institute 1976: 288; Conseil International de la Langue Française 1979: 126; Cormier 1992: 60), plutôt qu'une forme mise en place en bordure d'un glacier. C'est donc pourquoi nous utiliserons ici le terme «forme bordière» pour désigner toute forme mise en place en bordure d'un glacier, peu importe qu'elle ait une origine glaciaire, fluvioglaciaire ou glaciolacustre. Ce terme est d'ailleurs moins restrictif que le mot «moraine» défini par Gadd *et al.* (1972c: 2) comme étant «*[a]ll accumulations that own their linear continuity, their locally abnormal thickness, and their topographic expression to formation of an ice front...*». Par ailleurs, lorsque reliées entre elles, les formes bordières forment des assemblages, appelés ici des «segments bordiers», qui sont souvent différents des seules moraines de retrait.

À l'exemple de la cuvette des Grands-Lacs, en Ontario (Karrow 1989), les premiers tracés de position bordière du Sud du Haut Saint-François furent bien souvent basés uniquement sur des moraines de retrait. Or, selon plusieurs travaux consultés, ces formes seraient, soit absentes (Sangree 1953: 120-121; Cooke 1957: 29; Thornes 1964: 48; Dubois 1970 et 1974a), soit rares (Shilts 1969: 75; Gadd *et al.* 1972a: 12; Clément 1982: 9). Ces dernières études concluent également à leur faible développement, ce qui les rend donc difficilement décelables, en particulier lorsque le couvert forestier est dense. En fait, tout comme pour les formes glaciolacustres (chapitre 3), le manque apparent de moraines de retrait dans la région d'étude pourrait également être expliqué par un manque d'étude géomorphologique détaillée sur l'ensemble de la région.

Par ailleurs, le faible développement des moraines de retrait constaté dans la région d'étude contraste avec celui des moraines de retrait relevées dans les régions limitrophes. En effet, plusieurs moraines bien développées furent identifiées à l'ouest, dans la vallée moyenne de la rivière Saint-François. Ce sont: (1) la Moraine interlobaire des monts Stoke ou «*Stoke Mountain interlobate Moraine*» (McDonald 1967a et 1968a; Gadd *et al.* 1972b et 1972c), (2) la Moraine de Cherry River (McDonald 1967a et 1968a; Gadd *et al.* 1972b et 1972c; Boissonnault *et al.* 1981; Boissonnault 1983; Boissonnault et Gwyn 1983) et (3) la Moraine d'East Angus (McDonald 1969; Parent 1978). D'autres moraines de retrait furent également identifiées dans la vallée supérieure de la rivière Chaudière, à l'est de la région étudiée, par Shilts (1969 et 1981). Ce sont: (1) la Moraine de la Frontière ou «*Frontier Moraine*», (2) la Moraine de Woburn, (3) la Moraine de Ditchfield et, enfin, (3) le Complexe morainique de Mégantic ou «*Megantic morainic Complex*». Il est donc possible que ces moraines de retrait puissent se prolonger ou même se rejoindre à l'intérieur de la région d'étude.

Malgré le faible nombre et le faible développement des moraines de retrait relevées dans le Sud du Haut Saint-François, plusieurs positions bordières y furent quand même délimitées (Figure 4.1: 110), essentiellement dans le but de raccorder les moraines de retrait relevées de part et d'autre de la région étudiée. Toutefois, ces raccordements restent hypothétiques, non seulement à l'intérieur de la région, mais aussi dans les régions limitrophes, là même où les moraines de retrait furent relevées en plus grand nombre. En effet, dans ces régions, ces moraines ne sont jamais continues sur une longue distance, alors qu'elles seraient même manquantes sur le dessus des interfluves (Ritchot 1968: 126), autour des reliefs les plus élevés (Gadd *et al.* 1972c: 3) et dans le fond des vallées autrefois submergées par des lacs (Shilts 1969: 75). Clément et Parent (1977: 221) ont même conclu que, «... même dans le secteur de plus grande densité, les raccords demeurent délicats par suite de l'absence de continuité».

À partir de moraines de retrait assez distantes les unes des autres, les positions bordières de la figure 4.1 (p. 110) furent délimitées en utilisant différents critères de corrélation, tels que: (1) la répartition des moraines de retrait (McDonald 1967a: 42; Shilts 1969: 75; Gadd *et al.* 1972c: 3; Parent et Occhietti 1988: 225), (2) leur altitude (Shilts 1969: 75; Gadd *et al.* 1972c: 3; Parent et Occhietti 1988: 225), (3) leur degré de développement (Shilts 1969: 75), (4) la configuration du relief local (McDonald 1967a: 42), (5) le profil hypothétique d'une bordure glaciaire en recul (McDonald 1967a: 99-101), (6) le sens présumé de l'écoulement tardiglaciaire (McDonald 1967a: 42; Gadd *et al.* 1972c: 3; Clément et Parent 1977: 223) et (7) la répartition des indices de récurrence tardiglaciaire (McDonald 1967a: 42; Gadd *et al.* 1972c: 3). Malgré la diversité des critères utilisés, les tracés proposés varient sensiblement

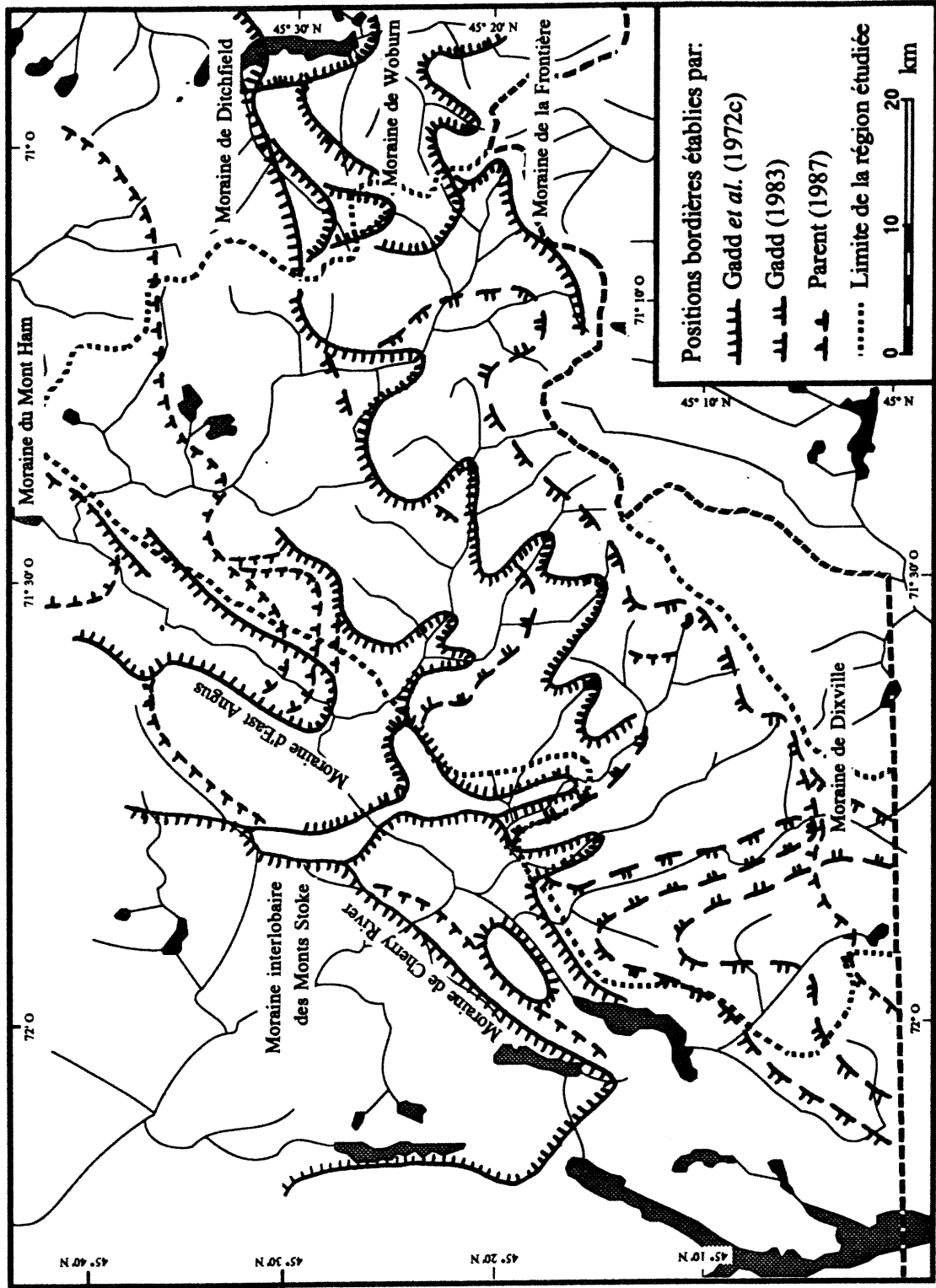


Figure 4.1: Positions bordières déjà proposées pour le Sud du Haut Saint-François.

d'une étude à l'autre (Figure 4.1: 110) et, même si certains sont considérés comme les plus probables (Dubois et Parent 1989: 40), ils demeurent tout de même hypothétiques, même pour ceux qui les délimitèrent, étant donné l'absence de repères chronologiques. D'ailleurs, en réponse à Dubois *et al.* (1984) concernant la faible représentativité des tracés qu'il avait proposés, Gadd (1984a: 399) écrivit: «Il n'y a aucun doute que des études approfondies comme celles qui ont été mentionnées par Dubois et coll. [sic] (1984) [soit Boissonnault *et al.* (1981), Boissonnault et Gwyn (1980 et 1983), A. Larocque et Gwyn (1981), A. Larocque *et al.* (1982 et 1983) et Boissonnault (1983)], ainsi que des travaux semblables encore à venir, pourront confirmer que les limites glaciaires véritables ressemblaient très peu aux configurations que j'ai indiquées.»

Une autre raison du plus grand succès de la délimitation des positions bordières dans les régions limitrophes vient du fait que les formes bordières utilisées ne sont pas uniquement des moraines de retrait *stricto sensu*, mais aussi d'autres formes juxtaglaciaires. En effet, bon nombre des moraines de retrait qui furent décrites par McDonald (1968a: 666; 1969: 6-7), Shilts (1969: 72-74), Gadd *et al.* (1972c: 2), Parent (1987: 150-152), Parent et Occhietti (1988: 225-227) ainsi que Dubois et Parent (1989: 39) seraient, d'après notre interprétation, plutôt des complexes de chenaux juxtaglaciaires qui ont incisé la surface de la moraine de fond, y individualisant des crêtes de till, avant d'alimenter des deltas juxtaglaciaires. Ainsi, le manque de moraines de retrait *stricto sensu* à l'intérieur de la région d'étude pourrait donc être compensé par l'utilisation d'autres formes bordières qui y sont bien plus abondantes, comme il a déjà été montré avec les deltas juxtaglaciaires (chapitre 3). D'ailleurs, des formes bordières qui sont distinctes des moraines de retrait furent utilisées ailleurs afin de délimiter des positions bordières. C'est le cas dans le Sud de la Nouvelle-Angleterre, où Jahns (1941 et 1953) et Koteff (1974) utilisèrent des formes fluvioglaciaires.

Outre les positions bordières délimitées avec des moraines de retrait, il en existe également d'autres qui furent tracées à partir de la reconstitution de lacs proglaciaires. Ces positions ont été délimitées dans la cuvette des lacs Memphrémagog et Massawippi (Boissonnault *et al.* 1981; Boissonnault 1983; Boissonnault et Gwyn 1983), dans le sous-bassin des rivières Coaticook et Moe (A. Larocque *et al.* 1985a et 1985b; Morissette *et al.* 1986; Morissette 1988; Morissette et Dubois 1991; Dubois et Morissette 1994) ainsi que dans le sous-bassin de la rivière au Saumon (A. Larocque *et al.* 1983; G. Larocque *et al.* 1983). Cependant, ces positions bordières n'ont pu être délimitées que dans les vallées occupées par un même lac et n'ont donc pu être prolongées dans les vallées voisines, car leur délimitation dessus les interfluves nécessite de considérer aussi les moraines de retrait et autres formes bordières.

La signification paléogéographique des positions bordières déjà proposées est aussi sujette à controverses. Ainsi, dans des études comme celles de McDonald (1967a; 1968a: 666-667) et de Gadd *et al.* (1972c: 3), les moraines de retrait ayant servi à délimiter des positions bordières auraient été mises en place lors de récurrence mineure de la bordure glaciaire, inversant le mouvement général de retrait. Toutefois, il est admis, notamment par Gadd *et al.* (1972c: 3), que les indices de récurrence tardiglaciaire sont rares dans la région étudiée. Par contre, d'autres études, telles que celles de Ritchot (1968: 130) et de Dubois (1970 et 1974a) supposent plutôt que les positions bordières correspondraient à des étapes dans la fonte sur place de la glace, ce qui permettrait ainsi d'expliquer le tracé lobé des positions bordières s'avancant dans les vallées. Cette hypothèse d'une stagnation glaciaire a d'ailleurs servi d'argument, notamment à Sangree (1953: 120), Cooke (1957: 29) et Thorne (1964: 48), pour expliquer l'absence ou la rareté apparente des moraines de retrait dans la région d'étude. Ce dernier critère a d'ailleurs été utilisé par Parent et Occhietti (1988: 227), Dubois et Parent (1989: 41-42) ainsi que Turcotte *et al.* (1989b: 142) pour appuyer l'hypothèse du retrait d'une calotte résiduelle dans la région des Bois-Francs et de l'Amiante (section 1.3).

Dans ce chapitre, nous allons d'abord compléter la cartographie des formes bordières dans le Sud du Haut Saint-François (section 4.1.1). Ce travail porte non seulement sur le relevé des moraines de retrait, comme dans les études précédentes, mais aussi sur celui des autres formes juxtaglaciaires, aussi bien fluvioglaciaire que glaciolacustre, qui peuvent nous servir pour déterminer la position de la bordure glaciaire. Ainsi, pour chacune de ces formes, nous déterminerons la position présumée du glacier, en suivant les critères géomorphologiques et sédimentologiques décrits à la section 4.1.2. Étant donné les discontinuités pouvant exister entre les divers segments d'une même position bordière et la distance relativement grande pouvant les séparer, il est nécessaire d'utiliser un critère servant de repère chronologique. Les indices de récurrence tardiglaciaire peuvent être un tel critère, mais la contemporanéité dans les mouvements d'avancée de la glace à l'intérieur de la région étudiée n'est pas encore démontrée. C'est pourquoi l'altitude des niveaux glaciolacustres (section 4.1.3) servira de repère chronologique dans cette thèse. Bien que Parent et Occhietti (1988: 225) et Dubois et Parent (1989: 38) aient déjà mentionné l'utilisation de cet indice pour corréliser des segments bordiers dispersés sur un vaste territoire, ils n'ont toutefois pas présenté de reconstitution extensive des paléolacs pour la région étudiée.

La cartographie des formes bordières relevées dans le Sud du Haut Saint-François ainsi que l'utilisation de l'altitude du niveau des paléolacs barrés par la bordure glaciaire vont d'abord servir à délimiter des positions bordières dans la région d'étude et à raccorder les positions bordières déjà délimitées dans les régions limitrophes (section 4.2). Finalement, la nature

des formes juxtaglaciaires ainsi que la présence ou non d'indices de récurrence tardiglaciaire serviront à suggérer la signification paléogéographique des positions bordières de la région étudiée (section 4.3).

4.1. Méthode de délimitation des positions bordières

Dans cette thèse, la délimitation des principales positions bordières reliées à la déglaciation du Sud du Haut Saint-François s'est faite en trois principales étapes: (1) la cartographie des formes et des sédiments du modelé juxtaglaciaire (section 4.1.1), (2) le positionnement de la glace pour chaque forme bordière cartographiée (section 4.1.2) et (3) la délimitation des positions bordières, en corrélant ensemble les formes bordières qui sont juxtaposées, en formant un même segment bordier, ou qui sont reliées à un même niveau ou à des niveaux glaciolacustres contemporains (section 4.1.3).

4.1.1. Levé du modelé juxtaglaciaire

Le levé du modelé juxtaglaciaire a pour but d'identifier et de cartographier les formes et les sédiments mis en place à la bordure d'un glacier. Il s'est fait sensiblement de la même façon que le levé des formes glaciolacustres et lacustres décrit à la section 3.1.1, ce qui comprend une interprétation des photos aériennes et des cartes topographiques à grande échelle, ainsi qu'une observation directe des formes sur le terrain. Le levé en suivant la position présumée du paléorivage (section 3.1.2) a permis de relever des formes bordières additionnelles mises en place au contact de plans d'eau proglaciaires, surtout des deltas juxtaglaciaires. Au cours du levé sur le terrain, les sédiments juxtaglaciaires sont également examinés *in situ*, afin de relever des critères sédimentologiques servant à déterminer: (1) les agents de transport et de dépôt du matériel, (2) les mécanismes de leur dépôt, (3) le sens des paléocourants ou des déformations ainsi que (4) l'âge relatif de mise en place du matériel. Tout ce travail a permis d'identifier de nombreuses formes juxtaglaciaires qui comprennent surtout: (1) des chenaux juxtaglaciaires, (2) des crêtes bordières, (3) des terrasses juxtaglaciaires, (4) des deltas juxtaglaciaires et, enfin, (5) des épandages subaquatiques. Ces deux dernières formes ont déjà été décrites à la section 3.1.1.

Les chenaux juxtaglaciaires sont parmi les formes juxtaglaciaires les plus abondantes dans la région étudiée. Ils correspondent à des sillons plutôt allongés, relativement profonds mais étroits, incisés par des eaux de fonte à la surface de la moraine de fond ou du substratum rocheux. En général, ils sont localisés sur le dessus d'un interfluve qui sépare deux sous-

bassins hydrographiques ou bien sur le haut d'un versant de vallée (Appendice 1). Un bon nombre d'entre eux débutent sur la ligne de partage des eaux, souvent à partir d'un col, puis descendent vers la vallée située au sud-ouest, avant d'aboutir à un delta juxtaglaciaire. C'est le cas pour les chenaux juxtaglaciaires relevés tout juste à l'est d'Island Brook (Figure 4.2: 115). Par ailleurs, la longueur des chenaux juxtaglaciaires varie surtout selon la largeur de l'interfluve occupé, mais leur largeur ainsi que leur profondeur restent plus constantes. La plupart ont une largeur maximale d'une vingtaine de mètres et ne s'enfoncent qu'à moins d'une dizaine de mètres. Toutefois, les chenaux juxtaglaciaires qui servent au drainage des lacs proglaciaires ont un calibre plus imposant, avec une largeur atteignant la cinquantaine de mètres et un encaissement dépassant la vingtaine de mètres. Ils forment actuellement de profondes gorges souvent asséchées, telles que celles localisées sur le versant oriental de la vallée du ruisseau Tupper, près de Tupperville (Figure 3.9: 59). Les chenaux juxtaglaciaires sont creusés très souvent en séries, disposés parallèlement les uns aux autres et séparés par des crêtes bordières, comme c'est le cas à Tupperville et à Island Brook (Figure 4.2: 115).

Sur la surface du plateau au voisinage de l'interfluve, le chenal juxtaglaciaire peut parfois se surimposer au substratum rocheux, dont la structure a probablement régi l'emplacement des tracés qui tendent à se faufiler à travers les barres rocheuses. Lorsque ces chenaux coupent obliquement la structure du substratum rocheux, ils sont alors assez faciles à délimiter. En revanche, cela est beaucoup plus difficile lorsque les chenaux suivent l'axe des plis ou des plans de faiblesse de la roche en place. À la suite de Thornes (1964: 13), de tels chenaux ont été relevés près d'Ives Hill, à 5 km au nord-est de Compton (Figure 4.3: 116). À cet endroit, les chenaux sont disposés parallèlement aux barres rocheuses acérées, composées de schistes et d'ardoises dont les lits sont redressés. Toutefois, même lorsque les chenaux juxtaglaciaires sont adaptés au substratum rocheux, il est possible de démontrer leur creusement par un émissaire d'eau de fonte, lors du dernier retrait glaciaire. Ainsi, tel que souligné par Thornes (1964: 13), les eaux de fonte ont eu tendance à creuser dans les parties les moins résistantes du substratum rocheux et à mettre ainsi en évidence les roches les plus dures. Dans le cas du site d'Ives Hill (Figure 4.3: 116), cette érosion s'est traduite par l'accumulation de débris rocheux, sous la forme d'un delta juxtaglaciaire, tout juste au débouché de chaque chenal.

Sur le dessus des interfluves, les chenaux juxtaglaciaires sont quelquefois séparés par des crêtes bordières. Ces dernières sont des buttes allongées, regroupées en séries, tout comme les chenaux juxtaglaciaires qui les séparent. La plupart des crêtes bordières relevées dans la région possèdent une hauteur dépassant rarement 10 m. Cependant, certaines crêtes, dont celles situées près de Lawrence (Figure 4.4: 117), possèdent un dénivelé supérieur à 40 m.

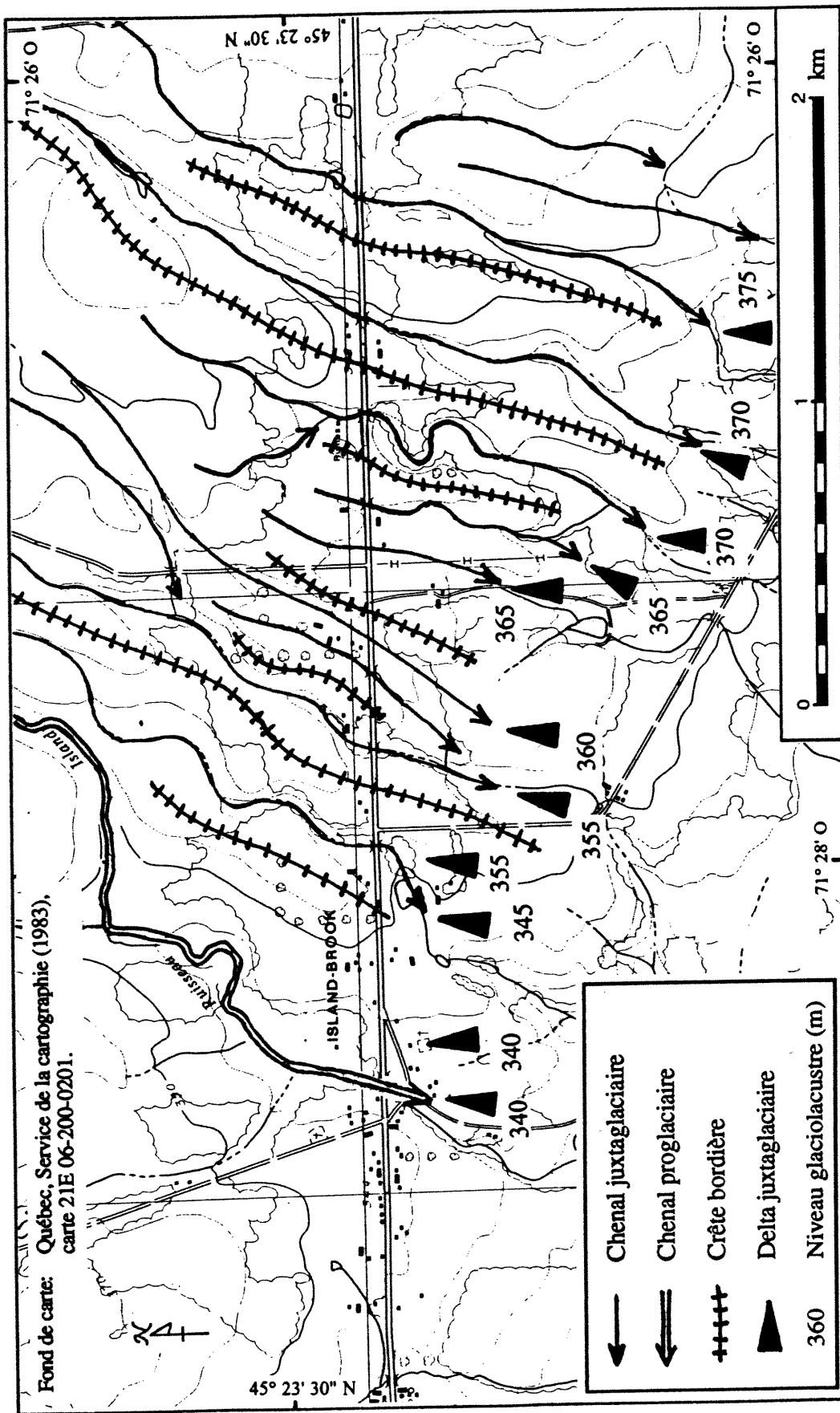


Figure 4.2: Complexe juxtaplaciaire d'Island Brook.

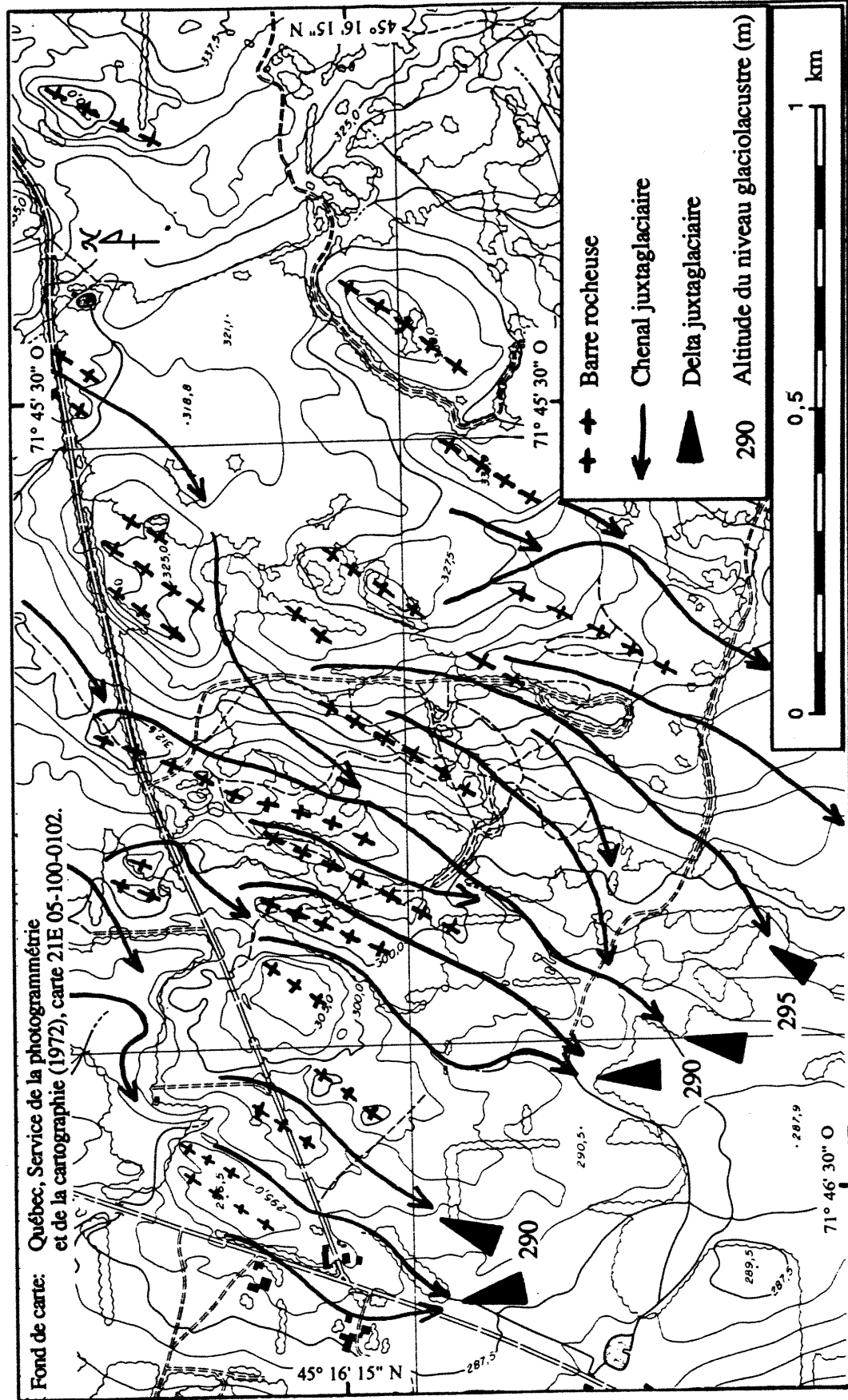


Figure 4.3: Complexe juxtaglaciaire d'Ives Hill, à 5 km au nord-est de Compton.

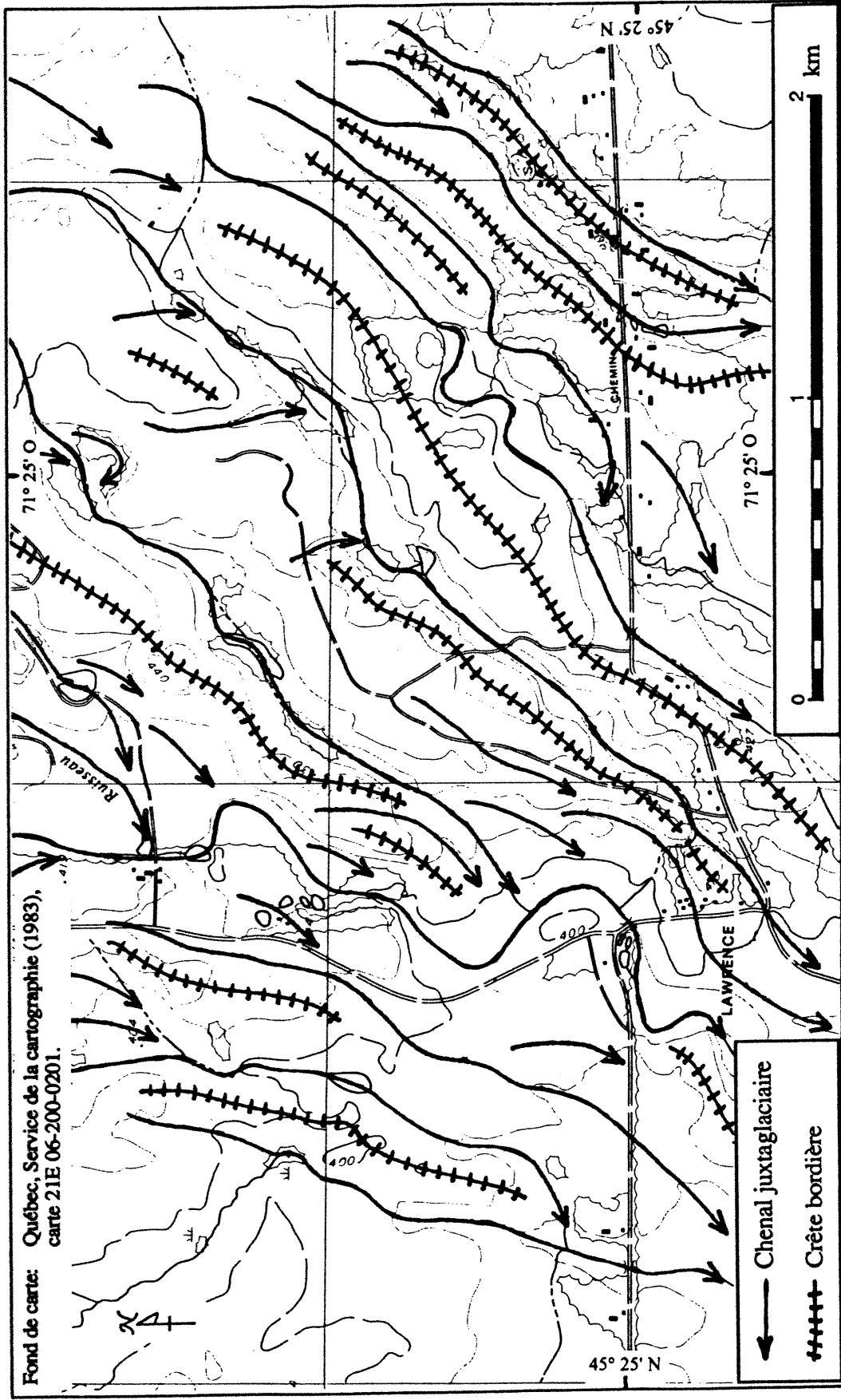


Figure 4.4: Complexe juxtaglaciaire de Lawrence, à 5 km au nord-est d'Island Brook.

Tout comme le souligna Landry (1974: 18), ce fort dénivelé semble être exagéré par un plus grand encaissement des chenaux juxtaglaciaires serpentant entre les crêtes. Par ailleurs, la longueur des crêtes bordières varie entre 100 m et 1 km, alors que leur largeur à la base dépasse la centaine de mètres.

Le mode de mise en place des crêtes bordières de la région d'étude demeure toutefois à être précisé. Ainsi, pour McDonald (1969: 6 et 17), les crêtes bordières peuvent correspondre à des moraines de cisaillement («*shear moraines*») mises en place en bordure de la glace, lors d'une récurrence tardiglaciaire. Cependant, dans les coupes pratiquées dans plusieurs crêtes bordières, il n'a pas été possible d'observer de faille de chevauchement, ni de sédiments fluvioglaciaires ou glaciolacustres incorporés dans le till, comme dans les crêtes bordières identifiées à East Angus par McDonald (1969: 6 et 17). Par contre, dans la région d'étude, plusieurs crêtes bordières peuvent plutôt être des reliques de moraine de fond, épargnées de l'érosion fluvioglaciaire au moment de l'encaissement des chenaux juxtaglaciaires. En effet, avec leur sommet assez plat, il est possible de prolonger les crêtes bordières entre elles et de dessiner une surface continue, interrompue uniquement par les chenaux juxtaglaciaires. À cause de l'incertitude entourant leur mode de mise en place, les crêtes bordières ne seront pas ici utilisées pour la délimitation des positions bordières, mais bien plutôt les chenaux juxtaglaciaires qui leur sont associés.

Les terrasses juxtaglaciaires correspondent essentiellement à des replats perchés, constitués d'alluvions fluvioglaciaires et disposés parallèlement à la vallée située en contrebas. Dans le Sud du Haut Saint-François, elles sont plutôt rares et peu développées. Celle qui est située au nord-est de Notre-Dame-des-Bois (Figure 4.5: 119) mesure 4 km de longueur, mais les autres possèdent une longueur de l'ordre du kilomètre. Leur surface plane, large d'environ 100 m, est toujours délimitée par un talus abrupt tourné vers la vallée. Bien qu'assez plane et unie, leur surface peut quelquefois être défoncée par des kettles, comme c'est le cas pour la terrasse juxtaglaciaire de Notre-Dame-des-Bois (Figure 4.5: 119). C'est d'ailleurs à cause de leur surface plane que la terrasse juxtaglaciaire peut parfois être confondue avec des deltas juxtaglaciaires accumulés en série. C'est le cas de ceux accumulés au pied du Pain de Sucre (Figure 3.1a: 51): les deltas juxtaglaciaires y forment un replat perché dans le versant, tout comme une terrasse juxtaglaciaire. Malgré cette similitude, les terrasses juxtaglaciaires sont d'abord différenciés de tels deltas en série par l'absence de chenaux à leur source. De plus, les paléocourants mesurés dans une terrasse juxtaglaciaire sont orientés dans le sens de la forme, soit perpendiculairement à la pente du versant, alors que ceux mesurés dans le delta juxtaglaciaire sont surtout orientés vers le fond de la vallée autrefois submergée.

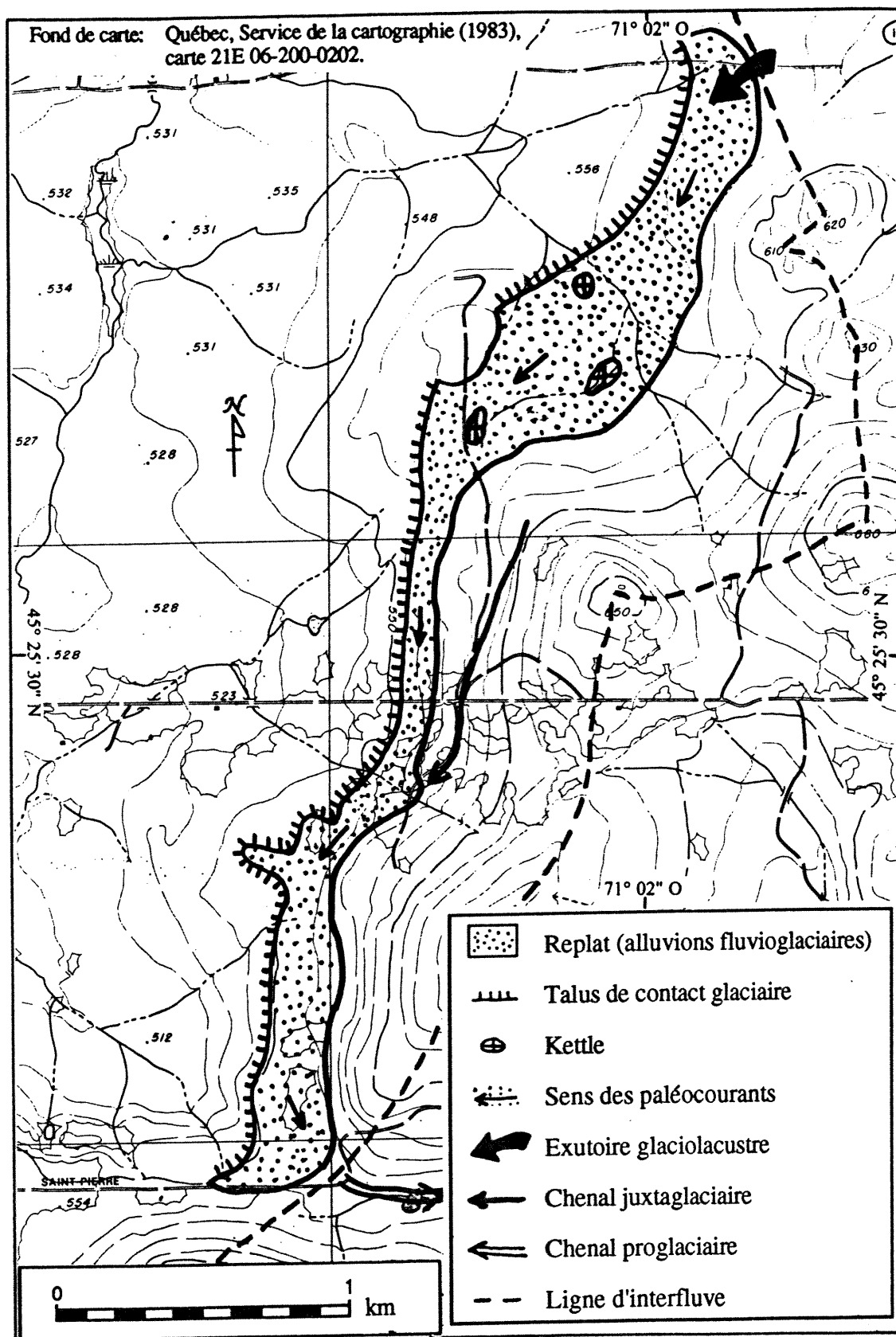


Figure 4.5: Terrasse juxtaposition, à 3 km au nord-est de Notre-Dame-des-Bois.

Le levé du modelé juxtaglaciaire a permis d'identifier un grand nombre de formes, dont la localisation est montrée dans la carte de l'appendice 1. D'ailleurs, par rapport aux synthèses régionales précédentes, notamment celles de Gadd *et al.* (1972b), de Clément (1982) et de Gaucher (1984), notre thèse apporte un grand nombre de formes additionnelles, même sur les terrains les plus étudiés, comme le sous-bassin de la rivière Coaticook. Ce bon résultat est partiellement expliqué par le levé selon la position présumée des paléorivages (section 3.1.2) qui a notamment permis, par rapport aux études antérieures, d'augmenter le nombre de deltas juxtaglaciaires. De plus, la cartographie de la région étudiée montre que le modelé juxtaglaciaire est constitué essentiellement de formes mises en place par les eaux de fonte au contact de la glace. Bien que plusieurs crêtes bordières aient aussi été identifiées, elles sont peu nombreuses et leur utilisation pour délimiter des positions bordières demeure douteuse, en particulier pour celles qui ne sont pas de véritables moraines de retrait *stricto-sensu*, mais plutôt des reliques de la moraine de fond. C'est pourquoi les autres formes juxtaglaciaires seront utilisées dans la délimitation de positions bordières, à condition que l'emplacement autrefois occupé par la bordure glaciaire puisse être déterminé. C'est justement ce travail qui va être fait dans la deuxième étape (section 4.1.2).

4.1.2. Positionnement de la bordure glaciaire

Bien que les formes fluvioglaciaires et glaciolacustres dominent la composition du modelé juxtaglaciaire du Sud du Haut Saint-François, leur mise en place au contact de la glace est toutefois attestée par différents indices. L'un d'eux se rapporte à l'orientation des formes mises en place perpendiculairement ou, du moins, d'une manière tangente par rapport à la pente naturelle. C'est le cas des chenaux juxtaglaciaires, dont la plupart sont relevés dans la partie supérieure d'un versant ou sur le dessus d'un interfluve. Commencant parfois à partir d'un col juché sur la ligne de partage des eaux, ces chenaux descendent dans la vallée en suivant une direction quasi perpendiculaire par rapport à la pente naturelle du versant. Selon Goldthwait *et al.* (1951: 31-32), l'incision de tels chenaux ne pourrait se faire que si la glace avait occupé les terrains plus bas, forçant donc les eaux de fonte à couler au contact entre le versant et la glace. En se référant notamment au travail de Maag (1969: 59-63), la position présumée de la bordure glaciaire peut être placée directement sur la berge la plus basse du chenal, soit celle située sur le côté de la pente descendante du versant, tout en prolongeant son tracé sur toute la longueur du chenal. Ainsi, la bordure glaciaire devait être positionnée sur le côté nord-ouest des chenaux juxtaglaciaires creusés au pied du Pain de Sucre (Figure 3.1a: 51), au sud de Hatley (Figure 3.2: 52), à l'est d'Island Brook (Figure 4.2: 115), près d'Ives Hill (Figure 4.3: 116) et à Lawrence (Figure 4.4: 117) ou bien sur le côté oriental

des chenaux incisés au pied du mont Saint-Joseph (Figure 3.1b: 51). L'emplacement de la bordure glaciaire peut également être délimité lorsque les chenaux juxtaglaciaires ont servi d'émissaire au drainage d'un paléolac proglaciaire. Par exemple, dans le cas des exutoires glaciolacustres de Tupperville (Figure 3.9: 59), la position de la bordure glaciaire est placée au nord-ouest de chaque chenal juxtaglaciaire, sur le sommet de la crête bordière séparant chacun des émissaires.

Le profil transversal de plusieurs formes juxtaglaciaires peut être un autre indice montrant la position autrefois occupée par la bordure glaciaire. En effet, certains chenaux juxtaglaciaires ainsi que les terrasses juxtaglaciaires de la région se présentent comme un replat perché sur le versant. Dans le cas des chenaux juxtaglaciaires, le replat est creusé dans le till de fond ou dans le substratum rocheux. L'incision de tels chenaux implique qu'une bordure glaciaire a autrefois formé la rive surplombant la vallée. Dans le cas des terrasses juxtaglaciaires, la position de la bordure glaciaire devait sensiblement suivre le talus escarpé qui est tourné vers le fond de la vallée. Ainsi, dans le cas de la terrasse juxtaglaciaire de Notre-Dame-des-Bois (Figure 4.5: 119), la bordure glaciaire est positionnée le long du talus situé sur le côté nord-ouest. D'ailleurs, selon l'orientation des stratifications internes, les paléocourants sont orientés vers le sud-ouest, donc quasi perpendiculairement à la pente, ce qui suggère que les eaux de fonte furent contraintes de suivre ce tracé, à cause d'un glacier qui aurait occupé les terrains situés plus bas.

Un talus particulièrement abrupt est aussi observé sur l'un des côtés de la plupart des deltas juxtaglaciaires situés au débouché d'un chenal juxtaglaciaire. C'est le cas pour les différents deltas juxtaglaciaires relevés au pied du mont Saint-Joseph (Figure 3.1b: 51). En effet, le côté oriental de ces deltas est constitué d'un talus dont la pente est plus inclinée que celle du front deltaïque qui est tournée vers le sud ou le sud-est. Ce talus abrupt correspond au «*ice-contact slope*» d'Embleton et King (1975: 549), ce qui nous autorise à placer la bordure de glaciaire le long de ce talus. De plus, cette position est parallèle à celle déduite à partir des chenaux juxtaglaciaires qui alimentèrent ces deltas. Toutefois, contrairement aux terrasses juxtaglaciaires, le talus de contact glaciaire des deltas juxtaglaciaires ne longe pas toujours le versant, car il arrive très souvent, comme dans le cas de ceux identifiés au pied du Pain de Sucre (Figure 3.1a: 51), qu'il soit disposé plutôt perpendiculairement à l'axe de la vallée.

Dans les formes juxtaglaciaires d'accumulation, la mise en place du talus au contact de la glace est aussi confirmée par des structures glacitectoniques relevées en coupe. En effet, les sédiments stratifiés observés tout près de ce talus sont bien souvent perturbés par des failles et/ou par des plis. Les failles normales avec un pendage supérieur à 45° y sont les structures

plus fréquentes. Elles sont en général regroupées en séries formant des gradins. Ces failles sont parfois accompagnées par des plis à grande échelle, de pendage parfois élevé, affectant aussi plusieurs couches à la fois. En se référant à McDonald et Shilts (1975), l'apparition de telles structures est expliquée par un effondrement des matériaux, après la fonte du support glaciaire. Des failles de failles inverses avec un pendage inférieur à 30° sont aussi relevées dans les dépôts situés tout près du talus de contact glaciaire. Leur mise en place est, selon McDonald et Shilts (1975: 123), attribuée à une poussée glaciaire sur des sédiments alors en contact avec la glace. L'observation des structures glacitectoniques perturbant les sédiments près du talus de contact glaciaire permet donc de confirmer la position de la glace.

L'existence antérieure d'une bordure glaciaire le long du talus de contact glaciaire est aussi suggérée par des matériaux glacigènes identifiés dans les coupes situées tout près du talus. Sur certains sites (Figure 4.6: 123), ces matériaux sont tout simplement des cailloux et des blocs de forme subangulaire, avec des faces polies et striées. Sur d'autres sites (Figure 4.7: 123), le matériel glacigène correspond à un diamicton, dont la matrice est, soit nettement sableuse, soit très silteuse. Épais de l'ordre du mètre ou même moins, ce diamicton repose directement sur un sédiment fluvioglaciaire ou glaciolacustre bien trié et en général stratifié. Il est généralement sans structure, sauf près de la base, où de la fissilité peut apparaître. Des enclaves de matériaux de même composition que le sédiment sous-jacent (Figure 4.8: 124) apparaissent souvent dans ce diamicton. À cause du meilleur triage que celui du till de base classique, ce diamicton peut être considéré comme étant un sous-type de till sousglaciaire, semblable au «*sole till*» de Grube (1994), traduit ici par «till de chevauchement». En effet, ce till particulier contient surtout du matériel issu d'une érosion glaciaire locale, provenant en général du matériel sous-jacent. Dans la littérature, il est parfois désigné comme étant un «*deformation till*» (Dreimanis 1978: 808; Ehlers 1996: 57) ou un «*shear till*» (Dreimanis *et al.* 1987: 85). Cependant, le terme «till de déformation» peut porter à confusion, puisqu'il est parfois utilisé pour désigner le matériel sous-jacent (Elson 1989; Brodzikowski et van Loon (1991). Or, bien qu'il soit parfois déformé par la glace (Figure 4.9: 124), ce matériel ne possède pas deux des principales caractéristiques d'un till *sensu stricto*: (1) il n'est pas un diamicton (Ehlers 1996: 57) et (2) il ne contient pas du matériel allochtone transporté par la glace (Pagé 1992: 69). De plus, même s'il a été surmonté ou parfois même déplacé par un glacier sur une distance de l'ordre du centimètre, ce sédiment n'est pas incorporé dans le till de chevauchement. En se référant à Pagé (1992: 67), le sédiment déformé qui est retrouvé directement sous le till de chevauchement peut donc être défini comme des «glacitectonites», traduction de «*glaciotectonites*» de Dreimanis *et al.* (1987: 84).

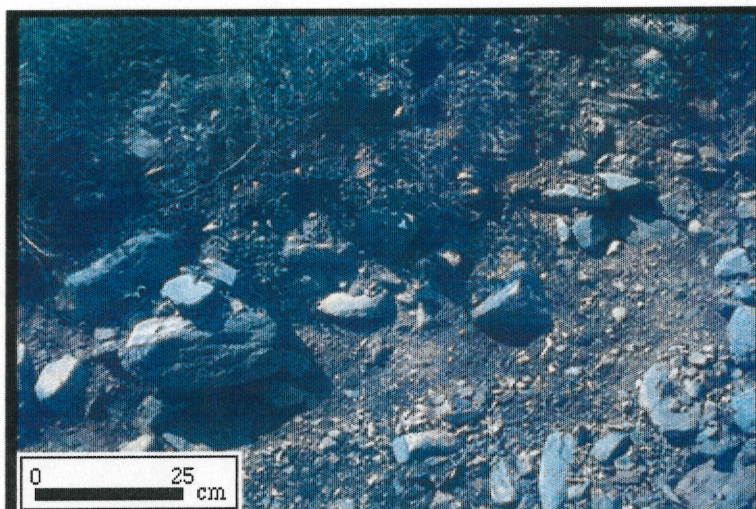


Figure 4.6: Blocs et cailloux de facture glaciaire, disposés en pavage et observés en bordure du talus de contact glaciaire, dans une gravière creusée dans la terrasse juxtaglaciaire de Notre-Dame-des-Bois (site LP-191, Appendice 2).



Figure 4.7: Till de chevauchement à matrice sableuse, compact, légèrement fissile à la base et contenant des cailloux subangulaires polis et striés, surmontant un sable moyen massif, compact et sans déformation glacitectonique apparente, dans une excavation située au sud de Bury (site LP-418, Appendice 2).

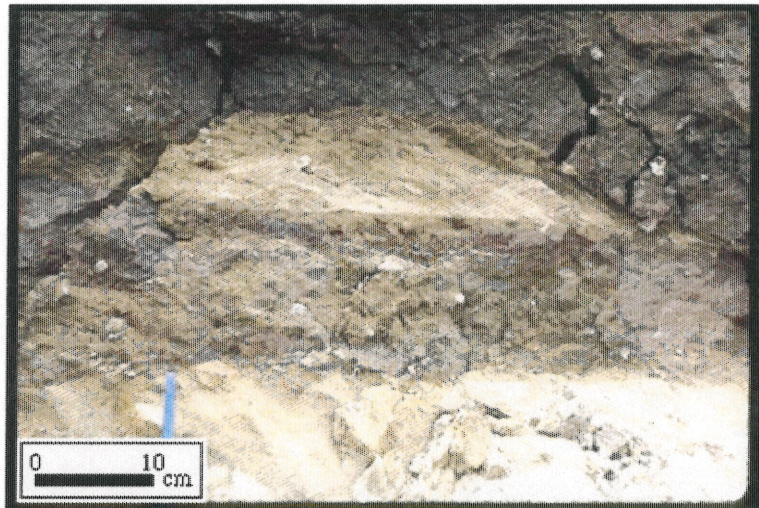


Figure 4.8: Bloc de sable faiblement stratifié, incorporé dans un till de chevauchement sableux, contenant de petits cailloux subangulaires avec des faces polies et striées, dans une coupe au sud-ouest de Dixville (site CO-114, Appendice 2).

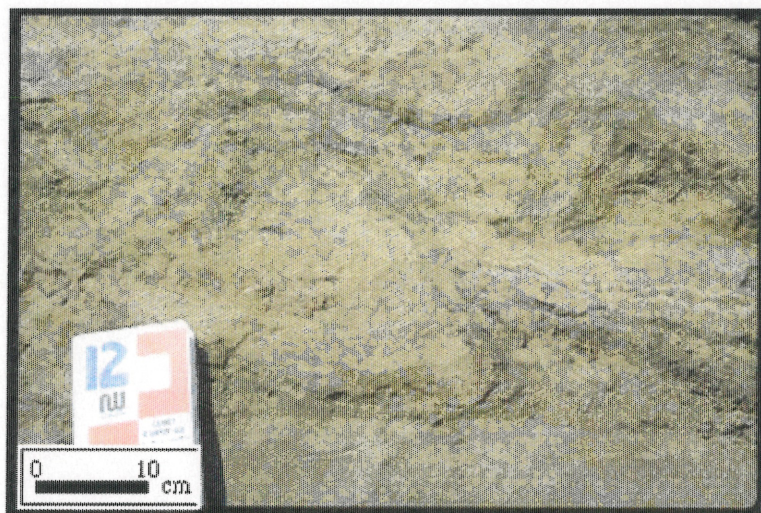


Figure 4.9: Plis dans des glaciectonites relevés dans la partie supérieure de sédiments glaciolacustres de fond, dont l'aspect est rehaussé par les lamines silteuses, sous un till de chevauchement sableux et caillouteux, dans une coupe au sud de Bury (site LP-419, Appendice 2).

Quelques deltas juxtaglaciaires relevés dans la région étudiée ont été accumulés, non pas à l'embouchure d'un chenal juxtaglaciaire, mais plutôt au débouché d'un émissaire qui vient directement de l'intérieur du glacier. C'est le cas du paléodelta juxtaglaciaire alimenté par des eskers, au sud de Bulwer (Figure 4.10a: 126), ou de celui accumulé au débouché d'un chenal sousglaciaire, dans le fond du vallon du ruisseau Christmas (Figure 4.10b: 126). Pour ces deux types de deltas, la bordure glaciaire est positionnée perpendiculairement à ces formes, là où l'émissaire aboutissait au delta, vu que les matériaux relevés dans cette partie du delta contiennent des dépôts glaciogènes et des structures glacitectoniques. Ainsi, pour le delta juxtaglaciaire localisé au sud de Bulwer (Figure 4.10a: 126), une position bordière est tracée en rejoignant l'extrémité nord de chaque esker. De même, pour le delta juxtaglaciaire accumulé dans le fond du vallon du ruisseau Christmas (Figure 4.10b: 126), la bordure de la glace peut être positionnée directement au contact entre le delta et le chenal sousglaciaire, selon un tracé perpendiculaire à l'axe de longueur du chenal.

Dans le cas des épandages subaquatiques cartographiés dans le fond de certaines vallées, la position autrefois occupée par la bordure glaciaire peut être déterminée à partir des dépôts glaciogènes et des failles glacitectoniques qui sont parfois observés en coupe. Par exemple, dans l'épandage subaquatique de La Patrie (Figure 3.6: 56), la langue constituée de till de chevauchement, relevée dans la moitié nord de la coupe, suggère que la bordure glaciaire était localisée sur ce côté de l'épandage. Cette interprétation est aussi confirmée par le sens des paléocourants qui sont dirigés vers le sud. Par ailleurs, le positionnement de la bordure glaciaire est plus facile à faire lorsque l'épandage subaquatique est relevé à l'extrémité d'un segment d'esker perlé. Par exemple, dans le cas de l'esker au sud de la ville de Coaticook (Figure 4.11: 127), la position de la bordure glaciaire est placée à la jonction entre chaque épandage subaquatique et le segment d'esker accolé sur leur côté nord. Même lorsqu'aucun segment d'esker apparaît, cette position de la glace est confirmée par l'abondance des failles glacitectoniques perturbant les matériaux observés dans la partie nord du dépôt.

Dans le Sud du Haut Saint-François, la plupart des formes juxtaglaciaires peuvent permettre de déterminer la position de la bordure glaciaire. En effet, bien que ces formes aient surtout une origine fluvioglaciaire ou bien glaciolacustre, il est possible de montrer que leur mise en place s'est faite au contact de la glace. Cette interprétation est basée sur plusieurs indices de nature géomorphologique, tels que l'orientation perpendiculaire des formes allongées par rapport à la pente et leur profil transversal en forme de terrasse, ou sédimentologique, tels que l'abondance des structures glacitectoniques et des dépôts glaciogènes. L'emploi de tels indices permet alors de trouver l'emplacement de la bordure glaciaire pour un très grand nombre de formes juxtaglaciaires qui peuvent alors être désignées comme étant des formes

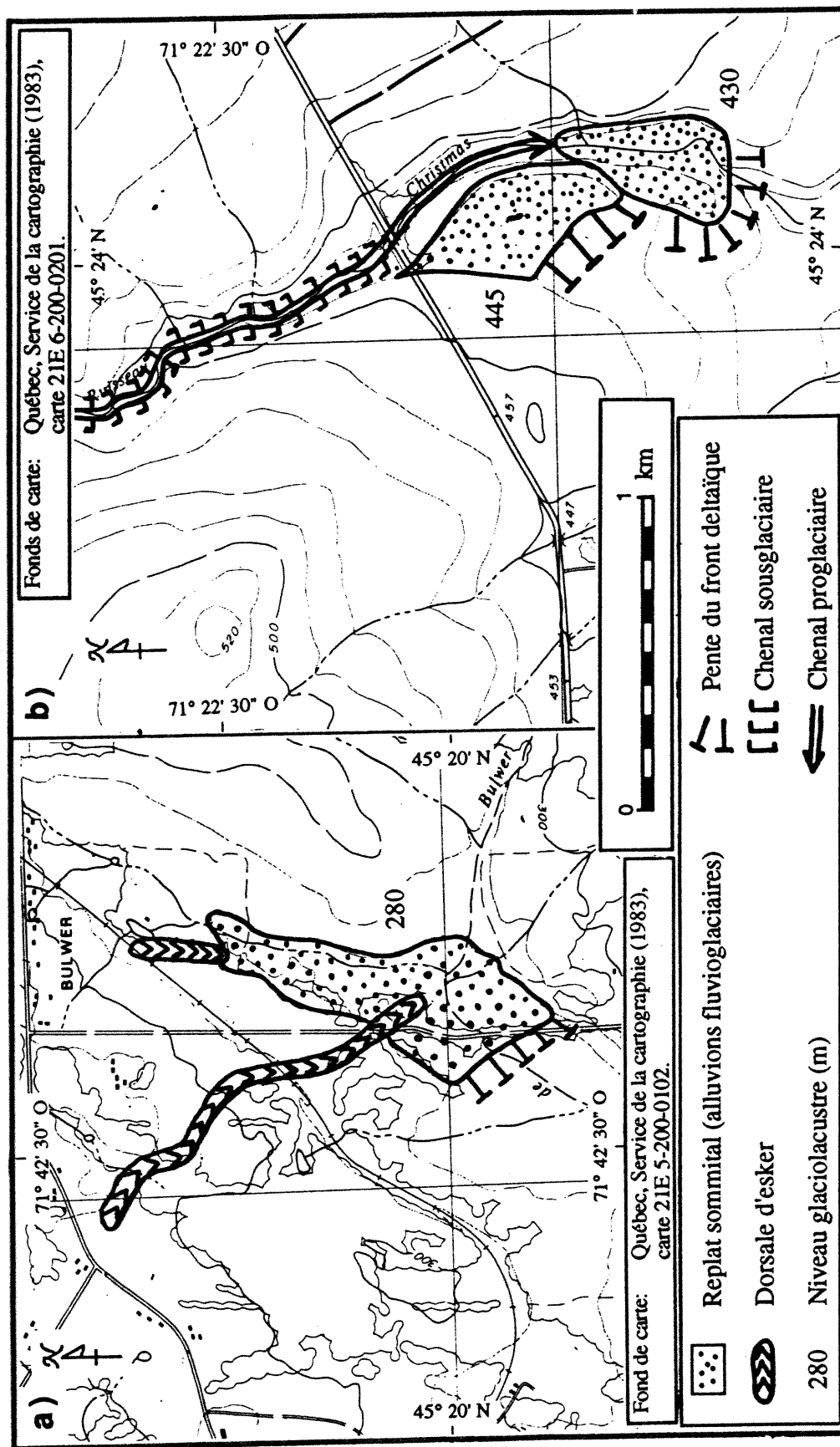


Figure 4.10: Exemples de deltas juxtaposés nourris par un émissaire sousglaciaire: a) delta juxtaposé accumulé à l'extrémité de segments d'esker, au sud de Bulwer; b) delta juxtaposé (niveau de 445 m) accumulé à l'embouchure d'un chenal sousglaciaire, dans le vallon du ruisseau Christmas, à l'est d'Island Brook.

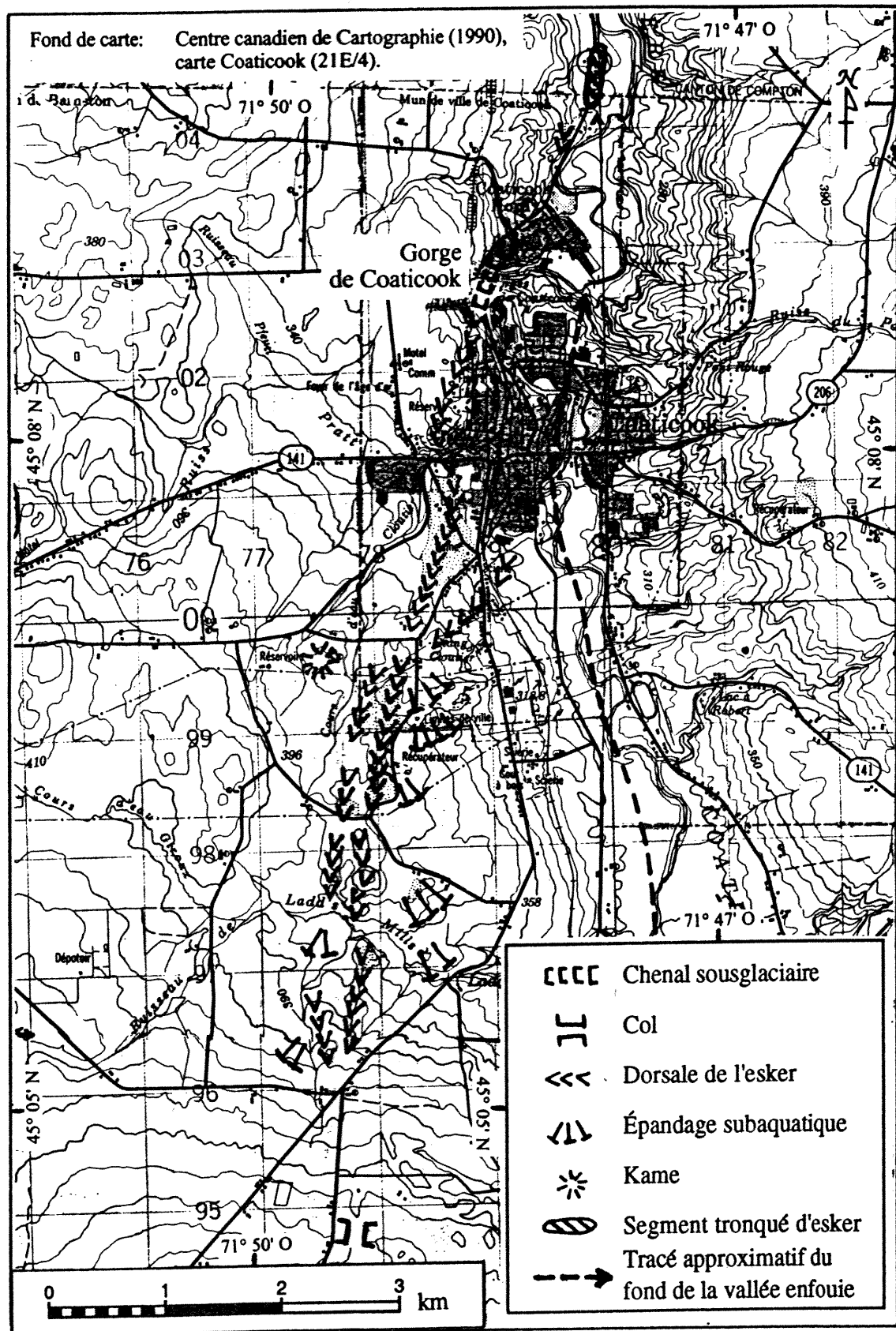


Figure 4.11: Complexe d'eskers situé au sud de la ville de Coaticook.

bordières. En considérant ces formes, il est donc possible d'augmenter le nombre de points de repères servant à délimiter les positions bordières, par rapport aux études antérieures, comme celles de McDonald (1967a, 1968a et 1969), de Shilts (1969 et 1981), de Clément et Parent (1977) et de Parent (1978 et 1987), qui n'ont surtout considéré que les crêtes bordières. Néanmoins, malgré le nombre nettement accru de points de repères, il n'est pas possible, à ce stade-ci du travail, de tracer des positions bordières traversant toute la région, étant donné l'absence de continuité entre ces repères ponctuels. Une telle délimitation pourra toutefois se faire avec la méthode de corrélation qui va maintenant être décrite.

4.1.3. Délimitation des positions bordières

En général, la délimitation de positions bordières est basée sur une corrélation faite entre des formes bordières, à partir d'indices démontrant le synchronisme dans la mise en place de ces formes, quelle que soit la distance les séparant. Malheureusement, comme il a déjà été vu dans la section 3.3.2, ce synchronisme n'a pu être établi à partir de méthodes de datation absolue, comme la méthode au radiocarbone, d'abord parce qu'aucun matériel datable ne fut relevé dans la région à l'étude. Ce synchronisme peut toutefois être montré en utilisant les lacs proglaciaires reconstitués et leur drainage comme repère chronologique. C'est pourquoi la procédure de corrélation tient compte de la position des formes bordières associées à des plans d'eau considérés comme contemporains. Dans la région étudiée, les formes bordières sont disposées les unes par rapport aux autres suivant trois principaux cas: (1) les formes bordières sont en contact entre elles et forment un segment bordier continu, (2) les formes bordières sont éloignées, mais disposées de part et d'autre d'une même vallée et (3) les formes bordières sont dispersées dans des vallées distinctes, mais voisines.

Dans le cas où des formes bordières sont juxtaposées et forment un alignement continu sur une distance plus ou moins longue, elles appartiennent à la même position bordière si nous pouvons démontrer qu'elles sont mises en place simultanément. Le cas le plus fréquemment relevé dans la région étudiée est celui où un chenal juxtaglaciaire aboutit directement à un delta juxtaglaciaire. Le raccordement entre ces deux formes est facile à faire, puisque ce sont les mêmes eaux qui, en circulant au contact de la glace, incisèrent un chenal sur le versant et accumulèrent des débris en entrant dans le lac. C'est le cas des formes bordières relevées au pied du Pain de Sucre (Figure 4.12: 129), là où plusieurs chenaux juxtaglaciaires aboutirent à des deltas juxtaglaciaires associés. Le raccordement de ces formes en série permet donc de délimiter plusieurs positions bordières successives. Parfois, un exutoire apparaît même à la source du chenal juxtaglaciaire, ce qui permet d'augmenter le nombre de formes appartenant

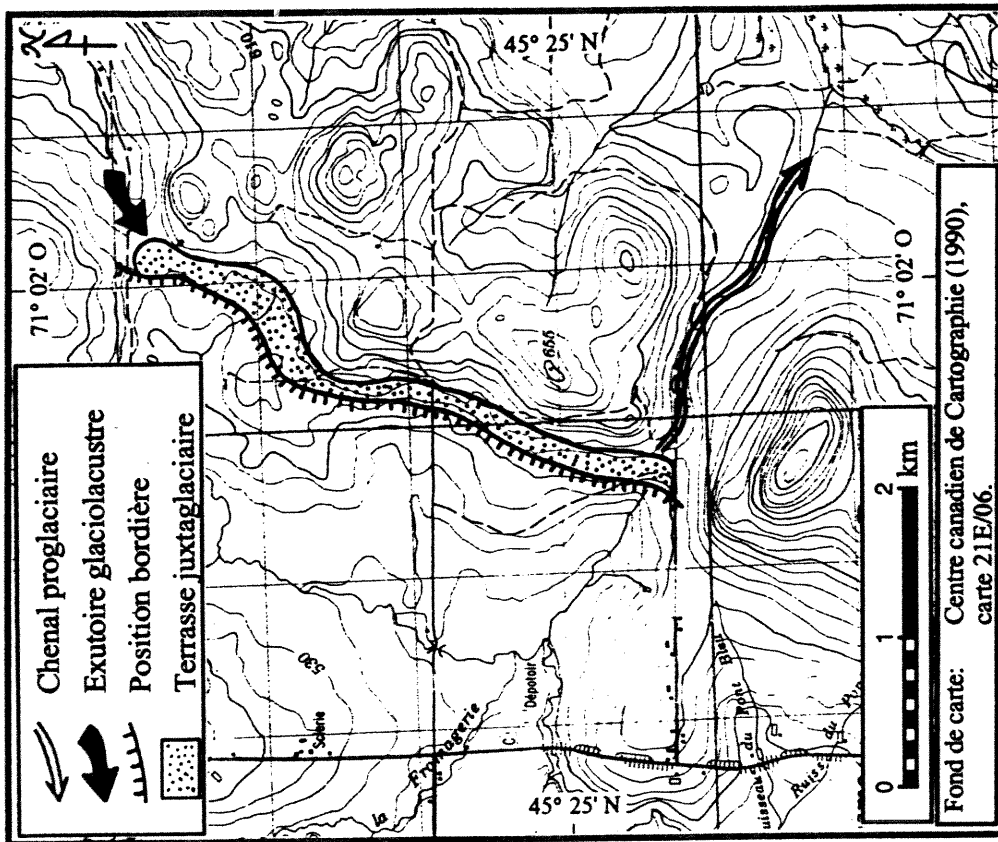


Figure 4.13: Corrélation entre des formes bordières situées au nord-est de Notre-Dame-des-Bois.

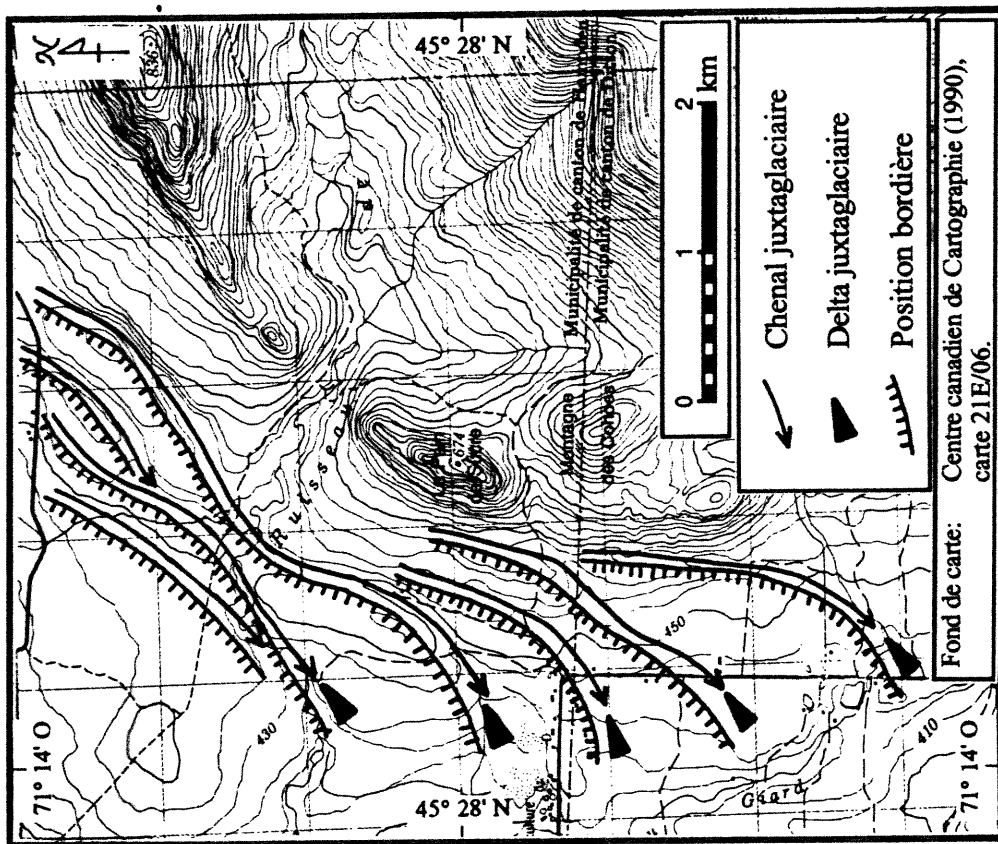


Figure 4.12: Corrélation entre des formes bordières situées au pied du Pain de Sucre, au nord-ouest du massif du mont Mégantic.

au même segment bordier. Un autre exemple de formes contiguës permettant de délimiter un segment bordier continu est celui d'une terrasse juxtaglaciale alimentée par un exutoire ou par un chenal juxtaglaciale. C'est le cas pour la terrasse juxtaglaciale de Notre-Dame-des-Bois (Figure 4.13: 129), édifée par des eaux de drainage d'un paléolac proglaciaire qui ont d'abord transité par le col communiquant avec le sous-bassin de la rivière Bergeron, avant de s'écouler vers le sous-bassin de la rivière Clinton. Lorsque des segments bordiers ont pu ainsi être définis, la position de la bordure glaciaire peut alors être délimitée tout le long du côté juxtaglaciale du segment, tel que montré sur les figures 4.12 (p. 129) et 4.13 (p. 129).

Dans le cas où des formes bordières sont disposées de part et d'autre d'une même vallée, la méthode précédente est difficilement applicable, vu que les formes bordières sont souvent manquantes dans le fond de la vallée, probablement parce qu'elles ont été enfouies sous des sédiments tardiglaciaires et postglaciaires ou qu'elles ont été effacées par l'érosion fluviale postglaciaire. Néanmoins, la corrélation entre deux formes bordières qui sont perchées sur des versants opposés peut être faite grâce à la délimitation du paléorivage du lac qui occupa le fond de la vallée (section 3.1). Ainsi, lorsqu'un niveau glaciolacustre fut très bref, une seule et unique position bordière peut être tracée en joignant ensemble les formes bordières situées aux deux extrémités du paléorivage qui sont les versants opposés de la vallée. C'est le cas pour le niveau de 370 m du Lac proglaciaire Eaton-Nord (Figure 4.14: 131). Durant ce niveau glaciolacustre, les eaux de fonte ont creusé un chenal au contact de la glace, sur le versant nord-est de la vallée à l'est d'Island Brook, avant de se jeter dans le lac et y édifier un delta. Sur l'autre rive du lac, un exutoire creusé au contact de la glace contrôlait alors l'altitude du niveau d'eau. La reconstitution de ce paléoplan d'eau permet donc de délimiter une position bordière entre ces deux formes juxtaglaciaires situées de part et d'autre de la vallée, tel que montré à la figure 4.14 (p. 131). Par contre, pour des lacs de plus longue durée, plusieurs formes bordières sont souvent relevées le long du paléorivage du lac. Dans ces cas, il existe au moins autant de positions bordières que de formes bordières relevées sur le même versant de la vallée. Il est alors possible de tracer plusieurs positions bordières intermédiaires, parallèles à l'emplacement occupé par la bordure glaciaire lors de l'extension maximale du plan d'eau correspondant, entre cet emplacement et celui associé à l'extension maximale du plan d'eau plus ancien, dont le niveau était à une altitude supérieure.

La délimitation d'une position bordière à travers une même vallée doit aussi tenir compte de l'orientation des formes bordières utilisées et de leur configuration. Ainsi, pour le niveau de 370 m du Lac proglaciaire Eaton-Nord (Figure 4.14: 131), la bordure glaciaire est délimitée en traçant une ligne passant tout juste sur le côté nord-ouest du chenal juxtaglaciale et du delta juxtaglaciale, ligne qui est ensuite prolongée vers l'exutoire glaciolacustre localisé sur

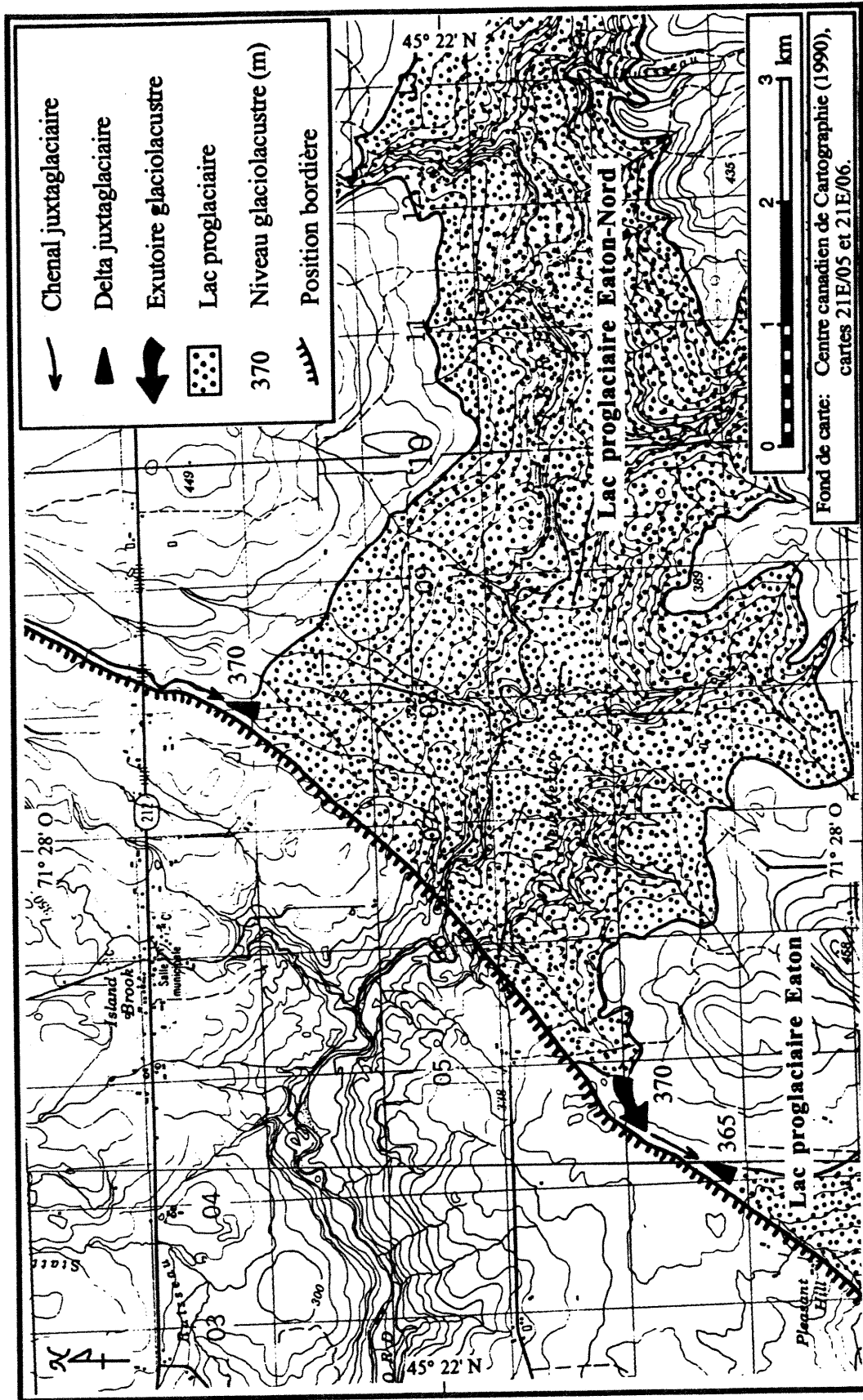


Figure 4.14: Corrélation entre des formes bordières associées au niveau de 370 m du Lac proglaciaire Eaton-Nord.

l'autre rive du lac. L'orientation à angle droit de la bordure glaciaire par rapport au versant nord de la vallée et son tracé en ligne droite d'une rive à l'autre du lac sont confirmés par la configuration du delta juxtaglaciaire, dont le côté autrefois accolé à la bordure glaciaire est perpendiculaire au versant de la vallée et est ainsi orienté dans la direction de l'exutoire situé plus au sud. Cette délimitation donne une ligne assez droite plutôt qu'une ligne lobée, ce qui est plus en accord avec le vèlage de la glace au contact de l'eau non gelée, tel qu'observé dans les lacs proglaciaires actuels (Flint 1971: 49-51).

La logique qui sous-tend la délimitation décrite ci-dessus ne permet pas un très grand écart dans l'emplacement du tracé de la bordure glaciaire, tout comme l'illustre l'exemple de la position bordière reconstituée à l'est d'Island Brook (Figure 4.14: 131). D'une part, si nous avons utilisé des formes bordières situées plus en amont dans le bassin de la rivière Eaton, soit plus au sud-est par rapport à la position bordière tracée, l'exutoire du Lac proglaciaire Eaton-Nord (niveau de 370 m) aurait alors été bloqué par la glace et le niveau du lac aurait ainsi monté, ce qui n'aurait pas permis la coexistence du Lac proglaciaire Eaton (niveau de 365 m) et du Lac proglaciaire Eaton-Nord (niveau de 370 m). D'autre part, si nous avons utilisé des formes bordières localisées plus en aval dans le bassin de la rivière Eaton, soit plus au nord-ouest que la position bordière tracée, un exutoire plus bas que 370 m d'altitude aurait été libéré sur l'interfluve séparant les lacs proglaciaires Eaton et Eaton-Nord, ce qui aurait permis la fusion de ces deux étendues d'eau. Par conséquent, la position bordière que nous avons tracée (Figure 4.14: 131) permet d'expliquer, le mieux possible, la coexistence des deux différents lacs proglaciaires reconstitués.

Dans le cas où les formes bordières sont situées dans des vallées distinctes mais voisines, la délimitation de la position bordière repose sur la reconstitution du drainage des paléolacs proglaciaires. Ainsi, lorsque la bordure glaciaire était située à l'est d'Island Brook (Figure 4.14: 131), le Lac proglaciaire Eaton-Nord allait se drainer dans le Lac proglaciaire Eaton. Le synchronisme entre ces deux lacs voisins s'appuie sur le fait que le chenal ayant servi au drainage du niveau de 370 m du Lac proglaciaire Eaton-Nord a évacué le surplus d'eau dans le Lac proglaciaire Eaton, permettant l'accumulation d'un delta juxtaglaciaire à une altitude de 365 m. La mise en place des segments bordiers ayant servi à délimiter ces deux lacs peut donc être considérée comme étant synchrone, vu que les plans d'eau étaient contemporains.

Pour tester la validité de la méthode de corrélation proposée, nous l'avons appliquée à un secteur où les formes bordières sont séparées par une zone assez vaste et exempte de formes bordières. C'est le cas du massif du mont Mégantic dans lequel aucune forme bordière n'est relevée, alors que plusieurs formes bordières sont repérées de part et d'autre de ce massif.

Gadd *et al.* (1972b) raccordèrent de nombreuses positions bordières arquées, situées à l'est du massif, à une seule et unique position bordière qui épouse le versant nord-ouest (Figure 4.15a: 134). Par contre, avec la méthode de corrélation basée sur la reconstitution des lacs proglaciaires, les segments bordiers situés près de Petit-Canada ont pu être raccordés avec ceux de Val-Racine (Figure 4.15b: 134), malgré la lacune existant à la hauteur du massif du mont Mégantic. Cette position ainsi délimitée correspond d'ailleurs à l'étendue maximale du Lac proglaciaire au Saumon, lors de son niveau de 535 m.

En résumé, la position d'une bordure glaciaire peut être délimitée sur le versant d'une vallée et sur un interfluve, lorsque les formes bordières sont juxtaposées. Leur corrélation permet alors de définir des segments bordiers continus sur une distance parfois assez grande. Mais dans le fond des vallées, les formes bordières sont très souvent manquantes et la position de la bordure ne peut être tracée directement. Heureusement, la reconstitution des plans d'eau proglaciaires ainsi que celle de leur drainage fournit des repères chronologiques. En effet, il est possible de corréler des formes bordières sises de part et d'autre d'une même vallée ou dispersées dans des vallées voisines, si leur mise en place dans un même paléolac ou dans des paléolacs contemporains peut être établie. En utilisant la méthodologie décrite dans cette thèse, plusieurs positions jadis occupées par une bordure glaciaire au cours de son retrait ont pu être cartographiées dans la région et vont maintenant être présentées.

4.2. Principales positions bordières

La corrélation des formes bordières, à partir d'une reconstitution des lacs proglaciaires, de la succession de leurs niveaux de même que de leur drainage, a permis de tracer plus d'une cinquantaine de positions bordières traversant de part en part la région d'étude. Certaines positions bordières montrées à la figure 4.16 (p. 135) viennent prolonger celles qui ont déjà été délimitées dans les régions limitrophes. C'est notamment le cas des positions bordières de la Frontière («*Frontier Moraine*») et de Woburn («*Woburn Moraine*») qui ont d'abord été tracées dans le haut bassin de la rivière Chaudière par Shilts (1969: 76-83; 1981: 45-49). Il en est de même pour la position bordière de Cherry River - East-Angus (McDonald 1967a: 102-103; 1968a: Fig. 2; 1969: 17-18) et pour celle de Weedon (G. Larocque et A. Larocque 1982 et 1983; G. Larocque 1983: 17-18; G. Larocque *et al.* 1983) qui ont d'abord été délimitées dans la vallée du moyen Saint-François. Quant à la position bordière de Dixville-Ditchfield, elle vient raccorder la position bordière de Dixville (Parent 1987: 220; Morissette 1988: 18-19; Morissette et Dubois 1991: 9-10; Dubois et Morissette 1994: 323) avec celle de Ditchfield (Shilts 1969: 81-83; 1981: 48-49). Par contre, les autres positions bordières

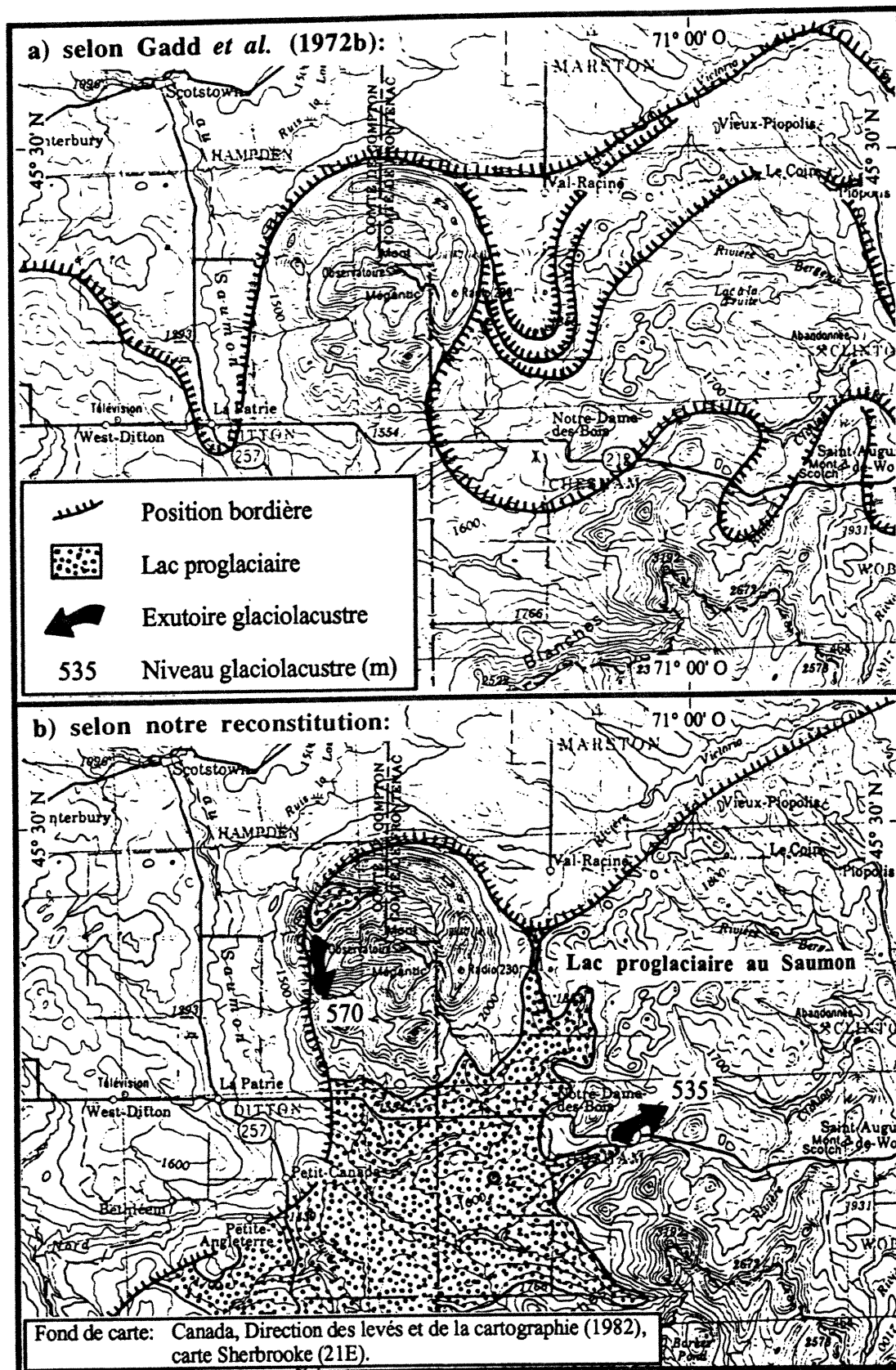


Figure 4.15: Délimitation de positions bordières de part et d'autre du massif du mont Mégantic: a) selon Gadd *et al.* (1972b); b) selon notre reconstitution.

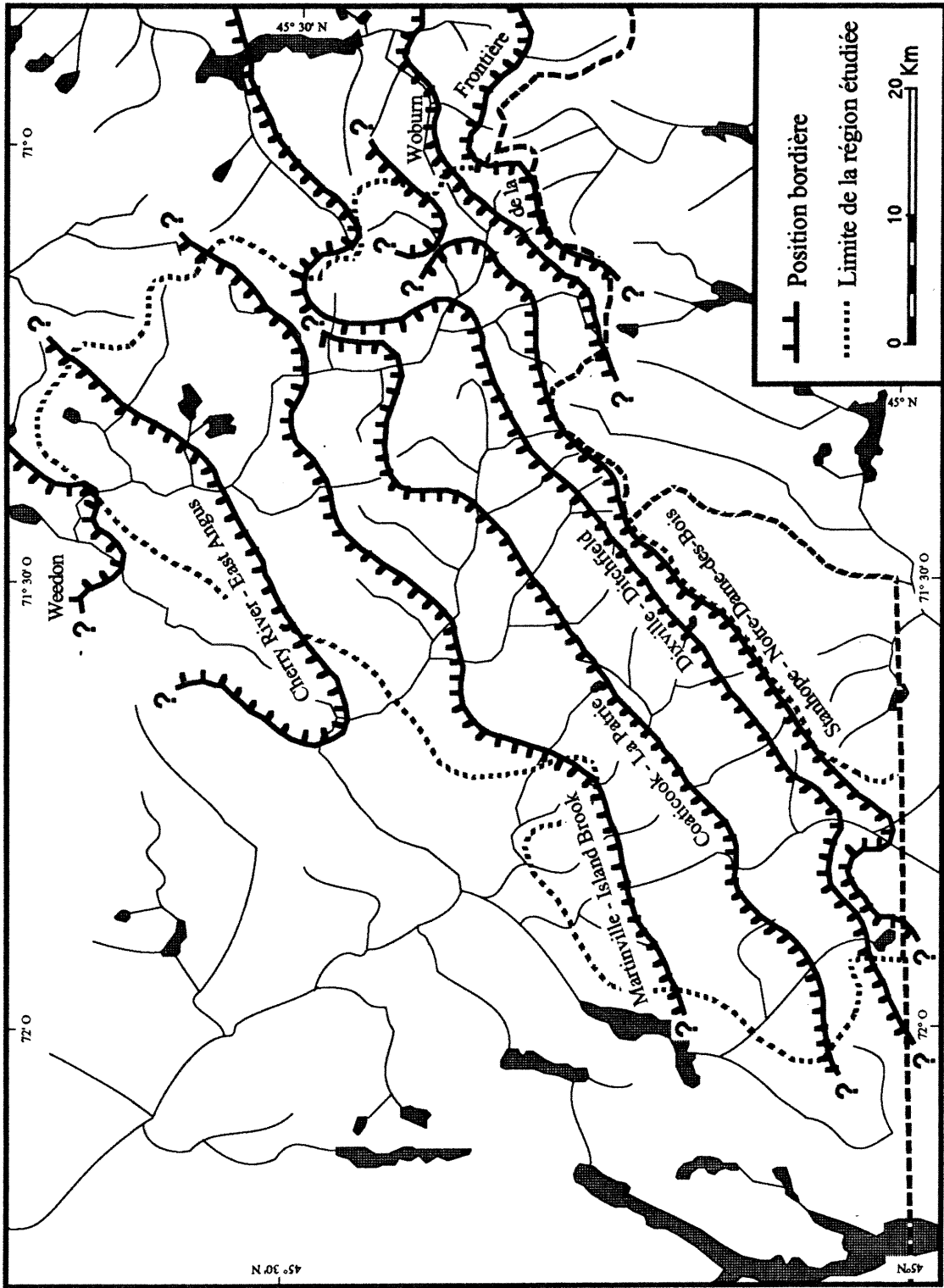


Figure 4.16: Principales positions bordières, lors de la déglaciation du Sud du Haut Saint-François.

de la figure 4.16 (p. 135), soit celle de Martinville - Island Brook, de Coaticook - La Patrie et de Stanhope - Notre-Dame-des-Bois (Figure 4.16: 135), sont nouvelles et sont désignées par le nom des lieux où les formes bordières sont les mieux développées. La délimitation de ces positions bordières additionnelles a d'ailleurs pu se faire grâce au plus grand nombre de formes bordières relevées avec l'aide de notre méthodologie.

Les positions bordières qui sont délimitées à l'intérieur de la région d'étude (Figure 4.16: 135) sont toutes originales. En effet, par rapport à ceux des études antérieures, les tracés proposés sont d'abord basés sur un bien plus grand nombre de formes bordières qui ont été relevées grâce à la méthodologie présentée à la section 4.1. De plus, la reconstitution des paléolacs proglaciaires qui leur sont contemporains nous assure du synchronisme entre les formes qui les composent. Ainsi, l'altitude du niveau du plan d'eau qui fut barré par la glace dans une vallée permet d'identifier les formes bordières mises en place sur le paléorivage de ce plan d'eau. De même, en déterminant l'altitude du niveau d'un plan d'eau voisin mais contemporain, il devient alors possible d'identifier les formes bordières associées et, donc, de corréliser ensemble des formes bordières mises en place dans les deux vallées voisines. En passant ainsi d'une vallée à l'autre, il devient donc possible de délimiter la position bordière associée à une série de paléolacs proglaciaires synchrones, sur toute la largeur de la région étudiée. Les positions bordières ainsi délimitées peuvent même être datées d'une manière relative, parce que chacune est associée à un niveau glaciolacustre donné, dont l'âge relatif peut être déterminé par rapport aux autres niveaux du même lac.

Les positions bordières de cette thèse (Figure 4.16: 135) possèdent un tracé assez rectiligne, sauf dans les secteurs de haut relief, comme au massif du mont Mégantic. À cet endroit, la bordure glaciaire a pris un tracé plutôt lobé dans la vallée de la rivière au Saumon, à l'ouest, et dans celle de la rivière Victoria, à l'est (Figure 4.15b: 134). Une telle lobation a aussi eu lieu lorsque la bordure glaciaire était en contact avec les montagnes Frontalières, notamment pour les positions bordières de la Frontière et de Stanhope - Notre-Dame-des-Bois (Figure 4.16: 135). Il en va de même pour la position bordière de Cherry River - East Angus, dans la vallée de la rivière Saint-François, au sud-est des monts Stoke. Par contre, dans le reste de la région, le relief local n'a eu que peu d'influence sur les positions bordières. Ces tracés rectilignes sont avant tout basés sur la configuration des formes bordières ayant servi à leur délimitation. Ainsi, la position bordière tracée près d'Island Brook (Figure 4.14: 131) suit exactement la rive occidentale du chenal juxtaglaciaire, puis le versant juxtaglaciaire du delta accumulé à l'embouchure du chenal. De plus, les paléocourants mesurés dans ce delta sont orientés vers le sud, dans une direction perpendiculaire au versant. Ces tracés rectilignes à travers les vallées permettent de rejoindre ensemble des formes bordières mises en place sur

des versants opposés, mais qui sont de même âge relatif, vu leur appartenance à un même niveau glaciolacustre. Ils reflètent également mieux le tracé d'une bordure glaciaire vèlant au contact d'une masse d'eau calme, notamment un lac proglaciaire (Flint 1971: 49-51).

En plus des positions bordières rectilignes qui traversent la région d'étude, il en existe aussi d'autres qui encerclent des cuvettes plus ou moins grandes. Ces positions sont délimitées seulement au sud-est d'une barrière topographique ou d'une ligne d'interfluve (Figure 4.17: 138). La plupart d'entre-elles sont centrées dans des cuvettes circonscrites à l'intérieur des massifs de Barnston, de Scotstown et de Fontainebleau (Figure 2.2: 39). Il en existe aussi d'autres situées dans des cuvettes perchées, tout juste au sud-est de la ligne de partage des eaux du bassin de la rivière Saint-François, notamment au sud de la frontière. Ces positions bordières délimitent des surfaces dont l'aire moyenne est légèrement supérieure au km². La plus grande, centrée au lac Magill (Figure 4.18: 139), s'étend sur près de 9 km². Toutes ces positions bordières circulaires sont délimitées à partir de formes mises en place par les eaux de fonte au contact de la glace. La plupart de ces formes sont des chenaux juxtaglaciaires qui naissent à partir d'un col ou d'un ressaut du relief, avant de contourner une dépression. À quelques reprises, ces chenaux aboutissent à des terrasses juxtaglaciaires qui longent le versant, comme au lac Third Connecticut, situé dans le Nord du New Hampshire, tout juste au sud de la frontière (Figure 4.19: 140).

L'origine des positions bordières circulaires est possiblement reliée à la fonte sur place de culots de glace. Une telle hypothèse s'appuie d'abord sur la nature des formes relevées sur le pourtour des dépressions centrées à ces endroits. En effet, les formes bordières associées comprennent essentiellement des chenaux et des terrasses juxtaglaciaires mis en place par des eaux s'écoulant au contact de la glace. De plus, les dépôts des terrasses juxtaglaciaires sont bien souvent perturbés par des failles normales et inverses ayant de forts pendages, résultat de l'effondrement des dépôts au cours de la fonte du support glaciaire. Par ailleurs, la disposition des formes bordières implique que les eaux responsables de leur mise en place ont longé le versant plutôt que de suivre le talweg, probablement parce qu'elles ont dû contourner un obstacle occupant la dépression. En effet, malgré leur profil en creux, le fond de la dépression est exempt de sédiments glaciolacustres ou même fluvioglaciaires et ne montre que du till de fond recouvert de blocs glaciaires ou bien de matières organiques, là où il y a des marécages et des tourbières. Même si des sédiments accumulés par des eaux tardiglaciaires sont relevés en position perchée sur les versants, leur absence dans le fond de ces dépressions ne serait aucunement reliée à leur érosion subséquente, mais plutôt à la persistance d'une glace empêchant leur dépôt. C'est d'ailleurs pour toutes ces raisons que les positions bordières circulaires sont ici associées à des mégakettles.

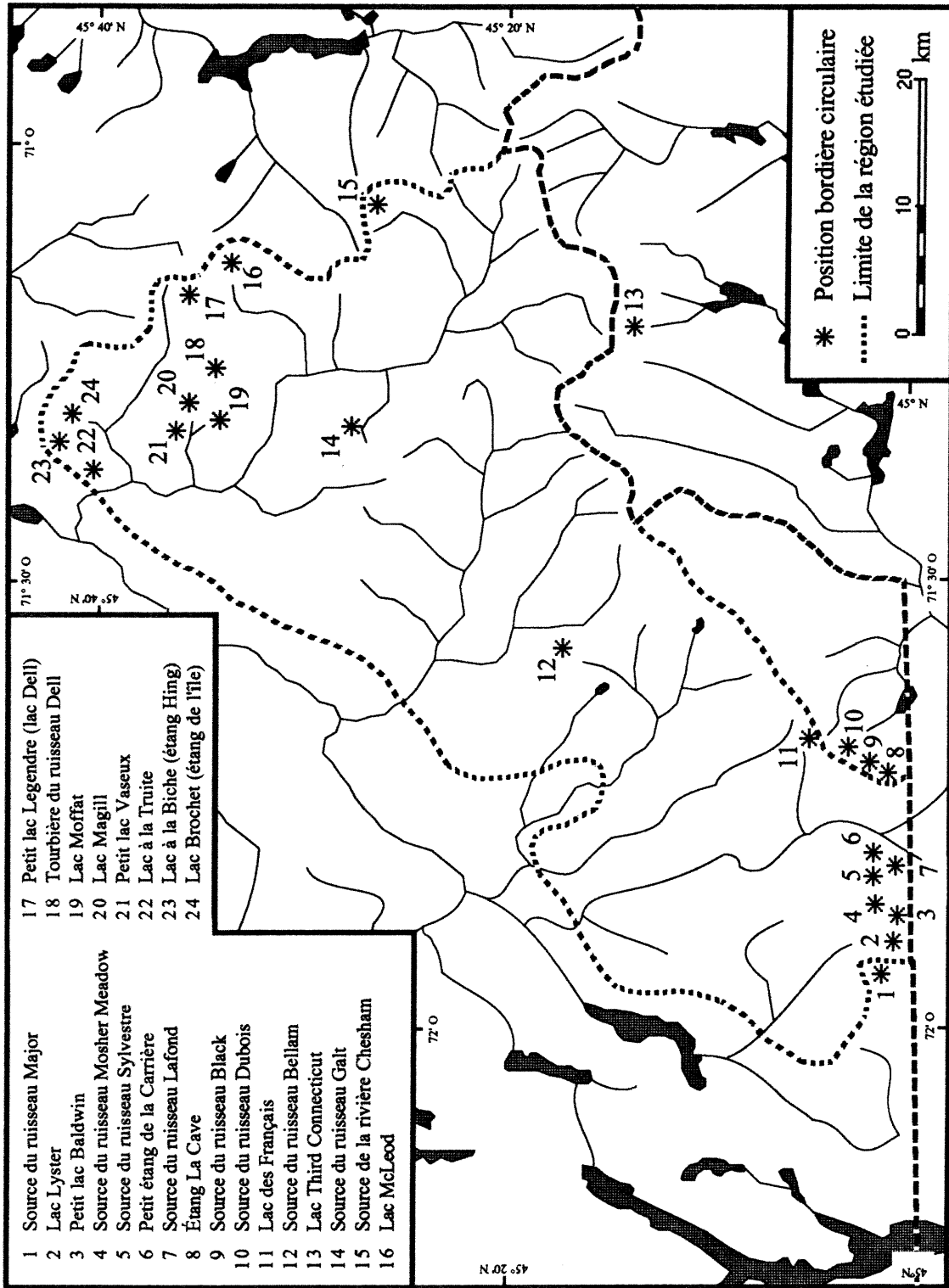


Figure 4.17: Localisation des principales positions bordières circulaires délimitées dans le Sud du Haut Saint-François.

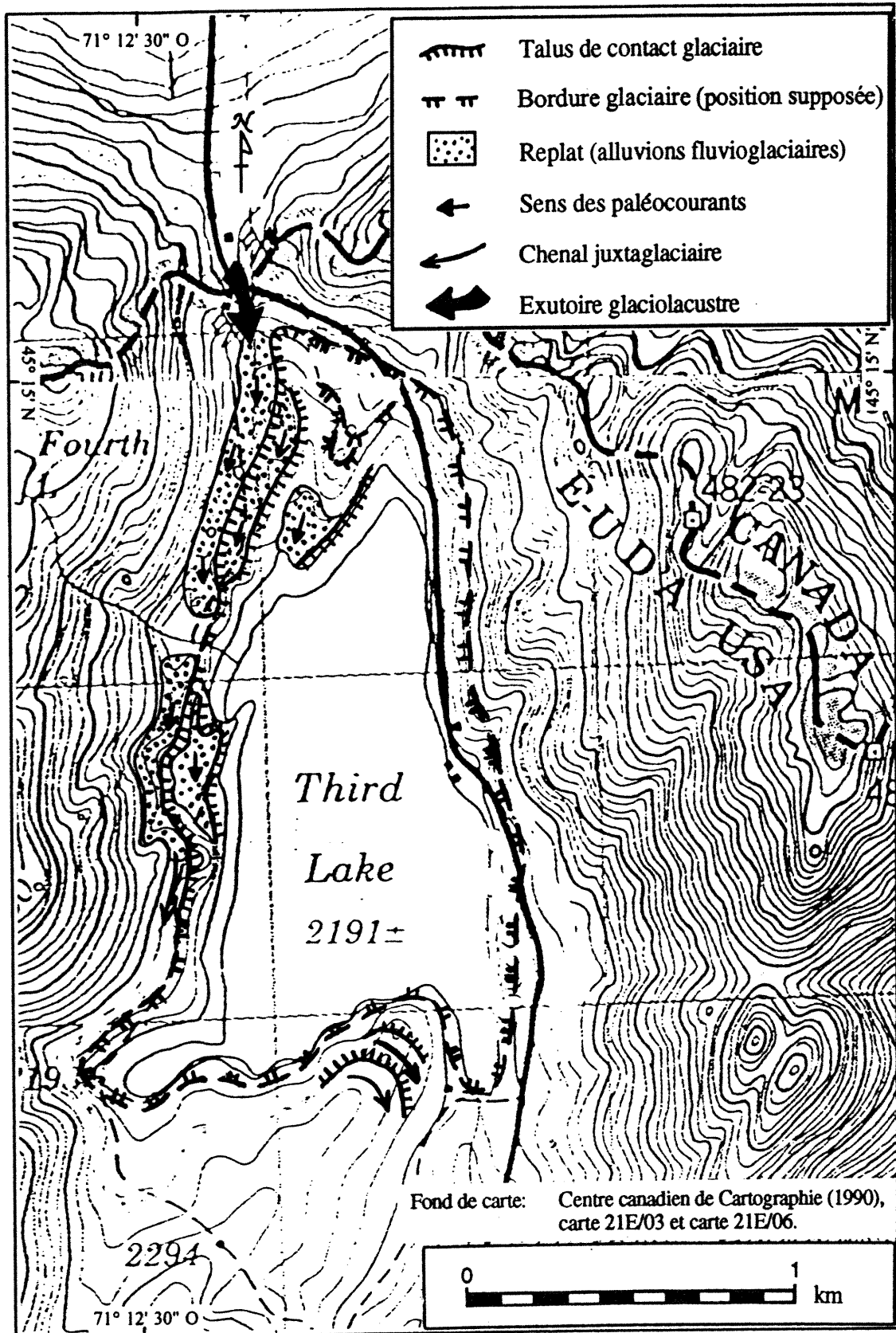


Figure 4.19: Positions bordières circulaires délimitées autour du lac Third Connecticut (New Hampshire), au sud de Chartierville.

Par rapport aux études déjà effectuées dans la région d'étude, cette thèse a délimité plusieurs nouvelles positions bordières, surtout en utilisant une plus grande variété de formes, dont le synchronisme de mise en place est basé sur leur association avec des niveaux bien précis de lac proglaciaire et sur l'évolution du drainage des paléolacs. Les niveaux glaciolacustres ont aussi permis de dater relativement les positions bordières, les unes par rapport aux autres. Par ailleurs, les positions bordières délimitées ont surtout un tracé rectiligne, mais d'autres qui possèdent un tracé circulaire sont centrées autour de dépressions situées au sud-est d'un obstacle topographique saillant. La coexistence de ces deux types de positions bordières implique donc des types d'événements différents qui vont maintenant être décrits.

4.3. Signification paléogéographique des positions bordières

Comme il a été vu dans l'introduction de ce chapitre, le type d'événement responsable de la mise en place des formes bordières diffère suivant l'étude consultée. Parmi les hypothèses envisagées, celle d'une récurrence tardiglaciaire est la plus utilisée. Pour McDonald (1967a; 1968a: 666-667) et Gadd *et al.* (1972c: 3), les formes bordières les mieux développées sont possiblement associées à une brève phase de récurrence tardiglaciaire. Cette interprétation est notamment basée sur la reconnaissance de moraines de cisaillement («*shear moraines*»), notamment dans plusieurs crêtes bordières identifiées à East Angus par McDonald (1969: 6 et 17). Néanmoins, d'après Gadd *et al.* (1972c: 3), ces récurrences n'auraient été que des phénomènes locaux, vu le faible nombre d'indices relevés.

Lors du levé du modelé juxtaglaciaire, plusieurs indices de récurrence sont relevés à travers le Sud du Haut Saint-François (Figure 4.20: 142). Ces indices incluent surtout des failles et des tills de chevauchement observés dans des formes bordières (section 4.1.2). Toutefois, la fréquence de ces indices est nettement plus grande dans le fond de certaines vallées, dont celle des rivières Coaticook, Moe et au Saumon. Dans les coupes examinées à ces endroits, un till de chevauchement est posé directement sur des glacitectorites constitués de sédiments glaciolacustres, que ce soit des sables stratifiés ou des rythmites silto-sableuses, comme aux sites CO-008, CO-016, CO-114, CO-142, CO-174, CO-186, LP-141, LP-221, LP-222, LP-289, LP-417, LP-419, LP-424, SH-313 et SH-326 (Appendice 2). Dans presque tous ces sites, le till de chevauchement est surmonté par des sédiments glaciolacustres, souvent semblables aux glacitectorites relevés directement sous le till. D'autres coupes contenant du till de chevauchement ont aussi été relevées hors de la région étudiée, comme dans la vallée moyenne de la rivière Saint-François, à East Angus (McDonald 1967a: 36-38; 1969: 4), et dans la vallée de la rivière Chaudière, au nord de Lac-Mégantic (Shilts 1981: 24-25).

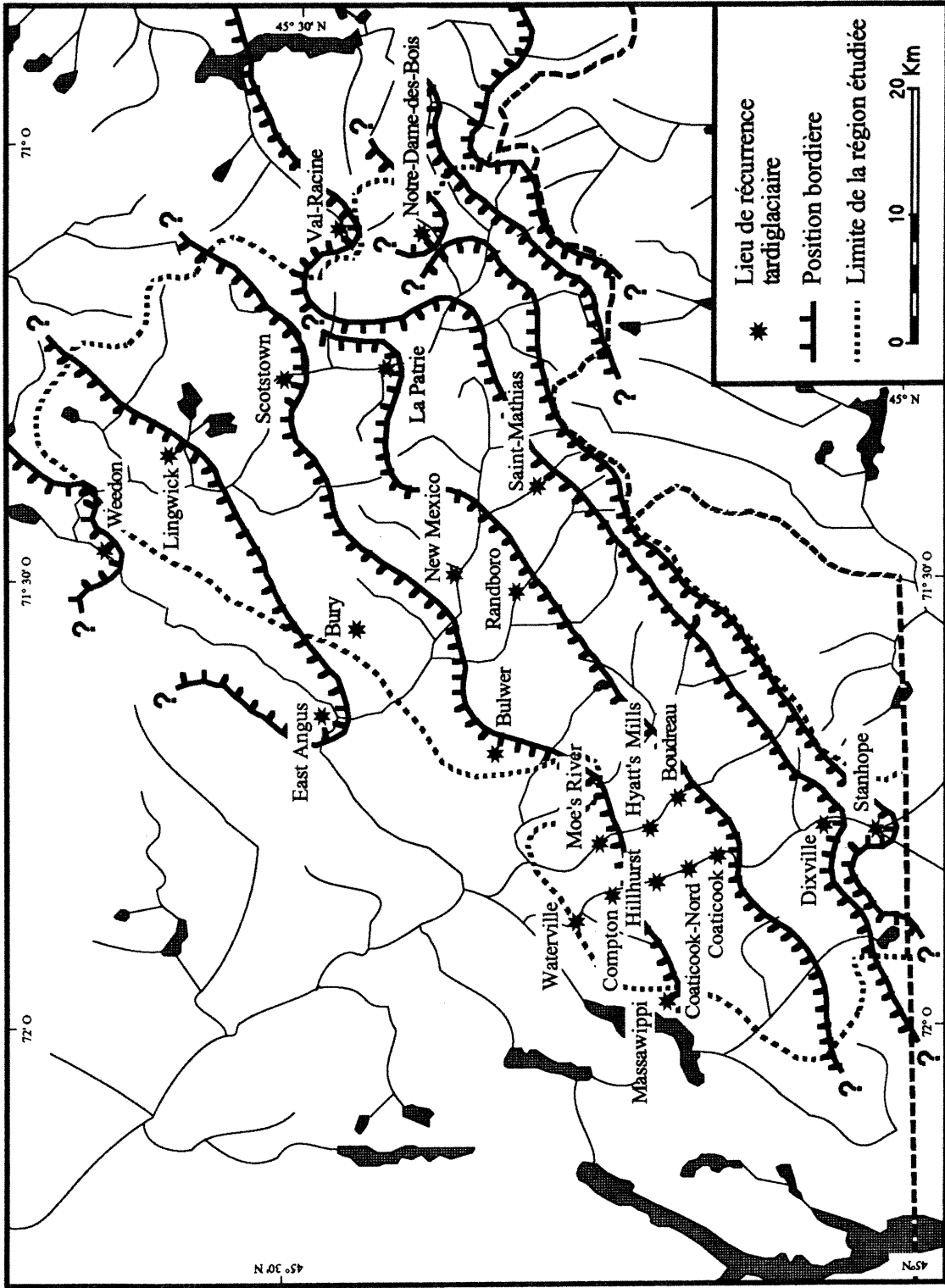


Figure 4.20: Localisation des principales récurrences tardiglaciaires du Sud du Haut Saint-François, comparée avec les tracés des principales positions bordières.

D'après notre interprétation, les tills de chevauchement observés dans la région furent mis en place durant l'avancée temporaire d'une bordure glaciaire sur des dépôts glaciolacustres, au cours de la déglaciation finale. Bien que de tels tills aient aussi été déposés au début de la dernière glaciation (Shilts 1981: 42-43) ou antérieurement, ceux considérés ici sont dérivés de sédiments non glaciaires, déposés proche de la bordure glaciaire, durant la déglaciation. Cette interprétation est d'abord fondée sur la faible épaisseur des tills de chevauchement et sur leur superficie plutôt restreinte, de l'ordre du kilomètre carré. La répartition des coupes contenant ce type de till montre que celui-ci recouvre tout le fond de certaines sections de vallée, mais seulement sur une distance de l'ordre du kilomètre. De plus, lorsqu'il est vu en coupe, le till de chevauchement repose directement sur des dépôts glaciolacustres et il n'est surmonté que par des dépôts de même origine, mais qui ne sont jamais compacts ni jamais glacitectoniquement déformés. Par exemple, dans la section du site LP-417 (Appendice 2), le till de chevauchement forme un coin inséré entre deux couches de dépôts glaciolacustres. Tous ces sédiments sont possiblement d'âge tardiglaciaire, vu qu'ils ont été mis en place au-dessus du till de fond associé à la dernière glaciation et formant le substratum sur lequel les formes tardiglaciaires sont posées. D'ailleurs, au contraire des sections décrites par Shilts (1969 et 1981), montrant le Membre de Drolet formant la base du Till de Lennoxville qui est le till de surface de la région étudiée, les tills de chevauchement relevés sont tous localisés stratigraphiquement au-dessus du till de surface.

Le caractère local des tills de chevauchement est aussi suggéré par l'inclusion de plusieurs enclaves glacitectoniques dans ce till (Figure 4.8: 124). Ces enclaves, désignées comme des «*frigites*» par McDonald (1967a: 7 et 38), sont des amas constitués de sédiments bien triés, le plus souvent rythmés ou laminés et de même nature que les glacitectonites sous-jacents. Ces amas ont généralement une forme angulaire et atteignent souvent la taille d'un bloc ou bien celle d'un caillou. Leur existence dans le till de chevauchement peut s'expliquer par l'incorporation de débris arrachés aux sédiments glaciolacustres qui furent surmontés par un glacier, au cours d'une récurrence. De plus, leur préservation n'aurait été possible que si le transport glaciaire s'était fait sur une courte distance. En effet, si la distance de transport avait été plus importante, ces amas relativement fragiles auraient été rapidement réduits en poudre. D'ailleurs, selon Boulton (1970: 225), l'incorporation de telles enclaves dans le till ne peut se faire qu'à proximité de la bordure glaciaire.

Les récurrences tardiglaciaires enregistrées dans le Sud du Haut Saint-François peuvent être reliées à deux principales causes. La première fait référence à des réajustements successifs du profil de la bordure, en réponse au vêlage intense de la glace en contact avec des nappes d'eau proglaciaires, ce qui a pu causer des débâcles glaciaires. Ces dernières ont pu d'abord

commencer lorsque la glace de bordure commença à flotter sur l'eau, suivant le mécanisme décrit par Meier et Post (1969: 815). Dans ce mécanisme, l'infiltration d'eau entre le glacier et son lit permet le déclenchement du mouvement d'avancée de la glace, le raclage du fond des plans d'eau proglaciaires et le dépôt des tills de chevauchement. Ce mécanisme fut déjà envisagé par Hillaire-Marcel et Occhietti (1981) pour expliquer l'origine de la Moraine de Saint-Narcisse, située à la limite nord des Basses-terres du Saint-Laurent. Parmi les indices favorables à cette hypothèse figure le relevé de plusieurs coupes localisées dans le fond des vallées autrefois submergées par un lac proglaciaire, montrant un till de chevauchement qui recouvre directement des dépôts glaciolacustres. De plus, les plis affectant les glacitectonites (Figure 4.9: 124) et les injections de dépôts glaciolacustres dans le till de chevauchement indiquent la progression d'un glacier dans un milieu saturé d'eau. Selon Dreimanis *et al.* (1987: 35-37), de telles déformations plastiques sont fréquemment observées à la base d'un till mis en place dans un milieu glaciolacustre.

Malgré tous les indices supportant l'hypothèse d'un rééquilibrage de la bordure glaciaire, d'autres hypothèses peuvent être envisagées pour expliquer les récurrences tardiglaciaires dans la région d'étude. En effet, en mettant en relation la localisation des sites de récurrence avec les principales positions bordières délimitées (Figure 4.20: 142), nous constatons que les récurrences glaciaires ont bien souvent été synchrones à travers la région, en affectant en même temps plusieurs vallées distinctes, y compris des interfluves non submergés. À ces derniers endroits, les récurrences sont responsables des failles de chevauchement identifiées dans plusieurs formes bordières. Par ailleurs, une glace flottante associée à un rééquilibrage de la bordure glaciaire aurait dû permettre aux lacs proglaciaires de se vidanger à partir d'un émissaire sousglaciaire, ce qui ne semble pas être le cas (section 3.3.3). Finalement, la fin d'une débâcle glaciaire aurait dû impliquer un affaissement et une stagnation généralisés de la glace, à la bordure du glacier. Or, peu d'indices de tels événements ne sont relevés sur les sites de récurrence. Par ailleurs, bien que des failles à fort pendage soient relevées dans des formes bordières, surtout celles délimitant les mégakettles (section 4.2), ces structures ne sont pas reliées à des récurrences, mais plutôt à l'isolement de masses glaciaires durant l'émergence du relief au-dessus de la glace.

De brefs épisodes de refroidissement climatique successif peuvent également expliquer la présence d'indices de récurrence tardiglaciaire dans le Sud du Haut Saint-François. Cette hypothèse s'appuie d'abord sur le synchronisme entre plusieurs sites de récurrence situés le long d'une même position bordière (Figure 4.20: 142), même si ces sites n'ont pas servi à la délimitation des tracés bordiers. De plus, les enclaves glacitectoniques incluses dans le till de chevauchement (Figure 4.8: 124) suggèrent que le matériel constituant était gelé lorsque

le glacier l'incorpora dans son propre matériel, même si celui-ci provient d'un milieu saturé en eau. Enfin, bien que les structures périglaciaires soient plutôt rares dans la région, elles sont tout de même observées dans des formes tardiglaciaires. C'est le cas des fentes de gel fossiles observées à la surface du delta proglaciaire du site LP-057 (Appendice 2). De telles structures ont aussi été relevées ailleurs dans les Appalaches du Sud du Québec, notamment par Ritchot (1968: 124), Dionne (1975) et Gangloff (1981).

Bien que cette étude ait augmenté grandement le nombre de sites montrant des évidences de récurrence tardiglaciaire, notamment par rapport à l'étude de Gadd *et al.* (1972c: 3), il reste que ces récurrences ne sont pas relevées partout le long des positions bordières de la région étudiée (Figure 4.20: 142). En effet, les indices associés à des récurrences ne sont relevés que dans quelques sections. De plus, la majorité des formes bordières ne contiennent pas de structures glacitectoniques, notamment les failles à faible pendage, qui sont typiques d'une poussée glaciaire. D'ailleurs, même lorsque de telles structures sont observées, elles restent essentiellement confinées dans une partie des formes bordières. C'est aussi le cas pour les séries de failles normales inverses et normales, associées à un effondrement au contact de la glace, mais dont la faible fréquence n'implique pas inévitablement une stagnation glaciaire généralisée. D'ailleurs, dans plusieurs des formes bordières où elles apparaissent, comme sur le site LP-074 (Appendice 2), de telles structures définissent uniquement des glacikarsts où la fonte de la glace enfouie a laissé un kettle à la surface.

Malgré les hypothèses ci-dessus, notre interprétation de la signification paléogéographique des positions bordières rectilignes qui sont délimitées dans le Sud du Haut Saint-François est avant tout basée sur le drainage catastrophique des paléolacs proglaciaires. En effet, la très grande majorité des formes bordières a été mise en place par des eaux coulant au contact de la glace, principalement sous forme de chenaux, de terrasses ou de deltas juxtaglaciaires. De plus, tel que montré dans la section 3.3.3, la taille de plusieurs formes tardiglaciaires, notamment des exutoires glaciolacustres, des chenaux et les deltas juxtaglaciaires, peut être mise en relation avec le débit des eaux les ayant mis en place. Cette relation nous autorise donc à supposer que les formes bordières les mieux développées seraient mises en place lorsque les débits d'eau étaient les plus élevés, soit lors des crues catastrophiques causées par la baisse du niveau des paléolacs proglaciaires les plus étendus. La reconstitution des niveaux glaciolacustres permet d'ailleurs de confirmer cette hypothèse, en montrant que les positions bordières les mieux marquées sont délimitées par des formes reliées au drainage des plans d'eau les plus étendus, lors d'une baisse importante de niveau. C'est le cas pour les positions bordières de Coaticook - La Patrie et de Martinville - Island Brook (Figure 4.16: 135). L'emplacement de ces positions bordières est délimité par des formes mises en

place par des eaux de drainage glaciolacustre, le long d'une cascade de lacs proglaciaires qui prenait naissance dans le sous-bassin de la rivière au Saumon et qui venait aboutir au Lac proglaciaire Memphrémagog, lors de son niveau de 305 m.

Tel qu'expliqué à la section 3.3.3, la succession des nombreux niveaux glaciolacustres qui ont été reconstitués dans le Sud du Haut Saint-François suggère que l'altitude et le drainage des paléolacs proglaciaires ont été fort dépendants de la position de la bordure glaciaire. En reculant, celle-ci a permis la mise en fonction d'exutoires de moins en moins élevés, ce qui s'est traduit par des baisses successives du niveau d'eau du lac endigué et par le drainage d'une importante quantité d'eau. Suivant ce raisonnement, il est possible de déduire qu'il existe au moins autant de positions bordières que de baisses de niveau glaciolacustre. C'est justement le cas dans la région étudiée, alors qu'au moins une cinquantaine de positions ont pu être délimitées. Cependant, ces positions n'ont pas toutes la même importance, comme le montre la taille différente des formes bordières associées. C'est pourquoi ce sont seulement les positions bordières les mieux marquées qui sont représentées à la figure 4.16 (135).

Dans le cas des positions bordières circulaires (Figure 4.17: 138), leur origine semble être reliée à l'isolement de culots qui furent séparés d'une masse glaciaire bien plus grande, à la suite de l'émergence du relief. En effet, comme il est décrit précédemment (section 4.2), la configuration de formes bordières délimitant les positions circulaires montre que ces formes furent mises en place par des eaux qui ont dû contourner une petite masse glaciaire occupant une dépression. La persistance de tels culots de glace est d'ailleurs attestée par l'absence de sédimentation fluvio-glaciaire ou glaciolacustre dans le fond de ces dépressions. De plus, les positions bordières circulaires sont identifiées uniquement au sud-est d'une ligne de crêtes ou d'une limite de partage des eaux, comme celle du bassin hydrographique de la rivière Saint-François. Enfin, à partir de la reconstitution du drainage proglaciaire, il est possible d'établir que les culots étaient contemporains de la glace qui barrait des lacs dans les vallées localisées de l'autre côté de la ligne de crête ou de la limite de partage des eaux. Prenons le cas du mégakettle du lac Third Connecticut (Figure 4.19: 140): les formes bordières qui le délimitent furent mises en place par des eaux provenant du drainage d'un paléolac barré plus au nord-est. Puis, après avoir traversé un col qui contrôlait le niveau du paléolac, ces eaux ont dû contourner la masse glaciaire occupant la dépression avant de poursuivre leur route vers le sud.

En résumé, les principales positions bordières du Sud du Haut Saint-François peuvent être avant tout expliquées par l'écoulement d'une grande quantité d'eau au contact de la glace. Dans le cas des positions bordières rectilignes, cet écoulement a probablement été causé par

le drainage catastrophique de paléolacs proglaciaires barrés le long de la bordure glaciaire. En effet, c'est lors d'une baisse importante du niveau des paléolacs proglaciaires les plus grands que sont édifiées les formes bordières les mieux développées. La mise en place de telles formes, très souvent associées aux positions bordières les mieux marquées, a pu aussi être favorisée par de brèves récurrences qui ont fait stationner plus ou moins longtemps la bordure glaciaire au même endroit, lors du retrait. Dans le cas des positions bordières circulaires, le drainage de paléolacs proglaciaires barrés au contact d'une ligne de partage des eaux a permis la mise en place de formes bordières qui épousent le contour de masses glaciaires fondant sur place, après leur individualisation liée à l'émergence des hauteurs.

4.4. Discussion et conclusion sur les positions bordières

Cette étude s'est attardée à résoudre quatre problèmes relevés dans la revue de la littérature: (1) le manque de moraines de retrait dans le Sud du Haut Saint-François, (2) le manque de repères chronologiques pour corrélérer des formes bordières plus ou moins éloignées, (3) le tracé des positions bordières ainsi que (4) leur signification paléogéographique. Ainsi, pour les moraines de retrait, des travaux ont déjà conclu à leur absence à travers la région étudiée (Sangree 1953; Cooke 1957; Thornes 1964; Dubois 1970 et 1974a) ou bien à leur rareté et à leur faible développement (Shilts 1969; Gadd *et al.* 1972a; Clément 1982). Cette étude a permis d'identifier plusieurs moraines de retrait, sous la forme de crêtes bordières. Toutefois, ces formes demeurent encore trop peu nombreuses pour permettre la délimitation de positions bordières à la grandeur de la région. Une alternative au manque de moraines de retrait est de considérer également d'autres formes mises en place au contact de la bordure d'un glacier. Déjà, des séries de formes fluvioglaciaires, distinctes des moraines de retrait *stricto sensu*, furent utilisées dans le Sud de la Nouvelle-Angleterre par Jahns (1941 et 1953) et par Koteff (1974) pour délimiter des positions bordières. Le modelé juxtaglaciaire du Sud du Haut Saint-François est justement dominé par des formes fluvioglaciaires et glaciolacustres, dont la mise en place s'est faite à la bordure d'un glacier. L'addition de ces formes permet donc d'augmenter le nombre de points de repères utilisables.

Quelques positions bordières ont déjà été délimitées à travers le Sud du Haut Saint-François (Figure 4.1: 110), mais elles demeurent hypothétiques, même lorsque les formes bordières sont les plus abondantes, essentiellement à cause de l'absence de repère chronologique. La reconstitution des paléolacs proglaciaires, de leurs niveaux et de leur drainage fournit un tel repère, en associant des formes bordières plus ou moins éloignées à un même paléolac ou à des paléolacs contemporains. La justesse de cette méthode a d'ailleurs été démontrée dans la

section 4.1.3, par la reconstitution de la position bordière associée à l'extension maximale du niveau de 370 m du Lac proglaciaire Eaton-Nord (Figure 4.14: 131) et par la corrélation entre des segments bordiers situés de part et d'autre du massif du mont Mégantic (Figure 4.15: 134). La méthode proposée permet également de vérifier la pertinence des corrélations précédemment faites entre des segments bordiers situés de part et d'autre du Sud du Haut Saint-François (Figure 4.1: 110). Par exemple, la «Moraine de Ditchfield» est bien corrélée avec la «Moraine de Dixville», tel que suggéré par Dubois et Parent (1989: 40), mais celle-ci ne peut pas être associée avec la «Moraine de la Frontière» qui est plus ancienne, selon les tracés obtenus par notre étude (Figure 4.16: 135). En fait, cette dernière est même l'une des plus vieilles des Appalaches du Sud du Québec, tel que l'ont déjà suggéré Shilts (1969: 76; 1981: 48) et Gadd *et al.* (1972c: 3). Elle est donc plus ancienne que d'autres segments bordiers qui ont aussi été considérés comme étant parmi les plus vieux, soit ceux relevés à Stanstead (Boissonnault 1983: 82; Boissonnault et Gwyn 1983: 198) ainsi qu'à Stanhope (Morissette 1988: 17; Morissette et Dubois 1991: 8; Dubois et Morissette 1994: 322).

La présente recherche a permis de délimiter plus d'une cinquantaine de positions bordières qui traversent le Sud du Haut Saint-François, dont les principales sont montrées à la figure 4.16 (p. 135). Ce nombre n'est pas exagéré, surtout lorsqu'il est mis en relation avec celui obtenu par d'autres études portant sur la reconstitution de lacs proglaciaires. Par exemple, au moins sept positions bordières sont délimitées dans la cuvette des lacs Memphrémagog et Massawippi (Boissonnault *et al.* 1981, Boissonnault 1983, Boissonnault et Gwyn 1983) et dans la vallée des rivières Coaticook et Moe (A. Larocque *et al.* 1985a et 1985b, Morissette *et al.* 1986, Morissette 1988, Morissette et Dubois 1991, Dubois et Morissette 1994). Pour le sous-bassin de la rivière au Saumon, au moins 24 positions bordières différentes ont été délimitées uniquement dans la partie supérieure du sous-bassin (A. Larocque *et al.* 1983) et onze dans la partie proche de l'embouchure de cette rivière (G. Larocque *et al.* 1983).

Les tracés assez rectilignes des positions bordières délimitées dans la région d'étude (Figure 4.16: 135) diffèrent de ceux cartographiés précédemment (Figure 4.1: 110). En effet, dans les études antérieures, les positions bordières possèdent un tracé plus ou moins lobé qui suit les courbes d'altitude en remontent dans les vallées. Ces tracés lobés impliquent donc que des langues glaciaires s'avançaient dans le fond des vallées et que les deltas juxtaglaciaires étaient accumulés par des eaux coulant perpendiculairement à la pente du versant. Toutefois, la configuration des deltas juxtaglaciaires ainsi que les autres critères de localisation de la glace (section 4.1.2) suggèrent plutôt une bordure glaciaire perpendiculaire au versant. De plus, le sens des paléocourants indique un écoulement des eaux directement vers le fond de la vallée, plutôt que le long du versant. D'ailleurs, les tracés plus rectilignes reflètent mieux

la configuration d'une bordure glaciaire affectée par un vêlage au contact d'une masse d'eau calme, notamment un lac proglaciaire, tel que suggéré par Flint (1971: 49-51).

Bien que les études supérieures préconisent que les positions bordières de la région étudiée reflètent, soit des récurrences tardiglaciaires (McDonald 1967a, 1968a et 1969; Gadd *et al.* 1972c), soit des étapes dans la stagnation de la glace (Ritchot 1968; Dubois 1970 et 1974a), cette thèse privilégie l'idée qu'elles correspondent plutôt à des étapes dans la baisse partielle mais catastrophique du niveau des lacs proglaciaires, lors du retrait glaciaire. En effet, la très grande majorité des formes bordières fut mise en place par des eaux, dont le débit a atteint sa période de pointe lors de crues catastrophiques accompagnant la déglaciation d'un nouvel exutoire, ce qui entraîna une baisse subite du niveau d'eau du paléolac. Étant donné le grand nombre de niveaux glaciolacustres reconstitués, ce type d'événement a pu être très fréquent durant la déglaciation. Des récurrences ont pu aussi favoriser le développement des formes bordières, mais ce mécanisme fut moins important. Leur origine semble être reliée à de brefs refroidissements climatiques, étant donné: (1) la relation entre plusieurs récurrences localisées le long d'une même position bordière et (2) l'inclusion d'enclaves de matériaux stratifiés, transportées à l'état gelé, dans plusieurs tills de chevauchement. Néanmoins, les récurrences ont pu aussi être favorisées par le rééquilibrage du profil de la bordure glaciaire, comme dans le cas de la Moraine de Saint-Narcisse qui est décrit par Occhietti (1980: 155).

Les positions bordières délimitées dans cette thèse seront particulièrement utiles pour établir les derniers mouvements glaciaires survenus dans le Sud du Haut Saint-François. En effet, les structures de poussée glaciaire qui sont observées dans les formes bordières et dans les glacitectonites déformées sous les tills de chevauchement sont autant d'indices utilisables pour mesurer le sens d'écoulement glaciaire au Wisconsinien tardif (section 5.1). De même, la configuration des formes bordières et l'orientation des structures d'effondrement relevées dans la partie des formes autrefois en contact avec la glace constituent des indices permettant d'établir le sens du retrait glaciaire (section 5.2). Enfin, la signification paléogéographique des deux types de positions bordières (rectilignes et circulaires) pourra servir d'indices afin de mieux connaître la dynamique de la glace de bordure, lors de sa fonte (section 6.2.2).

5. DERNIERS MOUVEMENTS GLACIAIRES

Comme il a été vu au premier chapitre, il existe de grandes divergences quant au sens des derniers mouvements glaciaires affectant les Appalaches du Québec méridional, au cours de la déglaciation. En effet, le sens attribué au dernier écoulement glaciaire varie sensiblement d'une étude à l'autre, que ce soit à l'échelle des Appalaches du Sud du Québec ou seulement à celle du Sud du Haut Saint-François (Tableau 5.1: 151). Il est important d'avoir une idée précise du sens de l'écoulement tardiglaciaire, vu qu'il est à la base des différents modèles de déglaciation déjà proposés. De plus, le sens du retrait fut bien souvent déduit de celui-ci, en supposant que le glacier s'est retiré dans le sens contraire à celui de son écoulement.

Dans les études antérieures sur la région d'étude, le dernier sens d'écoulement glaciaire a été établi principalement à partir de l'orientation des marques de façonnement glaciaire, surtout des striures et des nervures glaciaires, et de la répartition d'indicateurs lithologiques, allant des blocs jusqu'aux éléments en trace (Tableau 5.1: 151). L'analyse des trames de till ainsi que l'orientation des formes glaciaires profilées ont aussi été utilisées, mais seulement d'une manière plus sporadique. Néanmoins, l'interprétation du sens d'écoulement tardiglaciaire diverge souvent fortement d'une étude à l'autre, même lorsqu'elle est basée sur des mesures faites avec les mêmes indices et sur les mêmes sites. Par exemple, à partir de mesures faites sur des striures glaciaires, Chalmers (1886: 143) proposa un écoulement tardiglaciaire vers le nord-ouest, là même où Logan *et al.* (1863: 892) mesura plus tôt un écoulement vers le sud-est. De même, à partir d'un comptage de blocs granitiques fait sur l'interfluve entre les sous-bassins des rivières Niger et Coaticook, près de la frontière du Vermont, McDonald (1967a: 87) a suggéré un écoulement glaciaire tardif vers le sud-est, là même où Thornes (1964: 43-48; 1965: 227) en a conclu un vers le nord et le nord-est. De telles divergences existent aussi dans l'utilisation du sens des paléocourants mesurés dans des eskers. Ainsi, à Coaticook, Thornes (1964: 64-68; 1965: 232 et 236-237) a suggéré un écoulement des eaux de fonte vers le nord-est, alors que McDonald (1967a: 47-48) a conclu le contraire.

La chronologie relative attribuée aux différents mouvements glaciaires est également sujette à controverses. En effet, plusieurs études, dont McDonald (1967a, 1968a et 1969), Gadd *et al.* (1972c) et Maurice (1985, 1988 et 1990), ont établi que le dernier écoulement glaciaire enregistré dans la région étudiée était orienté essentiellement vers le sud-est, mais d'autres études, dont celles de Gauthier (1985), de Rappol (1989) et de Blais (1989), ont conclu que l'écoulement sud-est serait lié à une phase glaciaire légèrement antérieure à celle responsable d'un écoulement en sens opposé. Ce problème de chronologie des écoulements glaciaires

Tableau 5.1: Principaux sens d'écoulement glaciaire identifiés dans le Sud du Haut Saint-François, d'après une compilation de la littérature.

Système d'écoulement glaciaire	Marques de façonnement glaciaire	Indicateurs lithologiques	Trames de till	Formes glaciaires profilées
Est	Chalmers (1898b et 1899) Flint (1945) Gadd <i>et al.</i> (1972b) Lortie (1976) Lortie et Martineau (1985)			
Nord	Chalmers (1899) Thornes (1964 et 1965)	Thornes (1964 et 1965)	Thornes (1964 et 1965)	
Nord-est	Chalmers (1899) Flint (1945) Thornes (1964 et 1965)	Burton (1933) Thornes (1964 et 1965)	Thornes (1964 et 1965)	
Nord-ouest	Ells (1887) Chalmers (1895, 1898b et 1899) Flint (1945) Duquette (1960b)	Ells (1887) Chalmers (1895, 1897a, 1897b et 1898a) Duquette (1960a et 1960b)		
Ouest	Lortie (1976) Lortie et Martineau (1987)			Chalmers (1895 et 1898b)
Sud	Chalmers (1899) Flint (1945) McDonald (1967a, 1967b et 1968b) Gadd <i>et al.</i> (1972b) Lortie (1976) Lortie et Martineau (1985 et 1987)	Logan <i>et al.</i> (1863)	McDonald (1967a, 1967b et 1968b)	
Sud-est	Logan <i>et al.</i> (1863) Chalmers (1895, 1898b et 1899) McGerrigle (1935) Flint (1945) Cooke (1957) Duquette (1960a, 1960b et 1961) Reid (1960 et 1976) McDonald (1967a, 1967b et 1968b) Shilts (1969) Gadd <i>et al.</i> (1972b) Lortie (1976) Lortie et Martineau (1985 et 1987)	Chalmers (1908) McGerrigle (1935) Duquette (1961) McDonald (1967a et 1969) Clément et Pelletier (1980) Dubois (1981) Maurice (1985, 1988 et 1990) Maurice et Mercier (1985)	McDonald (1967a, 1967b et 1968b)	McGerrigle (1935) McDonald (1968b) Gadd <i>et al.</i> (1972b) Morissette (1988) Morissette et Dubois (1991)
Sud-ouest	Flint (1945) Lortie et Martineau (1985)		Clément et Parent (1977) Parent (1978 et 1987)	

est aussi relevé dans les régions de l'Amiante et des Bois-Francs, situées respectivement au nord et au nord-ouest de la région d'étude. Ainsi, Lamarche (1971 et 1974), Lortie (1975 et 1976) ainsi que Lortie et Martineau (1987) ont conclu à un mouvement glaciaire tardif vers le nord puis vers l'ouest, essentiellement sur la base d'une chronologie relative établie à partir de nervures glaciaires. Toutefois, malgré leur netteté, Gadd (1976 et 1978) puis Parent (1987) ont émis l'idée que ces nervures seraient liées à un écoulement glaciaire antérieur à celui de la déglaciation finale et probablement, selon Parent (1987: 217-218), à celui du début du Stade de Chaudière (Tableau 1.1: 4). Ces divergences dans la chronologie des mouvements glaciaires existent aussi lorsque d'autres indices sont utilisés. Ainsi, dans la région de l'Amiante, des formes juxtaglaciaires liées à un glacier provenant du nord-ouest, soit du Bouclier laurentidien, reposent directement sur un substratum rocheux dont la surface est couverte de nervures associées à un écoulement glaciaire tardif vers le nord (Bouchard *et al.* 1987: 159; Turcotte *et al.* 1989b: 79).

L'une des causes possibles de divergence dans l'interprétation des mouvements glaciaires peut être attribuée à la complexité des événements quaternaires dans les Appalaches du Sud du Québec. En effet, selon Lortie (1976), Lortie et Martineau (1987) et Shilts (1993), cette région aurait été affectée par de nombreuses phases glaciaires, avec des sens d'écoulement assez différents. Par exemple, sur la base de nervures et de striures glaciaires, Lortie (1976) et Lortie et Martineau (1987) ont réussi à déterminer quatre phases majeures d'écoulement. Plus récemment, Shilts (1993) a établi sept phases principales d'écoulement, en employant les variations de composition chimique du till de fond, en plus de l'orientation des marques de façonnement glaciaire. Bien que ces études aient pu établir une chronologie relative des mouvements glaciaires, celle-ci demeure tout de même «relative». De plus, même si elle est basée sur l'étude de plusieurs sites, elle peut ne pas prendre en compte des déflexions qui ont pu avoir été causées par le relief local.

Une autre cause de la divergence d'opinions sur les derniers mouvements glaciaires peut être liée au choix des indices utilisés. En effet, dans la plupart des études précédentes, ces mouvements ont été établis uniquement à partir d'indices associés à l'écoulement glaciaire, surtout l'orientation des marques de façonnement glaciaire et la distribution des erratiques. Or, le grand nombre de phases glaciaires établies dans la région étudiée suppose l'utilisation d'un plus grand nombre d'indices pour confirmer l'interprétation des derniers mouvements glaciaires. Par ailleurs, les mesures obtenues avec ces indices sont rarement confirmées par des mesures provenant d'indices liés au recul de la bordure glaciaire, par exemple le sens des paléocourants intraglaciaires, la configuration des formes bordières et l'orientation des structures glacitectoniques.

Devant ce problème, deux approches peuvent être prises afin de pouvoir déterminer le sens le plus probable des derniers mouvements glaciaires dans le Sud du Haut Saint-François. La première approche est d'établir une séquence chronologique la plus complète possible des différents mouvements glaciaires quaternaires dans la région étudiée, en supposant que les plus récents soient reliés à la déglaciation finale. Une telle approche a déjà été effectuée par McDonald (1967a), Shilts (1969 et 1981), McDonald et Shilts (1971), Lortie (1975 et 1976), Lortie et Martineau (1987) et Parent (1987). Bien que ces études aient permis de préciser la chronologie des mouvements glaciaires, elles n'ont pas pu statuer définitivement sur le sens du dernier mouvement glaciaire, surtout parce que les indices de retrait n'ont été utilisés que partiellement, sinon pas du tout. De plus, cette approche demande de faire une étude stratigraphique complète des sédiments observés en coupe ou dans des forages, afin d'intégrer toutes les mesures d'écoulement glaciaire à l'intérieur d'un cadre chronologique pour l'ensemble du Quaternaire.

Cette approche basée sur l'étude stratigraphique du Quaternaire n'est pas réalisée dans cette thèse, dont le principal but est de reconstituer le dernier retrait glaciaire et non pas de décrire tous les mouvements glaciaires du Quaternaire. De ce fait, seuls les sédiments et les formes mis en place au cours de la déglaciation sont ici étudiés. Ces modelés tardiglaciaires sont identifiés d'abord grâce à leur position stratigraphique, intercalée entre le modelé glaciaire de la dernière glaciation et les modelés postglaciaires. Leur appartenance au dernier retrait glaciaire est aussi assurée par l'absence, dans les coupes examinées *in situ*, d'indices de perturbation glaciaire, tels que des structures glacictoniques ou de la surconsolidation du matériel, qui soient liés à une glaciation ultérieure. En fait, les seuls indices de perturbation considérés sont les tills de déformation et les glacictonites, mais uniquement lorsqu'il est possible de démontrer leur appartenance à une récurrence tardiglaciaire (section 4.3).

La seconde approche consiste donc à établir le sens des mouvements tardiglaciaires, non seulement avec des indices classiques d'écoulement glaciaire, mais aussi avec des indices du retrait glaciaire, puis d'en comparer les résultats. Ces nouveaux indices proviennent, soit dans les formes bordières, comme l'orientation des structures glacictoniques et celle des paléocourants intraglaciaires, soit de la reconstitution des lacs proglaciaires, comme l'ordre de succession des niveaux glaciolacustres. De tels indices ont nettement été moins utilisés que les indices classiques d'écoulement glaciaire, bien qu'ils appartiennent eux aussi au dernier retrait glaciaire. La seconde approche a aussi l'avantage de tenir compte autant des indices de retrait que des indices d'écoulement glaciaire, ce qui devrait nous permettre de mieux connaître le sens des derniers mouvements glaciaires dans la région d'étude. C'est donc la deuxième approche qui est utilisée ici. En effet, les derniers mouvements glaciaires

vont d'abord être établis à partir d'indices d'écoulement glaciaire (section 5.1), puis à partir d'indices du retrait de la bordure glaciaire (section 5.2). Les mesures obtenues sont ensuite comparées afin de dégager éventuellement des hypothèses pouvant expliquer les différences d'interprétation qui sont relevées dans la littérature (section 5.3).

5.1. Sens d'écoulement tardiglaciaire

Dans cette thèse, le dernier écoulement glaciaire est d'abord mesuré à partir des indices les plus souvent utilisés, soit: (1) l'orientation des marques de façonnement glaciaire (section 5.1.1), (2) l'orientation des formes glaciaires profilées (section 5.1.2), (3) la répartition des indicateurs lithologiques (section 5.1.3) et (4) les trames de till (section 5.1.4). À ces divers critères classiques viennent s'ajouter l'orientation des structures glacitectoniques mesurées uniquement dans les formes bordières ou dans les glacitectonites surmontés par un till de chevauchement tardiglaciaire (section 5.1.5). Bien que de telles structures puissent être liées à des mouvements tardifs de poussée glaciaire (section 4.3), elles n'ont été utilisées que localement, comme dans la «Moraine d'East Angus» (McDonald 1967a: 102; Parent 1987: 154-156), mais jamais à une échelle régionale, comme dans cette thèse.

5.1.1. Marques de façonnement glaciaire

Dans le Sud du Haut Saint-François, la surface du substratum rocheux est souvent incisée par des marques macroscopiques, de taille centimétrique, résultant d'une abrasion glaciaire. Ces marques apparaissent le plus souvent à la surface d'affleurements qui sont composés de schistes ardoisiers, de schistes argileux, d'ardoises ou de quartzites. Cependant, sur de nombreux affleurements, même ceux composés des lithologies décrites ci-dessus, aucune marque glaciaire n'est relevée à la surface. Leur absence est probablement causée par la trop grande vulnérabilité de la roche face à l'altération. En effet, Landry (1970), Yergeau (1970) et Clément *et al.* (1976) ont démontré que la météorisation postglaciaire a pu provoquer le déchaussement de filons de quartz sur plusieurs affleurements, atteignant jusqu'à 15 mm de hauteur pour les lithologies les plus facilement altérables. C'est probablement à cause de leur plus grande vulnérabilité que les affleurements de roches carbonatées de la Formation d'Ayer's Cliff (Figure 2.3: 49) sont la plus souvent exempts de toute marque glaciaire à la surface. Malgré ces contraintes, des marques glaciaires bien nettes sont encore observées sur des affleurements dont la surface fut longtemps protégée de l'altération par un couvert de sédiments. De tels affleurements sont fréquemment dégagés au cours de travaux, comme ceux de construction routière.

L'orientation des marques de façonnement glaciaire a été mesurée sur plusieurs sites répartis à travers la région d'étude, ainsi que dans le voisinage immédiat. Les sites déjà répertoriés, en particulier par McDonald (1967b et 1968b), par Lortie (1976) et par Lortie et Martineau (1985), ont d'abord été considérés. Malgré ceux-ci, la majorité des mesures proviennent de sites jamais inventoriés auparavant. Sur chaque site où des marques glaciaires apparaissent, au moins dix mesures d'orientation sont effectuées, provenant des marques de façonnement glaciaire les plus fréquemment relevées, c'est-à-dire, selon la terminologie de Laverdière et Guimont (1980 et 1996), les striures, les nervures et les broutures.

Les striures glaciaires sont des marques résultant du frottement de gros débris rocheux qui ont été enchâssés dans la glace basale. Elles apparaissent comme des rainures superficielles et étroites, ayant moins d'un centimètre de large et creusées à la surface d'un substratum rocheux polie par la glace (Figure 5.1: 156). Dans la région, les striures sont les marques de façonnement glaciaire les plus fréquentes (Tableau 5.2: 157). Elles sont toujours relevées en groupe, mais elles possèdent parfois des orientations s'entrecroisant le plus souvent avec un faible angle. Sur quelques affleurements, elles apparaissent en compagnie d'un petit nombre de rainures appelées aussi «cannelures». Malgré leur différence de taille, les mesures qui proviennent de ces deux types de marque glaciaire de friction sont quand même regroupées ensemble.

Les nervures glaciaires correspondent à de petites protubérances fuselées pouvant apparaître sur une surface rocheuse polie par un glacier (Laverdière et Guimont 1975a, 1975b et 1980; Lortie et Martineau 1987: 10). Ces marques de profilage ont autrefois été désignées comme des «queues-de-rat » (Lortie 1976: 50). Les nervures relevées dans la région possèdent les mêmes caractéristiques que celles décrites par Lamarche (1974: 465), Lortie (1976: 44-50) et Lortie et Martineau (1987: 10-12). Elles sont constituées d'une saillie formée d'une roche relativement tendre et protégée de l'abrasion glaciaire à l'amont par un minéral plus dur, comme un cube de pyrite (Figure 5.2: 156), ou par une bande de roches plus résistantes, comme le quartz filonien. Les nervures glaciaires sont très souvent regroupées en champ couvrant une partie de l'affleurement, mais il arrive parfois qu'un individu isolé apparaisse au beau milieu d'un groupe de striures glaciaires.

Les broutures glaciaires sont des marques de tension parfois relevées sur des affleurements rocheux. Elles prennent l'aspect d'un groupe plus ou moins nombreux de faibles entailles en croissant. D'après Tricart et Cailleux (1962: 249) ainsi que Laverdière et Guimont (1980: 365-367), leur formation serait reliée, à des pressions obliques exercées sur la surface du substratum rocheux par des blocs enchâssés dans la base du glacier, ce qui a pu provoquer



Figure 5.1: Arête rocheuse polie et striée, à la surface d'un affleurement de schiste argileux, au nord-est de Scotstown.

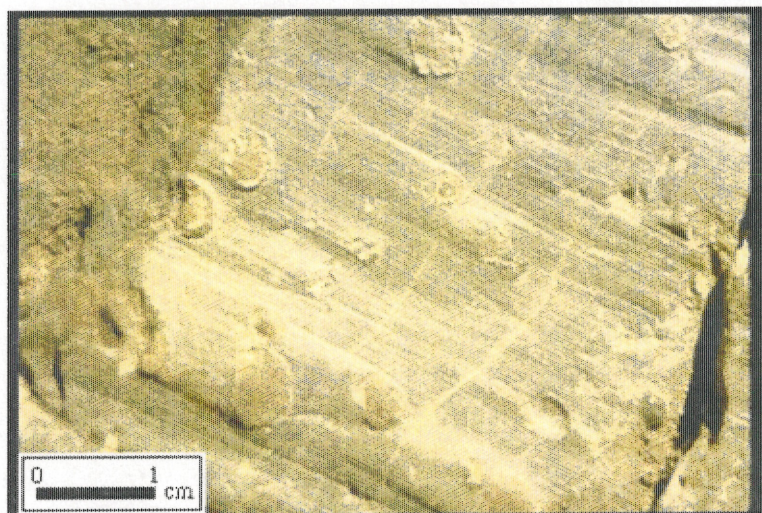


Figure 5.2: Groupe de nervures glaciaires formées à partir de cubes de pyrite, à la surface d'un affleurement de schiste ardoisier, au sud-ouest de Scotstown.

Tableau 5.2 Sens d'écoulement glaciaire établis à partir de l'orientation des marques de façonnement glaciaire du Sud du Haut Saint-François.

Sens ou direction d'écoulement	Striures glaciaires	Nervures glaciaires	Broutures glaciaires	Écoulement tardiglaciaire
Nord	26	0	1	0
Nord-Nord-Est	16	0	0	0
Nord-Est	5	0	0	0
Est-Nord-Est	1	0	0	0
Est	18	2	0	1
Est-Sud-Est	175	54	4	36
Sud-Est	631	118	8	67
Sud-Sud-Est	346	95	0	40
Sud	26	7	1	1
Sud-Sud-Ouest	16	2	0	1
Sud-Ouest	5	0	0	0
Ouest-Sud-Ouest	1	0	0	0
Ouest	18	0	0	0
Ouest-Nord-Ouest	175	0	0	0
Nord-Ouest	631	1	0	0
Nord-Nord-Ouest	346	0	0	0
Total	1231	279	13	148

la fracturation de la roche. Dans la région étudiée, les broutures glaciaires sont bien plus rares que toutes les autres marques de façonnement glaciaire (Tableau 5.2: 157).

L'orientation des différentes marques de façonnement glaciaire permet de déterminer le sens de l'écoulement glaciaire, grâce à des critères de polarité. Ceux utilisés dans cette thèse sont sensiblement les mêmes que ceux de Lortie et Martineau (1987: 7-17). Par exemple, pour la nervure glaciaire, le sens d'écoulement correspond à l'azimut de la traînée fuselée qui aurait été façonnée à la surface du substratum rocheux par le déplacement de la glace et protégée de l'abrasion par un noyau plus résistant formant la partie amont de la traînée. Pour la brouture glaciaire, le sens d'écoulement de la glace est établi par la concavité tournée vers l'aval glaciaire. Par contre, aucune orientation préférentielle n'a été donnée aux striures, à moins que ces marques glaciaires ne soient inscrites: (1) sur le même affleurement rocheux que des nervures ou des broutures glaciaires de même orientation ou (2) sur la face amont d'une forme glaciaire profilée, soit une roche dissymétrique ou une méganervure (section 5.1.2). D'autres critères de polarité, notamment le sens d'élargissement ou bien celui de l'approfondissement des striures (Lortie et Martineau 1987: 8-10), ne sont pas utilisés ici, surtout parce qu'ils sont rarement observés et que la polarité est parfois difficile à établir, en particulier lorsque les striures sont plus ou moins altérées.

Les mesures d'orientation des marques de façonnement glaciaire sont classées en fonction des seize principaux points cardinaux et la fréquence de chaque classe est reportée sur un graphique à coordonnée polaire (Figure 5.3: 159). Ces graphiques montrent que le système d'écoulement glaciaire dominant est orienté vers le sud-est, avec des déflexions qui vont du sud-ouest vers l'est. Ils sont donc en accord avec le sens d'écoulement glaciaire mesuré par McDonald (1967b et 1968b). De plus, nos mesures ont aussi permis de déterminer un sens d'écoulement glaciaire sur de nombreux sites où McDonald (1967a), Gadd *et al.* (1972b), Lortie (1976: Carte 1) et Lortie et Martineau (1985) n'ont relevé qu'une direction générale Nord-Ouest - Sud-Est, sans y attribuer un sens particulier. Par contre, une seule nervure vers le nord-ouest et une seule brouture vers le nord sont relevées. Ce très faible nombre de marques glaciaires avec un écoulement différent de celui vers le sud-est n'est pas en accord avec les interprétations faites par plusieurs études antérieures (Tableau 5.1: 151). Nos mesures ne concordent pas aussi avec l'hypothèse émise par Blais (1989) et Rappol (1989) qui supposent eux aussi un écoulement vers le nord-ouest.

Bien que l'écoulement glaciaire vers le sud-est soit nettement dominant, il faut tout de même établir une chronologie relative dans la succession des différents écoulements glaciaires qui sont enregistrés dans la région étudiée. En effet, les systèmes mesurés peuvent appartenir à

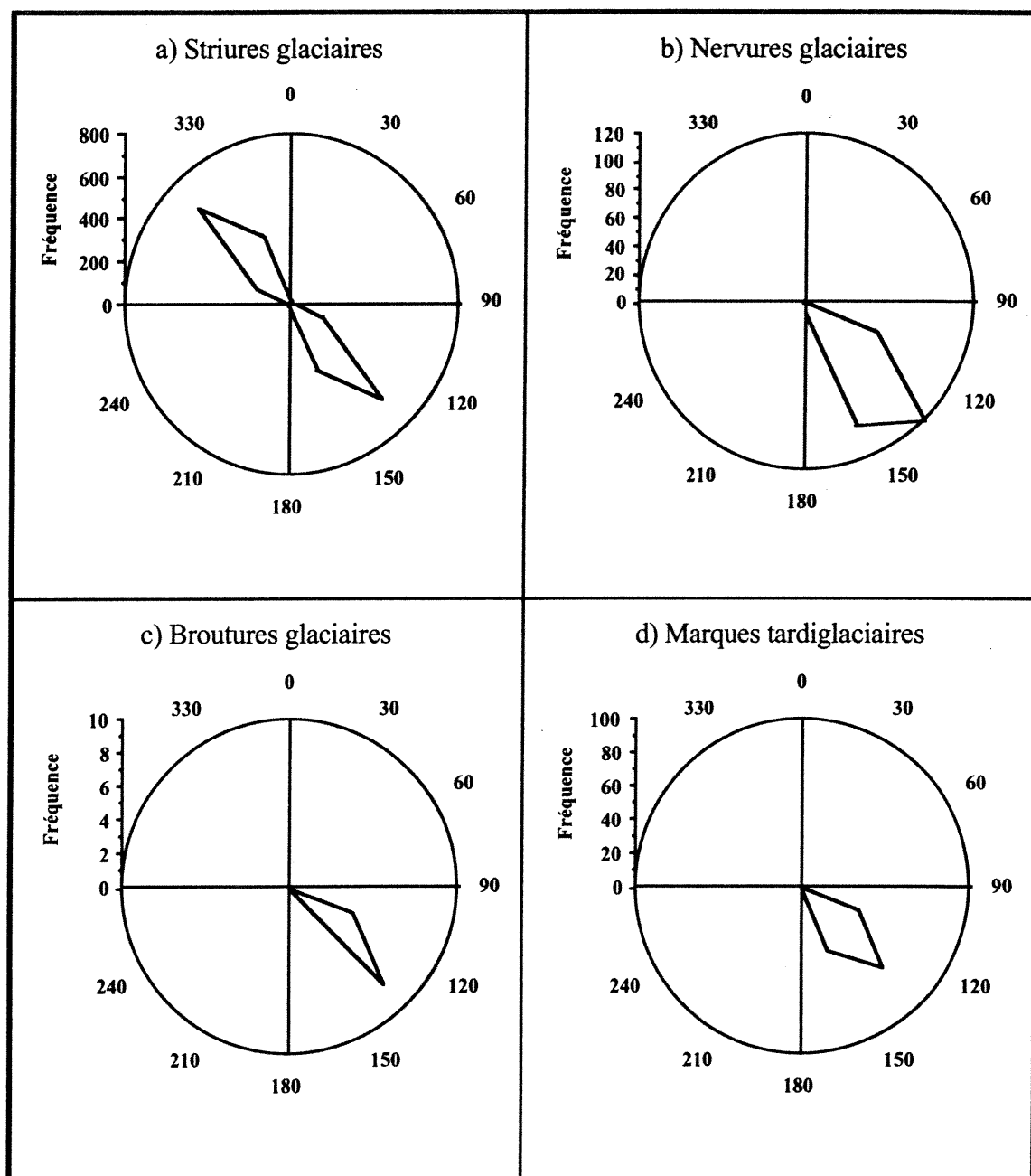


Figure 5.3: Orientation des marques de façonnement glaciaire du Sud du Haut Saint-François.

des événements glaciaires différents, que ce soit des glaciations distinctes ou des variations dans l'écoulement du glacier en cause, et pas nécessairement à l'écoulement tardiglaciaire. Pour établir leur séquence chronologique relative, Lortie et Martineau (1987: 12-15) ont utilisé plusieurs critères. Toutefois, ceux retenus dans cette thèse sont: (1) le recoupement des marques de façonnement glaciaire, (2) l'état des marques glaciaires les plus facilement érodables et (3) la configuration de l'affleurement rocheux où sont inscrites les marques glaciaires. Suivant le premier critère, les marques glaciaires les plus récentes sont celles qui sont superposées aux autres marques d'orientation différente. Ce critère est utilisé surtout lorsque la surface de l'affleurement est subhorizontale. Pour le deuxième critère, certaines marques glaciaires, essentiellement les nervures, sont bien souvent associées à l'écoulement tardiglaciaire, puisqu'elles sont les plus susceptibles, par rapport aux autres marques, d'être érodées par une seconde glaciation, surtout à cause de leur morphologie en saillie. Enfin, le troisième critère chronologique se base sur l'hypothèse que les marques glaciaires les plus jeunes sont celles qui sont incisées sur le sommet d'un affleurement rocheux possédant un profil asymétrique (section 5.1.2).

Suivant la séquence chronologique établie à partir des trois critères décrits ci-dessus, le plus vieux système d'écoulement glaciaire de la région étudiée est orienté vers le nord et le nord-ouest. Il a été enregistré uniquement par deux marques glaciaires relevées sur la face sud-est d'une roche dissymétrique, correspondant à sa face aval, et donc dans une position protégée de l'érosion glaciaire associée à un écoulement allant vers le sud-est. D'ailleurs, ce dernier système correspond à une phase glaciaire majeure, probablement la dernière glaciation, puisqu'il est enregistré partout dans la région. De plus, le système Sud-Est a même continué d'être l'écoulement glaciaire dominant lors de la déglaciation (Figure 5.4: 161), puisque, sur la majorité des sites, les marques les plus récentes sont orientées dans ce sens (Tableau 5.2: 157). Toutefois, plusieurs marques d'écoulement tardiglaciaire vers le sud-ouest, vers le sud et vers l'est, sont aussi relevées. Elles sont peut-être reliées à des déflexions locales de l'écoulement glaciaire général, puisqu'elles suivent sensiblement l'axe des vallées.

La chronologie relative des écoulements glaciaires établie pour la région d'étude est moins complexe que celle de Lortie (1976), de Lortie et Martineau (1987) et de Shilts (1993), fort probablement parce que notre interprétation est déduite de l'étude d'une étendue plus petite, ce qui limite donc la portée régionale des résultats présentés. Malgré cette limitation, cette thèse montre bien un écoulement tardiglaciaire essentiellement orienté vers le sud-est, avec des déflexions mineures vers le sud-ouest, le sud et l'est. Les orientations servant de base à cette interprétation sont d'ailleurs assez semblables à celles cartographiées par McDonald (1967b et 1968b), Gadd *et al.* (1972b), Lortie (1976: Carte 1) et Lortie et Martineau (1985),

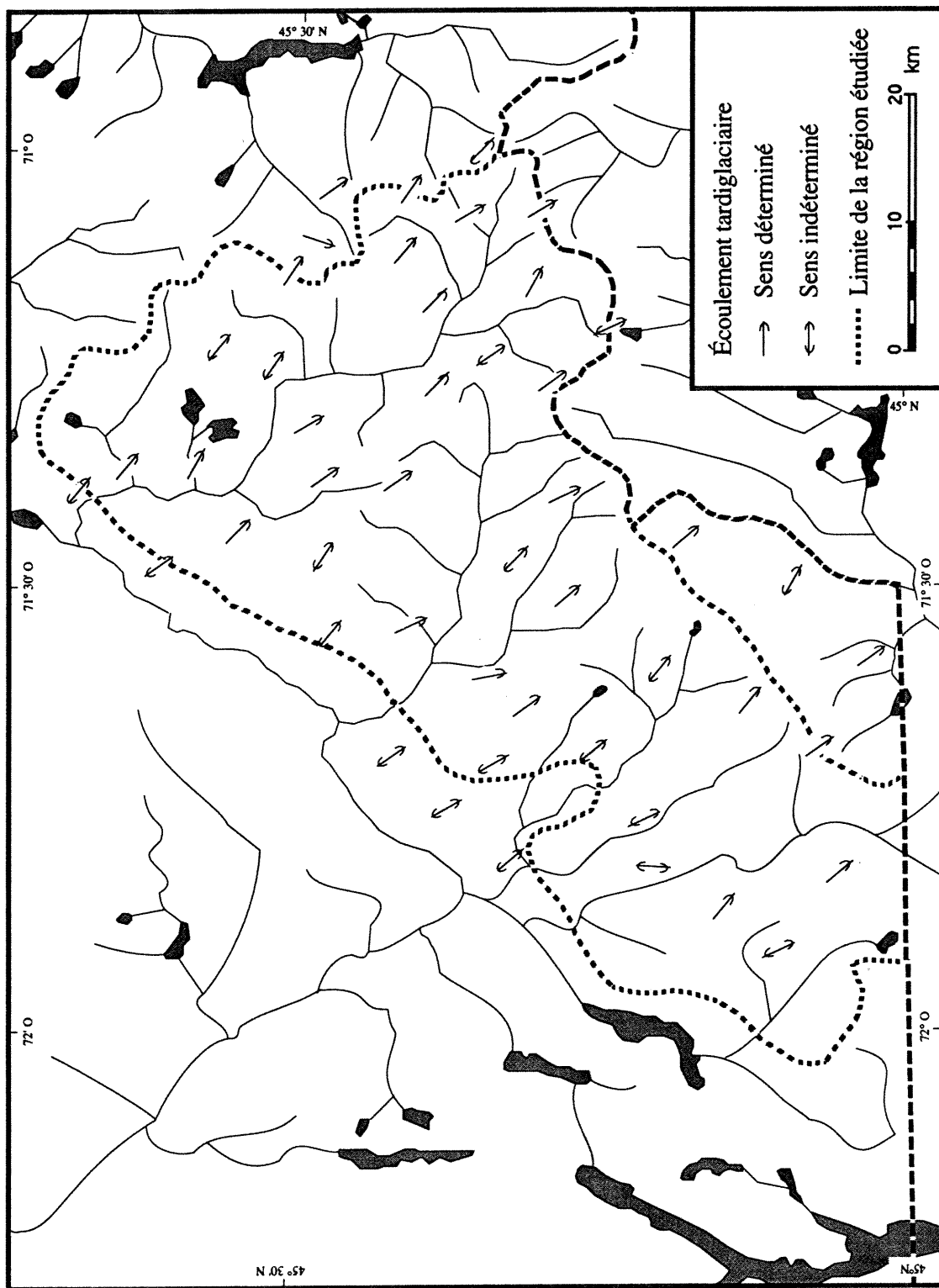


Figure 5.4: Sens d'écoulement tardiglaciaire dans le Sud du Haut Saint-François, mesuré à partir de l'orientation des marques de façonnement glaciaire.

sauf que le nombre de sites de mesure est plus grand (Appendice 4).

À l'exception des deux sites précités, aucune marque de façonnement glaciaire indiquant un écoulement tardif vers le nord-est, le nord, le nord-ouest et même l'ouest, n'est mesurée, au contraire de certaines études antérieures (Tableau 5.1: 151). À cause du grand nombre de mesures d'écoulement vers le sud-est (Tableau 5.2: 157) et de leur répartition à la grandeur de la région d'étude (Figure 5.4: 161), il est donc fort peu probable que des écoulements tardiglaciaires dirigés dans un autre sens que ceux mesurés eurent lieu, à moins qu'ils ne soient pas enregistrés par les marques de façonnement glaciaire de la région étudiée. Par contre, les écoulements glaciaires vers le nord et vers le nord-ouest, représentés chacun par une seule marque glaciaire, sont, suivant les critères chronologiques utilisés, relativement plus anciens et ne correspondent donc pas aux systèmes tardiglaciaires Nord et Nord-Ouest identifiés dans les régions des Bois-Francs, de l'Amiante et de la Beauce, notamment par Lamarche (1971 et 1974), Lortie (1976) et Lortie et Martineau (1987). De plus, il serait fort douteux que les deux marques mesurées soient liées à un important système d'écoulement tardiglaciaire, vu leur faible nombre. Toutefois, avant de conclure définitivement sur le sens du dernier écoulement glaciaire, nous allons confronter nos résultats avec ceux obtenus avec d'autres indices d'écoulement, tels que les formes glaciaires profilées.

5.1.2. Formes glaciaires profilées

Les formes glaciaires profilées sont toutes les formes glaciaires de taille supérieure au mètre mais inférieure au kilomètre, dont le profil asymétrique est le résultat d'une érosion par le passage d'un glacier. C'est d'ailleurs à partir de la mesure d'orientation de leur profil qu'il est possible de déterminer le sens d'écoulement du glacier responsable de leur façonnement. Dans le Sud du Haut Saint-François, les formes glaciaires profilées les plus fréquentes et également les plus facilement corrélatives avec la dernière glaciation sont: (1) les roches dissymétriques et (2) les mégacannelures.

Les roches dissymétriques sont des affleurements rocheux dont le profil asymétrique résulte d'un façonnement glaciaire (Laverdière et Dionne 1969; Lortie et Martineau 1987: 7-8). Ce sont typiquement des buttes rocheuses de forme fuselée, ayant un profil convexe constitué typiquement d'une face à pente douce et régulière, bien polie et parfois striée, et d'une autre face à pente inverse, beaucoup plus raide et irrégulière, dont la surface est rarement striée (Figure 5.5: 164). Ce profil particulier est expliqué par une abrasion glaciaire sur la face en pente douce, alors que l'autre face aurait plutôt été façonnée par du débitage.

Le profil des roches dissymétriques constitue le principal critère de polarité pour déterminer le sens d'écoulement glaciaire (Figure 5.5: 164). Ainsi, selon Flint (1971: 97-100) et Lortie et Martineau (1987: 7-8), la surface polie et striée, ayant la pente la plus douce, indiquerait la provenance du glacier, parce qu'elle aurait été usée par frottement au moment où le glacier progressait sur l'affleurement, à partir de ce côté. À l'opposé, la face plus irrégulière et de pente plus abrupte a surtout été affectée par l'arrachage de débris rocheux, ce qui indiquerait le côté aval, c'est-à-dire le sens de progression de la glace. Cette morphologie est bien nette sur des affleurements de roches plutôt résistantes, notamment des roches volcaniques ou des roches quartzitiques. Lorsqu'un tel profil est réalisé, l'affleurement rocheux est désigné ici sous le nom de «roche dissymétrique vers l'amont» (Figure 5.5a: 164).

Toutefois, dans la région étudiée, plusieurs affleurements rocheux montrent plutôt un profil dont l'interprétation du façonnement et, donc, du sens d'écoulement glaciaire est exactement le contraire (Figure 5.5b: 164). En effet, ceux-ci possèdent plutôt une face amont dont la pente est la plus raide et la surface débitée, vu que la bande rocheuse résistante formant la proéminence a freiné l'écoulement de la glace à cet endroit. Par contre, la face aval serait celle qui a une pente faible et dont la surface est polie et striée. De plus, lorsque vu en plan, ce type de roche dissymétrique n'a pas une forme fuselée, comme dans le premier cas, mais plutôt une forme évasée en demi-lune, presque aussi large que longue. Il est surtout relevé pour des affleurements de schistes ou d'ardoises plus ou moins redressées, dont la partie proéminente est constituée d'une roche plus résistante à l'abrasion glaciaire, notamment une large veine de quartz. C'est d'ailleurs à partir de l'identification, sur le dessus de la plupart de ce type d'affleurement rocheux, de nervures glaciaires qui sont amorcées à partir de la bande de roche la plus résistante, que repose notre interprétation du sens d'écoulement. À cause de leur profil distinctif, ce type d'affleurement rocheux est désigné ici sous le nom de «roche dissymétrique vers l'aval» (Figure 5.5b: 164).

À quelques endroits, le glacier a remodelé la surface de la moraine de fond, en y laissant des crêtes fuselées et surbaissées. Celles-ci sont constituées principalement d'un noyau rocheux qui se prolonge par une queue en forme d'ogive, constituée essentiellement de till de fond (Figure 5.5c: 164). Elles ont une hauteur de quelques mètres et une largeur de quelques dizaines de mètres. Par contre, leur longueur dépasse la centaine de mètres et atteint même parfois le kilomètre. Lorsqu'elles sont regroupées, ces crêtes sont alignées dans la même direction et séparées par des sillons évasés mais peu profonds, en général entaillées dans le till de fond, mais aussi parfois dans de la roche friable, notamment des altérites. Malgré nos recherches dans la littérature, aucun terme satisfaisant n'est trouvé pour désigner ces crêtes qui furent auparavant identifiées comme étant des «*glacially fluted surfaces*» ou «surfaces

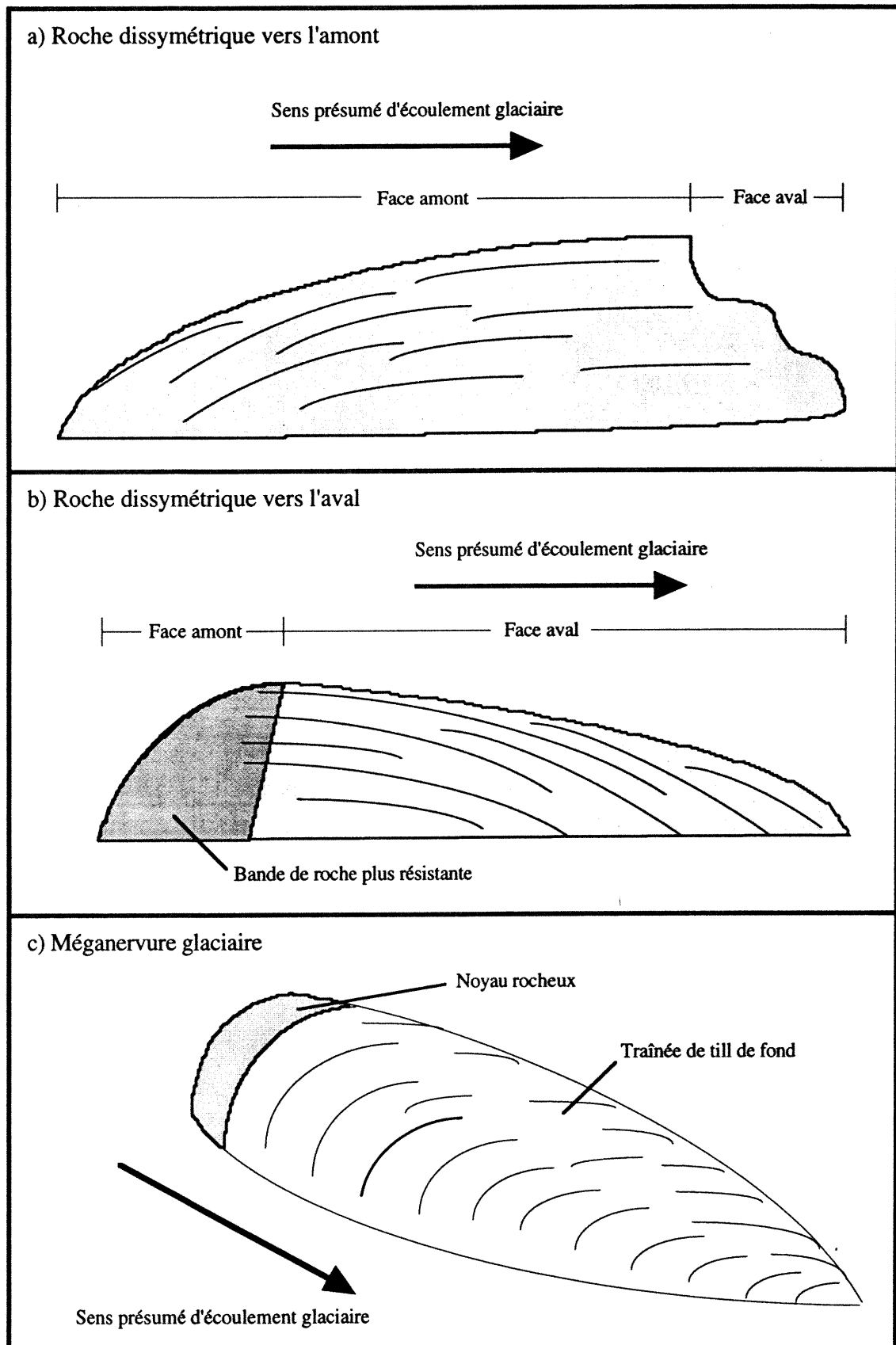


Figure 5.5: Formes glaciaires profilées utilisées pour déterminer le sens de l'écoulement tardiglaciaire dans le Sud du Haut Saint-François.

cannelées» (McDonald 1967b et 1968b), des «*glacial flutings*» ou «cannelures glaciaires» (Gadd *et al.* 1972b) ou bien des «champs de cannelures» (Clément 1982: 6). Toutefois, ces termes, de même que ceux de «*fluted moraine*» et de «moraine cannelée» (Cormier 1992: 29), font plus référence aux sillons séparant parfois les crêtes qu'à ces dernières. D'ailleurs, Prest (1983a: 27 et 43) les désigne plutôt comme étant des «*crag and tails*» ou «traînées de débris». C'est d'ailleurs pourquoi, par analogie aux marques de façonnement glaciaire, ces crêtes sont ici désignées par le terme de «méganervure glaciaire», alors que les sillons sont désignés par le terme de «mégacannelure glaciaire».

La configuration des méganervures glaciaires permet de déterminer le sens d'écoulement du glacier responsable de leur mise en place. En effet, tout comme pour bon nombre de formes glaciaires profilées, le profil des méganervures glaciaires est asymétrique. Cette asymétrie est essentiellement liée à l'existence d'une butte rocheuse, située en amont, qui a permis le dépôt par placage d'une traînée de till de fond sur le côté aval, dans une position abritée de l'érosion glaciaire (Figure 5.5c: 164). L'orientation de la traînée de till de fond a d'ailleurs servi de critère de polarité pour déterminer le sens d'écoulement de la glace pour les striures glaciaires inscrites à la surface de la butte rocheuse.

Les mesures d'orientation des formes glaciaires profilées sont classées selon les principaux points cardinaux puis reportées sur un graphique à coordonnées polaires (Figure 5.6: 166). Les résultats montrent un très net écoulement glaciaire vers le sud-est, à travers la région d'étude (Figure 5.7: 167), peu importe la forme considérée. Ces résultats sont d'ailleurs en accord avec ceux de McDonald (1967b, 1968b et 1969: 11), bien que, dans notre étude, le nombre de méganervures glaciaires ait quadruplé. Par contre, Gadd *et al.* (1972b) ont cartographié des cannelures d'orientation Sud-Ouest - Nord-Est à l'ouest du lac Louise et au nord-est de Weedon, tout juste au nord de la région d'étude. Ces formes ne semblent pas correspondre à des mégacannelures, mais bien plutôt à des sillons d'iceberg, puisqu'elles sont incisées dans des dépôts glaciolacustres. De plus, la direction d'écoulement attribuée à ces formes est sensiblement la même que celle des courants de dérive dans le paléolac qui devait être orientée vers le sud-ouest, en direction de l'exutoire.

Par ailleurs, les mesures d'orientation des roches glaciaires profilées ne mettent en évidence qu'un écoulement tardiglaciaire orienté essentiellement vers le sud-est (Tableau: 5.3: 168). Pourtant, c'est aussi à partir de l'orientation de roches dissymétriques que des écoulements glaciaires vers l'ouest et le nord-ouest ont été déduits (Tableau 5.1: 151). Il est possible que ces dernières interprétations soient erronées, à cause d'une mauvaise interprétation dans le sens d'écoulement glaciaire déduit à partir du profil des roches dissymétriques. En effet,

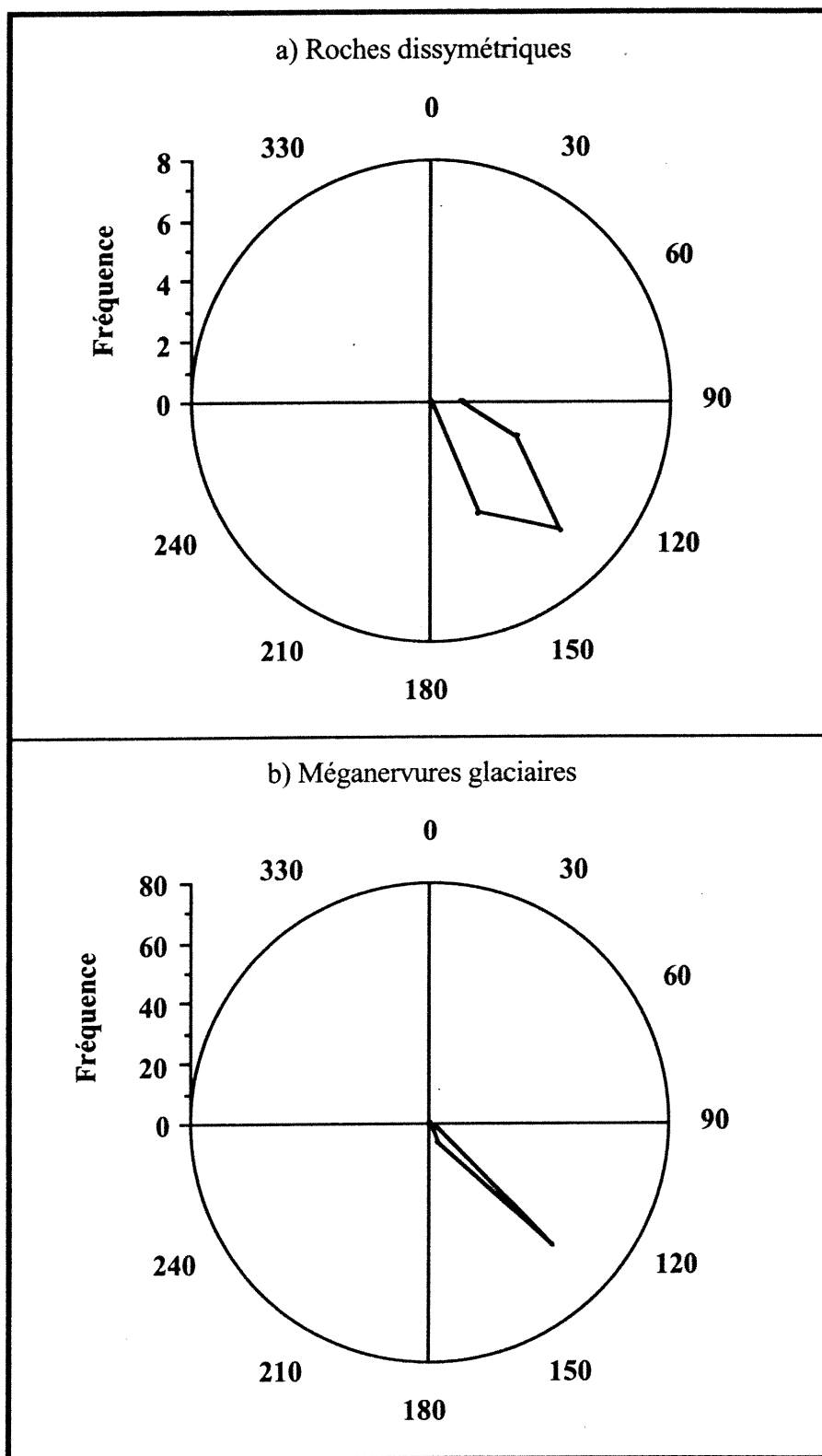


Figure 5.6: Orientation des formes glaciaires profilées du Sud du Haut Saint-François.

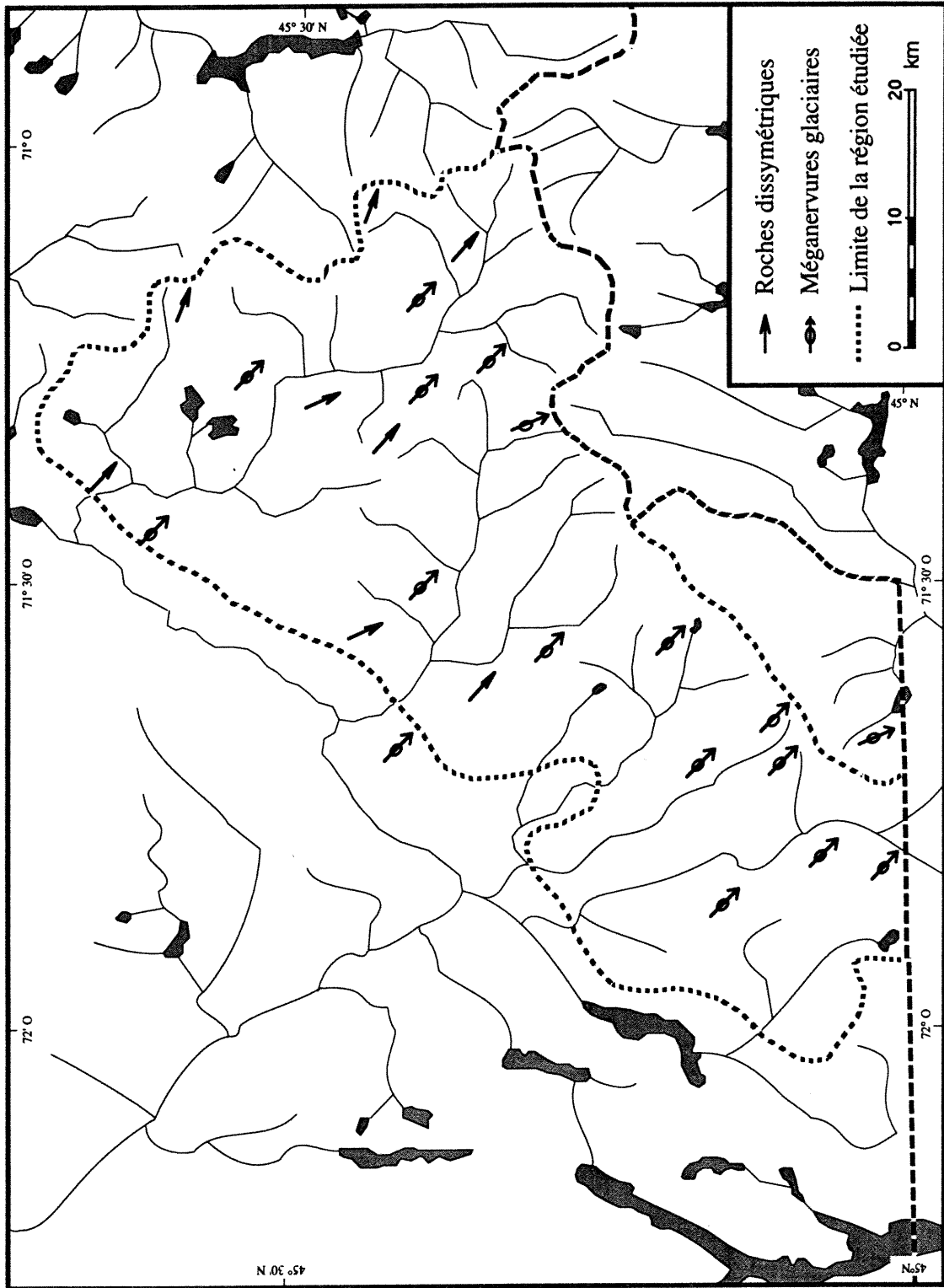


Figure 5.7: Sens d'écoulement tardiglaciaire dans le Sud du Haut Saint-François, mesuré à partir de l'orientation des formes glaciaires profilées.

Tableau 5.3 Sens d'écoulement tardiglaciaire établi à partir de l'orientation des formes glaciaires profilées du Sud du Haut Saint-François.

Sens ou direction d'écoulement	Roches dissymétriques	Méganervures glaciaires	Écoulement tardiglaciaire
Nord	0	0	0
Nord-Nord-Est	0	0	0
Nord-Est	0	0	0
Est-Nord-Est	0	0	0
Est	1	0	1
Est-Sud-Est	3	1	4
Sud-Est	6	57	63
Sud-Sud-Est	4	7	11
Sud	0	0	0
Sud-Sud-Ouest	0	0	0
Sud-Ouest	0	0	0
Ouest-Sud-Ouest	0	0	0
Ouest	0	0	0
Ouest-Nord-Ouest	0	0	0
Nord-Ouest	0	0	0
Nord-Nord-Ouest	0	0	0
Total	14	65	79

bien que certaines roches dissymétriques possèdent une face amont à pente faible, couverte de marques de façonnement glaciaire (Figure 5.5a: 164), d'autres ont, au contraire, une face amont avec une pente escarpée et une face aval à pente nettement plus douce et recouverte de plusieurs marques glaciaires (Figure 5.5b: 164). Cette dernière interprétation est d'ailleurs confirmée par l'orientation des nervures glaciaires développées à partir de la bande de roche résistante, surtout du quartz filonien. La coexistence de ces deux différents types de roche dissymétrique a pu donc être une cause de mauvaise interprétation du sens de l'écoulement glaciaire, lorsque celui-ci a été déduit à partir de ces formes glaciaires profilées.

Les formes glaciaires profilées utilisées dans cette thèse ont possiblement été façonnées lors du dernier retrait glaciaire, bien que de telles formes aient pu aussi l'être lors d'une phase glaciaire antérieure. En effet, pour Edelman (1951), les formes glaciaires sculptées dans la roche résistante indiqueraient le sens d'écoulement de la dernière phase d'érosion glaciaire importante et non celui du dernier écoulement. Mais, dans le cas des roches dissymétriques étudiées, un écoulement glaciaire plus récent et de sens différent de celui responsable du façonnement de ces formes aurait laissé au moins des striures d'âge relativement plus jeune (Veillette 1998: communication personnelle). Dans le cas des méganervures glaciaires qui sont relevées dans la région, leur mise en place lors du dernier écoulement glaciaire s'appuie d'abord sur leur présence à la surface de la moraine de fond. D'ailleurs, des formes tout à fait semblables apparaissent à la bordure de glaciers actuels, au fur et à mesure de leur recul, comme en Alaska (Flint 1971: 211; Gustavson et Boothroyd 1987). De plus, étant donné que leur queue est composée essentiellement de till de fond, les méganervures auraient été particulièrement vulnérables à l'érosion produite par un glacier allant dans un autre sens, après la phase d'écoulement glaciaire vers le sud-est. Enfin, l'orientation des méganervures et des mégacannelures associées est semblable à celle des stries, ce qui nous permet de suggérer une contemporanéité dans la mise en place de ces indices d'écoulement glaciaire.

5.1.3. Indicateurs lithologiques

Tout comme pour la plupart des tills de fond, celui qui couvre la surface du Sud du Haut Saint-François est surtout constitué de débris d'origine autochtone, mais il contient aussi de nombreux erratiques. Certains sont même vus sur les plus hauts sommets, comme celui du mont Mégantic (McGerrigle 1935: 100; Blanchard 1947: 216). En effet, à partir de coupes montrant les dépôts de la partie sommitale du mont Mégantic et du mont Saint-Joseph, il a été possible d'identifier des cailloux et même des blocs constitués d'ardoise et de schistes argileux (Figure 5.8: 171), lithologiquement différents du granite ou de la syénite formant le

substratum rocheux sous-jacent (Reid 1960 et 1976; Danis 1984b et 1985b). L'étude de la distribution des erratiques glaciaires a été, dès les premiers travaux effectués dans la région d'étude, l'un des principaux indices utilisés pour établir le sens des mouvements glaciaires. Toutefois, les interprétations qui en sont faites sont parfois fort divergentes, d'un travail à l'autre (Tableau 5.1: 151). Vu les divergences d'interprétation relevées dans la littérature, l'étude de la répartition d'indicateurs lithologiques a donc aussi été réalisée dans cette thèse. Elle a d'abord pour but de vérifier les résultats obtenus avec les autres indices d'écoulement glaciaire, en plus de tenter de déterminer les raisons pouvant expliquer les différents sens d'écoulement déjà déduits à partir des erratiques.

L'étude de la répartition des indicateurs lithologiques a d'abord été effectuée dans les zones où des interprétations parfois opposées sont relevées dans la littérature, notamment autour des zones de roches intrusives (Figure 5.10: 172), puis un peu partout à travers le reste de la région. Au début du levé de terrain, des comptages lithologiques ont été réalisés à partir de blocs empilés en bordure des champs. Cette méthode fut d'ailleurs utilisée par McDonald (1967a: 152) et Shilts (1969: 15). Toutefois, au fur et à mesure du levé, il s'est avéré que cette méthode n'était pas appropriée pour la région étudiée. En effet, les champs épierrés sont bien souvent situés sur les étendues autrefois occupées par des lacs proglaciaires. Or, lors de l'épierrement des champs, les blocs glaciaires ont été mêlés aux blocs glaciels mis en place le long des paléorivages. De même, les blocs gisant sur le lit ou sur les rives d'un cours d'eau n'ont pas été comptés, vu qu'ils ont pu être transportés sur une distance plus ou moins longue par le cours d'eau, même en supposant que tous ces blocs ne proviendraient que de l'érosion du till et qu'aucun autre agent n'aurait contribué à leur transport à partir de leur source, sauf le cours d'eau. C'est pourquoi les relevés n'ont été faits que sur les seuls blocs observés *in situ*, dans le till de fond ou bien à la surface de la moraine de fond, là où les eaux glaciolacustres ou fluviales ont probablement eu le moins de chance d'intervenir dans le transport des blocs. Les zones privilégiées pour cette étude sont les terrains incultes qui ont été très peu dérangés par des activités agricoles, mais qui peuvent quelquefois être exploités pour la forêt.

Notre étude s'est également attardée aux lithologies les plus facilement identifiables. Dans bon nombre d'études antérieures, les lithologies lointaines ont surtout été considérées, dont les gneiss du Bouclier canadien ainsi que les roches ultramafiques provenant du Complexe ophiolitique, au nord-ouest de la région étudiée (Avramtchev 1985). De tels indicateurs sont parfois relevés dans la région (Figure 5.10: 172), venant ainsi confirmer les observations de Chalmers (1908: 71) et McDonald (1967a: 87). Toutefois, ils sont assez peu fréquents à la surface du till de fond. De plus, leur présence ne constitue pas nécessairement un net indice



Figure 5.8: Till de fond sablo-silteux avec des erratiques, dont un bloc de schiste argileux, sur le versant nord du mont Mégantic (site LP-043, Appendice 2).

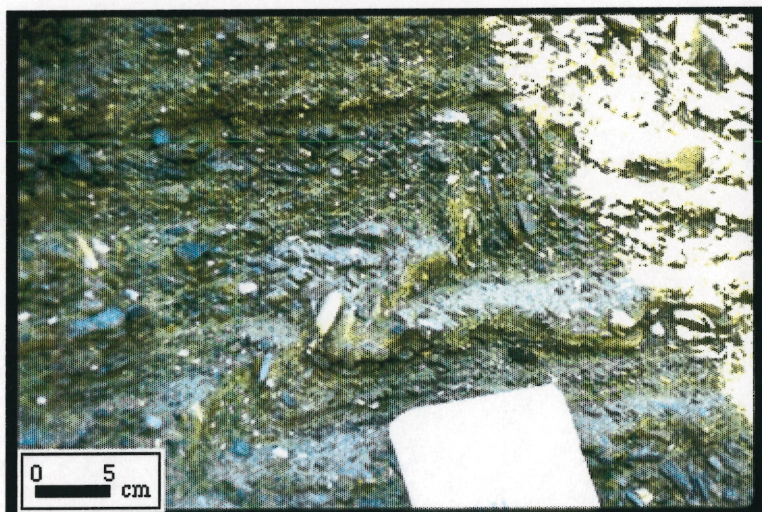


Figure 5.9: Faille inverse avec fort pendage affectant des lits d'alluvions fluvioglaciaires, dans une gravière au sud de Saint-Mathias-de-Bonneterre (site LP-407, Appendice 2).

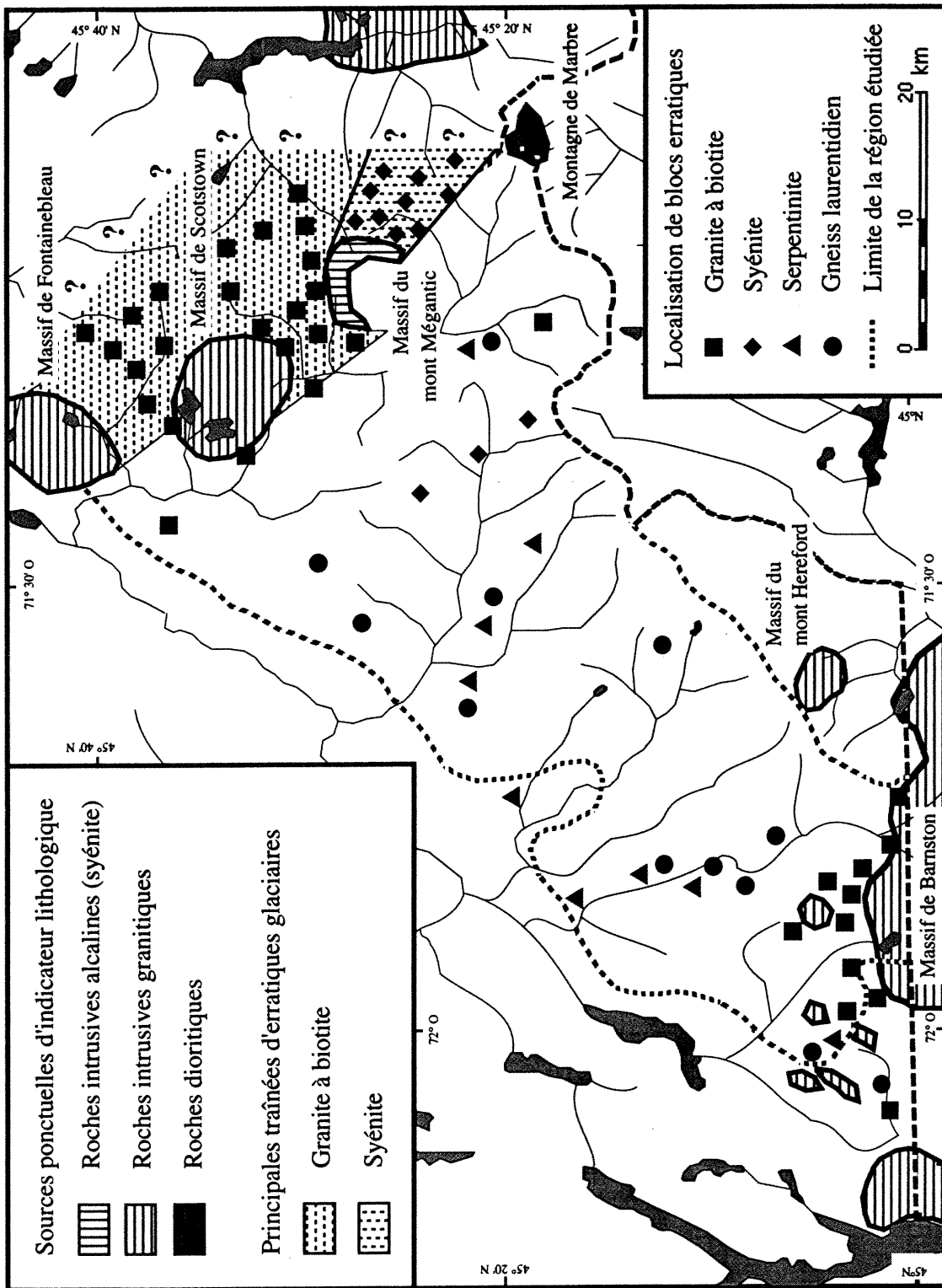


Figure 5.10: Distribution d'indicateurs lithologiques à la surface de la moraine de fond, dans le Sud du Haut Saint-François.

du sens du dernier écoulement glaciaire, puisque ces blocs pourraient avoir été transportés à partir de leur source, lors d'une phase glaciaire antérieure à la déglaciation.

Le substratum rocheux du Sud du Haut Saint-François possède toutefois des lithologies qui peuvent servir d'indicateur glaciaire, notamment des roches intrusives alcalines, des roches intrusives granitiques et des roches dioritiques (Figure 2.3: 42). Certaines d'entre elles sont facilement identifiables sur le terrain, notamment: (1) la syénite, désignée aussi comme de la nordmarkite, affleurant dans le massif du mont Mégantic (Reid 1960 et 1976; Danis 1984b et 1985b), (2) les granites à biotite de la série plutonique du New Hampshire, relevés dans les massifs de Fontainebleau (Bourne 1986), de Scotstown (Danis 1984a) et de Barnston (Cooke 1957), ainsi qu'au mont Hereford (Cooke 1957) et (3) la diorite de la montagne de Marbre (Chevé 1975, 1977 et 1978). De plus, afin d'éviter toute confusion sur la lithologie des indicateurs dénombrés, des spécimens ont été prélevés sur des affleurements rocheux localisés sur ces sources ponctuelles et ont servi de témoin pour l'identification lithologique des blocs observés sur le terrain.

La localisation des indicateurs glaciaires à la surface du Sud du Haut Saint-François montre l'existence d'un patron de dispersion glaciaire orienté vers le sud-est (Figure 5.10: 172). Ce patron se traduit donc par des panaches d'indicateurs étalés à partir de la plupart des sources locales d'indicateurs glaciaires. Le panache le plus net s'étend au sud-est du massif du mont Mégantic. À cet endroit, les blocs possèdent une taille tellement imposante que bon nombre d'entre eux ont été laissés sur place, même lorsque le terrain fut utilisé à des fins agricoles. Cette traînée a déjà été identifiée par McGerrigle (1935) et McDonald (1967a et 1969), mais elle ne fut quasiment pas considérée dans les autres études du dernier écoulement glaciaire. D'autres panaches d'indicateurs sont également observés au sud-est des massifs intrusifs de Fontainebleau et de Scotstown. Par ailleurs, Dubois (1981) a observé un imposant bloc de calcaire près de La Patrie, à une distance de plus de 30 km au sud-est de sa source la plus probable, située au nord-est des monts Stoke. Ce transport d'indicateurs glaciaires vers le sud-est est aussi en accord avec l'interprétation des mesures de concentration en minéraux lourds et en minéraux magnétiques de McDonald (1967a), de même qu'avec celle de la mesure des éléments traces de Shilts (1973a) et de Maurice (1988 et 1990). Par contre, aucune traînée de diorite n'a été relevée au nord et à l'ouest de la montagne de Marbre et du mont Hereford (Figure 5.10: 172). De même, aucun bloc de métagrès de la Formation de la Rivière Arnold n'est relevé, bien que cette roche affleure tout juste à l'est du Sud du Haut Saint-François (Marleau 1968; Chevé 1978). C'est également le cas pour le granite du type Attean, bien que cette lithologie affleure tout juste à l'est de la frontière du Maine (Shilts 1969: 94). L'absence d'indicateurs lithologiques provenant de ces sources ponctuelles vient

donc s'opposer à l'interprétation d'une dispersion glaciaire vers le nord ou le nord-ouest qui a été préconisée par diverses études (Tableau 5.1: 151). Nous avons donc tenté de trouver les causes pouvant expliquer une telle opposition dans les résultats d'un même indice.

Une des causes de divergence dans l'établissement du sens d'écoulement glaciaire à partir de la dispersion des erratiques peut être reliée à une mauvaise identification de la lithologie des roches utilisées et de leur source. Par exemple, Ells (1887: 51) suggéra que l'importante traînée de blocs de syénite située au sud-est du mont Mégantic (Figure 5.10: 172) aurait eu comme origine des plutons granitiques localisés à la tête du bassin de la rivière Chaudière. Cependant, ni Marleau (1968), ni Bourne (1984) n'ont identifié de syénite dans le massif granitique du lac aux Araignées, situé à la tête du bassin de la rivière Chaudière. D'ailleurs, McGerrigle (1935) et McDonald (1967a et 1969) ont eux aussi conclu que cette lithologie particulière ne peut provenir que du mont Mégantic. Par ailleurs, la proximité des massifs granitiques de Fontainebleau, de Scotstown et du mont Mégantic peut aussi avoir induit une confusion dans l'identification de la source des blocs de même lithologie et de leur sens de déplacement. Par exemple, Ells (1887: 51) a supposé que les blocs granitiques trouvés au nord-ouest du massif du mont Mégantic aient été dispersés à partir de ce même massif, mais l'observation des erratiques n'a pas permis de relever de syénite ou de granite, semblables à ceux affleurant au mont Mégantic. En fait, les blocs granitiques de ce champ ont la même couleur grisâtre que les granodiorites formant le soubassement rocheux du massif intrusif de Fontainebleau (Bourne 1986) et de celui de Scotstown (Danis 1984a), tous deux situés au nord-ouest de ce champ d'erratiques. De même, à la suite de McDonald (1967a: 86-87), il est possible de déduire que Duquette (1960b: 7) a erré dans la détermination de la source lithologique des blocs granitiques situés entre les plutons de Fontainebleau et de Scotstown, en suggérant leur transport en direction du nord-ouest, à partir du pluton de Scotstown. En effet, ces erratiques peuvent aussi bien provenir d'une dispersion glaciaire vers le sud-est, à partir du pluton de Fontainebleau (Figure 5.10: 172), dont la composition lithologique est similaire à celle de Scotstown (Danis 1984a; Bourne 1986).

Malgré les traînées bien nettes de dispersion glaciaire vers le sud-est qui sont délimitées, des blocs erratiques sont quelquefois relevés dans une autre direction, par rapport à leur source. C'est le cas des blocs granitiques recensés sur des versants de vallée, au nord du massif de Barnston (Figure 5.10: 172). Ces blocs ont d'abord été répertoriés par Thornes (1964: 43-48; 1965: 227) qui a alors suggéré un mouvement tardiglaciaire vers le nord et le nord-est. Par contre, McDonald (1967a: 87) et Boissonnault (1983: 50-51) ont plutôt proposé que la distribution des blocs reflète un écoulement glaciaire vers le sud-est et le sud. Cette dernière interprétation est notamment basée sur l'identification, à peu de distance au nord-ouest des

sites de blocs erratiques, d'affleurements granitiques par Veilleux (1949), dont la présence a ensuite été confirmée par Maurice et Mercier (1985: 3) et Maurice (1985: 148). Par ailleurs, de nombreux blocs granitiques sont aussi relevés le long des paléorivages ou dans les zones de submersion glaciolacustre. Leur position nous permet de suggérer que leur dispersion vers le nord a pu aussi se faire grâce aux glaces flottantes, lorsque la glace endigua un plan d'eau proglaciaire dans les vallées des rivières Niger et Coaticook.

Malgré nos investigations, il subsiste tout de même un cas où nous n'avons pas trouvé une explication satisfaisante: c'est celui des blocs de syénite éparpillés dans le sous-bassin de la rivière Eaton-Nord, soit au sud-ouest du massif du mont Mégantic, leur source supposée (Figure 5.10: 172). McDonald (1967a: 84; 1968b; 1969: 15-16) et Landry (1974: 19) ont été les premiers à en relever. D'après McDonald (1969: 15-16) et McDonald et Shilts (1971: 690), leur répartition serait attribuée à un écoulement glaciaire orienté vers le sud-ouest, lors du début de la glaciation Chaudière qui est antérieure à la dernière glaciation (Tableau 1.1: 4). Toutefois, ce sens d'écoulement n'a pas été relevé dans les mesures d'orientation des marques de façonnement glaciaire (section 5.1.1). Par ailleurs, il est possible d'avancer d'autres hypothèses pour expliquer la dispersion de blocs de syénite au sud-ouest de leur source. Par exemple, les blocs relevés sur les paléorivages du Lac proglaciaire Eaton-Nord ont pu avoir migré avec les glaces flottantes, au gré du drainage glaciolacustre. En effet, d'après la reconstitution des paléolacs (Figure 3.13: 84), l'évacuation du surplus d'eau des lacs proglaciaires Eaton-Nord - au Saumon et au Saumon s'est fait vers le sous-bassin de la rivière Eaton-Nord, soit vers le sud-ouest, au même moment où ces paléolacs baignaient la base du versant occidental du mont Mégantic. D'autres blocs de même lithologie sont aussi identifiés dans la plaine inondable de la rivière Eaton-Nord, ce qui nous permet de proposer que leur déplacement vers l'ouest a pu également être accentué par un transport fluvial. Toutefois, dans le cas des blocs de syénite relevés à la surface du till de fond et au-dessus des niveaux de submersion glaciolacustre, leur répartition peut difficilement être expliquée par les hypothèses ci-dessus, ni même par un écoulement tardiglaciaire vers le sud-ouest, vu qu'aucune marque de façonnement glaciaire n'a enregistré un tel mouvement sur les affleurements rocheux situés à proximité des blocs (Figure 5.4: 161). L'explication de l'origine de mise en place de ces erratiques demeure donc un sujet d'étude.

5.1.4. Trames de till

L'orientation préférentielle des cailloux glaciaires ou «trames de till» peut également être un indice permettant de déterminer le sens d'écoulement tardiglaciaire. En effet, dans les tills

sousglaciaires, les cailloux allongés ont généralement une fabrique de type anisotrope, avec leur axe de la longueur orienté dans le sens du déplacement. Les mesures d'orientation et de pendage des différents axes des cailloux glaciaires peuvent donc permettre de déterminer le sens d'écoulement glaciaire enregistré dans des tills associés à la déglaciation finale du Sud du Haut Saint-François.

Durant le levé de terrain, des trames de till ont été mesurées essentiellement dans des tills de chevauchement relevés dans les formes bordières ou au-dessus des dépôts glaciolacustres stratigraphiquement plus récents que le till de fond formant le substratum d'une bonne partie de la région. Ce dernier dépôt glaciaire n'a pas été considéré, surtout parce que l'orientation des cailloux constituants peut refléter des écoulements glaciaires plus anciens que ceux de la dernière déglaciation. En effet, McDonald (1967a), Shilts (1969, 1978 et 1981) et Parent (1978 et 1987) ont pu déterminer plusieurs sens différents d'écoulement appartenant à des phases glaciaires distinctes, à partir de l'orientation de trames de till encore bien préservées. Or, tel que spécifié dans l'introduction de ce chapitre, cette thèse porte sur la déglaciation de la région et non sur l'ensemble des événements glaciaires du Quaternaire. Dans le cas des tills de chevauchement, l'orientation des cailloux glaciaires ne devrait pas être modifiée lors d'une phase glaciaire postérieure, vu qu'elle correspond au dernier retrait glaciaire.

Dans cette étude, les cailloux glaciaires ont été mesurés dans des coupes assez vastes et bien dégagées. En effet, cette précaution était nécessaire, puisque les cailloux sont plutôt rares dans les tills de chevauchement, vu que ceux-ci sont surtout constitués de débris provenant de l'érosion de matériaux fins et bien triés, tels que des sables stratifiés ou des rythmites silto-sableuses. De plus, les sites étudiés dans le fond des vallées devaient être à au moins une centaine de mètres de la base du versant, afin d'éviter une réorientation de l'assiette des cailloux par des mouvements gravitaires. C'est pourquoi les sites ayant une pente de surface supérieure à 2° n'ont pas été considérés dans l'analyse. Par ailleurs, tous les sites montrant le till de chevauchement affleurant à la surface ne sont pas considérés dans nos mesures. En effet, sur ces sites, les cailloux peuvent ne pas avoir préservé leur position originelle, étant donné qu'ils sont souvent relevés en position redressée.

Une fois le site choisi, au moins dix cailloux sont mesurés, même si, dans la plupart des sites, il est difficile d'en trouver autant, surtout à cause du très bon triage des matériaux qui composent les tills de chevauchement. Au fur et à mesure qu'un caillou est prélevé, il est l'objet de mesures portant sur ses dimensions caractéristiques, c'est-à-dire sa longueur, sa largeur et son épaisseur, ainsi que sur l'orientation du plan de son assiette, établie à partir de l'azimut et du plongement des axes passant dans le plan de la longueur («axe A») et de la

largeur («axe B»). Par contre, l'azimut et le plongement de l'axe passant par le plan de l'épaisseur du caillou («axe C») sont déterminés graphiquement, étant donné que cet axe est perpendiculaire à l'assiette du caillou. Par ailleurs, seulement les cailloux en forme de lame, c'est-à-dire possédant une longueur au moins double de la largeur, sont ainsi considérés, puisque, selon Drake (1974), leur assiette serait plus stable et aurait ainsi mieux enregistré le sens d'écoulement de la glace responsable de leur mise en place.

Une fois les opérations de mesure *in situ* complétées, les orientations obtenues permettent de calculer l'azimut et le plongement de l'axe d'épaisseur («axe C») des cailloux glaciaires. Ces calculs sont reportés sur un stéréogramme de Schmidt (Figure 5.11a: 178), c'est-à-dire un graphique à coordonnées polaires, dont l'ordonnée est disposée suivant la projection équiariale de Lambert. Les moyennes des mesures effectuées pour chaque site sont ensuite regroupées en classes, ce qui nous permet de déterminer le sens d'écoulement tardiglaciaire pour l'ensemble de la région (Figure 5.11b: 178).

D'après les mesures obtenues pour l'ensemble des sites, le sens d'écoulement tardiglaciaire était orienté généralement vers le sud-est (Figure 5.11: 178), mais quelques sites montrent un écoulement vers le sud ou même le sud-ouest. Ces derniers écoulements sont mesurés dans des sections de vallée ayant leur axe dans la même direction que l'écoulement glaciaire, ce qui suggère une influence localisée de la configuration du relief lors des mouvements de récurrence responsables de la mise en place des tills de chevauchement. Par ailleurs, le sens d'écoulement tardiglaciaire régional établi à partir de trames de till est sensiblement le même que celui de la plupart des trames de till mesurées par McDonald (1967a).

5.1.5. Structures de poussée glaciaire

Dans la région étudiée, le sens du dernier écoulement glaciaire est aussi mesuré avec l'aide de structures de poussée glaciaire associées à la mise en place de tills de chevauchement. En effet, dans des coupes où de tels tills sont relevés, les glacitectorites sous-jacents sont bien souvent déformés par des failles inverses à faible pendage ou par des plis couchés (Figure 5.9: 171). Bien que de telles structures soient apparues lors d'englaciations plus anciennes, celles considérées dans cette thèse furent mises en place lors d'une progression limitée de la glace, à la fin de la dernière glaciation. En effet, l'étude des zones où sont observés ces tills de chevauchement nous permet de suggérer que les récurrences responsables furent d'assez courte durée, au plus quelques années, et ne se seraient faites que sur une courte distance, vu que les tills de chevauchement ne couvrent que quelques kilomètres carrés (section 4.3).

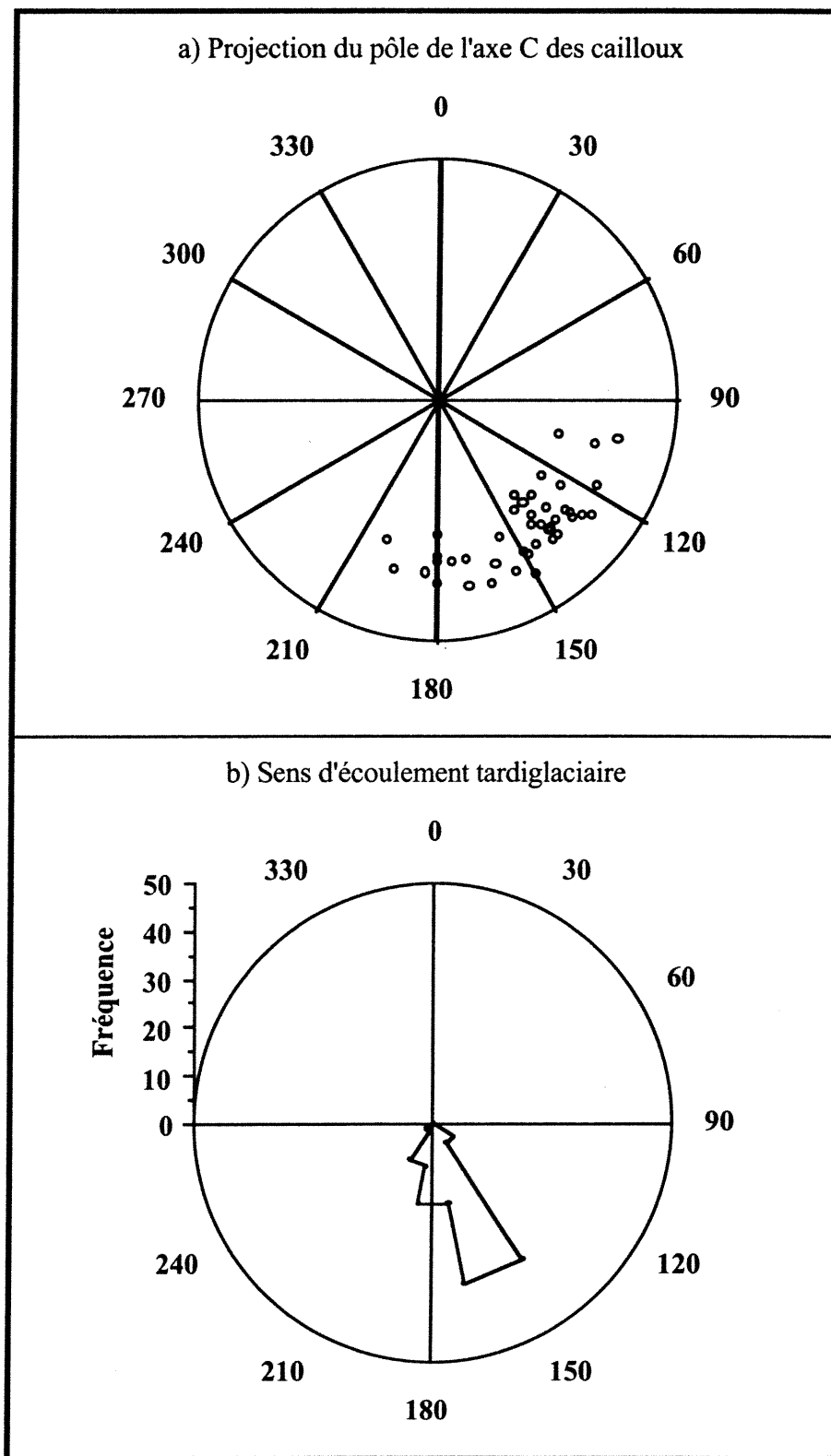


Figure 5.11: Orientation des trames mesurées dans des tills de chevauchement du Sud du Haut Saint-François.

Dans les études antérieures, l'orientation des structures glaciotectoniques de poussée n'a été que rarement considérée comme indice du sens de l'écoulement tardiglaciaire, probablement à cause de leur plus faible fréquence par rapport aux marques de façonnement glaciaire et aux indicateurs lithologiques, de même qu'à cause de la rareté relative des coupes naturelles bien dégagées montrant de telles structures. Le levé de terrain a cependant permis de relever plusieurs sites dans la région, dont les principaux sont localisés en annexe (Appendice 4).

L'orientation des structures glaciotectoniques de poussée a été mesurée dans des coupes bien nettes et assez grandes pour pouvoir dégager la surface, afin d'observer le plan de faille ou l'axe du plissement sur une largeur atteignant le mètre. Deux types de mesures sont faits sur les structures de poussée à l'intérieur des coupes: (1) le pendage du plan de la faille inverse ou de la charnière du pli couché, afin de s'assurer qu'il est inférieur à 45° et (2) l'azimut du regard de la faille inverse ou du plongement de la charnière du pli. Pour être plus précises, les mesures d'azimut sont effectuées sur une face subhorizontale, alors que le pendage est mesuré sur une surface latérale perpendiculaire au plan de la faille ou du pli. Les valeurs d'azimut sont ensuite classées en fonction des seize points cardinaux, puis reportés sur un graphique à coordonnées polaires. Puis, la moyenne statistique est calculée pour chaque site de mesure, afin d'établir le sens du mouvement glaciaire responsable de la mise en place des failles de chevauchement (Figure 5.12b: 180) et des plis couchés (Figure 5.12c: 180).

Toutes les mesures effectuées sur les structures glaciotectoniques de poussée montrent que le mouvement glaciaire provient essentiellement du nord-ouest et, parfois, du nord (Figure 5.12: 180), donc un écoulement glaciaire sensiblement vers le sud-est, avec des déflexions vers le sud. Ces dernières sont surtout relevées dans le fond des vallées, suggérant, tout comme avec les trames de till (section 5.1.4), une influence locale du relief sur l'écoulement tardiglaciaire, essentiellement lors de récurrences. Par ailleurs, l'écoulement vers le sud-est et le sud est bien défini, ce qui exclut tout écoulement glaciaire vers un autre sens. De plus, étant donné que l'écoulement mesuré provient de l'aval des cours d'eau actuels, il exclut aussi tout mouvement ayant suivi la pente du relief, aussi bien à partir du haut d'un versant que de la source des cours d'eau actuels. En effet, des mouvements en provenance de ces endroits peuvent être interprétés comme associés à des événements postglaciaires, tels que des glissements gravitaires. Enfin, vu que toutes les structures de chevauchement mesurées sont aperçues dans des sédiments du Wisconsinien tardif, elles devraient certainement être reliées au dernier écoulement glaciaire.

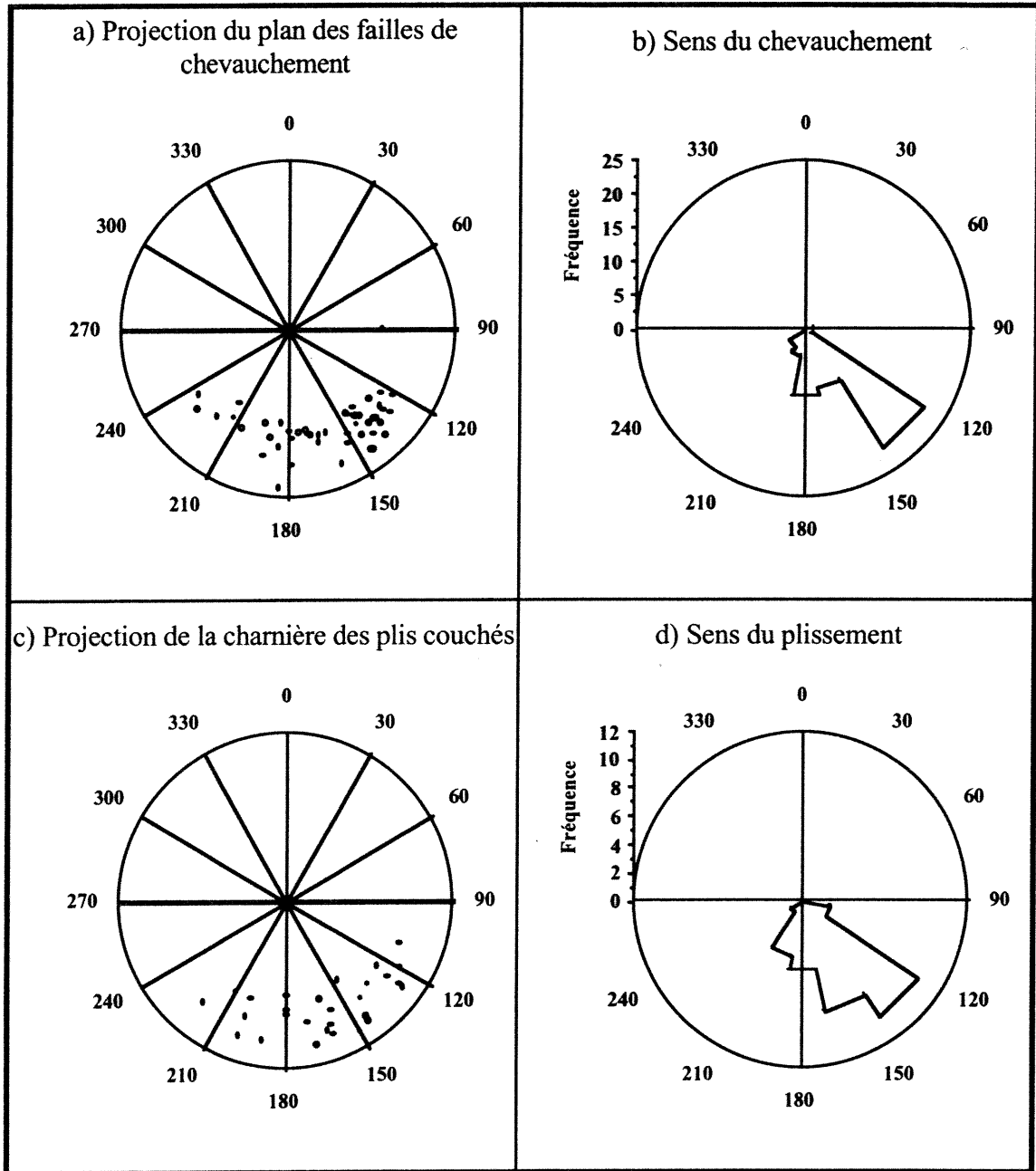


Figure 5.12: Orientation des structures de poussée glaciaire relevées dans des glacitectorites du Sud du Haut Saint-François.

5.2. Sens du retrait glaciaire

D'après l'ensemble des indices utilisés dans le Sud du Haut Saint-François, l'écoulement tardiglaciaire fut essentiellement orienté vers le sud-est, avec des déflexions locales vers le sud et l'est. Toutefois, certains indices ont également enregistré des écoulements glaciaires différents, comme des marques de façonnement glaciaire orientées vers le nord ou le nord-ouest (section 5.1.1) ou des blocs de syénite relevés au sud-ouest de leur source probable, le massif du mont Mégantic (section 5.1.3). Les critères chronologiques utilisés permettent de supposer qu'ils sont plus anciens que le dernier retrait glaciaire. Toutefois, des études, comme celles de Gauthier (1985), de Blais (1989) et de Rappol (1989), ont tout de même établi que des écoulements de même sens sont reliés aux derniers mouvements glaciaires. Par ailleurs, dans l'hypothèse où la glace était devenue stagnante lors de la déglaciation, les indices d'écoulement glaciaire n'auraient pas nécessairement enregistré cette dernière phase glaciaire. Dans ce cas, le sens d'écoulement glaciaire enregistré par ces indices serait relié à la dernière phase glaciaire active, mais pas à la déglaciation finale. Une telle hypothèse fut d'ailleurs envisagée par Lortie (1976: 176) pour expliquer la faible distance de déplacement d'erratiques vers le nord et l'ouest, dans la région de l'Amiante, bien que plusieurs nervures glaciaires ont nettement enregistré ces mêmes écoulements.

Pour vérifier que le sens d'écoulement tardiglaciaire établi à la section 5.1 soit valable, nous l'avons comparé avec celui provenant d'autres indices qui peuvent être facilement attribués aux derniers mouvements glaciaires. Dans cette thèse, plusieurs indices déterminant le sens de recul d'une bordure glaciaire sont utilisés. Ils sont relevés uniquement dans des formes tardiglaciaires, dont les eskers et les formes bordières, ou bien déduits de la reconstitution des niveaux glaciolacustres. Bien que de tels indices ne soient pas directement associés au mouvement d'avancée de la glace, ils peuvent tout de même servir à déduire le dernier sens d'écoulement, en supposant que le sens du retrait d'un glacier est sensiblement opposé à celui de son écoulement. Suivant cette idée, la détermination du sens du retrait glaciaire peut donc servir à valider ou bien à corriger le sens du dernier écoulement glaciaire déjà déduit à partir d'indices classiques, comme l'orientation des marques de façonnement glaciaire et des formes glaciaires profilées ou la répartition des indicateurs lithologiques.

Bien que les indices permettant de déterminer le sens du retrait glaciaire puissent être des indices sûrs associés aux derniers mouvements glaciaires, ils n'ont été que très peu utilisés auparavant, que ce soit dans le Sud du Haut Saint-François ou ailleurs dans les Appalaches du Sud du Québec. En effet, même si McDonald (1967b et 1968b), Gadd *et al.* (1972b) et Clément (1982) ont relevé des formes juxtaglaciaires et que Gadd *et al.* (1972a, 1972b et

1972c), Clément et Parent (1977), Parent et Occhietti (1988) et Dubois et Parent (1989) ont délimité des positions bordières, le sens du retrait de la glace n'a pas été systématiquement déterminé, même si cette information constitue une aide précieuse pour établir le sens des derniers mouvements glaciaires.

Dans cette thèse, les indices qui ont servi à établir le sens du dernier retrait glaciaire sont: (1) les mesures du sens des paléocourants glaciofluviaux (section 5.2.1), (2) la configuration des formes bordières (section 5.2.2), (3) les structures glacitectoniques d'affaissement (section 5.2.3) et (4) la reconstitution des lacs proglaciaires (section 5.2.4).

5.2.1. Paléocourants glaciofluviaux

Le sens du dernier retrait glaciaire peut être déterminé à partir du sens des paléocourants qui sont associés à l'écoulement des eaux de fonte confinées dans un glacier, le plus souvent au contact de son lit, et qui sont responsables de la mise en place des formes glaciofluviales. Le terme «glaciofluviale» prend pour origine celui de «*glaciofluvial*» (Jopling et McDonald 1975) ou «*glacio-fluvial*» (Davidson-Arnott *et al.* 1982) qui sert à distinguer ce milieu par rapport au milieu juxtaglaciaire, caractérisé par l'écoulement des eaux de fonte en contact direct avec la glace, mais dans un milieu non confiné. Ainsi, dans le milieu glaciofluviale, les eaux de fonte qui s'écoulèrent à la base d'un glacier ont pu éroder une partie de son lit, y creusant des chenaux sousglaciaires. De plus, les débris ainsi arrachés vinrent se concentrer dans le fond de tunnels communiquant avec la bordure glaciaire, y édifiant des eskers.

Les chenaux sousglaciaires sont des chenaux d'eau de fonte creusés à la base d'un glacier, à partir d'un col juché sur une ligne de partage des eaux. En effet, au contraire des chenaux juxtaglaciaires, ils ne sont jamais incisés perpendiculairement à la pente, puisqu'ils tendent à suivre le fond du talweg. Par ailleurs, contrairement aux chenaux proglaciaires relevés dans la région étudiée, les chenaux sousglaciaires n'ont jamais abouti à un delta proglaciaire ou à une plaine proglaciaire, mais seulement à des deltas juxtaglaciaires. De plus, ils n'ont jamais servi au drainage du surplus d'eau d'un lac proglaciaire, comme les chenaux proglaciaires, puisqu'aucune forme littorale n'est relevée en amont, à peu de distance de l'entrée du chenal et à la même altitude que celle-ci.

Les eskers sont des formes glaciofluviales accumulées près de la bordure glaciaire, lors du retrait. Dans le Sud du Haut Saint-François, ils prennent l'aspect, soit d'une crête allongée unique, comme pour l'esker de Val Racine (Figure 5.13: 183), soit d'une série de plusieurs

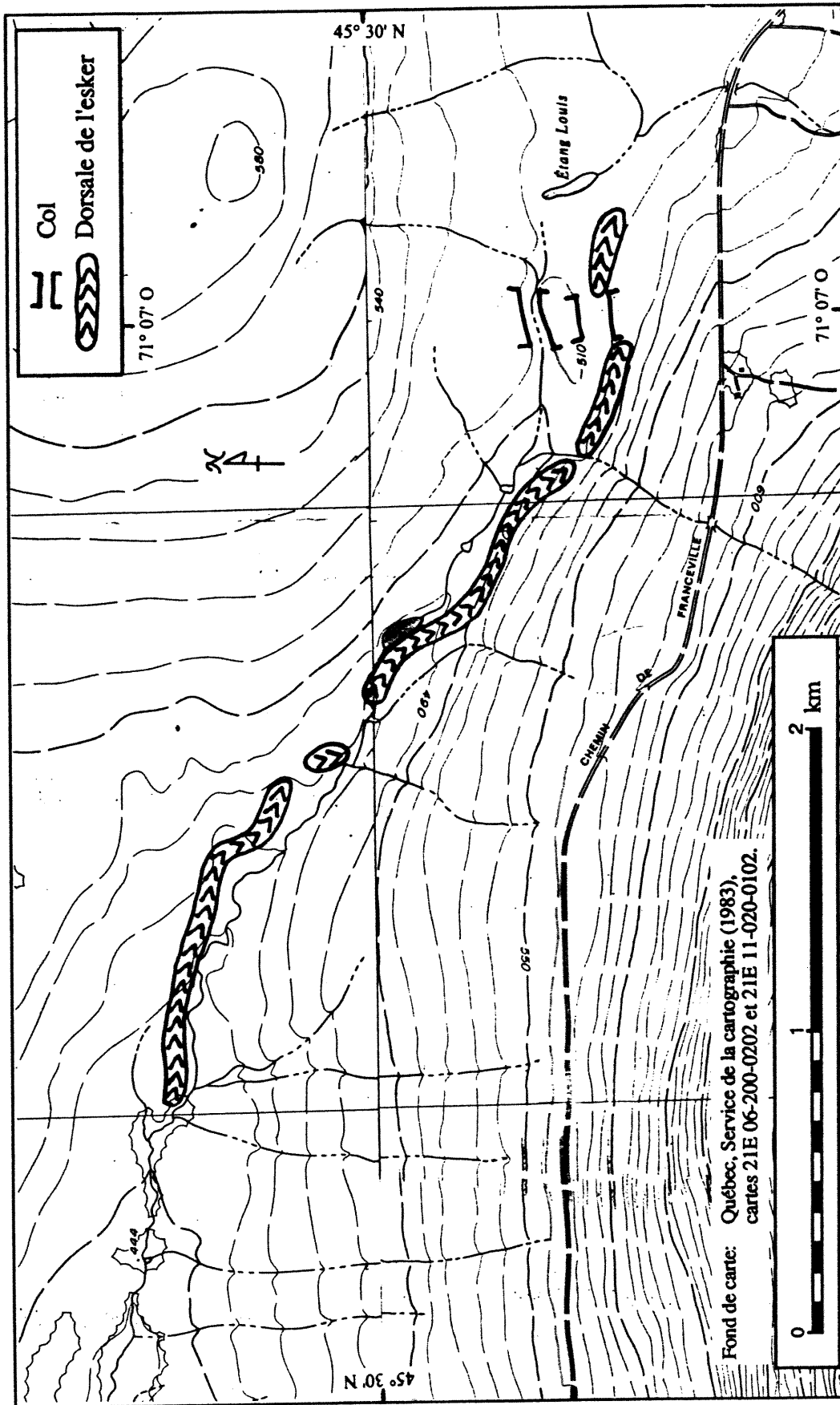


Figure 5.13: Segments de la partie Nord de l'esker de Val-Racine.

crêtes plus ou moins étirées, se dédoublant quelquefois, comme dans l'esker de Coaticook (Figure 4.11: 127). Il existe une dizaine d'eskers qui sont dispersés à la grandeur de la région (Figure 5.14: 185). Les coupes y montrent une succession de couches de matériaux dont la granulométrie et le triage vont rapidement d'un extrême à un autre. Ces changements brusques dans la granulométrie sont l'indice de la grande variation de compétence de l'eau, ce qui est l'une des caractéristiques d'un régime hydrologique associé à la fonte d'un glacier (Drewry 1986: 30-31). De plus, bon nombre de galets examinés possèdent une usure très poussée, semblable à celle des galets de marmites fluviales, ce qui est un indice probant d'une usure par giration dans un endroit confiné (Tricart et Cailleux 1962: 345-346). Par ailleurs, les matériaux observés sur les côtés d'un esker sont bien souvent affectés par des affaissements, essentiellement des failles à fort pendage, qui sont liés à la disparition de la glace sur laquelle les matériaux s'étaient appuyés.

Malgré leur existence dans la région étudiée, les formes glaciofluviales n'ont presque pas été utilisées pour déterminer le sens du dernier retrait glaciaire. Pourtant, ce sont des indices probants associés à la déglaciation, vu qu'elles ont été mises en place près de la bordure glaciaire. En effet, la plupart des formes glaciofluviales viennent aboutir directement à des formes bordières, aussi bien des deltas juxtaglaciaires que des épandages subaquatiques, ce qui suggère leur contemporanéité avec les paléolacs endigués par la bordure glaciaire. De plus, les formes glaciofluviales possèdent une longueur le plus souvent inférieure à 6 km, ce qui semble être la distance maximale de mise en place, par rapport à la bordure glaciaire. Cette distance plutôt faible est assez proche des 5 km établis par Shilts et McDonald (1975), à partir de la distance de transport d'éléments par les eaux de fonte mesurée dans l'esker de Windsor, situé à environ 30 km au nord-ouest de la région étudiée. Par ailleurs, la portion sommitale d'un esker est souvent composée de sédiments granoclassés ou bien rythmés, d'origine glaciolacustre, recouvrant en concordance les matériaux du noyau. De plus, dans la partie lobée formant l'extrémité de certains segments d'esker, comme ceux situés au sud-ouest de Coaticook (Figure 4.11: 127), les sédiments sont disposés avec des stratifications deltaïques, sinon granoclassées, ce qui est la caractéristique d'un dépôt au contact d'une eau beaucoup plus calme, à la sortie d'un tunnel (Rust et Romanelli 1975: 188-189). Enfin, la succession de plusieurs segments d'esker, comme ceux au sud-ouest de Coaticook (Figure 4.11: 127), suggère que chacun d'eux a été formé au fur et à mesure du retrait de la bordure glaciaire (Banerjee et McDonald 1975: 135). Toutes ces différentes caractéristiques d'une mise en place assez proche de la bordure de la glace nous permettent donc de penser que les formes glaciofluviales sont de bons indicateurs des derniers mouvements de celle-ci.

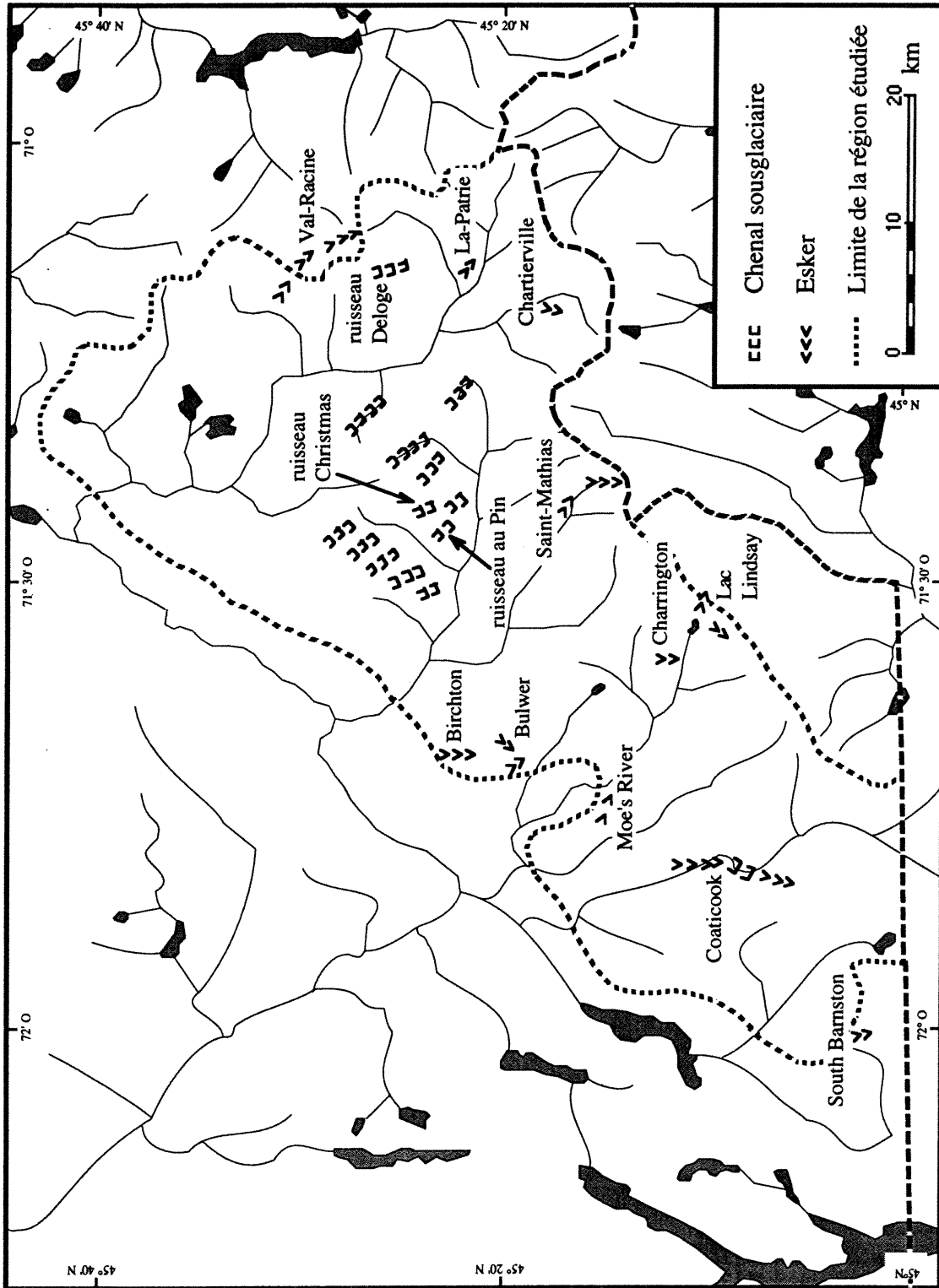


Figure 5.14: Principales formes glaciofluviales du Sud du Haut Saint-François.

L'orientation des formes glaciofluviales peut servir à déterminer rapidement la direction du dernier retrait glaciaire. En effet, d'après Sugden et John (1979: 329-330), la dorsale d'un esker est perpendiculaire, ou presque, à la position occupée par la bordure glaciaire, lors de sa mise en place. Dans la région étudiée, cette perpendicularité est suggérée par la présence, à l'une des extrémités d'un esker ou d'un segment d'esker perlé, d'une forme glaciolacustre bordière étalée en éventail, soit un épandage subaquatique (Figure 4.11: 127), soit un delta juxtaglaciaire (Figure 4.10a: 126). Dans le cas du chenal sousglaciaire, l'accumulation d'un delta juxtaglaciaire en éventail à son embouchure (Figure 4.10b: 126) constitue un indice de sa mise en place suivant une direction perpendiculaire à la bordure de la glace. Par ailleurs, le fait que les structures d'effondrement, comme celles de la figure 5.15 (p. 187), ne sont relevées que sur les bordures d'eskers implique que ces formes sont restées en place depuis sa mise en place. De plus, lorsqu'il est vu en coupe, le coeur d'un esker repose directement sur le till de fond ou même sur le substratum rocheux. Dans ce dernier cas, la surface du roc est usée par l'écoulement des eaux (Figure 5.16: 187), ce qui suggère donc la mise en place de l'esker directement sur le lit du glacier et non à l'intérieur de celui-ci. Vu que l'orientation des formes glaciofluviales est parallèle à la bordure du glacier, il peut donc être possible de déterminer le sens des derniers mouvements glaciaires, si le sens des paléocourants qui ont été responsables de la mise en place de ces formes est connu, sachant que les eaux de fonte devaient s'écouler dans le même sens que la glace et, donc, dans le sens opposé à celui de recul de sa bordure.

Le plus sûr critère pour déterminer le sens des paléocourants glaciofluviales est la position de l'embouchure du tunnel. En effet, l'une des deux extrémités des formes glaciofluviales aboutit bien souvent à une forme bordière accumulée au contact avec une masse d'eau calme barrée par la glace. D'ailleurs, le contact entre ces deux types de formes a déjà servi pour positionner la bordure glaciaire (section 4.1.2). Dans un tel cas, l'emplacement de la forme bordière indique le sens du trajet des eaux de fonte, de l'intérieur vers la bordure du glacier. Par exemple, dans le cas du chenal sousglaciaire incisé dans le fond du vallon du ruisseau Christmas (Figure 4.10b: 126), la présence d'un delta juxtaglaciaire à son embouchure sud-est implique un écoulement des eaux de fonte dans le même sens. Le sens des paléocourants est déduit de la même manière lorsqu'un esker aboutit à un delta juxtaglaciaire, comme à Bulwer (Figure 4.10a: 126). De même, l'embouchure des segments d'esker perlé, comme ceux au sud-ouest de Coaticook (Figure 4.11: 127), est aussi localisée grâce au lobe étalé, correspondant à un épandage subaquatique, situé à l'une de leur extrémité. Enfin, lorsqu'un esker aboutit à un col excavé sur une ligne de partage des eaux, comme celui situé au nord-est de la colline Chabot (Figure 3.8: 58), le sens d'écoulement des eaux est confirmé par le dépôt de matériaux de l'autre côté du col, formant ici une plaine proglaciaire.

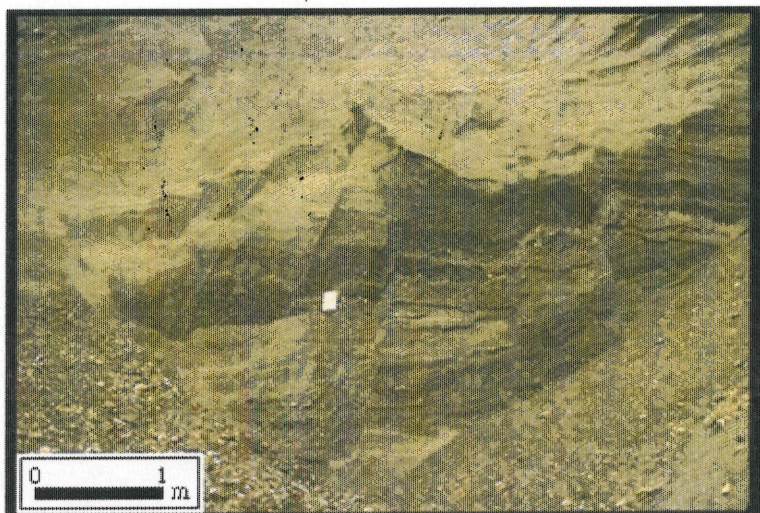


Figure 5.15: Série de failles normales à fort pendage et disposées en gradin, observée à la bordure d'un segment d'esker, à Coaticook (site CO-017, Appendice 2).



Figure 5.16: Surface du substratum rocheux polie par l'eau, à la base d'un esker situé au sud du lac Lindsay (site CO-236, Appendice 2).

Le sens des paléocourants glaciofluviaux peut aussi être mesuré à partir des stratifications internes relevées dans les sédiments accumulés dans le tunnel ou à la sortie de celui-ci. Les mesures effectuées comprennent: (1) l'azimut des couches inclinées des rides et des strates obliques et (2) l'azimut du relèvement de l'axe de la largeur («axe b») des galets imbriqués. Toutefois, l'orientation des stratifications internes doit quelquefois être corrigée afin de tenir compte des particularités de mise en place des eskers. En effet, il n'est pas rare de relever, dans le cœur d'un esker, des stratifications obliques inverses («*backset beddings*») dans les lits graveleux. Ces stratifications sont reliées à la migration d'une antidune, alors que les lits sont inclinés dans le sens opposé à l'écoulement des eaux (Banerjee et McDonald 1975: 136). De plus, sur les bordures d'un esker, les matériaux sont souvent effondrés, à la suite de la fonte du support de glace, ce qui peut expliquer l'inclinaison passablement élevée des couches qui y sont observées.

Malgré les complications liées à la mise en place des eskers, il est tout de même possible d'établir, avec une certaine certitude, le sens des paléocourants. Ainsi, les imbrications de galets sont souvent les structures de courant les plus fiables qui apparaissent dans le noyau de l'esker, puisque les galets ont tendance à s'appuyer sur le côté amont du galet voisin, même lorsqu'ils sont relevés dans les stratifications obliques inverses ou dans les parties effondrées. Le sens d'écoulement déduit à partir des galets imbriqués est d'ailleurs confirmé par le sens d'inclinaison des rides migrantes, correspondant aux «*climbing ripples*» ou rides chevauchantes de Pettijohn et Potter (1964: 290) ou bien aux rides grimpances de Chamley (1987: 76). Ces stratifications apparaissent dans les sédiments glaciolacustres recouvrant en concordance la dorsale de l'esker. Par ailleurs, l'orientation des stratifications obliques de grande dimension et des rides mises en place dans le delta juxtaglaciaire ou dans l'épandage subaquatique accumulé à l'embouchure d'un esker ou d'un chenal sousglaciaire vient aussi confirmer les mesures faites à propos du sens des paléocourants.

Peu importe les critères utilisés, que ce soit l'identification de formes déposées à l'extrémité des formes glaciofluviales (Figure 5.17a: 189) ou l'orientation des stratifications internes (Figure 5.17b: 189), ils indiquent tous un écoulement des eaux de fonte vers le sud-est ou vers le sud. De plus, ce sens d'écoulement est sensiblement le même pour l'ensemble de la région (Figure 5.14: 185). Les résultats obtenus sont donc en accord avec ceux déduits par McDonald (1967a) et de Clément (1982). Toutefois, ils sont contraires à celui de Thornes (1964 et 1965) qui a conclu au dépôt de l'esker de Coaticook par des eaux s'écoulant vers le nord. Cette divergence peut s'expliquer par le fait que Thornes (1964: 64-68; 1965: 232, 236-237) a mesuré plusieurs paléocourants dans les bordures de segments d'esker (Thornes 1964: Figure 18) qui sont souvent affaissées. De plus, son interprétation est aussi basée sur

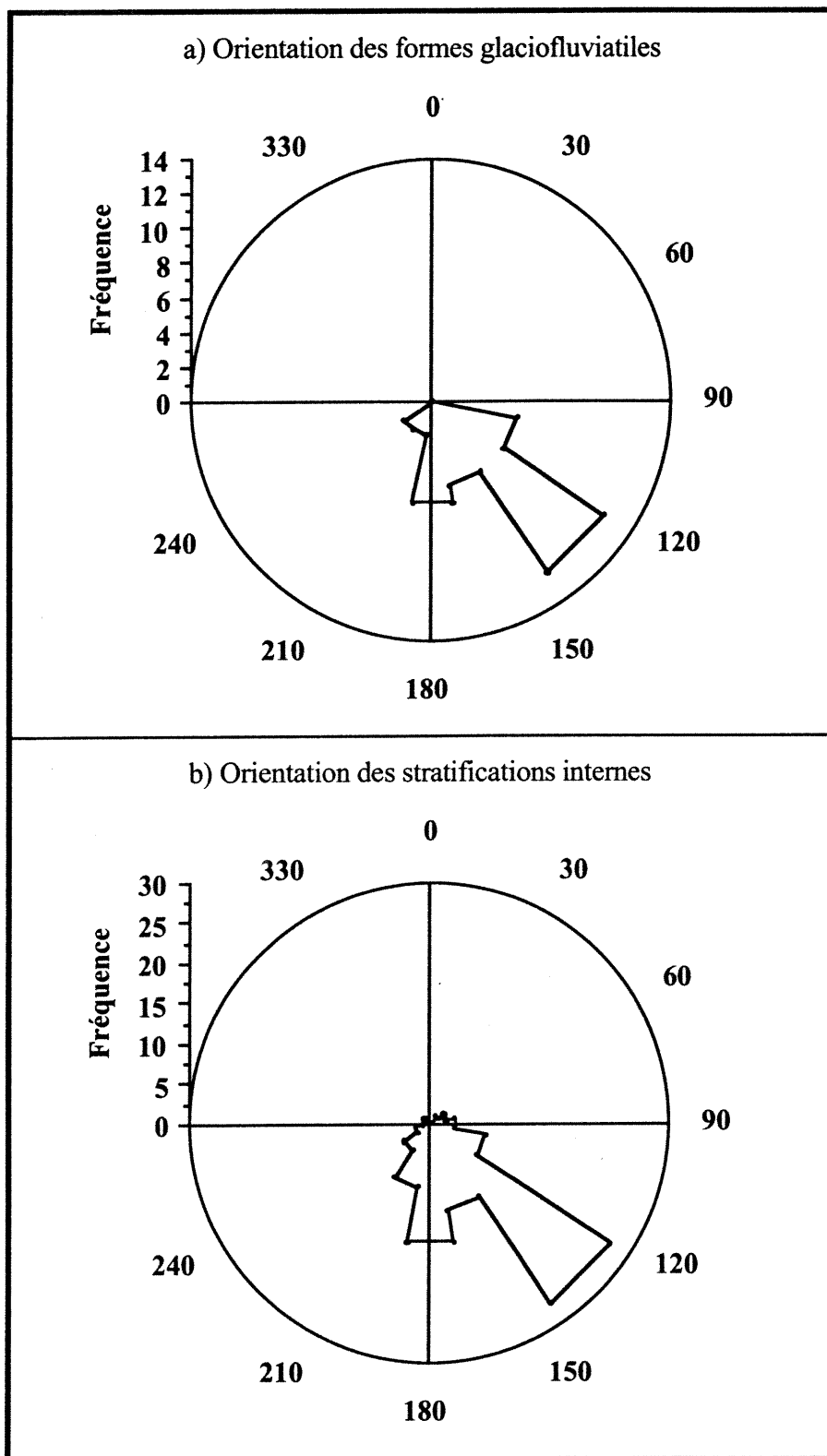


Figure 5.17: Orientation des paléocourants associés à la mise en place des formes glaciofluviales du Sud du Haut Saint-François.

l'identification, sur le côté nord-est de l'esker, de lobes en éventail contenant des «*delta-like structures and morphology*» (Thornes 1965: 232). Or, selon la reconstitution des paléolacs proglaciaires, ces formes sont des deltas fluviatiles issus de l'érosion d'une partie de l'esker et sont donc postérieurs à la mise en place de la crête glaciofluviatile. Par ailleurs, Thornes (1965: 229) a mesuré un écoulement des eaux de fonte vers le sud, dans le segment d'esker localisé tout juste au nord de la gorge de la rivière Coaticook, ce qui vient confirmé notre interprétation d'un paléocourant glaciofluviatile dirigé dans ce sens.

5.2.2. Configuration des formes bordières

De nombreuses formes bordières, particulièrement les chenaux et les deltas juxtaglaciaires, peuvent également servir à déterminer le sens du dernier retrait glaciaire. En effet, plusieurs de ces formes sont groupées en une série de plusieurs individus disposés côte-à-côte. Dans le cas des chenaux juxtaglaciaires, ce regroupement est d'autant plus remarquable que leur lit est quasi perpendiculaire à la pente. Or, l'apparition de telles séries n'a pu se faire que si une bordure glaciaire occupant le fond de la vallée n'avait permis l'incision d'un seul chenal à la fois, dans un ordre décroissant d'altitude, au fur et à mesure de son recul. Les chenaux juxtaglaciaires relevés près d'Island Brook (Figure 4.2: 115), d'Ives Hill (Figure 4.3: 116) et de Lawrence (Figure 4.4: 117) en sont de bons exemples. Le même principe permet aussi d'expliquer l'incision de plusieurs exutoires creusés en série sur un même versant, comme ceux cartographiés près de Tupperville (Figure 3.9: 59).

Lorsque qu'une telle séquence de chenaux ou d'exutoires juxtaglaciaires est relevée, le sens du retrait glaciaire est alors déterminé en mesurant l'azimut d'une droite perpendiculaire à la séquence, orienté en direction des terrains les moins élevés. De telles mesures sont prises aux extrémités de chaque série de chenaux, ainsi qu'à des points intermédiaires séparés par une distance d'environ un kilomètre, afin de tenir compte des variations dans l'orientation du trajet suivi par les chenaux. Les résultats obtenus indiquent que le dernier retrait glaciaire était essentiellement orienté vers le nord-ouest (Figure 5.18a: 191). C'est aussi le cas par les séries de chenaux juxtaglaciaires relevés près d'Island Brook (Figure 4.2: 115), d'Ives Hill (Figure 4.3: 116) ou de Lawrence (Figure 4.4: 117). C'est également dans le même sens que la bordure glaciaire a dû se retirer afin de permettre l'incision de la série d'exutoires juxtaglaciaires creusés près de Tupperville (Figure 3.9: 59). Un sens de retrait différent est quelquefois mesuré, comme au pied du mont Saint-Joseph (Figure 3.1b: 51) ou bien au nord de La Patrie (Figure 3.7: 57). Toutefois, de telles orientations ne sont relevées que très localement. Elles sont d'ailleurs expliquées par la configuration du relief, lorsque la bordure

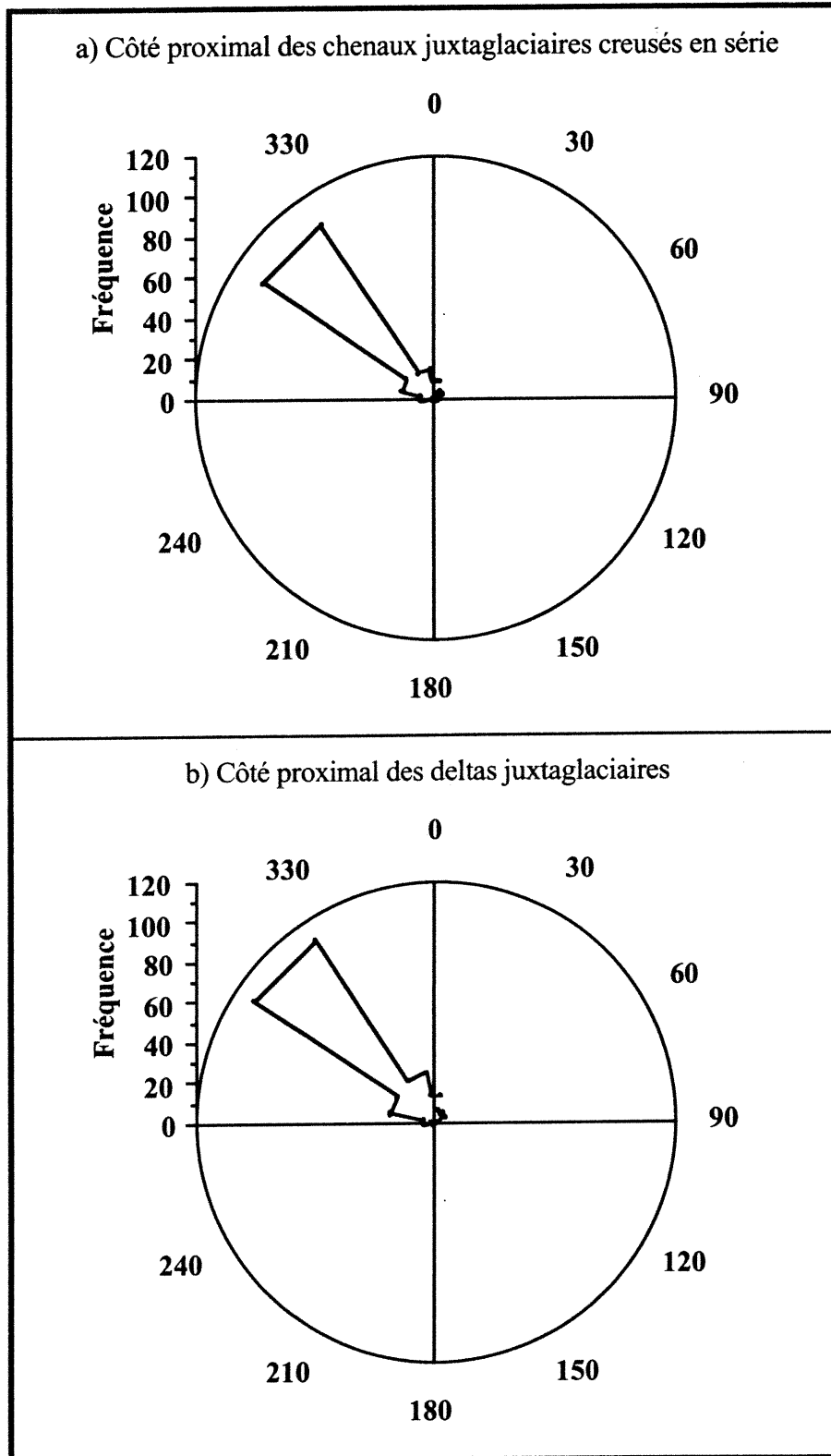


Figure 5.18: Orientation des formes juxtaglaciaires du Sud du Haut Saint-François.

glaciaire devait contourner un relief élevé, comme le massif du mont Mégantic, ou épouser le versant escarpé de vallées encaissées qui s'enfoncent dans les reliefs élevés, comme ceux relevés dans les montagnes Frontalières (Appendice 1).

Les deltas juxtaglaciaires accumulés en série sont aussi des indices valables pour déterminer le sens du retrait. Parmi les meilleurs exemples sont ceux cartographiés au pied du massif du mont Mégantic (Figure 3.1: 51) et à l'embouchure des chenaux juxtaglaciaires relevés près d'Island Brook (Figure 4.2: 115) et d'Ives Hill (Figure 4.3: 116). L'apparition de telles séries de deltas s'explique essentiellement par le recul graduel d'une bordure glaciaire qui a permis l'alimentation d'un seul delta à la fois, au fur et à mesure de l'incision d'un nouvel émissaire le long de la bordure glaciaire. Toutefois, cet indice n'a pas été utilisé dans cette thèse, puisque les résultats obtenus sont redondants avec ceux basés sur des séries de chenaux et d'exutoires juxtaglaciaires. En effet, dans la plupart des cas, l'orientation des deltas juxtaglaciaires est sensiblement la même que celle des émissaires aboutissant à leur apex. Par contre, l'orientation du côté proximal des deltas juxtaglaciaires est utilisée comme indice du sens de retrait. Cet indice est assez facile à mesurer, puisqu'il correspond au talus plutôt escarpé qui est très souvent perpendiculaire à la pente frontale des deltas. D'ailleurs, ce talus a déjà servi à déterminer l'emplacement de la glace, lors de la délimitation des positions bordières (section 4.1.2). Les mesures d'azimut sont réalisées uniquement sur des deltas dont le talus de contact glaciaire est bien visible sur les photographies aériennes ou sur les cartes topographiques. Les mesures reportées sur un stéréogramme (Figure 5.18b: 191) montrent que le sens de retrait déterminé à partir de l'orientation du côté proximal des deltas juxtaglaciaires concorde avec celui mesuré à partir de l'orientation des chenaux et des exutoires juxtaglaciaires creusés en série (Figure 5.18a: 191)

5.2.3. Structures glacitectoniques d'affaissement

Des structures glacitectoniques d'affaissement sont souvent observées dans des coupes qui ont été pratiquées dans des formes bordières, comme les deltas juxtaglaciaires, les terrasses juxtaglaciaires et les épandages subaquatiques. Ces structures de déformation qui affectent parfois plusieurs lits à la fois incluent des failles, aussi bien normales qu'inverses, et des plis à grande échelle. Les failles possèdent un pendage supérieur à 45° et sont généralement regroupées en série, y formant des gradins. Certaines failles délimitent des grabens qui sont constitués de blocs de sédiments affaissés, dont l'existence est possiblement reliée à la fonte d'un bloc de glace enfouie sous les sédiments. Toutefois, la plupart des failles normales ayant un fort pendage sont relevées tout près de la position jadis occupée par la bordure

glaciaire. Elles ont pour origine un effondrement des matériaux, fort probablement lors de la fonte du support de glace. Ces structures peuvent donc servir pour mesurer le sens de recul de la bordure glaciaire.

Les mesures pratiquées sur les structures d'affaissement sont sensiblement les mêmes que celles des structures glacitectoniques de poussée (section 5.1.5). Elles sont toutes effectuées dans des coupes assez larges et nettes, afin de pouvoir observer l'ensemble des structures. De ce fait, la presque totalité des coupes examinées est située dans des gravières en cours d'exploitation. De même, deux types de mesure sont effectués sur les failles normales à fort pendage: (1) le pendage de plan de faille et (2) l'azimut du regard de la faille. Ces mesures ont servi à calculer une moyenne statistique pour chaque site. Cette moyenne est par la suite classée en fonction des seize points cardinaux, puis reportée sur graphique à coordonnées polaires (Figure 5.19a: 194). Les résultats obtenus montrent que le retrait glaciaire s'est fait régionalement vers le nord-ouest et, plus localement, vers le nord (Figure 5.19b: 194). Ce sens est sensiblement le même que celui établi à partir de l'orientation du côté proximal des formes bordières (Figure 5.18b: 191), ce qui nous permet d'ailleurs de suggérer l'utilisation de ce dernier indice, lorsque les coupes bien nettes sont rares. Par contre, pour certains des sites observés, les structures d'affaissement indiquent un retrait glaciaire vers le nord-est. Ces sites sont d'ailleurs relevés dans des deltas juxtaglaciaires en série, dont l'orientation du côté proximal suggère un retrait dans le même sens. Par contre, les sites localisés autour de positions bordières circulaires délimitées sur le versant sud de certains interfluves (section 4.2) montrent des structures d'affaissement dirigé vers le fond des cuvettes circonscrites par ces positions bordières. L'orientation de ces structures est un indice de la fonte sur place de la glace, à ces endroits.

5.2.4. Reconstitution des lacs proglaciaires

La reconstitution des lacs proglaciaires du Sud du Haut Saint-François (chapitre 3) fournit également plusieurs indices qui peuvent nous permettre de déterminer le sens du retrait de la glace, lors de la déglaciation. En effet, l'existence des lacs proglaciaires reconstitués est liée à une bordure glaciaire qui a fait office de barrage, empêchant les eaux de fonte de s'écouler en suivant la pente naturelle du relief. De plus, comme il est montré dans la délimitation des positions bordières (section 4.1.3), l'emplacement de la bordure glaciaire est déterminant dans l'existence d'un niveau glaciolacustre donné, car, si le barrage glaciaire changeait de position, le niveau d'eau du lac aurait pu, soit monter à cause de la fermeture de l'exutoire, soit baisser à cause de l'ouverture d'un nouvel exutoire d'altitude moins élevée. Ainsi, tout

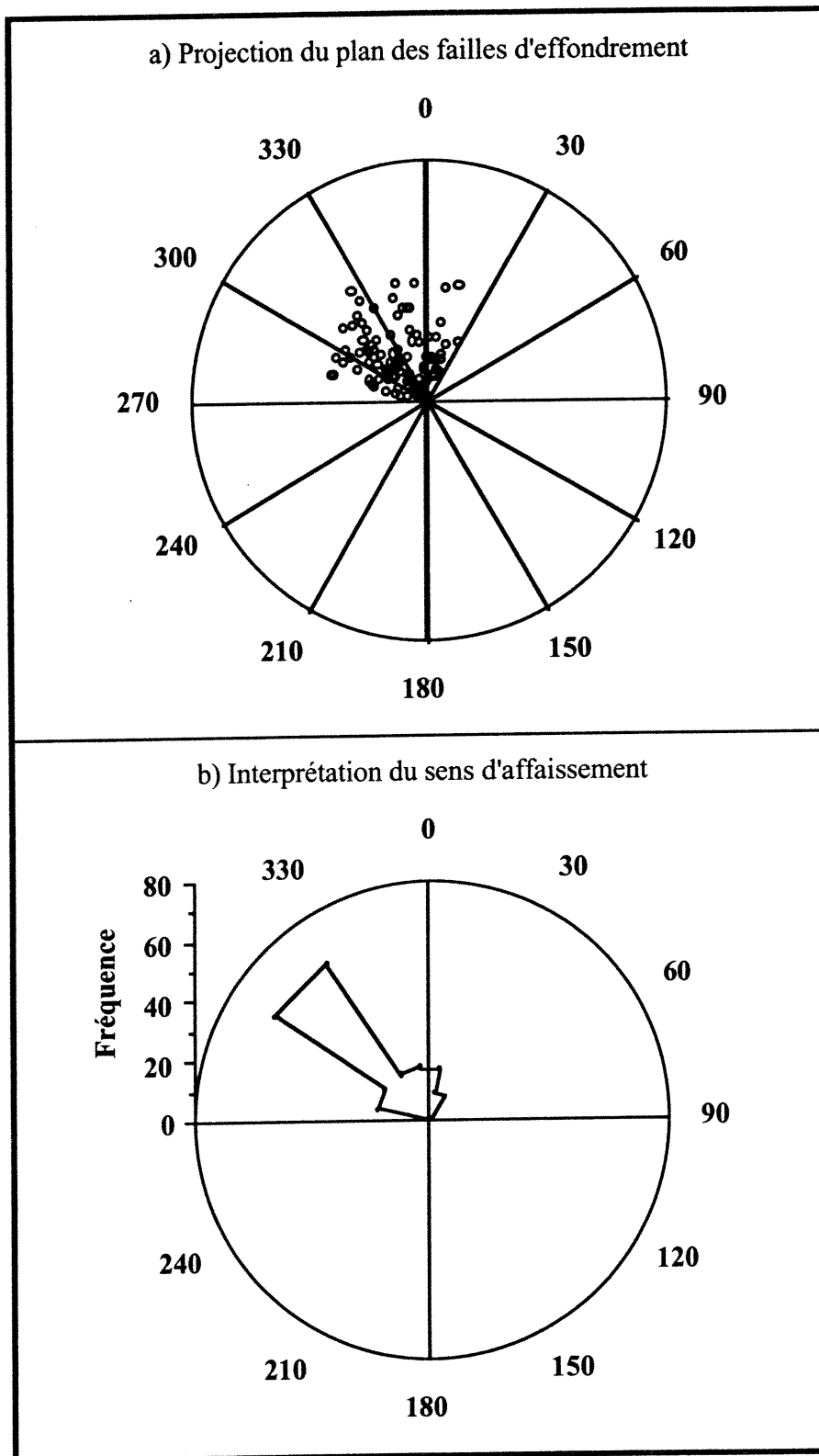


Figure 5.19: Orientation des structures glacitectoniques d'affaissement, mesurée dans les formes bordières du Sud du Haut Saint-François.

mouvement de la bordure glaciaire devrait se traduire par des changements affectant les lacs proglaciaires, soit à cause de l'extension ou du rétrécissement des plans d'eau, soit à cause de la montée ou de la baisse du niveau d'eau du lac.

Le changement d'altitude du paléorivage d'un lac proglaciaire est un critère pour déduire le sens du dernier retrait glaciaire. En effet, d'après Andrews (1974) et Teller (1987: 40-41), l'altitude du paléorivage d'un lac endigué par un glacier devrait augmenter en direction de la masse glaciaire. Suivant ce principe, le retrait glaciaire s'effectuerait dans le même sens que celui de l'augmentation d'altitude des formes littorales associées au même paléorivage. Bien que le taux d'inclinaison de la plupart des niveaux glaciolacustres reconstitués soit faible, voire négligeable, il est tout de même suffisamment perceptible pour établir une orientation du redressement de leur paléorivage. Par exemple, les isobases dressées pour le niveau de 290-300 m du Lac proglaciaire Coaticook (Figure 3.11: 68) et pour celui de 415-430 m du Lac proglaciaire au Saumon (Figure 3.16: 86) indiquent une hausse d'altitude du plan d'eau vers le nord-ouest, ce qui nous permet de déduire un retrait glaciaire dans le même sens.

En établissant la succession chronologique des niveaux glaciolacustres pour l'ensemble du Sud du Haut Saint-François, il est aussi possible d'établir le sens du retrait glaciaire. En effet, la reconstitution des lacs proglaciaires montre que ceux-ci ont surtout évolué à cause des baisses successives de leur niveau d'eau, tout au long de la déglaciation. Ces baisses de niveau se seraient d'ailleurs faites par étapes, lorsque la bordure glaciaire a progressivement libéré de nouveaux exutoires, à des altitudes de moins en moins élevées. Ce scénario permet d'ailleurs d'expliquer l'incision des séries d'exutoires perchés, comme celle de Tupperville (Figure 3.9: 59), et l'édification de rangées de deltas juxtaglaciaires, dont l'altitude décroît au fur et à mesure de l'utilisation d'un nouvel émissaire, comme ceux cartographiés au sud-est d'Island Brook (Figure 4.2: 115) ou près d'Ives Hill (Figure 4.3: 116). Ces exemples locaux de même que la succession des nombreux niveaux glaciolacustres reconstitués sur l'ensemble de la région suggèrent bien que la baisse d'altitude des paléolacs n'a pu se faire que par un recul de la bordure glaciaire vers le nord-ouest.

L'évolution du développement des paléolacs proglaciaires (section 3.2) peut aussi servir de critère pour déterminer le sens du dernier retrait glaciaire. En effet, la reconstitution des lacs proglaciaires qui se sont succédés dans un même bassin ou dans une même vallée nous a permis de dégager la séquence suivante: (1) l'apparition d'étangs proglaciaires barrés par un interfluve important, à la tête des vallées, (2) l'expansion des étendues d'eau vers l'aval des cours d'eau actuels, ce qui a permis la formation de laquets proglaciaires, (3) la fusion de plusieurs laquets en des lacs proglaciaires intermédiaires à l'embouchure des vallées et (4) la

submersion de la vallée moyenne de la rivière Saint-François et de l'aval de ses affluents par un seul et unique lac, le Lac proglaciaire Memphrémagog. Ainsi, une telle séquence dans le développement des paléolacs proglaciaires se traduit par une migration des plans d'eau vers le nord-ouest, c'est-à-dire dans le même sens que le recul du barrage glaciaire.

5.3. Discussion et conclusion sur les derniers mouvements glaciaires

Cette thèse montre que les derniers mouvements glaciaires enregistrés dans le Sud du Haut Saint-François sont caractérisés par un écoulement glaciaire régionalement orienté vers le sud-est et par un retrait glaciaire orienté dans le sens opposé, soit vers le nord-ouest. Nos mesures ont aussi mis en évidence des déflexions locales de l'écoulement tardiglaciaire qui sont orientées vers le sud-ouest, le sud et l'est. Ces déflexions semblent être causées par la canalisation de la glace dans certains fonds de vallées, lors de phases de récurrence, une hypothèse déjà suggérée par McDonald (1969: 11). Par contre, malgré un levé assez serré, très peu de sites montrent un écoulement glaciaire différent de ceux mesurés, contrairement aux interprétations faites dans plusieurs études antérieures (Tableau 5.1: 151). D'ailleurs, la cohérence des résultats provenant de plusieurs critères différents, ainsi que le nombre et la répartition spatiale des sites de mesure suggèrent qu'il est peu probable que la déglaciation de la région soit aussi accompagnée par un écoulement glaciaire tardif vers l'ouest, le nord-ouest, le nord ou le nord-est. De plus, ces derniers ne permettent pas non plus d'expliquer l'endiguement des eaux de fonte dans le fond des vallées de même que la baisse progressive de leur niveau, lors du recul d'une bordure glaciaire vers le nord-ouest (chapitre 3).

Avec les résultats assez nets issus de cette thèse, il est surprenant de constater que plusieurs auteurs aient pu établir des mouvements glaciaires tardifs de sens différents, voire opposés, pour la même région étudiée. Ces divergences d'interprétation peuvent être expliquées par différentes causes, notamment: (1) le nombre et le type d'indices utilisés, (2) la disparition des sites de mesure, (3) les critères de polarité utilisés pour attribuer un sens d'écoulement glaciaire, (4) les critères chronologiques employés pour identifier les derniers mouvements glaciaires et (5) l'extrapolation de résultats provenant d'autres régions.

L'une des causes de divergence dans l'identification du sens des mouvements tardiglaciaires peut être reliée à une différence dans le nombre et le type d'indices utilisés. En effet, dans bon nombre d'études, en particulier les plus anciennes, l'écoulement glaciaire est déterminé uniquement à partir de l'orientation des marques de façonnement glaciaire et de la répartition d'indicateurs lithologiques (Tableau 5.1: 151). L'utilisation des formes glaciaires profilées

et des trames de till a été moins grande, même si ces indices peuvent également être utilisés dans la région. Par contre, dans cette thèse, le sens du dernier écoulement glaciaire est établi à partir de tous ces indices, en plus d'un nouvel indice peu utilisé auparavant: l'orientation des structures glacitectoniques de poussée qui sont associées à la mise en place des tills de chevauchement, lors de récurrences. De plus, nos mesures du sens du dernier écoulement glaciaire sont confirmées par des mesures du sens du dernier retrait glaciaire. Ces dernières sont surtout basées sur le sens des paléocourants glaciofluviaux, sur la configuration des formes bordières en série, sur l'orientation des structures glacitectoniques d'affaissement et sur la reconstitution de l'évolution des lacs proglaciaires. Par ailleurs, le nombre de mesures effectuées dans cette thèse et la répartition spatiale des sites de mesure montrent bien que les mouvements tardiglaciaires établis ne sont pas reliés à de simples phénomènes locaux. Ce n'est malheureusement pas le cas pour les résultats de certains travaux, notamment ceux de Clément et Parent (1977) ainsi que de Parent (1978 et 1987), dont les interprétations d'un écoulement tardiglaciaire vers le sud-ouest pour toute la vallée du Haut Saint-François sont basées uniquement à partir d'un site associé à la récurrence d'East Angus. Il en est de même pour ceux de Thorne (1964 et 1965) qui a déterminé un écoulement tardiglaciaire vers le nord et le nord-est, uniquement à partir d'un seul site de striures glaciaires et de quatre sites de trames de till à deux dimensions.

Le manque d'indices de mouvements tardiglaciaires orientés différemment de ceux mesurés dans cette thèse pourrait être expliquée par la disparition des sites où de tels mouvements ont été relevés auparavant. Cette explication serait valable pour des sites où des marques de façonnement glaciaire avaient été inscrites à la surface d'affleurements de roches facilement altérables, comme le calcaire. En effet, de tels affleurements sont bien souvent exempts de traces de façonnement glaciaire. De plus, les marques glaciaires qui y sont parfois relevées sont souvent presque complètement effacées, et ce, après seulement une dizaine d'années d'exposition à l'air libre. Toutefois, cette explication n'est pas retenue dans cette thèse. En effet, malgré la vulnérabilité de certaines lithologies face à la météorisation postglaciaire, il est tout de même possible d'observer des marques glaciaires sur des affleurements voisins, constitués d'une roche plus résistante, comme les ardoises et les quartzites, ou d'une roche de même lithologie, mais dont la surface fut protégée jusqu'à tout récemment par un couvert de dépôt. De plus, même si les indicateurs composés d'une lithologie très peu résistante à l'altération sont disparus, il reste tout de même d'autres indicateurs composés de roches plus résistantes, telles que le granite et la syénite, pour avoir enregistré le sens d'écoulement glaciaire. De toute manière, sur le grand nombre de sites visités, situés autant dans le fond des vallées que sur les interfluviaux, des écoulements tardiglaciaires autres que ceux identifiés dans cette thèse auraient dû être mesurés, peu importe si des sites sont disparus depuis.

Les critères de polarité utilisés pour établir un sens d'écoulement apparaît être l'une des plus importantes causes expliquant les divergences de mesure du sens des derniers mouvements glaciaires. Par exemple, la plupart des études préconisant un écoulement tardiglaciaire vers l'ouest, le nord-ouest, le nord ou le nord-est se sont basées sur la dispersion d'erratiques en direction de ces points cardinaux. D'ailleurs, cet indice a souvent servi de critère de polarité pour attribuer un sens d'écoulement à d'autres indices qui n'en possèdent pas, notamment les striures glaciaires (Duquette 1960a: 8; 1960b: 7) ou les trames de till à deux dimensions (Thornes 1964: 40-48). Or, comme il a été vu à la section 5.1.3, une mauvaise localisation de la source des indicateurs lithologiques employés ou le comptage d'éléments transportés après la déglaciation, que ce soit par des courants de dérive des lacs proglaciaires ou par des courants fluviaux postglaciaires, peut être la cause d'une interprétation erronée du sens de l'écoulement tardiglaciaire. De plus, tout comme l'ont souligné Lortie et Martineau (1987: 4), ce seul critère est fort inadéquat pour une région affectée par plusieurs glaciations, c'est le cas pour les Appalaches du Sud du Québec (chapitre 1).

Dans cette thèse, le sens des derniers mouvements glaciaires est établi à partir de critères de polarité plus probants. Cette plus grande fiabilité est d'abord montrée par la constance entre les mesures faites à partir d'indices parfois fort différents. Parmi les critères les plus fiables sont inclus l'orientation de microformes, comme les nervures et les broutures glaciaires, de même que l'orientation de formes plus grandes, comme les roches dissymétriques et les méganervures glaciaires, dont le profil particulier résulte d'un façonnement glaciaire. C'est d'ailleurs à partir de l'orientation des marques glaciaires inscrites sur leur surface qu'il est possible de préciser le sens d'écoulement de la glace sur des roches dissymétriques qui possèdent des profils inverses (section 5.1.2). L'utilisation de critères de polarité probants a aussi permis d'établir un sens d'écoulement sur plusieurs sites où McDonald (1967a: Figure 6), Gadd *et al.* (1972b), Lortie (1976: Carte 1) et Lortie et Martineau (1985) n'ont identifié qu'une direction d'écoulement. En plus des indices d'érosion par la glace, différents indices de transport glaciaire sont également utilisés pour déterminer le sens d'écoulement, dont la répartition d'indicateurs lithologiques ponctuels (section 5.1.3), les trames mesurées dans des tills de chevauchement (section 5.1.4) et l'orientation des structures de chevauchement glaciaire qui sont relevées dans des glacitectorites (section 5.1.5). Par ailleurs, les derniers mouvements glaciaires sont aussi déterminés à partir d'indices établissant le sens du retrait glaciaire (section 5.2), ce qui permet de valider les mesures tirées des indices d'écoulement.

Les divergences d'interprétation faites à propos du sens des derniers mouvements glaciaires peuvent également être expliquées par l'utilisation accidentelle d'indicateurs de mouvements glaciaires anciens. Lortie (1976), Lortie et Martineau (1987), Maurice (1990: 275-276) et

Shilts (1993) ont déjà reconstitué plusieurs phases distinctes d'écoulement glaciaire dans les Appalaches du Sud du Québec, au cours du Quaternaire, essentiellement à partir de marques de façonnement glaciaire et d'indicateurs lithologiques. Or, il est possible que ces indices ne soient pas les plus fiables pour déterminer le sens des derniers mouvements glaciaires dans une région ayant enregistré des écoulements glaciaires polyphasés, même avec l'utilisation de critères chronologiques. Cette idée est supportée par les observations faites dans les Bois-Francs et dans la région de l'Amiante, où Lamarche (1971 et 1974), Lortie (1975 et 1976) de même que Lortie et Martineau (1987) y ont établi des écoulements tardiglaciaires orientés vers le nord, puis vers l'ouest, essentiellement à partir de l'ordre de recoupement et de l'état de préservation des marques glaciaires. Or, Gadd (1976 et 1978), Parent (1987), Bouchard *et al.* (1987) et Turcotte *et al.* (1989a) ont relevé des formes mises en place à la bordure d'un glacier s'écoulant vers le sud-est et posées directement sur des affleurements rocheux où l'écoulement glaciaire le plus récent, enregistré par des nervures glaciaires, est orienté vers le nord ou l'ouest. De tels cas suggèrent que les indices d'écoulement glaciaire, comme les nervures glaciaires et les indicateurs lithologiques, ne sont pas toujours fiables pour reconstituer les derniers mouvements glaciaires. C'est pourquoi les interprétations de cette thèse sont également basées sur des indices de retrait, dont l'âge tardiglaciaire est plus facilement démontrable. De plus, ces indices montrent bien que le dernier retrait glaciaire s'est fait vers le nord-ouest, soit dans le même sens que la pente, ce qui vient corroborer notre interprétation d'un écoulement tardiglaciaire régionalement dirigé vers le sud-est. Bien plus, l'utilisation combinée d'indices de retrait avec des indices d'écoulement a aussi permis d'attribuer les rares indicateurs d'un écoulement glaciaire vers le nord, le nord-ouest ou le sud-ouest à des mouvements glaciaires plus anciens que la déglaciation.

Finalement, la divergence entre nos résultats et ceux d'études antérieures peut aussi être liée à une extrapolation hasardeuse des résultats obtenus pour une région donnée. Par exemple, les écoulements tardiglaciaires vers le nord et l'ouest ont été observés essentiellement dans les régions des Bois-Francs et de l'Amiante par Lamarche (1971 et 1974) et Lortie (1975 et 1976). Or, les interprétations qui en sont tirées ont été extrapolées à tous les Appalaches du Sud du Québec, notamment par Lortie (1976: 173) ainsi que par Lortie et Martineau (1987: 19). C'est d'ailleurs à cause de cette généralisation erronée que d'autres études, dont celles de Blais (1989) et de Rappol (1989), ont repris ces interprétations dans leur reconstitution du dernier retrait glaciaire dans les Appalaches du Sud du Québec, sans toutefois les vérifier sur le terrain. C'est pourquoi nos résultats ne sont appliqués que pour le Sud du Haut Saint-François, alors que leur extrapolation à d'autres régions, même celles qui sont voisines, ne peut se faire que si le type d'étude décrit dans cette thèse y est réalisé.

6. MODÈLE DE DÉGLACIATION DU SUD DU HAUT SAINT-FRANÇOIS

Cette thèse s'est attardée à l'étude des trois principaux éléments de la déglaciation du Sud du Haut Saint-François, soit les lacs proglaciaires (chapitre 3), les positions bordières (chapitre 4) et les derniers mouvements glaciaires (chapitre 5). Ces éléments vont maintenant être intégrés ensemble afin d'élaborer un modèle de déglaciation. Celui-ci sera défini d'abord à partir de la reconstitution des principales étapes du retrait de la glace à l'intérieur de la région d'étude (section 6.1). Par la suite, il sera plus facile de statuer sur les types de glacier qui se sont retirés de la région, sur la dynamique de la glace ainsi que sur le parcours des eaux de fonte (section 6.2). Ces trois caractéristiques seront ensuite comparées avec celles des trois modèles de retrait déjà proposés pour la région d'étude (section 6.3).

6.1. Principales étapes de la déglaciation

Bien que des étapes du déroulement du dernier retrait glaciaire de la région étudiée aient déjà été proposées dans des études antérieures, leur description demeure toutefois limitée. Ainsi, dans des études comme celles de McDonald (1967a), de Shilts (1969 et 1981), de Parent (1987) et de Dubois et Parent (1989), les étapes de déglaciation se bornent essentiellement à la description des principales positions bordières et de leur signification paléogéographique. Toutefois, les divers tracés proposés sont hypothétiques (chapitre 4), étant donné l'absence de critères chronologiques permettant de valider les corrélations effectuées entre différents segments bordiers qui sont parfois séparés par une grande distance. Dans d'autres études, les étapes de déglaciation sont basées uniquement sur la description des principaux niveaux glaciolacustres qui ont été reconstitués dans des sous-bassins hydrographiques, dont ceux des lacs Memphrémagog et Massawippi (Boissonnault et Gwyn 1980 et 1983; Boissonnault *et al.* 1981; Boissonnault 1983), des rivières Coaticook et Moe (Thornes 1964 et 1965; A. Larocque *et al.* 1985a et 1985b; Morissette *et al.* 1986; Morissette 1988; Morissette et Dubois 1991; Dubois et Morissette 1994), de la rivière au Saumon (A. Larocque et Gwyn 1981; G. Larocque et Gwyn 1981; A. Larocque *et al.* 1982 et 1983; A. Larocque 1983; G. Larocque 1983; G. Larocque *et al.* 1983) de même que du lac Aylmer (G. Larocque et A. Larocque 1982 et 1983).

Dans cette thèse, les principales étapes de la déglaciation sont décrites en tenant compte des principaux éléments liés à la déglaciation, à savoir, les principales positions occupées par la bordure glaciaire lors de son retrait, les mécanismes responsables de la mise en place des formes bordières associées, l'identification des niveaux glaciolacustres contemporains ainsi que le trajet effectué par les eaux de fonte, lors de leur évacuation. Une telle reconstitution a

déjà été proposée par Parent *et al.* (1985) et Dubois *et al.* (1985), mais à l'échelle de tout le Sud du Québec et pour une période de temps beaucoup plus longue. Toutefois, ces études ne sont pas assez précises pour décrire la déglaciation du Sud du Haut Saint-François.

6.1.1. Dégagement des sommets frontaliers

D'après notre reconstitution, la déglaciation du Sud du Haut Saint-François débuta à la tête du sous-bassin de la rivière au Saumon par l'émergence au-dessus de la glace des sommets les plus élevés, situés le long de la frontière qui sépare le Québec du New Hampshire et du Maine. À ce moment, le sommet de la montagne de Marbre (Figure 6.1: 202) serait apparu comme un nunatak. Puis, au fur et à mesure de la déglaciation, plusieurs sommets juchés le long de la ligne principale de partage des eaux, notamment les monts Ben Durban et Salmon (Figure 6.1: 202), émergèrent aussi au-dessus de la glace. Ces sommets ne furent toutefois pas les premiers à être déglacés, puisqu'ils le furent après celui du mont Gosford, le plus haut du Sud du Québec, qui est situé à la source de la rivière Chaudière, juste à l'est de la région étudiée (A. Larocque *et al.* 1983: 96).

Lors de la déglaciation des montagnes Frontalières, de petits étangs proglaciaires ont pu être formés autour des nunataks (section 3.2.1). De tels étangs éphémères ont été reconstitués à des altitudes assez élevées, comme au col de l'étang Mountain (Site 1 de la figure 6.1: 202). Leur existence est suggérée par de petits amas de dépôts grossiers et mal triés, relevés sur des paléoplages très peu développées, et surtout par des exutoires incisés au fond des cols transfrontaliers, comme celui situé au nord-ouest de l'étang Mountain ou bien celui à la tête de la rivière au Saumon (Site 2 de la figure 6.1: 202). Cependant, ces plans d'eau sont plus difficiles à identifier que les autres lacs proglaciaires de la région, parce que les processus glaciolacustres n'ont pas été assez actifs pour y laisser un modelé aussi développé et aussi facilement identifiable qu'ailleurs. Malgré cette limitation, ils ont pu être reconstitués grâce à l'exutoire encaissé dans le fond d'un col et à un ou quelques deltas juxtaglaciaires qui ont été mis en place le long de leur paléorivage.

L'émergence de la ligne de crêtes délimitant la frontière internationale fut aussi accompagnée par l'individualisation de plusieurs petites masses glaciaires qui ont persisté dans le fond de cuvettes localisées sur le versant adret, comme l'ont déjà décrit A. Larocque *et al.* (1985a). L'emplacement de ces culots est marqué par des formes juxtaglaciaires qui nous ont permis de délimiter plusieurs positions bordières circulaires, un peu au sud de la ligne d'interfluve (Figure 4.17: 138). Dans la vallée de la rivière Dead, A. Larocque *et al.* (1983: 98-99) ont

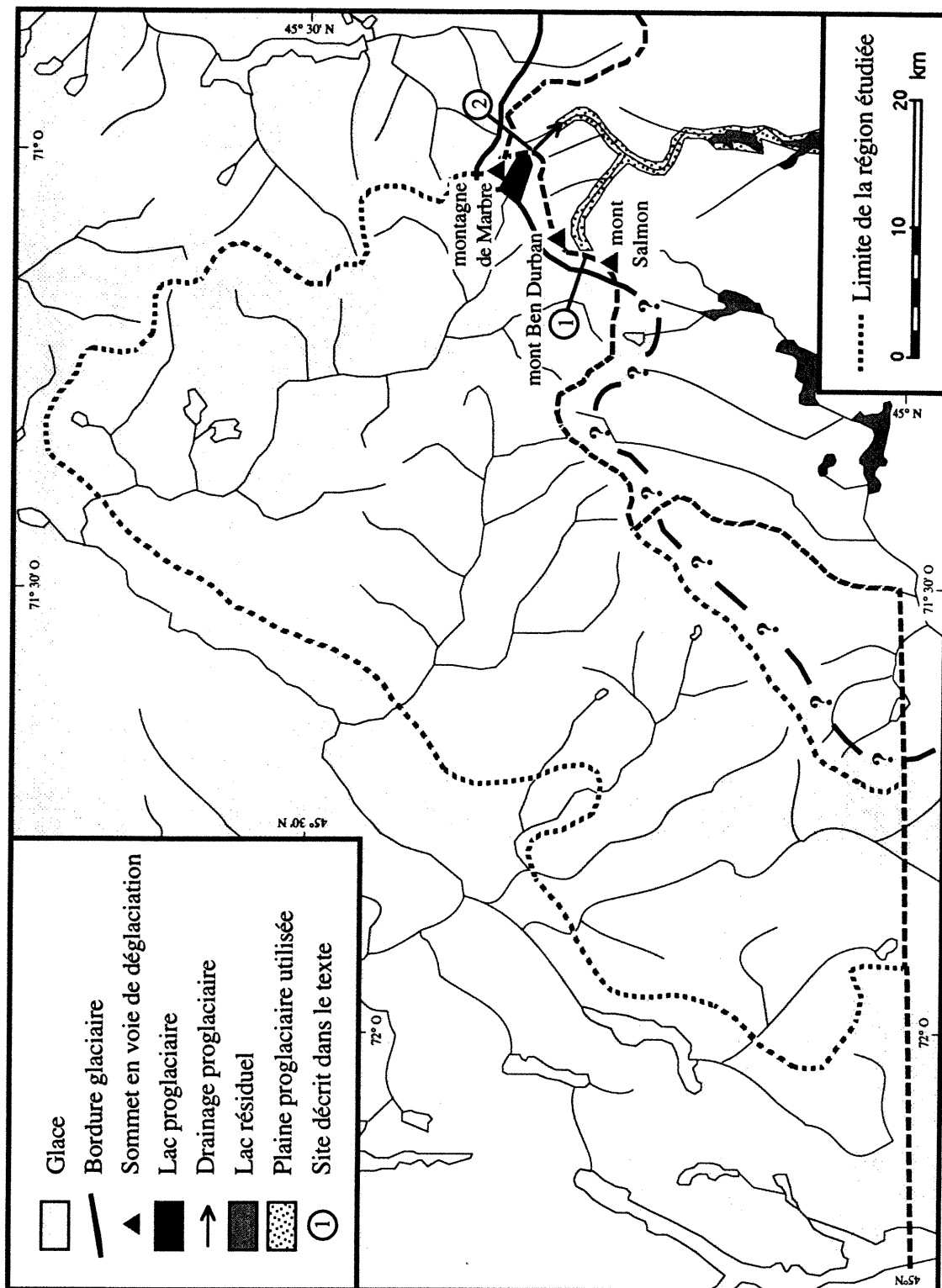


Figure 6.1: État de la déglaciation du Sud du Haut Saint-François, lors de la position bordière de la Frontière.

décrit cinq principales étapes durant lesquelles de telles masses glaciaires circonscrites dans le fond de vallée se sont détachées de la masse glaciaire principale. Un autre culot de glace résiduelle a aussi occupé la cuvette du lac Third Connecticut, tout juste au sud de la frontière entre le Québec et le New Hampshire (Figure 4.19: 140). Néanmoins, ces différents culots n'auraient pas persisté très longtemps, car ils n'ont que temporairement obligé les eaux qui proviennent du drainage des étangs proglaciaires barrés tout juste au nord de la frontière à s'écouler sur les versants plutôt que dans le talweg.

Après la déglaciation de la ligne de faite des montagnes Frontalières, la bordure glaciaire recula jusqu'à atteindre la position bordière de la Frontière (Figure 6.1: 202). Cette dernière est associée à la mise en place, dans le bassin de la rivière Chaudière, de formes bordières nommées «*Frontier Moraine*» par Shilts (1969: 76; 1981: 48), parce qu'elles chevauchent la frontière entre le Québec et le Maine. D'après Gadd *et al.* (1972c: 3), cette moraine serait la plus ancienne du Sud du Québec. Dans notre étude (Figure 6.1: 202), le tracé de la position bordière de la Frontière est plus au sud que celui proposé par Shilts (1969: Fig. 17; 1981: Fig. 50), parce qu'il est basé sur la reconstitution de plusieurs lacs proglaciaires autrefois endigués dans le sous-bassin de la rivière au Saumon, au lieu de paléolacs relativement plus jeunes qui sont situés plus au nord.

Dans le Sud du Haut Saint-François, la position bordière de la Frontière est délimitée grâce à plusieurs deltas juxtaglaciaires édifiés au pied de la montagne de Marbre. Ces deltas furent mis en place par des eaux provenant du drainage d'une série d'étangs proglaciaires barrés plus au nord, à la tête du sous-bassin de la rivière Clinton, un des affluents de la rivière Chaudière. De plus, la position de la bordure glaciaire est aussi marquée par des chenaux juxtaglaciaires, dont les mieux développés sont incisés sur le versant nord-ouest du mont Ben Durban (Figure 6.1: 202). Plus au sud-ouest, la bordure glaciaire semble avoir traversé la frontière Québec - Nouvelle-Angleterre, un peu à l'ouest du sommet du mont Salmon.

Durant l'émergence des montagnes Frontalières, la position de la bordure glaciaire et la configuration du relief de la région ont favorisé la retenue, au contact de la glace et du flanc nord-ouest des montagnes, de plusieurs petits plans d'eau proglaciaire faisant partie des «*étangs Frontaliers*» (Figure 3.13: 76). Les surplus d'eau issus du drainage de ces étangs ont été, dès le début du retrait, évacués vers le sud-est, empruntant les systèmes de plaines proglaciaires situés dans le fond de la plupart des vallées du Nord de la Nouvelle-Angleterre (Figure 6.2: 204). À cet endroit, il n'y avait donc plus eu de masse glaciaire importante qui aurait entravé l'écoulement des eaux de fonte vers le sud-est, à partir de la région étudiée, au contraire de ce qu'ont supposé Borns et Calkin (1977), puis Borns (1985). En effet, bien

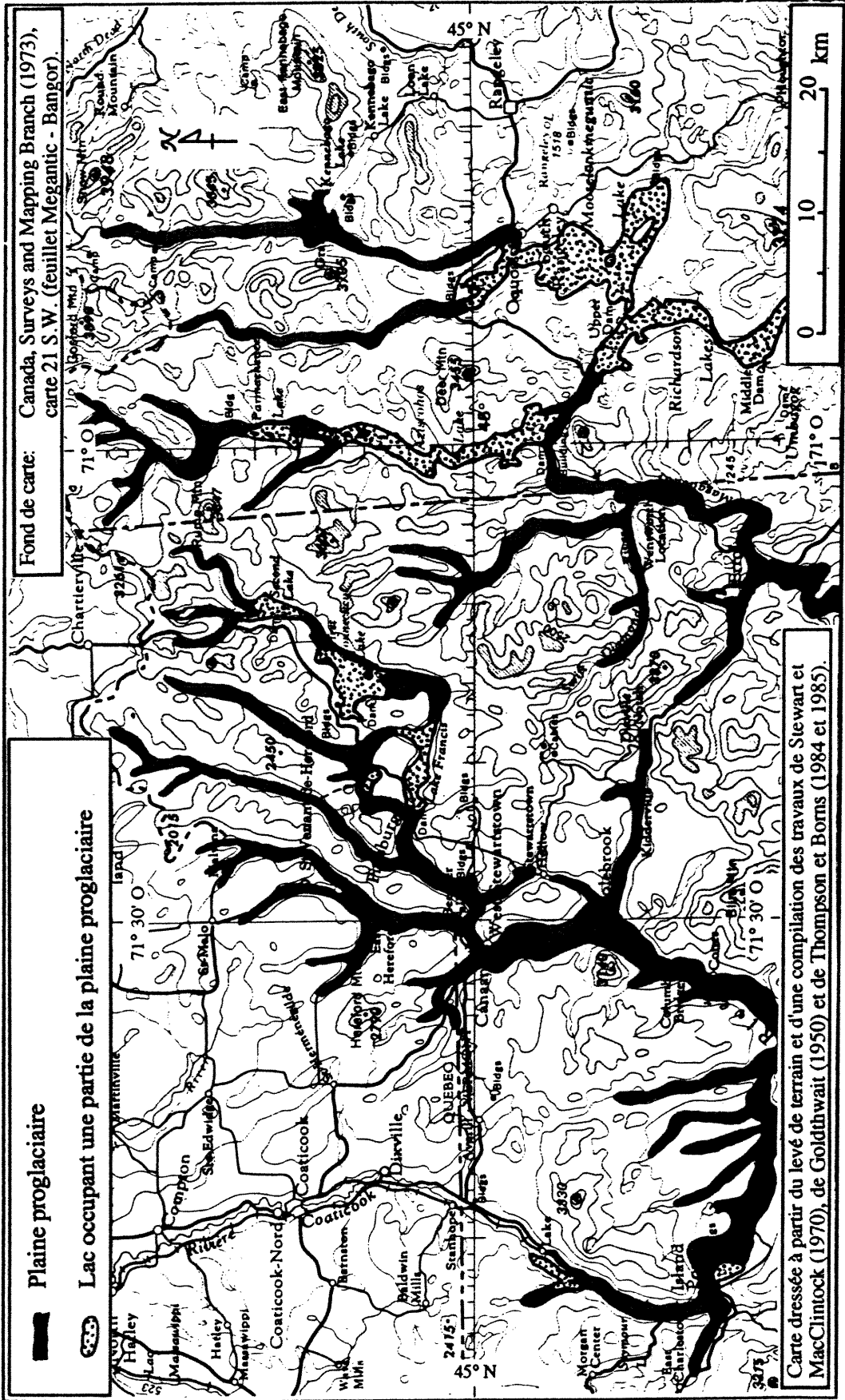


Figure 6.2: Réseau hiérarchisé de plaines proglaciaires du Nord de la Nouvelle-Angleterre.

que de petites masses glaciaires résiduelles aient tout de même pu avoir persisté un certain temps, comme celle qui occupa autrefois la cuvette du lac Third Connecticut (Figure 4.19: 140), ces culots n'ont pratiquement pas empêché le drainage des eaux de fonte vers le sud.

La position bordière de la Frontière est la première grande étape de la déglaciation du Sud du Québec. Pour Shilts (1969: 78; 1981: 48), elle correspond à la limite séparant le retrait d'une glace active dans le Québec et celui d'une glace stagnante qui aurait été isolée dans le Nord de la Nouvelle-Angleterre. Toutefois, notre reconstitution suppose qu'aucune masse glaciaire importante n'a persisté au sud de la frontière, durant cette étape du retrait. Par contre, dans la région étudiée, la netteté des formes mises en place, notamment des chenaux juxtaglaciaires, permet de suggérer que cette position bordière serait associée au début de l'organisation du drainage des eaux proglaciaires, sous forme d'un ensemble de lacs, plutôt qu'à une pause lors du retrait de la glace. C'est également à cette époque qu'a pu débuter l'établissement de systèmes de drainage qui étaient contrôlés par les cols les moins élevés, situés à la tête des différents sous-bassins.

6.1.2. Lobation de la bordure glaciaire autour du mont Mégantic

La deuxième étape importante du dernier retrait glaciaire du Sud du Haut Saint-François fut marquée par la lobation de la bordure glaciaire autour du massif du mont Mégantic (Figure 6.3: 206). Cet événement fut amorcé par l'émergence des plus hautes cimes de ce massif montagneux au-dessus de la glace. C'est probablement aussi à partir de cet épisode que des processus périglaciaires ont mis en place des grèzes litées et des chaos de blocs qui ont été relevés sur les versants de ce massif par Clément et Pelletier (1980) et Clément (1982).

La déglaciation du mont Mégantic a également été caractérisée par l'apparition d'un lac de nunatak barré à l'intérieur de ce massif (section 3.2.1). Cette étendue d'eau éphémère est suggérée par l'existence de varves qui ont parfois été écrasées par des cailloux délestés (Site LP-357, Appendice 2). Ces varves sont observées dans la vallée du ruisseau Delage (Site 1, Figure 6.3: 206), à une altitude supérieure à 700 m, soit à environ 150 m au-dessus du plateau environnant. Ce lac de nunatak s'est ensuite transformé en un lac interlobaire, au moment où la bordure glaciaire s'est déchirée au sud-est du massif, créant ainsi deux lobes (A. Larocque *et al.* 1983: 99-100). Cet épisode s'est probablement réalisé lors de la position bordière de Stanhope - Notre-Dame-des-Bois (Figure 4.16: 150). Par la suite, la glace a peu à peu libéré le massif du mont Mégantic et les eaux interlobaires sont allées grossir celles du Lac proglaciaire au Saumon.

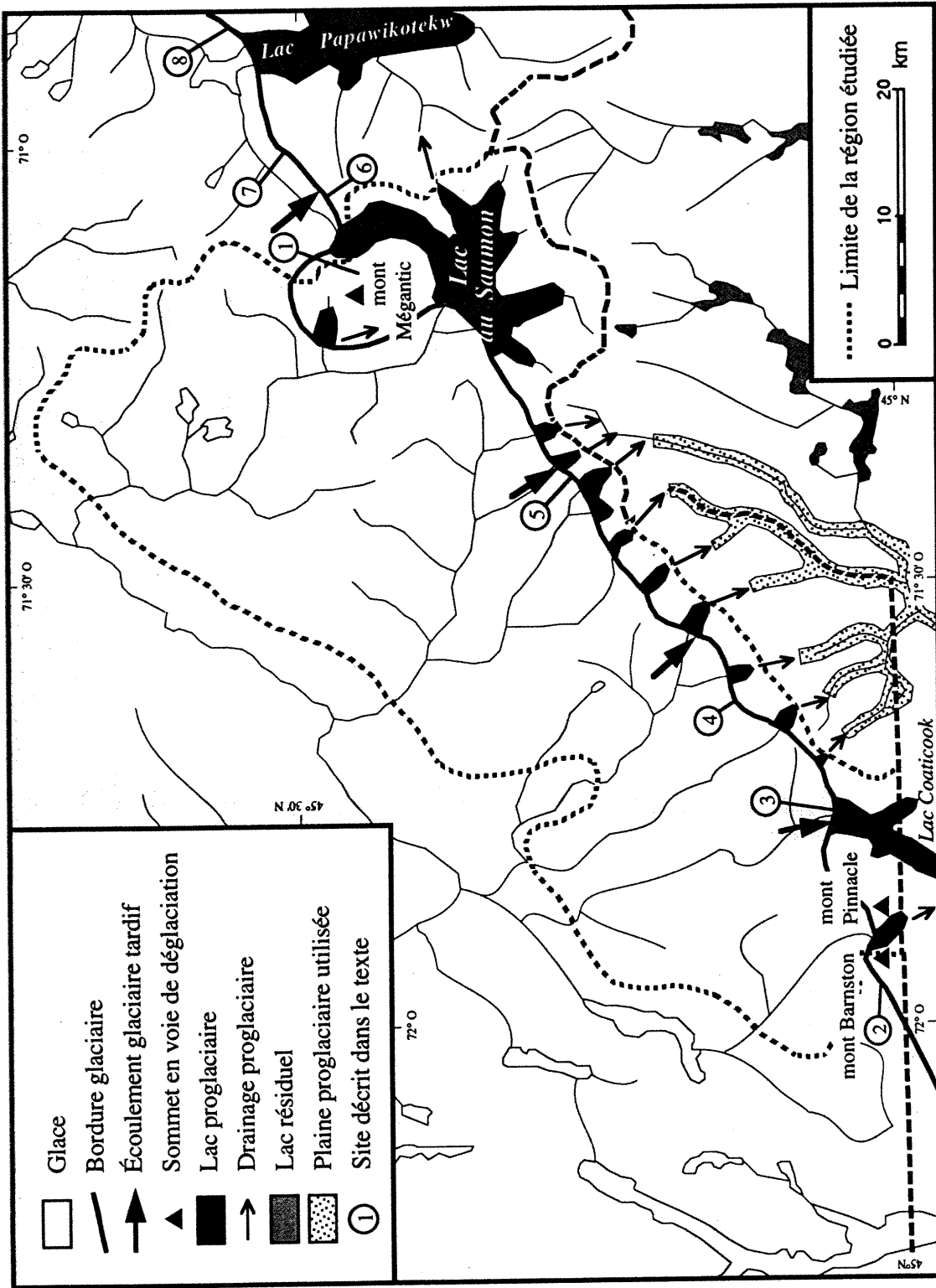


Figure 6.3: État de la déglaciation du Sud du Haut Saint-François, lors de la position bordière de Dixville - Ditchfield.

La position bordière de Dixville - Ditchfield est apparue peu de temps après que la bordure glaciaire se soit échançrée autour du massif du mont Mégantic (Figure 6.3: 206). Ce nom lui est donné parce que les formes bordières qui la composent sont les mieux développées à Dixville et à Ditchfield. D'ailleurs, c'est en reliant ces deux segments bordiers éloignés que McDonald (1969), Shilts (1969 et 1981), A. Larocque *et al.* (1983), Parent (1987), Parent et Occhietti (1988) de même que Dubois et Parent (1989) ont déjà proposé différents tracés pour cette position bordière. Néanmoins, le tracé que nous proposons est le premier qui soit basé sur une reconstitution de l'ensemble des lacs proglaciaires de la région. Cette méthode de corrélation permet d'ailleurs de délimiter un tracé plus rectiligne et moins lobé que ceux dressés antérieurement.

La position bordière de Dixville - Ditchfield relie plusieurs formes juxtaglaciaires assez bien développées qui sont relevées dans la région. Par exemple, au nord-ouest du mont Barnston (Site 2, Figure 6.3: 206), l'emplacement de la bordure est basé sur des séries de chenaux juxtaglaciaires qui sont profondément incisés au pied d'un versant. Par exemple, à Dixville (Site 4, Figure 6.3: 206), au moins une vingtaine de chenaux juxtaglaciaires sillonnent le dessus du plateau qui surplombe le versant oriental de la vallée de la rivière Coaticook (Morissette 1988; Morissette et Dubois 1991). Ces chenaux se terminent à autant de deltas juxtaglaciaires mis en place dans le Lac proglaciaire Coaticook. D'autres deltas perchés, datant eux aussi de cet épisode, sont relevés à l'ouest de Saint-Malo (Site 5, Figure 6.3: 206), au sud de Saint-Mathias-de-Bonneterre (Site 6, Figure 6.3: 206) de même qu'à l'est de Val-Racine (Site 7, Figure 6.3: 206).

La position bordière de Dixville - Ditchfield correspond probablement à la limite atteinte par une récurrence de la bordure glaciaire qui aurait affecté tout le Sud du Haut Saint-François. Cette interprétation repose d'abord sur l'observation de plusieurs coupes situées le long de cette position bordière, montrant qu'un glacier a chevauché des dépôts tardiglaciaires et mis en place des tills de chevauchement. Par exemple, au sud de Saint-Mathias-de-Bonneterre (Site 6, Figure 6.3: 206), la glace a progressé au-dessus des varves, les déformant et les recouvrant de till (Site LP-424, Appendice 2), avant d'abandonner des deltas juxtaglaciaires étagés sur le versant. Dans la vallée de la rivière Coaticook au sud-ouest de Dixville (Site 3, Figure 6.3: 206), la progression de la bordure glaciaire s'est faite au détriment de sédiments glaciolacustres sableux d'eau profonde, ce qui a permis le dépôt d'une fine couche de till de chevauchement sableux, d'une épaisseur inférieure à 3 m (Site CO-114, Appendice 2). Cette récurrence est aussi suggérée par du till de chevauchement inséré entre des sédiments glaciolacustres ainsi que par des failles de chevauchement perturbant des sédiments d'eau de fonte, tous deux observés dans les deltas juxtaglaciaires situés au sud de Saint-Mathias-de-

Bonneterre (Site 6, Figure 6.3: 206) et au sud de Val-Racine (Site 7, Figure 6.3: 206). De plus, cette récurrence est aussi responsable de la mise en place de chenaux d'eau de fonte de plus grand calibre que ceux relevés de part et d'autre de cette position bordière, comme c'est le cas pour les chenaux juxtaglaciaires au pied du mont Barnston (Site 2, Figure 6.3: 206). Malgré les nombreux indices relevés le long de la position bordière de Dixville - Ditchfield, la progression de la glace ne se serait faite que sur une faible distance, puisque les tills de chevauchement ne couvrent que de faibles superficies dans le fond des vallées affectées.

Au cours de cette étape du retrait, plusieurs petits étangs proglaciaires se sont développés à la tête des vallées, à partir de la ligne d'interfluve qui délimite le bassin de la rivière Saint-François (Figure 6.3: 206). Leur drainage était alors contrôlé par les cols les plus bas situés sur la ligne de partage des eaux. Au fur et à mesure que la bordure glaciaire a reculé dans le sens de la pente topographique, ces plans d'eau se sont graduellement allongés avant de devenir des laquets proglaciaires (section 3.2.2), comme dans le cas du Lac proglaciaire Coaticook (Figure 6.3: 206). Dans la partie orientale de la région, la fusion de plusieurs de ces étangs proglaciaires a permis la création de plans d'eau plus importants, comme le Lac proglaciaire au Saumon. Le surplus d'eau de fonte des lacs proglaciaires a alors été drainé vers des plaines proglaciaires occupant le fond de plusieurs vallées du Nord de la Nouvelle-Angleterre (Figure 6.2: 204), notamment le réseau du fleuve Connecticut.

6.1.3. Déglaciation du Haut-plateau appalachien

Après la position bordière de Dixville - Ditchfield, la bordure glaciaire a reculé sensiblement vers le nord-ouest. Ce recul a quelquefois été interrompu par des récurrences temporaires, comme lors de la position bordière de Coaticook - La Patrie (Figure 4.20: 142). En effet, des tills de chevauchement et des structures glacitectoniques sont observés à Coaticook (Site CO-142, Appendice 2), à Boudreau-Corner (Site CO-186, Appendice 2) et à La Patrie (Site LP-141, Appendice 2). D'autres indices de cette récurrence sont également relevés non loin de Randboro, dans la vallée de la rivière Eaton, par McDonald (1968b; 1969: 4) et Landry (1974: 23-25). Puis, la bordure glaciaire a reculé jusqu'à ce qu'elle atteigne la position que nous désignons ici sous le nom de Martinville - Island Brook (Figure 6.4: 209).

La position de Martinville - Island Brook est l'une des étapes importantes du dernier retrait glaciaire de la région étudiée, puisqu'elle correspond aux débuts de la mise en place d'une série de formes glaciofluviales et juxtaglaciaires, désignée ici sous le nom de «Complexe glaciofluviale de Martinville - Warwick». Ce complexe est surtout composé d'un ensemble

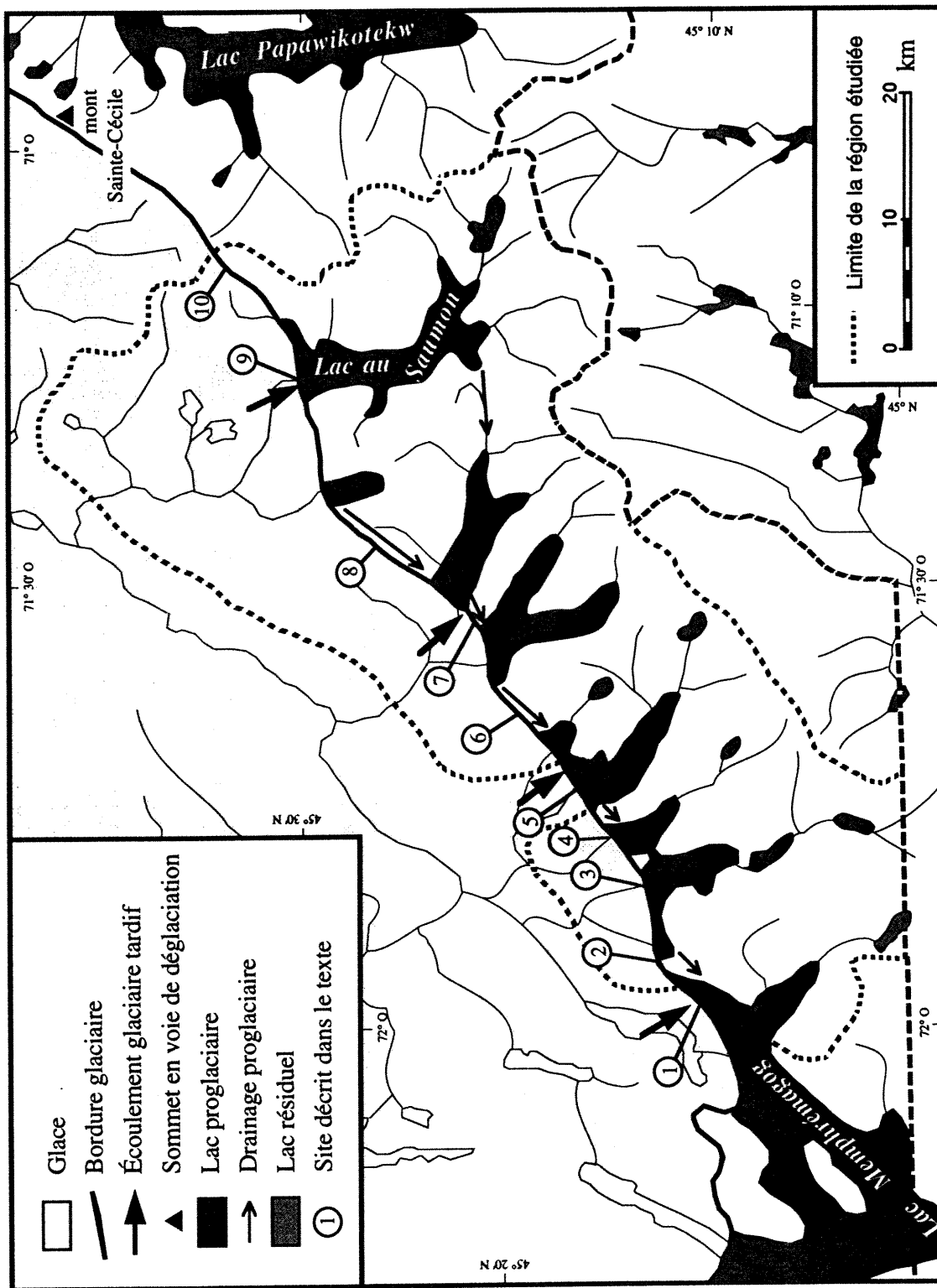


Figure 6.4: État de la déglaciation du Sud du Haut Saint-François, lors de la position bordière de Martinville - Island Brook.

d'eskers, de deltas juxtaglaciaires, d'épandages subaquatiques, de kames et de kettles, qui s'étend sur plus de 90 km, en direction du nord-ouest, entre le Haut-plateau appalachien et les Basses-terres du Saint-Laurent. La partie méridionale de ce complexe fut déjà identifiée par McDonald (1967a: 97-101) comme étant une moraine interlobaire mise en place par des eaux de fonte canalisées entre deux lobes glaciaires issus de l'émergence des monts Stoke au-dessus de la glace. Clément et Parent (1977) de même que Parent (1987) ont prolongé cet ensemble de formes au-delà des monts Stoke, suggérant qu'il serait la limite délimitant deux masses glaciaires, dont l'une aurait reculé vers le nord-ouest et l'autre vers le nord-est. Toutefois, d'après G. LaRocque (communications personnelles), la plupart des formes qui font partie du Complexe glaciofluvial de Martinville - Warwick ne sont pas interlobaires mais bien plutôt glaciofluviales, car leur mise en place s'est faite à l'intérieur ou tout juste à la sortie d'un tunnel sousglaciaire. Cette interprétation est notamment basée sur l'absence de stratifications entrecroisées de colmatage de chenal dans la partie supérieure des eskers, ce qui suggère une mise en place dans un tunnel et non pas en position subaérienne. De plus, l'absence de structures de déformation affectant les sédiments du cœur des eskers supporte l'idée d'une accumulation directement sur la moraine de fond ou le substratum rocheux. Cette interprétation corrobore d'ailleurs nos observations faites à Martinville (Site 4, Figure 6.4: 209), où deux segments d'esker, dont le noyau n'est pas déformé, viennent aboutir à un épandage subaquatique.

En plus des formes relevées à Martinville, la position bordière de Martinville - Island Brook est délimitée dans la région étudiée grâce à plusieurs chenaux juxtaglaciaires qui aboutissent à des deltas juxtaglaciaires. Ainsi, à l'est d'Island Brook (Site 7, Figure 6.4: 209), une vingtaine de chenaux d'eau de fonte ont incisé la pente faiblement inclinée du plateau. Au nord-est de Randboro (Site 6, Figure 6.4: 209), les chenaux juxtaglaciaires ont aussi servi d'émissaire pour le transfert du surplus d'eau d'un paléolac proglaciaire à un autre. D'autres chenaux creusés en série sont aussi observés au sud de Moe's River (Site 3, Figure 6.4: 209), sur l'interfluve entre Martinville et Sawyerville (Site 5, Figure 6.4: 209), et sur le côté occidental de la cuvette du lac Dell (Site 9, Figure 6.4: 209). La plupart de ces chenaux sont encaissés sur la moraine de fond, mais certains le sont sur le substratum rocheux.

Les chenaux juxtaglaciaires creusés le long de la position bordière de Martinville - Island Brook viennent souvent aboutir à des deltas juxtaglaciaires. C'est le cas pour ceux relevés au sud-est d'Island Brook (Figure 4.2: 115), dont les différences d'altitude reflètent une baisse par étape du niveau du lac proglaciaire dans lequel ils ont été édifiés, au fur et à mesure du recul de la bordure vers le nord-ouest. Une autre série de deltas juxtaglaciaires, autrefois nourris par des chenaux d'eau de fonte, est aussi relevée sur le versant oriental de

la vallée de la rivière Moe (Site 3, Figure 6.4: 209). Toutefois, les deltas les plus imposants sont relevés juste à l'est de Hatley (Site 2, Figure 6.4: 209), tout juste à l'embouchure d'un chenal proglaciaire profondément encaissé dans le substratum rocheux (Figure 3.2: 52). Le grand calibre de ce chenal est expliqué par son utilisation pour le drainage du surplus d'eau de plusieurs niveaux du Lac proglaciaire Coaticook (niveaux de 360, 345 et 325 m) vers le Lac proglaciaire Hatley (niveaux de 330 et 315 m), puis le Lac proglaciaire Memphrémagog (niveaux de 305, 275 et 265 m).

La position bordière de Martinville - Island Brook est possiblement associée à une phase de récurrence de la bordure glaciaire. Cet événement peut expliquer la dimension plus grande des formes bordières de cette position, par rapport à celle des autres formes voisines. De plus, cette récurrence serait responsable du dépôt de tills de chevauchement dans le fond de certaines vallées. Par exemple, un till de chevauchement silteux directement a été mis en place par-dessus des varves, au nord du hameau de Massawippi (Site 1, Figure 6.4: 209). Au sud de Scotstown (Site 8, Figure 6.4: 209), cette récurrence a aussi été responsable du dépôt d'un till de chevauchement sableux sur des sables laminés, plissés et faillés, eux-mêmes superposés à un till de fond silto-sableux (Site LP-222, Appendice 2).

Cette troisième étape du retrait est aussi marquée par l'expansion des lacs proglaciaires dans le Sud du Haut Saint-François (Figure 6.4: 209). Plusieurs de ces lacs se sont installés dans des vallées parallèles et se sont étendus, au fur et à mesure du recul de la bordure glaciaire. Leur drainage était alors orienté vers l'ouest, alors qu'un lac se vidait dans un autre lac, à la manière d'une clepsydre. Le surplus d'eau de fonte endiguée dans la région a finalement été se jeter dans le Lac proglaciaire Memphrémagog, lors de son niveau de 275 m.

6.1.4. Déglaciation de la partie aval des vallées

Après la position de Martinville - Island Brook, la bordure glaciaire continua son recul vers le nord-ouest. Cette récession fut entrecoupée par quelques récurrences dont des traces sont relevées à Waterville et à Bury (Figure 4.10: 126). De plus, de petites masses glaciaires ont aussi été isolées dans les cuvettes des lacs Magill (Figure 4.18: 139) et Moffatt, à l'intérieur du massif de Scotstown (Site 6, Figure 6.5: 212), à la suite de l'émergence des sommets formant la crête circulaire. Puis, la bordure glaciaire s'est arrêtée sur une nouvelle position qui est nommée «*Cherry River / East Angus Moraine*» par Parent (1987: 153).

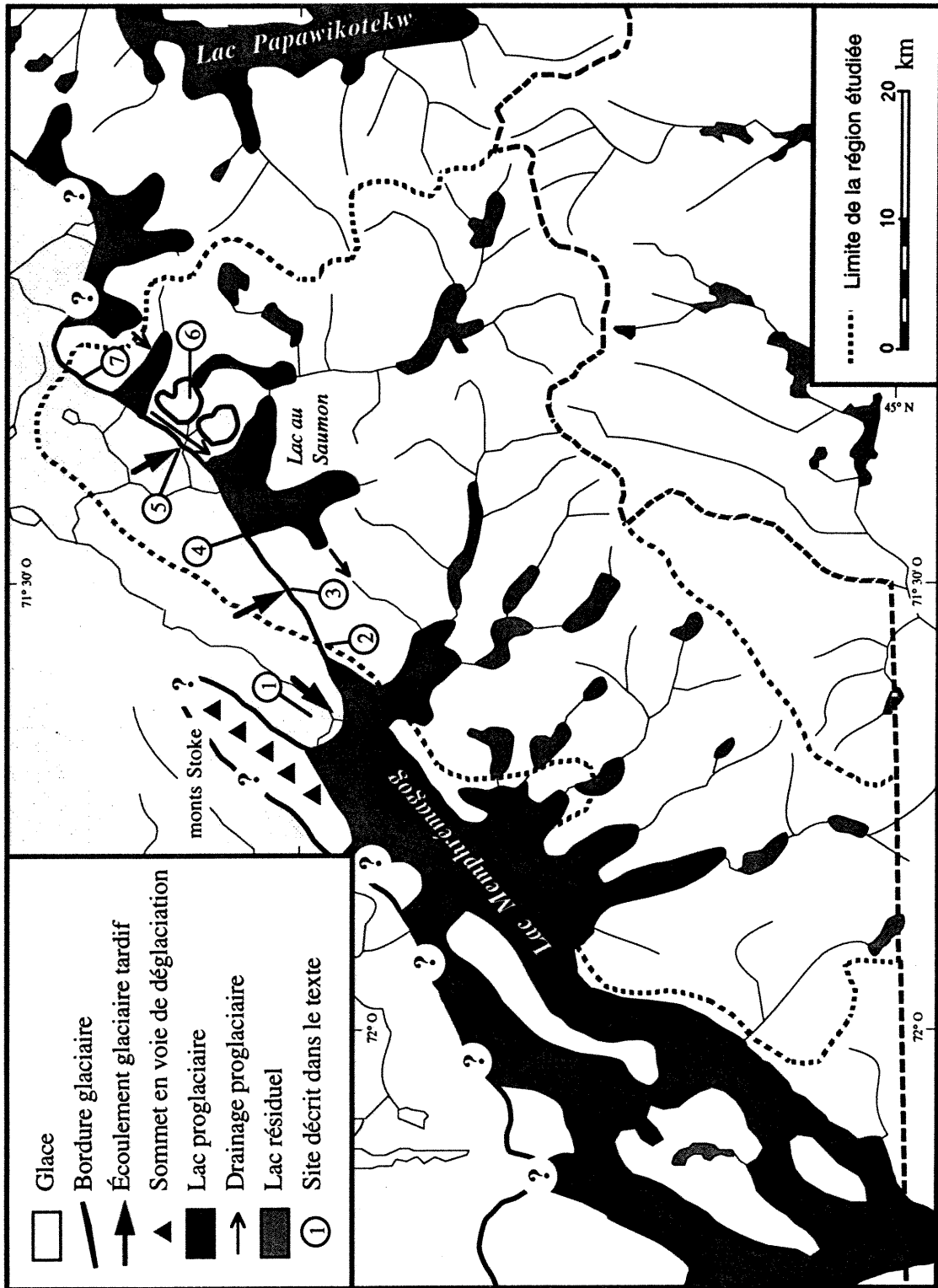


Figure 6.5: État de la déglaciation du Sud du Haut Saint-François, lors de la position bordière de Cherry River - East Angus.

La position bordière de Cherry River - East Angus apparaît au début du niveau de 235-270 m du Lac proglaciaire Memphrémagog, défini par McDonald (1968a: 669) comme la phase de Sherbrooke («*Sherbrooke phase*»). Ce niveau glaciolacustre correspond à celui de 260-230 m de Boissonnault *et al.* (1981) et de Boissonnault (1983), ainsi qu'à celui de 230-260 m de Boissonnault et Gwyn (1983). Il a débuté immédiatement après une baisse rapide du niveau de 260 m du Lac proglaciaire Memphrémagog qui fut enregistrée par plusieurs deltas juxtaglaciaires édifiés au sud-ouest de Bury (Appendice 1). Le niveau de 235-270 m du Lac proglaciaire Memphrémagog est aussi le niveau glaciolacustre le plus stable de la région. C'est d'ailleurs lors de ce niveau que les formes glaciolacustres les plus imposantes et les plus nettes ont été mises en place dans le Sud du Haut Saint-François, comme le delta fluvial édifié à l'embouchure de la rivière Moe (Figure 3.3: 53).

La stabilité du niveau de 235-270 m du Lac proglaciaire Memphrémagog a aussi favorisé la mise en place de grands deltas juxtaglaciaires le long de la position bordière de Cherry River - East Angus. Les plus remarquables sont les deltas relevés à Cherry River et à Sherbrooke (McDonald 1967a et 1967b), de même qu'à Ascot Corner (McDonald 1967a et 1967b; A. Larocque et G. Larocque 1978). Plusieurs deltas juxtaglaciaires édifiés à l'ouest et au nord-ouest de Bury (Site 2, Figure 6.5: 212) sont aussi liées à ce niveau glaciolacustre et à cette position bordière. D'autres deltas juxtaglaciaires bien développés sont aussi apparus dans les autres lacs proglaciaires de la région, lors de cette étape du retrait, notamment à l'ouest de Sainte-Marguerite-de-Lingwick (Site 5, Figure 6.5: 212) et au nord-ouest de Tolsta (Site 7, Figure 6.5: 212).

En plus des deltas juxtaglaciaires de grande taille, des chenaux juxtaglaciaires ont aussi été utilisés pour délimiter la position bordière de Cherry River - East Angus. Deux principaux critères nous ont permis de les associer à cet épisode particulier du retrait. D'une part, tous ces émissaires ont nourri des deltas juxtaglaciaires relevés le long de cette position bordière, comme c'est le cas pour les chenaux juxtaglaciaires inscrits sur le versant est de la vallée du ruisseau Sam-Orr, au nord de Bury (Site 3, Figure 6.5: 212). D'autre part, la reconstitution des lacs proglaciaires et de leur drainage nous permet de montrer que les plus importants de ces chenaux ont servi pour la décharge du surplus d'eau provenant de lacs de l'époque, tels ceux localisés à l'est de Sainte-Marguerite-de-Lingwick (Site 5, Figure 6.5: 212).

La position bordière de Cherry River - East Angus marque probablement la limite atteinte par la bordure glaciaire, lors d'une récurrence. La taille relativement plus grande des formes juxtaglaciaires édifiées le long de cette position bordière en est un indice. Il en est de même pour les émissaires ayant servi à la vidange du surplus d'eau de fonte d'un lac proglaciaire,

comme le chenal proglaciaire qui a entaillé la vallée du ruisseau Tambs, au nord-est de Bury (Site 4, Figure 6.5: 212). Toutefois, l'indice le plus probant est l'identification, ici et là le long de cette position bordière, de coupes montrant des tills de chevauchement posés par-dessus des dépôts fluvioglaciaires ou glaciolacustres. Le site le plus connu est celui d'East Angus, décrit pour la première fois par McDonald (1967a: 102-103; 1969: 4-6). Sur ce site (Site 1, Figure 6.5: 212), le till de chevauchement est décrit comme étant un diamicton silto-argileux contenant des blocs d'un diamètre dépassant parfois 2 m, composés de sédiments glaciolacustres de fond encore rythmés. Ce till était particulièrement bien visible à l'ancienne briqueterie d'East Angus, lorsqu'elle était encore en opération. À l'est de Sainte-Marguerite-de-Lingwick (Site 5, Figure 6.5: 212), un till de chevauchement est également observé dans une coupe pratiquée à l'intérieur d'un delta juxtaglaciaire accumulé dans le Lac proglaciaire au Saumon, lors de son niveau de 370 m (Site SC-110, Appendice 2).

6.1.5. Retrait définitif de la glace

Après avoir atteint la position bordière de Cherry River - East Angus, la bordure glaciaire a repris son mouvement de recul vers le nord-ouest. Dans la section de la vallée de la rivière Saint-François comprise entre East Angus et Weedon, Clément et Parent (1977: Figure 6) et Parent (1987: 158) ont suggéré que la déglaciation s'est faite par le recul d'un lobe glaciaire vers le nord-est. Cependant, la configuration des formes bordières relevées et l'orientation des structures glacitectoniques (Appendice 4) s'accordent plutôt avec le recul de la bordure glaciaire vers le nord-ouest. Ce sens de retrait est également confirmé par l'identification de chenaux ayant servi au drainage du surplus d'eau de plusieurs paléolacs barrés à la tête des différents bassins de la rivière Nicolet, juste au nord-ouest de la ligne de partage des eaux avec le bassin de la rivière Saint-François, et leur rattachement à des deltas accumulés dans le Lac Proglaciaire Memphrémagog, lors de son niveau de 235-270 m. Comme c'est le cas pour les étapes précédentes, l'aspect lobé de la bordure glaciaire occupant alors la vallée de la rivière Saint-François (Figure 6.6: 215) semble être relié à l'émergence d'un interfluve, dans ce cas-ci celui qui sépare les bassins des rivières Saint-François et Nicolet.

Lors de la déglaciation, de petites masses glaciaires se sont détaché du glacier principal, à l'intérieur du massif de Fontainebleau (Site 4, Figure 6.6: 215). Ces culots de glace auraient occupé des cuvettes aux versants abrupts, notamment celles des lacs à la Truite, à la Biche et au Brochet (Figure 4.17: 138). Cette hypothèse est suggérée par l'existence de plusieurs formes bordières qui ont permis de délimiter au moins trois positions bordières circulaires. Tout comme pour tous les autres sites relevés dans la région, l'individualisation des masses

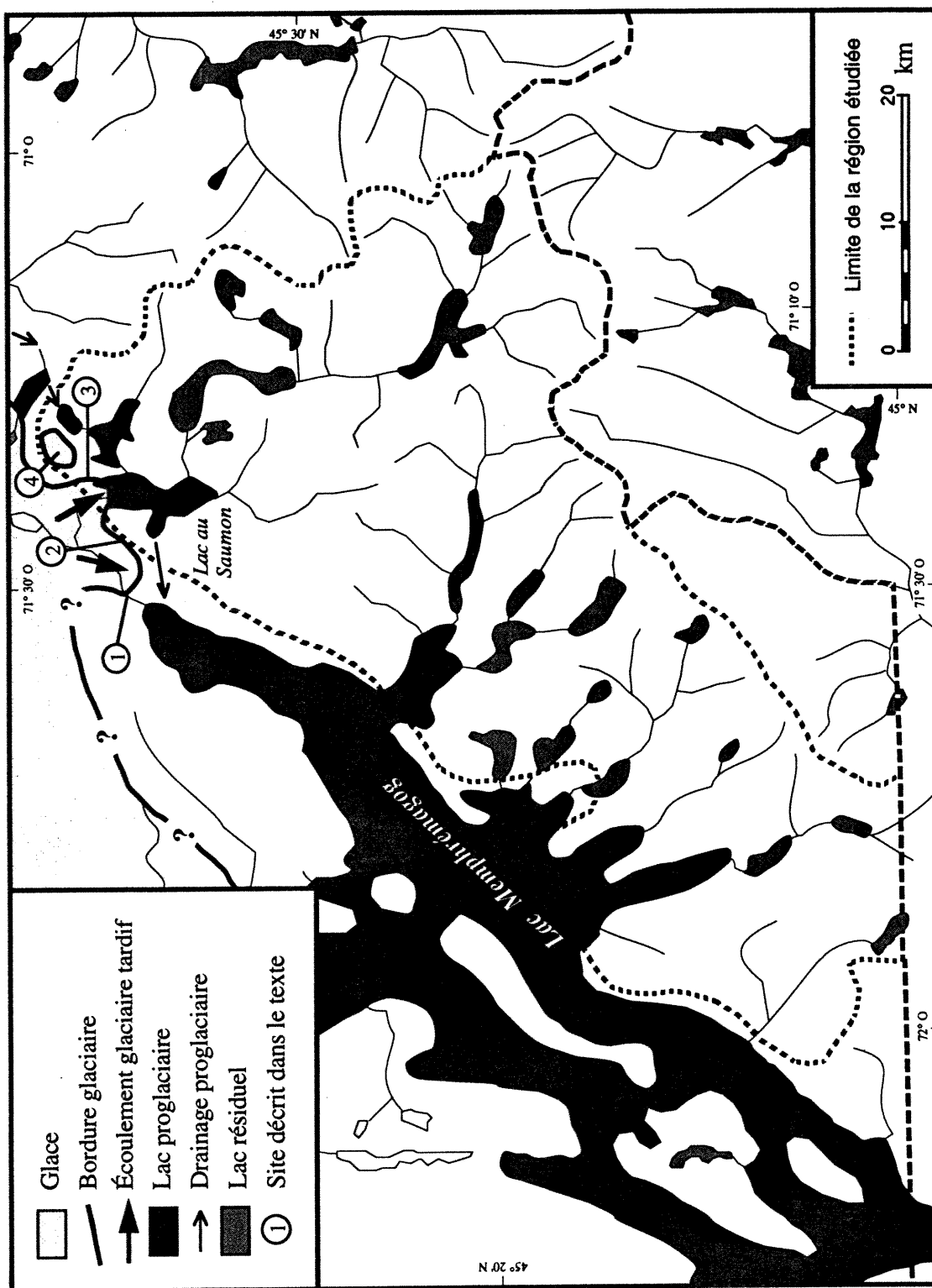


Figure 6.6: État de la déglaciation du Sud du Haut Saint-François, lors de la position bordière de Weedon.

glaciaires responsables serait liée à l'émergence de sommets au-dessus de la glace, dans ce cas-ci la couronne nord-ouest du massif de Fontainebleau. C'est peu après la séparation des culots de glace résiduelle que la bordure glaciaire a finalement atteint la position bordière de Weedon (Figure 6.6: 215).

Des tracés assez proches de celui de la position bordière de Weedon ont déjà proposé dans des études antérieures. Par exemple, Parent (1987: 184 et 220), Parent et Occhietti (1988: 226) ainsi que Dubois et Parent (1989: 39) ont tracé une position bordière lobée, au sud et à l'est de Weedon. Cependant, ce tracé est situé trop au sud par rapport à celui déjà établi par G. Larocque *et al.* (1983: Figure 3j). C'est d'ailleurs ce dernier qui est adopté dans cette thèse. Il a pu être délimité grâce aux chenaux juxtaglaciaires creusés sur le versant oriental de la vallée de la rivière Saint-François, au sud-est de Weedon (Site 2, Figure 6.6: 215) et au nord de Fontainebleau (Site 3, Figure 6.6: 215). Des deltas juxtaglaciaires ont aussi été édifiés au même moment, au débouché de ces différents émissaires d'eau de fonte. De plus, un grand delta proglaciaire (Site 1, Figure 6.6: 215) fut accumulé dans le Lac proglaciaire Memphrémagog, par les eaux de drainage du lac proglaciaire Weedon. Ce paléodelta qui fut mis en place dans le fond de la vallée domine la rive nord-ouest de la rivière Saint-François, au sud-ouest de Weedon (Appendice 1).

Tout comme pour bon nombre de positions bordières déjà décrites, la position bordière de Weedon marque la limite atteinte par une récurrence temporaire de la glace, au cours de la déglaciation. Cet événement est d'abord attesté par le dépôt d'un till de chevauchement silto-sableux par-dessus des varves glaciolacustres (G. Larocque 1983: 17; G. Larocque *et al.* 1983). Nous avons relevé ce till un peu partout dans le fond de la vallée de la rivière Saint-François, au sud de Weedon, jusqu'à deux bourrelets arqués barrant la vallée au sud-ouest. La limite atteinte par cette récurrence tardive est également attestée par le grand calibre des chenaux juxtaglaciaires et par la grande taille des deltas juxtaglaciaires relevés sur le versant oriental de la vallée de la rivière Saint-François, au sud-est de Weedon (Site 2, Figure 6.6: 215) et au nord de Fontainebleau (Site 3, Figure 6.6: 215).

Lors de la position bordière de Weedon, la vallée de la rivière Saint-François située en avant de la bordure était submergée par le Lac proglaciaire Memphrémagog qui était encore à son niveau de 235-270 m, soit la phase de Sherbrooke. Son étendue a pu être délimitée grâce aux nombreux deltas juxtaglaciaires mis en place tout le long du versant oriental de la vallée (Appendice 1), au sud-ouest du tracé bordier retenu. L'abondance et la netteté des formes glaciolacustres délimitant son paléorivage s'expliquent surtout par la stabilité de ce niveau, dont le drainage s'est effectué par le col du lac Nick (McDonald 1967a: 110; 1968a: 669). À

ce moment, aucun autre lac proglaciaire n'aurait existé sur le reste du territoire étudié. Seuls ont pu subsister des lacs résiduels, dont l'existence est essentiellement liée aux inégalités du fond des vallées (section 3.2.5).

Parent (1987: 156-158, Fig. 6.6), Parent et Occhietti (1988: Fig. 6) de même que Dubois et Parent (1989: Fig. 3.8) ont déjà suggéré que les formes bordières de la position bordière de Weedon soient du même âge que celles de la Moraine du mont Ham, mais cette corrélation nous semble contestable. En effet, selon Parent (1978: 146; 1987: 157-158), la position du mont Ham délimite l'étendue maximale du Lac proglaciaire Memphrémagog, à la phase de Sherbrooke. Or, lors de la position bordière de Weedon, le Lac proglaciaire Weedon avait déjà commencé à se vidanger dans le Lac proglaciaire Memphrémagog (G. Larocque et A. Larocque 1982; 1983; G. Larocque 1983: 18; G. Larocque *et al.* 1983). Ainsi, après avoir traversé la crête bordière marquant la position bordière de Weedon, le paléochenal ayant servi d'exutoire au Lac proglaciaire Weedon débouche sur un paléodelta proglaciaire édifié sur la rive du Lac proglaciaire Memphrémagog, lors du niveau de 235-270 m (Appendice 1). Si la position bordière de Weedon avait été du même âge que celle du mont Ham, la glace aurait ainsi empêché la coexistence de ces deux plans d'eau proglaciaires. En outre, l'absence de reconstitution des paléolacs proglaciaires dans le bassin de la rivière Nicolet ne permet pas de relier les segments bordiers du mont Ham avec ceux de Weedon, comme il a été réalisé pour les positions bordières présentées dans les autres étapes du retrait.

La déglaciation du Sud du Haut Saint-François se termina peu après la position bordière de Weedon. Bien que la glace ait quitté définitivement la région étudiée, son influence s'est encore faite sentir dans le fond de la vallée de la rivière Saint-François, en particulier par l'endiguement des lacs proglaciaires Memphrémagog et Weedon. Parent (1987), Parent et Occhietti (1988) et Dubois et Parent (1989) ont proposé que les lacs proglaciaires Vermont (phase de Fort Ann) et Candona succédèrent au Lac proglaciaire Memphrémagog. Quant au Lac proglaciaire Weedon, il a continué son expansion vers le nord, au fur et à mesure du recul de la bordure glaciaire, jusqu'à ce que la bordure glaciaire se soit complètement retirée du haut bassin de la rivière Saint-François (G. Larocque et A. Larocque 1982; 1983). Ce scénario est surtout déduit de la configuration des formes glaciolacustres délimitant le Lac proglaciaire Weedon, de l'évolution du drainage de ce paléolac ainsi que de l'orientation des structures glacitectoniques, particulièrement des failles, relevées dans les formes bordières.

6.2. Principales caractéristiques du modèle de déglaciation

À partir des principales étapes du dernier retrait glaciaire qui viennent d'être présentées, de la reconstitution des lacs proglaciaires et de leurs niveaux (chapitre 3), de la délimitation et de la signification paléogéographique des positions bordières (chapitre 4) de même que de la détermination du sens des derniers mouvements glaciaires (chapitre 5), que ce soit celui de l'écoulement tardif de la glace que celui du retrait de sa bordure, il est maintenant possible de décrire: (1) les types d'appareil glaciaire qui se sont retirés de la région étudiée (section 6.2.1), (2) la dynamique de la glace de bordure, lors de sa fonte (section 6.2.2) et (3) le trajet suivi par les eaux de fonte (section 6.2.3). Toutes ces principales caractéristiques du dernier retrait glaciaire sont d'ailleurs résumées dans le Tableau 6.1 (p. 219)

6.2.1. Identification des appareils glaciaires

Notre reconstitution paléogéographique de la déglaciation du Sud du Haut Saint-François (section 6.1) met en évidence le retrait de deux principaux types d'appareil glaciaire: (1) un glacier d'une assez grande taille qui endigua des lacs proglaciaires dans les vallées et dont le recul est marqué par la mise en place de plusieurs formes fluvioglaciaires ou glaciolacustres le long d'une bordure assez rectiligne et (2) des masses glaciaires beaucoup plus petites qui ont fondu sur place, laissant des formes bordières sur les versants dans certaines cuvettes, ce qui a permis la délimitation de positions bordières circulaires.

Les principales étapes du retrait présentées à la section 6.1 montrent que le premier type de glacier possédait une assez grande taille, puisqu'il a entièrement recouvert la région, étant donné l'omniprésence de la moraine de fond dans la région étudiée. En plus d'être étendu, ce glacier devait aussi posséder une grande épaisseur, car même les plus hauts sommets ont été surmontés par la glace. En effet, des erratiques sont identifiés sur plusieurs hauts reliefs, comme au mont Mégantic (Figure 5.7: 167), et des marques de façonnement glaciaire sont mesurées sur des sommets des montagnes Frontalières, notamment le long de la frontière séparant le Québec du New Hampshire (Figure 5.4: 161). Ces hauteurs étant à une altitude jusqu'à 650 m plus élevée que la surface du Haut-plateau appalachien voisin, il est possible de déduire que cette dénivellation devait correspondre à l'épaisseur minimale du glacier.

La grande étendue du glacier principal est également suggérée par le tracé plutôt rectiligne des positions bordières, sauf dans les montagnes Frontalières (Figure 6.1: 202) et autour du massif du mont Mégantic (Figure 6.3: 206). À ces endroits, la bordure glaciaire posséda un tracé plus lobé, à la suite de l'émergence des sommets au-dessus de la glace. Toutefois, la

Tableau 6.1: Principaux éléments du modèle de déglaciation proposé pour le Sud du Haut Saint-François, Sud du Québec.

Caractéristiques du modèle de déglaciation	Interprétations tirées de notre étude
Types de glacier	Très grande masse glaciaire (inlandsis), avec détachement, par émergence d'un relief élevé, de petites masses glaciaires résiduelles fondant sur place (glaciers résiduels).
Source de la glace	Nord-ouest de la région étudiée, probablement du Bouclier canadien.
Dynamique de la glace à la bordure	Glace active (inlandsis) ou glace stagnante (glaciers résiduels).
Sens d'écoulement tardiglaciaire	Vers le sud-est, avec de rares déflexions locales vers le sud (inlandsis) ou absence d'écoulement glaciaire (glaciers résiduels).
Sens du dernier retrait glaciaire	Vers le nord-ouest et localement vers le nord, selon la pente régionale (inlandsis) ou patron radial de retrait autour des dépressions occupées (glaciers résiduels).
Configuration des positions bordières	Assez rectiligne, sauf aux endroits où le relief a une dénivellation élevée (inlandsis) ou circulaire, entourant de petites dépressions (glaciers résiduels).
Principal agent de mise en place des formes bordières	Essentiellement les eaux de fonte, très rarement la glace, même lors des récurrences tardiglaciaires.
Modèle proglaciaire dominant	Glaciolacustre, à cause de l'endiguement des eaux de fonte dans le fond de la plupart des vallées, ce qui a créé des lacs proglaciaires (inlandsis), ou fluvioglaciaire au sud de l'interfluve principal, montré par un réseau de plaines proglaciaires.
Localisation des émissaires de drainage proglaciaire	Cols perchés sur les interfluves, à des altitudes de moins en moins élevées, au fur et à mesure du recul de la bordure glaciaire.
Sens principal du drainage proglaciaire	Vers le sud et le sud-est, en direction des plaines proglaciaires du Nord de la Nouvelle-Angleterre, puis vers le sud-ouest, en transitant par le Lac proglaciaire Memphrémagog.

taille de ces lobes n'était en rien comparable avec celle des mégalobes glaciaires des Grands-Lacs, comme ceux illustrés par Prest (1970 et 1975) et Karrow (1989: 348). Ailleurs, le tracé quasi rectiligne des positions bordières était assez constant dans la région étudiée et suggère que la bordure glaciaire n'aurait pas été trop affectée par la configuration du relief, ce qui est un indice supplémentaire du retrait d'un glacier ayant une grande taille.

Le glacier principal devait être aussi constitué d'un dôme possédant un assez grand rayon de courbure. En effet, le dernier sens d'écoulement glaciaire (section 5.1) et celui du retrait de sa bordure (section 5.2) mesurés dans la région sont demeurés orientés dans le même sens durant toute la déglaciation. Cette absence de mouvements glaciaires radiaux perceptibles à l'échelle régionale constitue, en plus du tracé plutôt rectiligne des positions bordières, un indice supplémentaire appuyant l'hypothèse du retrait d'un vaste glacier en forme de dôme.

Le glacier principal a finalement quitté la région étudiée en se retirant vers le nord-ouest, tel que déjà décrit à la section 6.1. Cette interprétation est d'abord fondée sur le sens du retrait qui est mesuré à partir de plusieurs indices, dont l'orientation des formes glaciofluviales, la configuration des formes bordières, l'orientation des structures glaciectoniques ainsi que l'évolution des niveaux glaciolacustres (section 5.2). De plus, la source de ce glacier peut être le Bouclier canadien, situé au nord-ouest de la région d'étude, comme le suggèrent les spécimens de gneiss observés dans les tills de fond, dans les sédiments glaciofluviaux et dans les sédiments juxtaglaciaires. Enfin, en intégrant les résultats présentés ici avec ceux obtenus dans le Moyen Saint-François, A. Larocque *et al.* (1996) concluent que ce glacier s'est complètement retiré de l'Estrie, vers le nord-ouest.

À partir des caractéristiques décrites ci-dessus, il est maintenant possible de déduire que, de tous les types de glacier, l'inlandsis est celui qui répond le mieux à ces caractéristiques. En effet, cet appareil glaciaire possède typiquement une taille immense. De plus, à cause de sa forme en dôme, il peut submerger les plus hauts reliefs, ce qui est le cas pour le glacier qui s'est retiré de la région étudiée. Finalement, en se basant sur le sens de son écoulement et sur celui du retrait de sa bordure, il est possible de suggérer que ce glacier se retira vers le nord-ouest, jusque dans le Bouclier canadien.

Les glaciers qui ont coexisté avec l'inlandsis durant la déglaciation du Sud du Haut Saint-François sont de petites masses glaciaires qui ont fondu sur place, dans le fond de cuvettes localisées notamment sur le versant sud des montagnes Frontalières et dans les massifs intrusifs. L'identification de ces glaciers repose surtout sur le relevé de formes bordières qui ceinturent ces dépressions et qui suggèrent un écoulement des eaux de fonte sur le versant,

afin de contourner des culots de glace occupant le talweg. La petite dimension des positions bordières circulaires délimitées montre que ces glaciers résiduels ont occupé une superficie inférieure à quelques kilomètres carrés. Leur isolement peut être expliquée essentiellement par l'émergence de lignes de crêtes au-dessus de la surface du glacier principal, ce qui aurait permis leur individualisation au cours du retrait glaciaire.

6.2.2. Mouvements et dynamique de la bordure glaciaire

Durant la déglaciation, le glacier identifié ci-dessus comme un inlandsis s'est écoulé vers le sud-est, tel que montré par les nombreux indices relevés à travers tout le Sud du Haut Saint-François (section 5.1). Cet écoulement tardiglaciaire vers le sud-est a toutefois été en partie défléchi dans certaines vallées, notamment celles des rivières Coaticook et au Saumon. À ces endroits, des écoulements vers le sud ou vers l'est ont également été mesurés à partir d'indices associés aux récurrences tardiglaciaires, soit les trames de till pratiquées dans des tills de chevauchement (section 5.1.4) ainsi que l'orientation des structures glacitectoniques de poussée affectant les glacitectonites sous-jacents (section 5.1.5). Ces déflexions locales allant du sud-ouest vers l'est peuvent s'expliquer par la canalisation du mouvement de la glace dans le fond des vallées, lors des récurrences. Par contre, des écoulements glaciaires orientés vers le sud-ouest, le nord-ouest et le nord et enregistrés sur quelques sites par les marques de façonnement glaciaire et les indicateurs lithologiques sont plutôt associés à des mouvements glaciaires antérieurs à la déglaciation (section 5.3).

Un écoulement tardiglaciaire vers le sud-est doit également impliquer un retrait glaciaire vers le nord-ouest, c'est-à-dire dans le même sens que la pente topographique régionale du Sud du Haut Saint-François. Cette interprétation est d'ailleurs confirmée par plusieurs indices, comme l'orientation des paléocourants glaciofluviatiles (section 5.2.1), la configuration des formes bordières (section 5.2.2) et l'orientation des structures glacitectoniques reliées à des affaissements (section 5.2.3). Ce sens du retrait glaciaire permet d'ailleurs d'expliquer: (1) l'endiguement des eaux de fonte dans le fond des vallées de la région étudiée par un barrage glaciaire, (2) la succession des niveaux glaciolacustres qui ont baissé par étapes, au fur et à mesure du retrait de la bordure glaciaire et (3) le drainage des surplus d'eau vers les réseaux de plaines proglaciaires du Nord de la Nouvelle-Angleterre (chapitre 4).

L'inlandsis était possiblement formé d'une glace encore active, malgré que sa bordure ait été en récession. Cette interprétation est d'abord fondée sur la grande abondance des marques de façonnement glaciaire qui furent inscrites à la surface des affleurements rocheux, lors du

passage du glacier (section 5.1.1). De plus, des formes glaciaires profilées furent mises par ce glacier, vers la fin de son existence (section 5.1.3). Enfin, les tills de chevauchement et les structures glacitectoniques de poussée qui sont relevés dans le fond de plusieurs vallées de la région suggèrent aussi que la glace continua de s'écouler à la bordure. Ces récurrences se sont d'ailleurs produites dans le sens contraire à la pente et à plusieurs endroits différents le long d'une même position bordière, ce qui constitue des indices d'écoulement d'une glace encore active plutôt que ceux d'effondrements localisés d'une glace morte.

L'inlandsis qui se retira du Sud du Haut Saint-François était probablement constitué d'une glace pouvant être considérée comme imperméable. Cette interprétation est d'abord fondée sur l'identification de chenaux juxtaglaciaires incisés en série et quasi perpendiculairement à la pente, tout comme ceux relevés par Maag (1963 et 1969) en bordure d'un glacier de type polaire, à l'île Axel Heiberg (Arctique canadien). De même, l'incision de séries d'exutoires juxtaglaciaires de versant (section 3.3.3) suggère aussi que le glacier et son lit devaient être assez imperméables pour empêcher toute fuite d'eau, que ce soit à travers ou sous le glacier, et ainsi permettre leur endiguement dans le fond des vallées (chapitre 3). D'ailleurs, d'après les différents exutoires identifiés, les lacs endigués par cette glace ont toujours été drainés par un exutoire localisé dans la zone proglaciaire ou au contact direct de la bordure glaciaire. Selon Lundqvist (1972: 28-29), cette étanchéité de la glace ne serait obtenue que si celle-ci exerce une pression suffisamment forte pour contrebalancer celle de l'eau, ce qui est le cas pour une glace active, peu importe si le glacier est en phase de progression ou de récession. Par contre, cette pression serait presque inexistante dans la glace morte, alors que les eaux de fonte peuvent plus facilement se frayer un chemin à travers ou sous la glace. C'est aussi cette pression exercée par un glacier encore actif qui, d'après Price (1969), forcerait les eaux de fonte à inciser les séries de chenaux juxtaglaciaires le long de la bordure, au lieu de s'enfoncer directement dans la glace.

Dans le cas des culots de glace résiduelle qui ont persisté après le départ de l'inlandsis, ils ont plutôt été constitués de glace stagnante. Toutefois, celle-ci a pu empêcher l'accumulation de dépôts fluvioglaciaires ou glaciolacustres dans le fond des cuvettes occupées. Comme il est montré lors de la description des principales étapes du retrait (section 6.1), l'existence de ces culots peut s'expliquer par l'émergence du relief au-dessus de la surface de la masse glaciaire principale, ce qui aurait permis leur isolement sur le versant adret. D'ailleurs, les indices de stagnation glaciaire semblent se limiter seulement à ces derniers endroits. Malgré leur séparation d'avec la glace-mère puis leur fonte sur place, ces culots de glace résiduelle auraient continué d'être assez imperméables pour forcer les eaux de fonte à s'écouler le long de sa bordure, d'où la mise en place de formes juxtaglaciaires sur les versants.

6.2.3. Trajet des eaux de fonte

Les eaux provenant surtout de la fonte du glacier principal ont joué un rôle primordial dans la déglaciation du Sud du Haut Saint-François. En effet, après avoir quitté la glace, ces eaux ont mis en place la majorité des formes et des sédiments juxtaglaciaires et proglaciaires qui ont été relevés sur l'ensemble du territoire étudié. D'ailleurs, en suivant le trajet qu'elles ont parcouru depuis la glace, il est possible de déterminer: (1) le modelé proglaciaire dominant, (2) la localisation des émissaires de drainage et (3) le sens du drainage proglaciaire.

Le modelé proglaciaire dominant dans le Sud du Haut Saint-François est surtout constitué de formes et de sédiments glaciolacustres. En effet, notre reconstitution de la déglaciation de cette région montre que les eaux de fonte ont très souvent été endiguées entre la bordure de la glace et le relief déglacé, ce qui a ainsi permis la création de nombreux lacs proglaciaires. D'ailleurs, les principaux niveaux d'eau atteints par ces lacs ont pu être reconstitués grâce à l'abondance des formes glaciolacustres identifiées (section 3.1). Cet endiguement des eaux de fonte dans le fond de vallées est essentiellement expliqué par le fait que le dernier retrait glaciaire s'est effectué dans le même sens que la pente du relief, bloquant ainsi le drainage naturel de la région (section 6.2.2). Et même si des formes fluvioglaciaires sont relevées sur les interfluves et sur le dessus du plateau, les eaux qui les ont mises en place proviennent bien souvent du drainage des lacs barrés dans le fond des vallées. Par contre, au sud de la limite du bassin de la rivière Saint-François, le modelé proglaciaire est surtout composé de formes et de sédiments mis en place par de l'eau provenant d'abord de la fonte directe de la glace, puis du drainage des lacs proglaciaires barrés plus au nord.

Dans notre modèle de déglaciation, les eaux de fonte ont quitté la région étudiée en transitant par des cols situés sur les limites d'interfluve. En effet, en se retirant vers l'aval des vallées, la glace empêcha aux eaux de fonte de s'écouler en suivant le réseau hydrographique actuel. Étant donné que la glace était considérée comme étant imperméable, l'évacuation des eaux de fonte s'est donc faite par des cols localisés le long des lignes de partage des eaux. Ainsi, au début de la déglaciation, le drainage s'est organisé en fonction des plus bas cols localisés sur la limite méridionale du bassin de la rivière Saint-François, juste à la tête de chacun des sous-bassins hydrographiques. Par la suite, il s'est effectué par des interfluves secondaires, via des cols dont l'altitude baissait, au fur et à mesure du recul de la bordure glaciaire vers le nord-ouest. Cette déglaciation progressive des cols explique d'ailleurs la séquence de lacs proglaciaires qui se vident les uns dans les autres (Figure 3.13: 76), jusqu'à ce que les eaux de fonte aient définitivement quitté la région.

À cause de l'endiguement des lacs proglaciaires dans le fond des vallées et de leur drainage via des cols situés le long des interfluves, les eaux de fonte se sont écoulées dans un sens passablement différent de celui des cours d'eau actuels. En effet, au début de la déglaciation de la région, les eaux de fonte furent évacuées vers le sud ou le sud-est, et ce, dès que les plus cimes ont émergé au-dessus de la surface de la glace et formé des nunataks (section 6.1.1). Lorsque la bordure glaciaire a commencé à reculer vers le nord-ouest et à s'éloigner de la ligne principale de partage des eaux, le drainage des eaux de fonte s'est fait via le plus bas col perché à la tête de chaque sous-bassin hydrographique. Puis, la déglaciation de cols de moins en moins élevés, situés sur les côtés des sous-bassins, a permis aux surplus d'eau endigués dans les vallées de se drainer principalement vers le sud-ouest, jusqu'à ce qu'elles viennent grossir le Lac proglaciaire Memphrémagog, dont les premiers exutoires ont permis le drainage du lac vers le sud. Durant toutes ces étapes, le drainage proglaciaire de la région était donc organisé en fonction des cols situés le long de la limite méridionale du bassin de la rivière Saint-François. Une fois cette limite traversée, les eaux ont emprunté le réseau de plaines proglaciaires occupant alors le fond des vallées du Nord de la Nouvelle-Angleterre.

6.3. Comparaisons avec les autres modèles de retrait

Le modèle de déglaciation qui vient d'être élaboré pour le Sud du Haut Saint-François va maintenant être comparé aux trois plus récents modèles qui ont déjà été proposés pour cette même région (chapitre 1). Cette comparaison sera d'ailleurs basée sur les mêmes éléments que ceux considérés dans cette thèse (Tableau 6.2: 225). En plus de mettre en évidence les qualités du modèle de déglaciation proposé dans cette thèse, cette étude comparative permet aussi d'amener de possibles explications sur les causes des divergences qui différencient les différents modèles de déglaciation déjà proposés. Ceux-ci seront évalués dans l'ordre dans lequel ils ont été présentés au premier chapitre.

6.3.1. Modèle de retrait d'un inlandsis laurentidien

Le modèle de retrait d'un inlandsis laurentidien suppose la fonte d'une vaste masse glaciaire issue du Bouclier canadien (section 1.1). De tous les modèles décrits au premier chapitre, c'est celui qui se rapproche le plus du nôtre (Tableau 6.2: 225), puisque tous les deux font intervenir un inlandsis provenant du Bouclier canadien. Ces deux modèles proposent aussi le retrait régional d'une bordure glaciaire vers le nord-ouest ainsi qu'un écoulement de la glace orienté vers le sud-est. De plus, ils supposent un endiguement des eaux de fonte dans le fond des vallées de la région et leur drainage vers le sud, en passant par des cols perchés

Tableau 6.2: Comparaison entre le modèle de déglaciation proposé dans cette thèse et les autres modèles déjà appliqués pour le Sud du Haut Saint-François, Sud du Québec.

Caractéristiques du modèle de déglaciation	Inlandis laurentidien	Complexe glaciaire laurentido-appalachien	Inlandis laurentidien et calottes résiduelles	Modèle proposé dans cette thèse
Types de glacier	Inlandis, avec ou sans culots de glace abandonnés dans le fond des vallées	Inlandis et glaciers locaux, allant du glacier de cirque à une calotte	Inlandis dont la bordure se scinde en une ou plusieurs calottes résiduelles	Inlandis, avec quelques culots de glace résiduelle isolés dans des dépressions perchées au sud d'un interfluve saillant
Source de la glace	Bouclier canadien	Bouclier canadien (inlandis) et Appalachés (glaciers locaux)	Bouclier canadien	Bouclier canadien
Dynamique de la glace à la bordure	Glace active ou stagnante, selon les auteurs	Glace active (inlandis); glace active, puis stagnante (glaciers locaux)	Glace active (inlandis); glace active, puis stagnante (calottes résiduelles)	Glace active (inlandis); glace stagnante (culots résiduels)
Sens d'écoulement tardiglaciaire	Sud-est	Multidirectionnel: sud-est (inlandis), avec des patrons radiaux centrés sur les hauts reliefs (glaciers locaux)	Multidirectionnel: d'abord sud-est (inlandis), puis nord et ouest, avec des patrons radiaux (glaciers résiduels)	Sud-est (inlandis) ou sans écoulement mesuré (culots résiduels)
Sens du dernier retrait glaciaire	Nord-ouest	Multidirectionnel: nord-ouest (inlandis) et vers les hauts reliefs (glaciers locaux).	Multidirectionnel: d'abord nord-ouest (inlandis), puis vers les centres de dispersion (glaciers résiduels)	Multidirectionnel: surtout nord-ouest (inlandis), avec des patrons radiaux (culots résiduels)
Configuration des positions bordières	Plutôt lobée, épousant le contour des vallées	Non définie, par rareté des moraines de retrait	Non définie, par rareté des moraines de retrait	Assez rectiligne (inlandis) Circulaire (culots résiduels)
Principal agent de mise en place des formes bordières	Glace active, parfois des eaux de fonte	Glace active	Glace stagnante ou eaux de fonte	Eaux de fonte, avec un rôle passif de la glace
Modèle proglaaciaire dominant dans la région étudiée	Glaciolacustre	Non défini	Fluvioglaciaire	Glaciolacustre
Localisation des émissaires de drainage proglaaciaire	Dans les cols sur les interfluves	Non définie	Non définie	Dans les cols sur les interfluves
Sens principal du drainage proglaaciaire	Sud, puis sud-ouest	Non défini	Non défini	Sud, puis sud-ouest

sur l'interfluve délimitant le bassin de la rivière Saint-François. Malgré ces nombreux points en commun, notre modèle de déglaciation se différencie du modèle de retrait d'un inlandsis laurentidien essentiellement sur les points suivants: (1) l'individualisation de culots de glace résiduelle et leur localisation, (2) la dynamique de la glace de bordure et (3) la signification paléogéographique des positions bordières.

Comme il a été montré à la section 1.1, les différents défenseurs du modèle de retrait d'un inlandsis laurentidien ne s'accordent pas tous sur l'idée que des glaciers résiduels aient pu persister dans la région étudiée, au cours de la déglaciation. En effet, certains auteurs, dont McDonald (1967a, 1968a et 1969), ont supposé que des masses glaciaires résiduelles ont pu se détacher de l'inlandsis, mais elles auraient été très petites et très rares. D'autres, dont Dubois (1970, 1971 et 1974a), Fortin (1974), Landry (1974), Boissonnault *et al.* (1981), Clément (1982), Boissonnault (1983) et Boissonnault et Gwyn (1983), ont suggéré que des masses glaciaires bien plus importantes auraient obstrué le fond de plusieurs vallées, après leur détachement de l'inlandsis. Notre modèle de déglaciation propose aussi le détachement de culots de glace résiduelle, mais ceux-ci auraient été plus nombreux. De plus, ils auraient été isolés dans le fond de cuvettes situées au sud d'une ligne de faite importante, dont celle des montagnes Frontalières, plutôt que dans le fond des vallées. D'ailleurs, tous les sites de culots de glace résiduelle sont localisés grâce aux positions bordières circulaires qui ont pu être délimitées (Figure 4.17: 138). L'isolement de ces culots, dont les principales étapes ont été illustrées dans A. Larocque *et al.* (1983), serait essentiellement relié à l'émergence d'un interfluve ou d'une ligne de faite au-dessus de la surface de l'inlandsis, près de sa bordure.

Le modèle de retrait d'un inlandsis laurentidien est aussi ambigu quant à la dynamique de la glace de bordure. Bien que certains auteurs, notamment McDonald (1967a, 1968a et 1969) et Gadd *et al.* (1972c), ont supposé le retrait d'une glace demeurée active et encore capable de brèves poussées, d'autres, dont Dubois (1970, 1971 et 1974a), Fortin (1974) et Landry (1974), ont plutôt suggéré une stagnation quasi générale de la glace formant la bordure de l'Inlandsis laurentidien. D'après nos observations, cette dernière hypothèse serait fort peu probable. En effet, l'abondance des marques de façonnement glaciaire ainsi que des formes glaciaires profilées relevées à la surface du Sud du Haut Saint-François montre que la glace est probablement restée active lors de la déglaciation. Même en supposant que ces indices seraient reliés à une phase active précédant de peu une phase finale de stagnation, l'absence de moraine bosselée («*hummocky moraine*») ou d'autres formes de décrépitude glaciaire ne permet pas d'appuyer l'idée d'une stagnation généralisée de la glace. Dans le cas des blocs parfois nombreux qui sont dénombrés à la surface de la moraine de fond, ils peuvent avoir été concentrés localement le long des paléorivages glaciolacustres. De même, l'accumulation

des eskers n'est pas nécessairement liée à la fonte d'une glace stagnante, puisque plusieurs auteurs, dont Koteff et Pessl (1981) ainsi que Koteff (1984), montrent que la glace devait être active pour permettre un important apport de débris nécessaire à l'édification d'eskers, comme ceux observés dans la région étudiée. Enfin, même si les structures d'effondrement peuvent signifier une stagnation de la glace à la bordure, les tills de chevauchement et des structures glacitectoniques de poussée qui sont tous les deux relevés dans plusieurs coupes suggèrent plutôt des mouvements liés à des récurrences tardiglaciaires.

Dans le modèle de retrait d'un inlandsis laurentidien, les positions bordières délimitées dans la région sont associées soit à des mouvements de la glace de bordure, comme des pauses ou des récurrences (McDonald 1969; Clément 1982), soit à des phases de stagnation de la glace (Sangree 1953; Cooke 1957; Ritchot 1968). D'après notre modèle de retrait, la plupart des positions bordières sont plutôt associées au drainage des paléolacs proglaciaires de la région. Cette interprétation est surtout fondée sur la grande abondance des formes mises en place essentiellement par des eaux provenant du trop-plein des lacs, que ce soit les chenaux juxtaglaciaires ou les deltas juxtaglaciaires. Lors de cette mise en place, la bordure glaciaire a plutôt joué un rôle passif, en contrôlant simplement l'emplacement de la forme bordière. D'ailleurs, les formes bordières les mieux développées sont bien souvent identifiées le long des positions bordières contemporaines au drainage catastrophique des plans d'eau les plus étendus. Néanmoins, des récurrences même limitées de la bordure glaciaire ont pu favoriser le développement de certaines formes bordières, vu que des indices d'avancée glaciaire sont bien souvent relevés à l'intérieur de formes qui délimitent les principales positions bordières (Figure 4.20: 142).

Par rapport aux études appuyant le modèle de retrait d'un inlandsis laurentidien, cette thèse apporte des appuis supplémentaires. Le plus important argument concerne la reconstitution des paléolacs proglaciaires. Bien que plusieurs auteurs, dont McDonald (1967a, 1968a et 1969), ont supposé l'existence de plans d'eau barrés par la glace au cours de la déglaciation de la région étudiée, ils n'ont pas pu les reconstituer, surtout à cause du faible nombre de formes littorales relevées et de leur faible développement. Certaines études ont tout de même réussi à reconstituer plusieurs niveaux des plans d'eau les plus étendus et les plus stables, comme ceux barrés dans le sous-bassin de la rivière au Saumon (A. Larocque et Gwyn 1981; G. Larocque et Gwyn 1981; A. Larocque *et al.* 1982 et 1983, G. Larocque *et al.* 1983) ou dans le sous-bassin des rivières Coaticook et Moe (A. Larocque *et al.* 1985a et 1985b; Morissette *et al.* 1986; Morissette 1988; Morissette et Dubois 1991; Dubois et Morissette 1994). Malgré ces études, il restait encore à faire la reconstitution des paléolacs ayant occupé les autres sous-bassins de la région étudiée, ce qui est maintenant réalisé dans

cette thèse. Ce travail a notamment permis d'établir, pour la première fois, les principales phases du développement des lacs tardiglaciaires de la région étudiée, de déterminer la durée relative et la stabilité des différents plans d'eau ainsi que de reconstituer l'évolution des lacs proglaciaires qui fut probablement marquée par des baisses parfois catastrophiques de leur niveau d'eau (chapitre 3).

De même, la délimitation des positions bordières effectuée dans cette thèse constitue aussi un autre argument favorable au modèle de retrait d'un inlandsis laurentidien. Bien que des tracés ont déjà été proposés, notamment par Gadd *et al.* (1972b), ceux-ci sont basés sur un inventaire assez incomplet des formes juxtaglaciaires et sur une délimitation fondée sur des critères plutôt arbitraires, comme la position géographique et l'altitude des formes bordières (chapitre 4). Les tracés bordiers ainsi obtenus ont souvent une allure lobée, alors qu'une même forme juxtaglaciaire peut appartenir à plus d'une seule position bordière. Par contre, notre reconstitution propose des tracés rectilignes de la bordure glaciaire, avec des lobations bien moins prononcées. Cette différence vient d'abord du fait que l'inventaire des formes est plus détaillé que dans les études précédentes (Appendice 1) et que les positions bordières sont délimitées à partir des formes mises en place par des eaux longeant la bordure glaciaire, et non pas uniquement à partir de moraines de retrait. En plus d'augmenter grandement le nombre de points de repère situés le long d'une même position bordière, l'ajout des formes juxtaglaciaires permet aussi de redresser les tracés de la bordure. Ces tracés plus rectilignes tiennent ainsi mieux compte du vêlage de la glace en contact avec une étendue d'eau libre. De plus, la reconstitution des lacs proglaciaires et de l'évolution de leur drainage constitue un repère chronologique sûr pour la corrélation des segments bordiers (section 4.1.3). Cette méthode nous a d'ailleurs permis de corriger plusieurs tracés déjà proposés, comme ceux de Gadd *et al.* (1972b).

Finalement, cette thèse a montré que les derniers mouvements glaciaires enregistrés dans la région ont été moins complexes que ceux suggérés par la littérature. En effet, les mesures effectuées ont permis de confirmer un écoulement tardiglaciaire orienté essentiellement vers le sud-est. Bien que plusieurs études aient proposé ce sens d'écoulement tardiglaciaire, cette thèse augmente le nombre de sites de mesure, en particulier les mesures basées les marques de façonnement glaciaire, les formes glaciaires profilées et les trames de till. De plus, pour l'une des premières fois, cette thèse utilise systématiquement des structures glacitectoniques comme critère de détermination du sens du dernier écoulement glaciaire. Néanmoins, le plus grand apport de cette thèse est de documenter le sens du dernier retrait glaciaire, établi à partir du sens des paléocourants glaciofluviaux, de la configuration des formes bordières, de l'orientation des structures glacitectoniques d'affaissement ainsi que de la reconstitution

des paléolacs proglaciaires (section 5.2). C'est probablement parce que le sens du dernier retrait glaciaire n'avait pas été correctement déterminé auparavant que d'autres modèles de déglaciation ont été appliqués à la région étudiée, notamment celui d'un complexe glaciaire laurentido-appalachien (section 6.3.2) ou celui d'un inlandsis laurentidien abandonnant des calottes résiduelles (section 6.3.3).

6.3.2. Modèle de retrait d'un complexe glaciaire laurentido-appalachien

Le modèle de retrait d'un complexe glaciaire laurentido-appalachien est essentiellement basé sur l'idée qu'un glacier venant du Bouclier canadien aurait coexisté avec un ou des glaciers locaux dans les Appalaches du Sud du Québec, lors de la dernière glaciation (section 1.2). Ces glaciers locaux seraient surtout issus des sommets de la région. Ce modèle fut appliqué au Sud du Haut Saint-François par divers auteurs, dont Chalmers (1898 et 1906), MacLean (1946), Flint (1951), McGerrigle (1952) et Prest (1970 et 1975). Par rapport au modèle qui a été élaboré dans cette thèse, celui du retrait d'un complexe glaciaire laurentido-appalachien suppose que: (1) des masses glaciaires locales et autonomes auraient évolué dans la région, au cours de la déglaciation, (2) les erratiques de provenance lointaine seraient absents dans les zones autrefois occupées par la glace locale, (3) les mesures d'écoulement tardiglaciaire montreraient des patrons radiaux de dispersion centrés sur des hauts reliefs, (4) des masses glaciaires se seraient retirées vers les hauteurs régionales et (5) les glaciers locaux du Nord de la Nouvelle-Angleterre n'auraient pas permis le drainage des paléolacs proglaciaires vers le sud, alors que leurs propres eaux de fonte se seraient écoulées dans le sens de la pente, empruntant ainsi le réseau hydrographique du Sud du Haut Saint-François.

Par rapport aux masses glaciaires locales et autonomes qui seraient issues des reliefs élevés de la région, le levé de terrain n'a pas permis de relever d'indices supportant leur existence. Des cirques glaciaires ont été rapportés, notamment sur le versant nord du mont Mégantic par Clément (1982), mais ils auraient été inactifs lors de la déglaciation. Cette interprétation est basée essentiellement sur l'absence de moraine frontale à la sortie des cirques ainsi que sur le relevé, dans les dépôts formant le plancher de l'un deux, de plusieurs erratiques qui proviennent des terrains moins élevés qui sont situés au nord-ouest (Figure 5.8: 171). Ces deux indices suggèrent donc une inactivité de ces cirques, lors du dernier retrait glaciaire.

Suivant le modèle de retrait d'un complexe glaciaire laurentido-appalachien, le Sud du Haut Saint-François aurait été partiellement recouvert par de la glace issue uniquement des hauts reliefs régionaux, notamment des montagnes Frontalières. Cette source de glace locale serait

attestée par l'absence de roches allochtones (Chalmers 1908), du moins aux endroits où la glace appalachienne se serait accumulée, soit sur les sommets et sur le versant des hautes montagnes. Toutefois, cette répartition des erratiques n'est pas confirmée dans notre étude (section 5.1.3), où des indicateurs lithologiques, comme de la serpentinite du Bas plateau appalachien et du gneiss du Bouclier canadien, sont relevés un peu partout dans la région, et ce, même sur les plus hautes cimes. Leur présence suggère donc qu'une glace les a charriés à partir de leur source située plus au nord-ouest, au nord ou à l'ouest.

Le modèle de retrait d'un complexe glaciaire laurentido-appalachien est également basé sur l'identification de patrons radiaux d'écoulement glaciaire qui seraient centrés sur les reliefs où de la glace locale aurait pu prendre naissance. Cependant, de tels patrons d'écoulement n'ont pas été identifiés dans cette thèse, alors que les indices examinés ne montrent qu'un écoulement glaciaire généralisé vers le sud-est. Même si des déflexions vers le sud et l'est sont aussi mesurées, ce patron d'écoulement tardiglaciaire vers le sud-est ne concorde pas avec l'interprétation d'un écoulement orienté vers le nord-est, à partir des montagnes Vertes du Nord du Vermont, vers le nord, à partir des montagnes Blanches du New Hampshire, ou bien vers le nord-ouest, à partir des montagnes Frontalières, comme il a déjà été proposé dans certaines études antérieures (section 1.3).

L'hypothèse d'un complexe glaciaire laurentido-appalachien aurait, en principe, nécessité le retrait d'au moins deux appareils différents vers leur source respective: (1) une première en direction du Bouclier canadien, au nord-ouest, et (2) une seconde en direction de l'un des centres situés quelque part dans les Appalaches, que ce soit dans la région étudiée ou bien dans son voisinage. Bien que notre reconstitution implique le retrait d'une bordure glaciaire vers le nord-ouest, elle ne montre pas de retrait glaciaire vers d'éventuels centres glaciaires locaux, qu'ils soient placés au sud, au sud-est ou à l'est de la région étudiée. De plus, il est fort peu probable qu'un glacier local ait pu se retirer vers le nord, le nord-ouest ou l'ouest de la région étudiée, par manque de relief significatif sur ces territoires.

L'hypothèse qu'une vaste calotte glaciaire appalachienne ait pu exister dans le Nord de la Nouvelle-Angleterre, au même moment que la déglaciation du Sud du Haut Saint-François, ne permet pas non plus d'expliquer le mode de drainage des eaux proglaciaires, tel qu'établi dans cette thèse. En effet, les lacs proglaciaires de la région n'auraient pas pu se drainer vers le sud et le sud-est, si une calotte glaciaire avait occupé les montagnes Frontalières, tel que l'ont proposé Flint (1951), Borns (1963) ainsi que Borns et Hagar (1965), ou se serait retiré vers le sud, jusque dans les montagnes Blanches, tel que l'ont suggéré Thornes (1964 et 1965) et Prest (1970 et 1975). De plus, étant donné que le fond de la vallée de la rivière

Coaticook était submergé, il aurait été bien difficile aux eaux de fonte issues du sud de la région d'y accumuler un épandage, comme l'a proposé Thorne (1964: 141-146).

D'après nos résultats, le modèle de retrait d'un complexe glaciaire laurentido-appalachien ne peut pas expliquer le déroulement de la déglaciation du Sud du Haut Saint-François. En effet, les éléments de base de ce modèle divergent trop de notre reconstitution sur plusieurs points, dont la source probable des glaciers et le sens des derniers mouvements glaciaires. Bien que de la glace locale ait théoriquement pu se développer en Nouvelle-Angleterre, dans les montagnes Vertes et dans les montagnes Blanches, ou au Québec, dans les monts Notre-Dame, aucun indice appuyant l'idée que de tels glaciers locaux aient affecté la région étudiée n'est relevé. D'ailleurs, ce modèle repose trop sur des considérations d'ordre théorique, en particulier la topographie et le climat, sans référence à des observations de terrain. En effet, peu d'études favorables à ce modèle ont proposé des tracés de position bordière ou montré des cartes localisant des formes ou des sédiments mis en place par ces glaciers locaux.

6.3.3. Modèle de retrait de calottes résiduelles

Le modèle de retrait de calottes glaciaires résiduelles suppose que des masses glaciaires de grande taille ont fondu sur place, après leur séparation d'avec un inlandsis laurentidien, lors de la déglaciation. Ce modèle fut élaboré après la découverte ou plutôt la redécouverte, dans les Appalaches du Sud du Québec, des provinces de l'Atlantique et du Nord du Maine, de plusieurs marques de façonnement glaciaire, le plus souvent des nervures, qui suggèrent un écoulement glaciaire de sens bien souvent opposé à celui attribué à l'Inlandsis laurentidien. Bien que ce modèle de retrait soit le plus récent des trois présentés, il diffère le plus de notre modèle de déglaciation. En effet, peu importe que la calotte résiduelle envisagée soit centrée sur le Plateau appalachien, au sud des montagnes Frontalières, dans la région des Bois-Francs et l'Amiante ou dans le Nord du Maine, ce modèle diffère fondamentalement de notre modèle sur les points suivants: (1) la dynamique de la glace de bordure, (2) l'étendue couverte par la glace stagnante, (3) le sens du dernier écoulement glaciaire, (4) le sens de retrait de la glace, (5) la fréquence des formes bordières, (6) le type de modelé proglaciaire relevé dans le fond des vallées et (7) les caractéristiques du drainage des eaux de fonte.

Dans le modèle de retrait de calottes glaciaires résiduelles, la glace serait devenue passive, peu après s'être détachée de l'Inlandsis laurentidien. En effet, en étant séparée de sa source, la glace résiduelle ne se serait plus écoulee qu'en suivant la pente du relief, sous l'influence de la gravité et de l'appel au vide lié au vèlage de la glace au contact avec de l'eau libre. Ce

changement de glaciodynamique aurait été responsable, selon Gauthier (1975), Lortie (1975 et 1976) et Shilts (1993), du renversement de l'écoulement tardiglaciaire qui serait montré par l'orientation des marques glaciaires, alors que le till de fond et les erratiques auraient été pas ou peu remobilisés. Cependant, nos mesures suggèrent plutôt que la glace a continué de s'écouler vers le sud-est, c'est-à-dire en sens contraire de la pente régionale, tout au long de la déglaciation. De plus, les orientations obtenues à partir des trames de till et des structures glaciectoniques de poussée, toutes deux reliées à la mise en place de tills de chevauchement (section 5.1), suggèrent que le glacier a même dû remonter une pente parfois assez abrupte, lors des phases de récurrence tardiglaciaire. Or, de tels indices de poussée glaciaire peuvent difficilement être attribués à une glace en train de s'effondrer, puisque sa bordure a continué d'endiguer des lacs, tout au long de la déglaciation (chapitre 3), sans pour autant permettre le drainage de ces lacs par une voie sous- ou intraglaciaire. D'ailleurs, ces deux dernières caractéristiques sont associées à une glace active (section 6.2.2).

Le modèle de retrait de calottes résiduelles suppose également que la glace stagnante aurait couvert un vaste territoire. Cette interprétation est fondée sur l'étendue apparemment grande du till de fonte qui est relevé dans la région de l'Amiante, située au nord de la région d'étude (Chauvin 1979a et 1979b; Valade *et al.* 1982; LaSalle 1984 et 1985; Turcotte *et al.* 1989b). Dans le Sud du Haut Saint-François, un tel till n'est que très localement observé dans des coupes. Les seules indices de la persistance de glace résiduelle sont les positions bordières de forme circulaire qui ont été délimitées sur le versant adret d'obstacles topographiques, en particulier la chaîne des montagnes Frontalières (section 4.2). Toutefois, à cause de leur très petite taille, ces culots de glace ne peuvent pas être confondus à une calotte résiduelle de la même dimension que celle proposée par Bryson *et al.* (1969), Borns et Calkin (1977) et Borns (1985). En effet, bien que ces glaciers résiduels soient aussi localisés au sud de la frontière entre le Québec et la Nouvelle-Angleterre, ceux-ci n'ont occupé que le fond de quelques dépressions perchées sur le versant, et non tout le fond des vallées.

Le principal argument sur lequel repose le modèle de retrait d'une ou de plusieurs calottes glaciaires résiduelles se rapporte à l'identification d'indices, essentiellement des marques de façonnement glaciaire, suggérant un renversement de l'écoulement tardiglaciaire (Lamarche 1974; Gauthier 1975; Lortie 1976; Hughes *et al.* 1985; Lortie et Martineau 1987; Shilts 1993). Un tel renversement de l'écoulement glaciaire n'a toutefois pas été mesuré dans le Sud du Haut Saint-François. Au contraire, les indices utilisés montrent tous que la glace a continué de s'écouler vers le sud-est, avec parfois des déflexions vers le sud, le sud-ouest ou l'est, dans le fond de certaines vallées, dont celles des rivières Coaticook et au Saumon.

Les rares mesures montrant un écoulement différent de celui orienté vers le sud-est ont été attribuées à une phase glaciaire plus ancienne que la déglaciation.

Bien que plusieurs études aient proposé un renversement de l'écoulement tardiglaciaire dans le Sud du Haut Saint-François, peu d'entre elles ont confirmé leur interprétation à partir de mesures effectuées sur d'autres indices que ceux servant à déterminer le sens d'écoulement de la glace, particulièrement des indices du sens de retrait de la glace. De tels indices ont été employés dans cette étude (section 5.2) et ont ainsi permis de déterminer un retrait glaciaire généralisé vers le nord-ouest, ce qui vient donc valider notre interprétation d'un écoulement tardiglaciaire orienté vers le sud-est. De plus, ce sens du retrait glaciaire explique le mieux le déroulement des principales étapes de la déglaciation de la région, tel que reconstitué dans cette thèse (section 6.1). D'ailleurs, cette reconstitution s'accorde mal avec l'isolement de grandes masses glaciaires dans la région étudiée et le retrait glaciaire vers le sud ou le sud-est (Gauthier 1975; Borns 1985; Blais 1989) ou le nord-est, dans la vallée supérieure de la rivière Saint-François (Clément et Parent 1977; Parent 1978 et 1987).

Selon les études favorables au modèle de retrait de calottes glaciaires résiduelles, dont celles de Shilts (1981), de Parent (1987) et de Turcotte *et al.* (1989b), les moraines de retrait sont plutôt rares et mal développées. C'est probablement à cause de l'absence de ces formes ou de leur faible développement que très peu de positions bordières ont été délimitées autour de ces éventuelles calottes. De plus, même si Hughes *et al.* (1985) et Dyke et Prest (1987b et 1987c) ont proposé des tracés bordiers traversant le Sud du Haut Saint-François, ils n'ont fait référence à aucune étude effectuée dans cette région. Par contre, en plus des moraines de retrait, cette thèse a cartographié toutes les formes dont la mise en place au contact de la glace peut être attestée (section 4.1.2). C'est donc pourquoi le nombre de formes bordières cartographiées dans la région étudiée (Appendice 1) est bien plus grand que celui des études antérieures. Ces formes bordières ont donc servi de points de repère pour la délimitation des principales positions bordières (section 4.2), en plus de servir à déterminer le sens du recul de la bordure glaciaire. Les tracés présentés dans cette thèse sont d'ailleurs bien différents de ceux dressés par Hughes *et al.* (1985) et Dyke et Prest (1987b et 1987c). En effet, ces derniers sont perpendiculaires aux nôtres et même aux moraines de retrait déjà identifiées antérieurement, ce qui rend suspect leur interprétation à propos de la déglaciation du Sud du Haut Saint-François.

Dans le modèle de retrait de calottes résiduelles, le fond des vallées aurait été occupé par de la glace stagnante. En effet, selon Gadd (1983 et 1984a), la glace résiduelle aurait encombré les vallées et ainsi empêché l'endiguement de lacs proglaciaires et l'accumulation de varves.

Parent (1987 et communication personnelle, 1996) conclut même qu'aucun lac proglaciaire n'a existé là où se trouvait la calotte résiduelle des Bois-Francis. Or, de telles interprétations vont tout à fait à l'encontre des conclusions de cette thèse. En effet, des lacs proglaciaires ont été reconstitués dans le Sud du Haut Saint-François (chapitre 3), même dans les vallées où Gadd (1983) a conclu à la persistance de glace stagnante, grâce aux nombreuses formes littorales relevées sur les versants et aux dépôts glaciolacustres d'eau calme qui ont pu être identifiés (section 3.1). D'ailleurs, bien qu'ils admettent la présence de paléolacs barrés par la glace dans la région étudiée, Lortie (1976: 122) et Lortie et Martineau (1987: 31-32) n'en ont pas tenu compte dans leur reconstitution du dernier retrait glaciaire.

La persistance d'une calotte résiduelle fondant dans le Nord de la Nouvelle-Angleterre, au même moment que la déglaciation du Sud du Haut Saint-François, aurait dû empêcher que le drainage proglaciaire se fasse vers le sud et le sud-est, comme montré dans notre modèle (section 6.1). En effet, si une masse glaciaire stagnante avait occupé les terrains au sud-est des montagnes Frontalières, tel que proposé par Borns (1985), par Hughes *et al.* (1985) et par Dyke et Prest (1987b et 1987c), les lacs proglaciaires du Sud du Haut Saint-François n'auraient pu se vidanger par les vallées du Nord du New Hampshire et du Vermont, tel qu'il a été reconstitué dans cette thèse, ni par les vallées du Nord-Ouest du Maine, tel que reconstitué par Shilts (1969 et 1981) et A. Larocque *et al.* (1983). De plus, en fondant dans les vallées, cette glace résiduelle aurait dû y laisser un modelé de décrépitude plutôt qu'un réseau de plaines proglaciaires, comme ceux trouvés à la tête du bassin du fleuve Connecticut (Figure 6.2: 204). De même, la présence d'une calotte résiduelle sur le Piémont appalachien n'aurait pas permis l'évacuation vers l'ouest des eaux endiguées dans la région, comme il est montré dans les trois dernières étapes de notre reconstitution (sections 6.1.3 à 6.1.5).

Notre reconstitution de la déglaciation n'appuie pas du tout le modèle du retrait d'une calotte résiduelle dans le Sud du Haut Saint-François. En effet, ce dernier modèle diffère beaucoup trop de notre modèle, surtout en ce qui a trait à la dynamique de la glace bordière, aux sens des derniers mouvements glaciaires, à l'étendue occupée par les paléolacs proglaciaires ainsi qu'au drainage des eaux de fonte. Par ailleurs, bien que des calottes résiduelles aient pu avoir évolué dans une ou plusieurs autres régions des Appalaches, elles ne semblent pas avoir affecté d'une manière significative la région étudiée. En effet, même si la partie nord de la région étudiée est la plus proche du centre de l'éventuelle calotte résiduelle des Bois-Francis, la reconstitution du dernier retrait glaciaire proposée dans cette thèse, ainsi que celle de la région du lac Aylmer (G. Larocque et A. Larocque 1982; 1983) n'impliquent pas le retrait d'une calotte résiduelle.

6.4. Conclusion sur le modèle de déglaciation de la région étudiée

Avec la reconstitution des lacs proglaciaires et de leur drainage, la délimitation des positions bordières et la détermination des mouvements glaciaires, que ce soit le sens d'écoulement de la glace ou celui du retrait de sa bordure, nous avons pu définir, pour la déglaciation du Sud du Haut Saint-François, cinq principales étapes: (1) l'émergence des plus hautes cimes des montagnes Frontalières au-dessus de la glace (section 6.1.1), (2) la lobation de la bordure glaciaire, lorsque celle-ci a reculé au voisinage du massif du mont Mégantic (section 6.1.2), (3) la déglaciation du Haut-plateau appalachien, avec le développement de plusieurs laquets proglaciaires qui furent barrés dans les sous-bassins (section 6.1.3), (4) l'expansion du Lac proglaciaire Memphrémagog dans la haute vallée de la rivière Saint-François et la récurrence tardiglaciaire d'East Angus (section 6.1.4) et (5) le retrait complet de la glace ainsi que les débuts de la réorganisation du drainage postglaciaire dans la région étudiée (section 6.1.5). Ces différentes étapes, définies à partir de l'étude des modèles tardiglaciaires, se distinguent les unes des autres, notamment par le changement de position de la bordure glaciaire et par l'évolution des lacs proglaciaires ainsi que de leur drainage. Toutefois, la durée absolue de chaque étape n'a pu être déterminée. Comme il a déjà été expliqué pour l'établissement de la durée absolue des niveaux glaciolacustres (section 3.3.2), différentes méthodes de datation pourraient être utilisées, dont la méthode au ^{14}C . Mais, cette dernière nécessite du matériel organique, dont la présence à l'intérieur des sédiments tardiglaciaires n'a pu être confirmée. De même, les autres méthodes de datation, comme la thermoluminescence, n'ont pas encore été convenablement calibrées et leur utilisation reste donc encore assez aléatoire.

Suivant notre reconstitution, la déglaciation du Sud du Haut Saint-François est marquée par le retrait de deux types de glacier (section 6.2.1). Le premier type correspond à une vaste masse glaciaire unique qui est responsable de l'endiguement de plusieurs lacs proglaciaires dans la région étudiée. Ce glacier est identifié comme étant l'Inlandsis laurentidien, surtout à cause de sa grande étendue, du tracé assez rectiligne de sa bordure, de la constance dans le sens de ses derniers mouvements et de la source probable de la glace indiquée par le sens d'écoulement et celui du retrait ainsi que par la nature des indicateurs lithologiques. Quant au second type de considéré dans notre modèle, il est représenté par de petites masses de glace stagnante qui restèrent confinées au fond de certaines cuvettes localisées sur l'adret de lignes de faite. Ces glaciers résiduels se sont détachés de l'Inlandsis laurentidien au cours de l'émergence des reliefs les plus élevés, comme les montagnes Frontalières, au-dessus de la surface de la glace (section 6.1.1), avant de devenir stagnants. Leur fonte sur place est d'ailleurs attestée par la mise en place de formes fluvioglaciaires sur les versants entourant chaque cuvette occupée, dessinant ainsi des positions bordières circulaires. Contrairement à

l'Inlandsis laurentidien, ces petits glaciers résiduels n'ont pas endigué de lacs proglaciaires, puisqu'aucun modelé glaciolacustre ne leur est associé.

Les formes et les sédiments juxtaglaciaires laissés par l'Inlandsis laurentidien en recul ont permis de délimiter des positions bordières quasi rectilignes, devenant plus lobées dans les zones où la dénivellation est la plus grande (section 6.2.2). Par ailleurs, le retrait de cet inlandsis s'est fait surtout vers le nord-ouest, c'est-à-dire dans le sens de la pente régionale. Un tel mouvement permet d'expliquer l'endiguement des eaux de fonte, sous forme de lacs proglaciaires, dans les vallées et l'évolution de ces lacs, au cours de la déglaciation. Ce sens de retrait est confirmé par l'écoulement tardiglaciaire qui s'est fait régionalement vers le sud-est. Cet inlandsis est resté sensiblement actif lors de la déglaciation, puisqu'il a continué son écoulement, principalement dans un seul et même sens, façonnant des striures glaciaires et des formes glaciaires profilées. De plus, aucun écoulement glaciaire radial ni aucune forme de décrépitude n'ont été identifiés sur les terrains directement libérés par ce glacier.

Quant aux eaux issues de la fonte de la glace (section 6.2.3), un important volume a été endigué dans le fond des vallées, entre la bordure glaciaire et le relief déjà déglacé, sous forme de lacs qui ont laissé un important modelé glaciolacustre. Le surplus d'eau de ces lacs a été drainé vers le domaine proglaciaire en passant par les cols juchés sur les interfluves, à des altitudes de moins en moins élevées, au fur et à mesure du recul de la bordure glaciaire. La présence du barrage glaciaire toujours situé au nord-ouest des lacs, c'est-à-dire en aval du réseau hydrographique actuel, est d'ailleurs responsable du sens du drainage des eaux de fonte qui s'est fait surtout vers le sud, puis vers le sud-ouest. Une fois qu'elles ont traversé l'interfluve du bassin hydrographique de la rivière Saint-François, les eaux ont emprunté le réseau de plaines proglaciaires du Nord de la Nouvelle-Angleterre.

Notre modèle de déglaciation a aussi été comparé avec les autres modèles décrits au premier chapitre (section 6.3). Le modèle de déglaciation qui se rapproche le plus du nôtre est celui qui se rapporte au retrait de l'Inlandsis laurentidien (section 6.3.1). Par rapport aux autres modèles déjà proposés pour la région d'étude, il a le net avantage de mieux expliquer les différents événements liés à la déglaciation, tels que la submersion des vallées par les lacs proglaciaires, leur drainage vers la Nouvelle-Angleterre, l'écoulement tardiglaciaire vers le sud-est et le retrait de la glace vers le nord-ouest. Toutefois, notre modèle corrige les tracés des positions bordières déjà proposées en les faisant plus rectilignes et moins lobés, grâce à la reconstitution des lacs proglaciaires et à l'utilisation des niveaux glaciolacustres comme repère chronologique. Par rapport au modèle classique de retrait de l'Inlandsis laurentidien,

notre modèle suppose aussi l'isolement de petits glaciers résiduels sur le versant adret des interfluves les plus abrupts.

Par ailleurs, le modèle de déglaciation établi dans cette thèse invalide les autres modèles déjà appliqués au Sud du Haut Saint-François. En effet, ceux-ci ne permettent pas d'expliquer les principales caractéristiques du dernier retrait glaciaire dans la région d'étude, telles que la présence d'un modelé glaciolacustre dans les vallées, le sens de leur drainage, le tracé des positions bordières ainsi que le sens des derniers mouvements glaciaires. Au contraire du modèle de retrait proposé dans cette thèse, ces modèles sont avant tout basés sur des indices d'écoulement glaciaire, sans confirmation avec d'autres indices associés exclusivement à la déglaciation. Or, les indices d'écoulement glaciaire peuvent refléter autant des mouvements tardiglaciaires que des mouvements glaciaires plus anciens. En outre, ces modèles ont été appliqués à la région étudiée à partir d'interprétations erronées faites antérieurement, comme le manque apparent de formes bordières et de sédiments glaciolacustres dans la région. Or, notre étude a montré que ces formes et sédiments sont bien plus nombreux que ce qui a été inventorié auparavant.

CONCLUSION GÉNÉRALE

Une revue de la littérature sur le Quaternaire du Sud du Québec montre qu'au moins trois modèles ont déjà été utilisés pour expliquer la déglaciation du Sud du Haut Saint-François, au Wisconsinien tardif. Bien qu'ils se différencient notamment par le type de glacier ayant occupé cette région, par sa source d'approvisionnement, par sa dynamique et par le sens de ses derniers mouvements, ces trois modèles sont élaborés à partir des mêmes indices, c'est-à-dire les indices d'écoulement glaciaire, surtout l'orientation des marques de façonnement glaciaire et la répartition des erratiques. Or, plusieurs études antérieures ont montré que ces indices ont aussi enregistré des écoulements glaciaires antérieurs à la déglaciation. Ces seuls indices nous apparaissent donc insuffisants pour la reconstitution de la déglaciation de notre région d'étude, d'autant plus qu'elles ont mené à des interprétations irréconciliables. Au contraire, notre modèle de retrait est élaboré, non seulement à partir d'indices d'écoulement glaciaire, mais aussi à partir des informations qui sont tirées des modelés glaciolacustre et juxtaglaciaire. Quels que soient les indices utilisés, nous n'avons considéré que ceux dont l'âge tardiglaciaire peut être attesté. Cet âge a été déterminé à partir de critères comme les relations stratigraphiques existant entre les formes et les sédiments étudiés, leur position à la surface de la région étudiée et l'absence d'indices, comme du till de fond et des structures glaciectoniques, pouvant être associés à une glaciation postérieure.

Notre modèle de déglaciation a été élaboré à partir des principaux éléments qui caractérisent la déglaciation dans la région d'étude, à savoir: (1) les lacs tardiglaciaires et leur drainage, (2) les positions bordières ainsi que leur signification paléogéographique et (3) le sens des derniers mouvements glaciaires, que ce soit le retrait ou bien l'écoulement de la glace. Grâce à la méthodologie développée dans le cadre de cette thèse, plus de 300 niveaux, regroupés en 36 lacs proglaciaires différents, ainsi que 26 lacs résiduels ont pu être reconstitués dans la région d'étude. Cette reconstitution met aussi en évidence le drainage de ces lacs d'abord vers le sud, puis vers le sud-ouest, via des cols situés sur les interfluves et à des altitudes de plus en plus basses, au fur et à mesure que la bordure glaciaire reculait vers le nord-ouest. Une fois qu'elles ont traversé l'interfluve du bassin hydrographique de la rivière Saint-François, les eaux de fonte ont emprunté le réseau de plaines proglaciaires occupant alors le fond des vallées du Nord de la Nouvelle-Angleterre, avant d'aller probablement se jeter dans l'océan Atlantique.

Notre modèle de déglaciation tient aussi compte du tracé des principales positions bordières ainsi que de leur mode de mise en place. Les positions bordières ont été délimitées à partir des rares moraines de retrait relevées dans la région étudiée, mais surtout à partir des formes

juxtaglaciaires où l'emplacement autrefois occupé par la bordure glaciaire peut être établi. Cette délimitation s'est faite en utilisant, pour la première fois, les niveaux glaciolacustres comme repère chronologique. Les positions bordières ainsi délimitées ont un tracé quasi rectiligne, sauf dans les zones de forte dénivellation où le tracé est plus lobé. Ces positions bordières ont été mises en place lors de baisses catastrophiques de niveaux glaciolacustres lors de la déglaciation de nouveaux exutoires, bien que, dans certains cas, le développement des positions a pu être favorisé par des récurrences tardiglaciaires. Des positions bordières circulaires ont également été délimitées autour de cuvettes situées sur le versant adret des interfluves abrupts. Elles sont associées à des petites masses glaciaires qui ont fondu dans le fond de ces cuvettes, sans endiguer de lacs proglaciaires. Les formes bordières associées ont été mises en place lors du contournement de culots de glace par les eaux de fonte.

Dans notre modèle, le sens des derniers mouvements glaciaires est déterminé non seulement à partir des indices d'écoulement très souvent utilisés, comme l'orientation des marques de façonnement glaciaire, mais aussi à partir d'indices utilisés localement ou accessoirement, comme les structures glacitectoniques de poussée. Le sens des mouvements ainsi obtenu a en plus été comparé avec celui qui est déduit des indices de retrait. Bien que ces deux types d'indices diffèrent par leur mode de mise en place, ils indiquent tous deux des mouvements glaciaires dans la même direction, le retrait glaciaire se faisant vers le nord-ouest, soit dans le même sens que la pente régionale, et l'écoulement de la glace dans un sens opposé, soit vers le sud-est. De plus, aucun mouvement radial n'a été identifié dans la région étudiée, au contraire de ce qu'ont supposé des études antérieures.

Les principaux éléments de la déglaciation du Sud du Haut Saint-François ont ensuite été intégrés ensemble pour définir cinq étapes principales dans le déroulement de la déglaciation de la région qui sont: (1) le dégagement des sommets situés le long de la frontière séparant le Québec et la Nouvelle-Angleterre, (2) la lobation de la bordure glaciaire autour du massif du mont Mégantic, (3) la déglaciation du Haut plateau appalachien, (4) les débuts de l'expansion du Lac proglaciaire Memphrémagog et (5) le retrait final de la glace ainsi que la réorganisation d'une partie du drainage postglaciaire. Ces cinq étapes ont été définies dans cette thèse pour la première fois de façon régionale. Le déroulement de ces étapes a servi à établir les principales caractéristiques du modèle de déglaciation, dont les types de glacier en cause, les mouvements et la dynamique de la bordure glaciaire, ainsi que le drainage des eaux de fonte.

Notre étude montre que deux types différents de glacier ont pu affecter la région lors du dernier retrait. Le glacier le plus important était une grande masse glaciaire unique, identifiée

comme étant l'Inlandsis laurentidien. Cette interprétation se base, entre autres choses, sur la provenance du glacier, identifiée par la nature des erratiques dénombrés, et sur sa grande étendue, attestée par la surface de la région couverte par une moraine de fond, y compris les interfluves. Cet inlandsis était resté actif tout au long de la déglaciation, puisqu'il a continué ses mouvements, principalement dans un seul et même sens, incisant des striures glaciaires et modelant des formes glaciaires profilées. De plus, le retrait de cet inlandsis est attesté par l'endiguement des eaux de fonte dans les vallées de la région et par les positions bordières quasi rectilignes qui traversent, du sud-ouest vers le nord-est, tout le territoire étudié. Par ailleurs, des culots de glace résiduelle se sont détachés de l'Inlandsis laurentidien, lors de l'émergence de certains reliefs élevés, comme les montagnes Frontalières. La présence de ce deuxième type de glacier est attestée par la délimitation de positions bordières circulaires qui entourent des cuvettes localisées sur l'adret de lignes de faite. Ces petites masses glaciaires stagnantes sont devenues inactives après leur séparation d'avec l'Inlandsis et n'ont pas pu endiguer de lacs proglaciaires dans le fond des vallées, puisqu'aucun modelé glaciolacustre ne leur est associé.

La comparaison de notre modèle de déglaciation avec les trois autres modèles déjà appliqués à la région montre que le retrait d'un inlandsis laurentidien est le modèle qui se rapproche le plus du nôtre. En effet, c'est le seul modèle qui explique le mieux l'endiguement de lacs proglaciaires dans les vallées, l'évacuation des eaux de fonte vers les vallées du Nord de la Nouvelle-Angleterre, le recul d'une bordure glaciaire glaciaire unique vers le nord-ouest et l'écoulement tardiglaciaire vers le sud-est. Toutefois, en utilisant les niveaux glaciolacustres comme repère chronologique, cette thèse vient corriger les tracés de position bordière déjà proposée, en les faisant plus rectilignes et moins lobées. C'est en effet dans cette thèse que la plupart des lacs proglaciaires de la région ont été reconstitués pour la première fois. De plus, au contraire du modèle classique de retrait de l'Inlandsis laurentidien, notre modèle suppose qu'il y a aussi eu l'isolement de petits glaciers résiduels sur les versants adrets des interfluves les plus abrupts, au même moment que le retrait de l'Inlandsis laurentidien. Les autres modèles utilisés pour expliquer la déglaciation d'autres régions des Appalaches, comme la Nouvelle-Angleterre, la Beauce et les Bois-Francs, ne semblent pas être valables le Sud du Haut Saint-François, vu que nous n'avons pas pu observer les indices qui leur sont associés et qui diffèrent d'ailleurs trop de nos indices observés sur le terrain.

Notre étude est une contribution à l'explication du déroulement de la déglaciation du Haut Saint-François, mais elle n'a pas résolu tous les problèmes liés au dernier retrait glaciaire dans les Appalaches du Sud du Québec. Par exemple, elle montre que les calottes glaciaires résiduelles des Bois-Francs et de la Beauce ne se seraient probablement pas étendues jusque

dans le Haut Saint-François, mais elle ne permet pas de statuer sur leur existence ni sur leur étendue réelle. Une étude du même type que la nôtre peut donc être menée dans les régions où ces calottes résiduelles ont déjà été suggérées, afin de délimiter leur étendue probable, si leur présence est confirmée. Une telle étude doit notamment inclure la reconstitution des lacs proglaciaires autrefois barrés dans les bassins des rivières Nicolet, Bécancour, Chaudière et Etchemin, de même que la délimitation des positions bordières associées aux étapes de retrait des éventuelles calottes résiduelles.

Une autre lacune de cette thèse est l'absence de datation, en âge absolu, pour les étapes de la déglaciation du Sud du Haut Saint-François. En effet, il n'a pas été possible d'attribuer une durée déterminée aux niveaux glaciolacustres reconstitués, ni un âge précis aux positions bordières délimitées. En fait, les méthodes de datation n'ont pu être utilisées, non seulement à cause de l'absence apparente de matériaux organiques datables avec les techniques basées sur le radiocarbone, mais aussi à cause du manque de fiabilité des nouvelles techniques, comme la thermoluminescence. Malgré cette lacune, la reconstitution des lacs proglaciaires et l'établissement de la succession de leurs niveaux ont toutefois été utilisés comme repère chronologique pour délimiter les positions bordières, en montrant le synchronisme dans la mise en place de formes juxtaglaciaires relevées à des endroits parfois assez éloignés les uns des autres. Par ailleurs, la durée minimale entre les étapes de la déglaciation pourrait aussi être déterminée à partir de la vitesse moyenne de retrait de la glace. Cette donnée peut être estimée en se basant sur la distance parcourue par la bordure glaciaire, lors de la mise en place d'une séquence complète de varves. Elle peut aussi être calculée à partir de la distance moyenne entre des formes bordières disposées en série, comme les chenaux juxtaglaciaires, en supposant, comme Maag (1969), qu'une durée d'un an s'est écoulé entre la mise en place de deux formes successives.

Enfin, les résultats obtenus dans cette thèse demandent à être validés tant spatialement que temporellement. Ainsi, une étude semblable à la nôtre peut être appliquée aux régions du Nord-Est de l'Amérique du Nord où le dernier retrait de la glace s'est fait dans le même sens que la pente régionale et où des lacs proglaciaires ont été endigués à la bordure. Elle peut aussi être appliquée à d'autres régions où la déglaciation fut marquée par l'endiguement de plans d'eau à la bordure d'un inlandsis, notamment dans les Prairies canadiennes. Par ailleurs, cette thèse a tenté de reconstituer la déglaciation du Sud du Haut Saint-François, sans toutefois considérer les événements glaciaires plus anciens, tels que ceux résumés dans Fulton (1989) et Occhiotti (1989). L'étude de ces épisodes glaciaires antérieurs sera tout de même facilitée grâce aux résultats de cette thèse, puisque les indices d'âge tardiglaciaire ont pu être distingués de ceux antérieurs au Wisconsinien tardif.

SOURCES DOCUMENTAIRES

- Ackerly, S. C., 1989. Reconstructions of mountain glacier profiles, northeastern United States. *Geological Society of America Bulletin*, 101: 561-572.
- Agassiz, L. R., 1867a. Glacial phenomena in Maine (part 1). *The Atlantic Monthly*, 19: 211-220.
- Agassiz, L. R., 1867b. Glacial phenomena in Maine (part 2). *The Atlantic Monthly*, 19: 281-287.
- Agassiz, L. R., 1871. The former existence of local glaciers in the White mountains. *The American Naturalist*, 4: 550-558.
- American Geological Institute, 1976. *Dictionary of geological terms*. Anchor Press, Garden City (NJ), 472 p.
- Andrews, J. T., 1973. The Wisconsin Laurentide Ice Sheet: dispersal centers, problems of rates of retreat, and climatic implications. *Arctic and Alpine Research*, 5: 185-199.
- Andrews, J. T., ed., 1974. *Glacial isostasy*. Dowden, Hutchinson & Ross, Stroudsburg, 491 p.
- Antevs, E., 1928. The last glaciation, with special reference to the ice retreat in northeastern North America. *American Geographical Society, Research series* 17, 292 p.
- Antevs, E., 1932. *Alpine zone of the mount Washington range*. Merrill & Weber Co., Auburn, 188 p.
- Avramtchev, L., 1985. *Carte géologique du Québec*. Ministère de l'énergie et des ressources, Québec, Carte 2000, 1: 500 000.
- Banerjee, I. et McDonald, B. C., 1975. Nature of esker sedimentation, p. 132-154. *In* A. V. Jopling et B. C. McDonald, ed., *Glaciofluvial and glaciolacustrine sedimentation*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 23, 320 p.
- Baulig, H., 1970. *Vocabulaire franco-anglo-allemand de géomorphologie*, Publications de la Faculté des lettres de Strasbourg, tome IV. Éditions Ophrys, Paris, 230 p.
- Bilodeau, C., 1978. *Levé hydrogéologique à La Patrie, comté de Compton*. Ministère des richesses naturelles, Service des eaux souterraines, Québec, Rapport 962, 7 p.
- Bilodeau, C., 1981. *Annuaire de puits et forages*. Ministère de l'environnement, Service des eaux souterraines, Québec, H.G.P.-10, 702 p.

- Bilodeau, G., 1986. Dispersion glaciaire dans les Appalaches du Québec méridional - l'exemple des cailloux dans le till de surface. Rapport de B.Sc., Université de Sherbrooke, Département de géographie, Sherbrooke, 17 p.
- Bird, J. B., 1970. Some aspects of the geomorphology of the Eastern Townships of Quebec. *Revue de géographie de Montréal*, 24: 417-429.
- Bird, J. B., 1980. *The natural landscapes of Canada - a study in regional Earth Science*. John Wiley & Sons, Toronto, 260 p.
- Black, R. F., 1977. Regional stagnation of ice in northeastern Connecticut, an alternative model of deglaciation for part of New England. *Geological Society of America Bulletin*, 88: 1331-1336.
- Blais, A., 1989. Lennoxville glaciation of the middle Chaudière and Etchemin valleys, Beauce region, Québec. M.Sc thesis, Carleton University, Ottawa, 137 p.
- Blanchard, R., 1947. *Le Centre du Canada-Français, province de Québec*. Librairie Beauchemin, Montréal, 577 p.
- Bloom, A. L., 1960. Late Pleistocene changes in sea level in southwestern Maine. *Maine Geological Survey*, 143 p.
- Bloom, A. L., 1963. Late Pleistocene fluctuations of sea-level and postglacial crustal rebound in coastal Maine. *American Journal of Science*, 261: 862-879.
- Boissonnault, P., 1983. Géomorphologie et lithostratigraphie quaternaire à l'est du lac Memphrémagog. Mémoire de M.Sc., Université de Sherbrooke, Département de géographie, Sherbrooke, 150 p.
- Boissonnault, P. et Gwyn, Q. H. J., 1980. L'évolution du lac proglaciaire Memphrémagog. *Annales de l'ACFAS*, 47: 113.
- Boissonnault, P. et Gwyn, Q. H. J., 1983. L'évolution du lac proglaciaire Memphrémagog, sud du Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 37: 197-204.
- Boissonnault, P., Gwyn, Q. H. J. et Morin, B., 1981. Le lac proglaciaire Memphrémagog: géologie, géomorphologie, archéologie - livret-guide d'excursion. Université de Sherbrooke, Département de géographie, Sherbrooke, Bulletin de recherche 55, 40 p.
- Borns, H. W. Jr., 1963. Preliminary report on the age and distribution of late Pleistocene ice in north-central Maine. *American Journal of Science*, 261: 738-740.
- Borns, H. W. Jr., 1973. Late Wisconsin fluctuations of the Laurentide Ice Sheet in Southern and Eastern New England, p. 37-45. *In* R. F. Black, R. P. Goldthwait

- et H. B. Willman, ed., The Wisconsin Stage. Geological Society of America, Memoir 136, 334 p.
- Borns, H. W. Jr., 1985. Changing models of deglaciation in northern New England and adjacent Canada, p. 135-138. *In* H. W. Borns Jr., P. LaSalle et W. B. Thompson, ed., Late Pleistocene history of Northeastern New England and adjacent Quebec. Geological Society of America, Special Paper 197, 159 p.
- Borns, H. W. Jr. et Hagar, D. J., 1965. Late glacial stratigraphy of a northern part of the Kennebec river valley, western Maine. Geological Society of America Bulletin, 76: 1233-1250.
- Borns, H. W. Jr. et Calkin, P. E., 1970. Quaternary history of Northwestern Maine, section E-2, 6 p. *In* G. M. Boone, ed., Guidebook for field trips in the Rangeley Lakes - Dead River Basin region, western Maine. New England Intercollegiate Geological Conference, 62th Annual Meeting. Syracuse University, Department of Geology, Syracuse, [s.p.].
- Borns, H. W. Jr. et Calkin, P. E., 1977. Quaternary glaciation, west-central Maine. Geological Society of America Bulletin, 88: 1773-1784.
- Borns, H. W. Jr. et Hughes, T. J., 1977. The implications of the Pineo Ridge Readvance in Maine. *Géographie physique et Quaternaire*, 31: 203-206.
- Bostock, H. S., 1964. Provisional physiographic map of Canada. Geological Survey of Canada, Map 13-1964.
- Bouchard, M., Lortie, G., Turcotte, P. et Chauvin, L., 1987. The Asbestos - Valcourt and Sherbrooke area, p. 102-139. *In* M. Lamothe, ed., Pleistocene stratigraphy in the St. Lawrence Lowland and the Appalachians of Southern Québec: a field guide. Université de Montréal, Département de géologie, Montréal, 280 p.
- Boulton, G. S., 1970. On the origin and transport of englacial debris in Svalbard glaciers. *Journal of Glaciology*, 9: 213-229.
- Bourne, J., 1984. Géologie du complexe granitique du lac aux Araignées. Ministère de l'énergie et des ressources, Québec, MB 84-22, 92 p.
- Bourne, J., 1986. Géologie du complexe granitique d'Aylmer, Estrie. Ministère de l'énergie et des ressources, Québec, MB 86-40, 54 p.
- Bradley, D. C., 1981. Late Wisconsinan mountain glaciation in the northern Presidential Range, New Hampshire. *Arctic and Alpine Research*, 13: 319-327.
- Brodzikowski, K. et van Loon, A. J., ed., 1991. Glacigenic sediments. Elsevier, New York, 674 p.

- Broecker, W. S., 1966. Glacial rebound and the deformation of the shorelines of proglacial lakes. *Journal of Physical Research*, 71: 4777-4783.
- Bryson, R. A., Wendland, W. M., Ives, J. D. et Andrews, J. T., 1969. Radiocarbon isochrones on the desintegration of the Laurentide ice-sheet. *Arctic and Alpine Research*, 1: 1-14.
- Burton, F. R., 1933. Geology of the district around Lake Aylmer. M.Sc. thesis, McGill University, Department of geology, Montréal, 241 p.
- Butzer, K. W., 1974. *Environment and archeology: an ecological approach to prehistory*. Aldine Publishing Co., Chicago, 703 p.
- Butzer, K. W., 1976. *Geomorphology from the Earth*. Harper & Row Publishers, New York, 463 p.
- Cailleux, A. et Tricart, J., 1963. *Initiation à l'étude des sables et des galets (tome 1)*. Centre de Documentation Universitaire, Paris, 369 p.
- Caldwell, D. W., 1966. Pleistocene geology of Mt. Katahdin, p. 51-57. *In* D. W. Caldwell, ed., *Guidebook for field trips in the Mt. Katahdin region*. New England Intercollegiate Geological Conference, 58th Annual Meeting. Boston University, Department of Geology, Boston, 61p.
- Caldwell, D. W., 1980. Alpine glaciation of Mt. Katahdin, p. 80-85. *In* D. C. Roy et R. G. Naylor, ed., *A guidebook to the geology of Northeastern Maine and neighboring New Brunswick*. New England Intercollegiate Geological Conference, 72th Annual Meeting. Boston College Press, Chestnut Hill (MA), 296 p.
- Caldwell, D. W., Thompson, W. B. et Hanson, L. S., 1981. Styles of deglaciation above the marine limit in Central and Western Maine. *Geological Society of America, Abstracts with programs*, 13: 124-125.
- Caldwell, D. W., Hanson, L. S. et Thompson, W. B., 1985. Styles of deglaciation in central Maine, p. 45-58. *In* H. W. Borns Jr., P. LaSalle et W. B. Thompson, ed., *Late Pleistocene history of Northeastern New England and adjacent Quebec*. Geological Society of America, Special Paper 197, 159 p.
- Cestre, G., 1973. Plans d'eau glaciaires et isostasie dans les bassins de la haute Ware et de la rivière Otter, Massachusetts (2^e partie). *Cahiers de géographie de Québec*, 17: 251-264.
- Chadwick, G. W., 1923. Glacial lake problems. *Geological Society of America Bulletin*, 34: 499-506.

- Chalmers, R., 1886. On the glaciation and Pleistocene subsidence of northern New Brunswick and south-eastern Quebec. *Transactions of the Royal Society of Canada*, 4: 139-145.
- Chalmers, R., 1890a. Glaciation of Eastern Canada. *The American Geologist*, 6: 240-241.
- Chalmers, R., 1890b. The glaciation of Cordillera and the Laurentide. *American Geologist*, 6: 324-325.
- Chalmers, R., 1895. Surface geology of Maritime Provinces and Southern Quebec, p. 80-88. *In* G. M. Dawson, dir., Summary report on the operations of the Geological Survey for the year 1894. Geological Survey Department, Annual Report 7 (A), 124 p.
- Chalmers, R., 1896. Gold districts of Eastern townships, Quebec, p. 85-97. *In* G. M. Dawson, dir., Summary report on the operations of the Geological Survey for the year 1895. Geological Survey Department, Annual Report 8 (A), 154 p.
- Chalmers, R., 1897a. Gold mining and glaciation in Eastern townships, Quebec, p. 74-83. *In* G. M. Dawson, dir., Summary report on the operations of the Geological Survey for the year 1896. Geological Survey of Canada, Annual Report 9 (A), 144 p.
- Chalmers, R., 1897b. The gold-bearing deposits of the Eastern Townships of Quebec. *The Journal of the Federated Canadian Mining Institute*, 2: 13-28.
- Chalmers, R., 1898a. Gold mining and glaciation in Eastern townships, Quebec, p. 62-74. *In* G. M. Dawson, dir., Summary report on the operations of the Geological Survey for the year 1897. Geological Survey of Canada, Annual Report 10 (A), 156 p.
- Chalmers, R., 1898b. Report on the surface geology and auriferous deposits of south-eastern Quebec. Geological Survey of Canada, Annual Report 10 (J), 160 p.
- Chalmers, R., 1899. Gold areas and glaciation of Southeastern Quebec. Geological Survey of Canada, Map 667, 1: 506 880.
- Chalmers, R., 1906. Surface geology of eastern Quebec. Geological Survey of Canada, Annual Report 16 (A): 250-263.
- Chalmers, R., 1908. Surface geology of the Saint-Lawrence Valley. Geological Survey of Canada, Summary Report for 1907: 69-71.
- Chamberlin, T. C., 1894. The Canadian Ice Age: Notes on the Pleistocene Geology of Canada with especial reference to the life of the period and its climatical conditions, by Sir J. Williams Dawson. *Journal of Geology*, 2: 232-235.

- Chamley, H., 1987. *Sédimentologie*. Dunod, Paris, 175 p.
- Chapman, D. H., 1937. Late-glacial and postglacial history of the Champlain valley. *American Journal of Science*, 234: 89-124.
- Chapman, D. H., 1942. Late-glacial and postglacial history of the Champlain valley. Vermont Geological Survey, Report to the State Geologist, 23: 48-83.
- Charlesworth, J. K., 1966. The Quaternary era, with special reference to its glaciation (2 volumes). Edward Arnold Publ. Ltd, London, 1700 p.
- Chauvin, L., 1979a. Dépôts meubles de la région de Thetford Mines-Victoriaville. Ministère des richesses naturelles, Québec, DPV 622, 20 p.
- Chauvin, L., 1979b. Géologie des dépôts meubles, région d'Asbestos-Disraëli. Ministère des richesses naturelles, Québec, DPV 716, 10 p.
- Chauvin, L., Martineau, G. et LaSalle, P., 1985. Deglaciation of the Lower St. Lawrence region, Quebec, p. 111-123. *In* H. W. Borns Jr., P. LaSalle et W. B. Thompson, ed., Late Pleistocene history of Northeastern New England and adjacent Quebec. Geological Society of America, Special Paper 197, 159 p.
- Chevé, S. R., 1975. Rapport préliminaire sur l'étude stratigraphique, tectonique, volcanologique et métallogénique de la région de Lac-Mégantic. Ministère des richesses naturelles, Québec, DP-305, 30 p.
- Chevé, S. R., 1977. Région de Notre-Dame-des-Bois - Chartierville. Ministère des richesses naturelles, Québec, DPV-512, 13 p.
- Chevé, S. R., 1978. Région du sud-est des Cantons de l'Est. Ministère des richesses naturelles, Québec, DP-613, 80 p.
- Christman, R. A., 1956. The geology of Mt. Mansfield State Forest. Vermont Geological Survey, 26 p.
- Clark, T. H., 1937. Northward moving ice in Southern Quebec. *American Journal of Science*, 234: 215-220.
- Clément, P., 1982. Cartes géomorphologiques des Cantons de l'Est: régions de Dudswell, Scotstown, Sherbrooke, La Patrie, Coaticook et Malvina. Université de Sherbrooke, Département de géographie, Sherbrooke, Bulletin de recherche 61, 22 p.
- Clément, P., 1990. Évolution géomorphologique d'un secteur nord-appalachien (Québec, Canada): approche géomorphologique. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 34: 283-299.

- Clément, P. et De Kimpe, C. R., 1977. Geomorphological conditions of gabbro weathering at Mount Mégantic, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 14: 2262-2273.
- Clément, P. et Parent, M., 1977. Contribution à l'étude de la déglaciation wisconsinienne dans le centre des Cantons de l'Est, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 31: 217-228.
- Clément, P. et Pelletier, J., 1980. Le mont Mégantic (Québec): essai de mise au point géomorphologique. *Géographie physique et Quaternaire*, 34: 175-185.
- Clément, P. et Poulin, A., 1975. La fossilisation des réseaux de vallées aux environs de Sherbrooke, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 29: 167-171.
- Clément, P., Gadbois, P. et Poulin, A., 1969. Rapport préliminaire sur les possibilités d'installation d'une station de sport d'hiver sur le mont Mégantic, comtés de Compton et Frontenac, Québec. Université de Sherbrooke, Département de géographie, Sherbrooke, 34 p.
- Clément, P., Landry, B. et Yergeau, M., 1976. Déchaussement post-glaciaire de filons de quartz dans les Appalaches québécoises (région de Sherbrooke, Canada). *Geografiska Annaler*, 58A: 111-114.
- Connally, G. G., 1971. Pleistocene mountain glaciation, Northern Vermont: discussion. *Geological Society of America Bulletin*, 82: 1763-1765.
- Connally, G. G., 1982. Deglacial history of Western Vermont, p. 183-193. *In* G. J. Larson et B. D. Stone, ed., *Late Wisconsinan glaciation of New England*. Kendall & Hunt Publishing Co., Dubuque, 242 p.
- Connally, G. G. et Sirkin, L. A., 1973. Wisconsinan History of the Hudson - Champlain Lobe, p. 47-69. *In* R. F. Black, R. P. Goldthwait et H. B. Willman, ed., *The Wisconsin Stage*. Geological Society of America, Memoir 136, 334 p.
- Conseil International de la Langue Française, 1979. *Vocabulaire de la géomorphologie*. Hachette et La Maison du Dictionnaire, Paris, 218 p.
- Cooke, H. C., 1937. Further note on northward moving ice. *American Journal of Science*, 234: 221.
- Cooke, H. C., 1950a. Geology of the Southwestern Part of the Eastern Townships of Quebec. Geological Survey of Canada, Memoir 257, 142 p.
- Cooke, H. C., 1950b. Magog - Weedon, Quebec. Geological Survey of Canada, Map 994A, 1: 126 720.

- Cooke, H. C., 1957. Coaticook - Malvina area, Stanstead and Compton counties. Departement of Mines, Québec, Geological Report 69, 36 p.
- Cormier, C., 1992. Vocabulaire canadien du Quaternaire. Bureau de la traduction, Direction de la terminologie et des services linguistiques, Ottawa, Bulletin de terminologie 209, 154 p.
- Cousineau, J., 1951. Les phénomènes glaciaires dans les vallées de la région de Sherbrooke. Mémoire de maîtrise, Université de Montréal, Institut de géographie, Montréal, 73 p.
- Danis, D., 1984a. Géologie du complexe granitique de Scotstown. Ministère de l'énergie et des ressources, Québec, MB 84-21, 102 p.
- Danis, D., 1984b. Géologie du complexe granitique du mont Mégantic (rapport préliminaire). Ministère de l'énergie et des ressources, Québec, MB 85-07, 22 p.
- Danis, D., 1985a. Géologie du complexe granitique de Winslow. Ministère de l'énergie et des ressources, Québec, MB 85-31, 69 p.
- Danis, D., 1985b. Géologie du complexe granitique du mont Mégantic. Ministère de l'énergie et des ressources, Québec, MB 85-32, 56 p.
- David, P. P. et Lebus, J. 1985. Glacial maximum and deglaciation of western Gaspé, Québec, Canada, p. 85-109. *In* H. W. Borns Jr., P. LaSalle et W. B. Thompson, ed., Late Pleistocene history of Northeastern New England and adjacent Quebec. Geological Society of America, Special Paper 197, 159 p.
- Davidson-Arnott, R., Nickling, W. et Fahey, B. D., 1982. Research in glacial, glacio-fluvial and glacio-lacustrine systems. Geo Books, Norwich, 318 p.
- Davis, P. T., 1989. Late Quaternary glacial history of Mt. Katahdin and the nunatak hypothesis, p. 119-134. *In* R. D Tucker et R. G. Marvinney, ed., Studies in Maine Geology, Volume 6. Maine Geological Survey, 142 p.
- Davis, P. T. et Waitt, R. W. 1986. Cirques in the Presidential Range revisited: no evidence for post-Laurentide mountain glaciation. Geological Society of America, Abstracts with programs, 18: 11.
- Dawson, G. M., 1890. On the glaciation of the northern part of the Cordillera, with an attempt to correlate the events of the glacial period in the Cordillera and Great Plains. American Geologist, 6: 153-162.
- Dawson, J. W., 1855. Acadian geology: an account of the geological structure and mineral resources of Nova Scotia and portions of the neighbouring provinces of British America. J. Dawson, Pictou, 221 p.

- Dawson, J. W., 1868. Acadian geology: the geological structure, organic remains and mineral resources of Nova Scotia, New Brunswick and Prince Edward Island. A. & W. Mackinlay, Halifax, 694 p.
- Dawson, J. W., 1872. Notes on the Post-Pliocene geology of Canada: with especial reference to the conditions of accumulation of the deposits and the marine life of the period. *The Canadian Naturalist and Quarterly Journal of Science*, 6: 19-42, 166-187, 241-259 et 369-416.
- Dawson, J. W., 1878. Acadian geology: the geological structure, organic remains, and mineral resources of Nova Scotia, New Brunswick and Prince Edward Island. 3rd edition. McMillan, London, 825 p.
- Dawson, J. W., 1893. The Canadian Ice Age - Being notes on the Pleistocene geology of Canada, with especial reference to the life of the period and its climatal conditions. W. V. Dawson, Montréal, 301 p.
- De Geer, G., 1912. A geochronology of the last 12 000 years. *Compte-rendu de la XIe session, Congrès géologique international, Stockholm, 1910*: 241-253.
- Dionne, J.-C., 1975. Bibliographie annotée sur les formes et structures périglaciaires fossiles au Canada méridional. *Biuletyn Peryglacjalny*, 24: 369-371.
- Dorion, C. C., 1993. A chronology of deglaciation and accompanying marine transgression in Maine; *Geological Society of America, Abstracts with programs*, 25: 12.
- Drake, L. D., 1968. Till studies in New Hampshire. Ph.D. thesis, Ohio State University, Department of geology, Columbus, 112 p.
- Drake, L. D., 1971. Evidence for ablation and basal till in East-Central New Hampshire, p. 73-91. *In* R. P. Goldthwait, ed., *Till: a symposium*. Ohio State University Press, Columbus (OH), 402 p.
- Drake, L. D., 1974. Till fabric control by clast shape. *Geological Society of America Bulletin*, 85: 247-250.
- Dreimanis, A., 1978. Till and tillite, p. 805-810. *In* R. W. Fairbridge et J. Bourgeois, ed., *The encyclopedia of sedimentology*. Dowden, Hutchinson & Ross Inc., Stroudsburg (PA), 901 p.
- Dreimanis, A. et Karrow, P. F., 1972. Glacial history of the Great Lakes - St- Lawrence region, the classification of the Wisconsin(an) stage and its correlatives. 24th International Geological Congress, Montréal, Section 12 (Quaternary geology): 5-15.

- Dreimanis, A., Hamilton, J. P. et Kelly, P. E., 1987. Complex subglacial sedimentation of Catfish Creek till at Bradtville, Ontario, Canada, p. 73-87. *In* J. J. M. Van Der Meer, ed., Tills and glaciotectonics. A. A. Balkema, Rotterdam, 270 p.
- Drewry, D., 1986. Glacial geologic processes. Edward Arnold, Baltimore, 276 p.
- Dubé, C., 1983. Géomorphologie quaternaire et déglaciation à l'ouest du lac Memphrémagog. Mémoire de M.Sc., Université de Sherbrooke, Département de géographie, Sherbrooke, 138 p.
- Dubé, C. et Hébert, L., 1980. Variabilité des dépôts glaciaires de la région du lac Memphrémagog. Rapport de B.Sc., Université de Sherbrooke, Département de géographie, Sherbrooke, 185 p.
- Dubois, J.-M. M., 1969. Étude de la position des eskers dans les Cantons de l'Est. Mémoire de licence en géographie, Université de Sherbrooke, Département de géographie, Sherbrooke, 27 p.
- Dubois, J.-M. M., 1970. Bassin du ruisseau Bury, comté de Compton, Québec: géomorphologie et utilisation du sol. Mémoire de maîtrise, Université de Sherbrooke, Département de géographie, Sherbrooke, 137 p.
- Dubois, J.-M. M., rédacteur, 1971. Caractéristiques naturelles des Cantons de l'Est. Université de Sherbrooke, Centre de recherche en aménagement régional, Sherbrooke, 176 p.
- Dubois, J.-M. M., 1974a. Phases et formes de déglaciation du bassin du Bury, Estrie, Québec. *Revue de géographie de Montréal*, 28: 389-406.
- Dubois, J.-M. M., 1974b. Propositions de régions physiographiques pour les Cantons de l'Est: un apport à la classification de Bostock. *Géoscope*, 5: 13-46.
- Dubois, J.-M. M., 1981. Expertise préliminaire d'un bloc erratique sur le chemin "Petit Bethlehem", au sud de La Patrie. Université de Sherbrooke, Département de géographie, Sherbrooke, 2 p.
- Dubois, J.-M. M. et Morissette, A., 1994. Histoire de la déglaciation et des anciens lacs des bassins des rivières Coaticook et Moe, Sud du Québec et Nord du Vermont. *Le Géographe canadien*, 38: 316-330.
- Dubois, J.-M. M. et Parent, M., 1989. Les derniers 100 000 ans d'histoire du paysage naturel des Cantons de l'Est, p. 29-59. *In* J.-M. M. Dubois, éd., Les Cantons de l'Est: aspects géographiques, politiques, socio-économiques et culturels. Les Éditions de l'Université de Sherbrooke, Sherbrooke, 294 p.

- Dubois, J.-M. M. et Provencher, L., 1989. Le capital nature des Cantons de l'Est, p. 5-18. *In* J.-M. M. Dubois, réd., Les Cantons de l'Est: aspects géographiques, politiques, socio-économiques et culturels. Les Éditions de l'Université de Sherbrooke, Sherbrooke, 294 p.
- Dubois, J.-M. M., Larocque, A., Boissonnault, P., Dubé, C., Poulin, A., Gwyn, Q. H. J., Larocque, G. et Morissette, A., 1984. Discussion de «Notes on the deglaciation of Southeastern Québec». Commission géologique du Canada, Étude 84-1 (B): 391-394.
- Dubois, J.-M. M., Parent, M., Bail, P., Larocque, A. et Larocque, G., 1985. Essai paléogéographique du Québec méridional entre 12 500 et 8 000 ans B.P. *Annales de l'ACFAS*, 52-53: 174.
- Duquette, G., 1960a. Rapport préliminaire sur la région de Weedon. Ministère des mines, Québec, RP 416, 11 p., Carte 1315.
- Duquette, G., 1960b. Rapport préliminaire sur la région de Gould. Ministère des mines, Québec, RP 432, 11 p., Carte 1344.
- Duquette, G., 1961. Rapport préliminaire sur la région du lac Aylmer. Ministère des richesses naturelles, Québec, RP 457, 15 p., Carte 1385.
- Dyke, A. S. et Prest, V. K., 1987a. Late Wisconsinan and Holocene history of the Laurentide ice sheet. *Géographie physique et Quaternaire*, 41: 237-263.
- Dyke, A. S. et Prest, V. K., 1987b. Late Wisconsinan and Holocene retreat of the Laurentide ice sheet. Geological Survey of Canada, Map 1702A, 1: 5 000 000.
- Dyke, A. S. et Prest, V. K., 1987c. Paleogeography of northern North America, 18 000 - 5 000 years ago. Geological Survey of Canada, Map 1703A, 3 feuillets, 1: 12 500 000.
- Edelman, N., 1951. Glacial abrasion and ice movements in the area of Rosala - Nölö, southwestern Finland. *Bulletin de la commission géologique de Finlande*, 154: 157-169.
- Ehlers, J., 1996. Quaternary and glacial geology. John Wiley & Sons, Toronto, 578 p.
- Ells, R. W., 1887. Report on the geology of a portion of the Eastern Townships, relating more specially to the counties of Compton, Stanstead, Beauce, Richmond and Wolfe. Geological Survey of Canada, Annual Report 1886 (J), 70 p.
- Ells, R. W., 1889. Second report on the geology of a portion of the province of Quebec. Geological Survey of Canada, Annual Report 1887-1888 (K), 120 p.

- Elson, J. A., 1989. Comment on glacitectorite, deformation till and comminution till, p. 85-88. *In* R. P. Goldthwait et C. L. Matsch, ed., Genetic classification of glacial deposits. A. A. Balkema, Rotterdam, 294 p.
- Embleton, C. et King, C. A. M., 1975. Glacial geomorphology. John Wiley & Sons, New York, 573 p.
- Evenson, E. B. et Dreimanis, A., 1976. Late glacial (14,000-10,000 years B.P.) history of the Great Lakes region and possible correlations, p. 217-239. *In* D. J. Easterbrook et V. Sibrava, ed., Quaternary glaciations in the Northern Hemisphere.
- Flint, R. F., 1929. The stagnation and dissipation of the last ice-sheet. *Geographical Review*, 19: 256-289.
- Flint, R. F., 1931. Stagnation of the last ice-sheet in New-England (reply). *American Journal of Science*, 222: 174-176.
- Flint, R. F., 1932. Deglaciation of the Connecticut Valley. *American Journal of Science*, 224: 152-156.
- Flint, R. F., 1943. Origin of the former North American Ice sheet. *Geographical Review*, 33: 479-481.
- Flint, R. F., chairman, 1945. Glacial map of North America. Geological Society of America, Special Paper 60, 37 p., map 1:4 555 000.
- Flint, R. F., 1951. Highland centers of former glacial outflow in northeastern North America. *Geological Society of America Bulletin*, 62: 21-38.
- Flint, R. F., 1957. Glacial and Pleistocene geology. 6th edition. John Wiley & Sons, New York, 553 p.
- Flint, R. F., 1971. Glacial and Quaternary geology. John Wiley & Sons, New York, 892 p.
- Flint, R. F. et Gebert, J. A., 1976. Latest Laurentide Ice Sheet: new evidence from southern New England. *Geological Society of America Bulletin*, 87: 182-188.
- Folk, R. L., 1966. A review of grain-size parameters. *Sedimentology*, 6: 73-93.
- Folk, R. L. et Ward, W. C., 1957. Brazos river bar: a study in the significance of grain-size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, 27: 3-26.
- Fortin, N., 1974. Étude morpho-sédimentologique du bassin de la rivière Eaton. Mémoire de maîtrise, Université de Sherbrooke, Département de géographie, Sherbrooke, 182 p.

- Fowler, B. K., 1984. Evidence for a late-wisconsinan cirque glacier in King Ravine, Northern Presidential Range, New Hampshire, U.S.A.: alternative interpretations. *Arctic and Alpine Research*, 16: 431-437.
- Friedman, G. M., 1962. On sorting, sorting coefficients, and the lognormality of the grain-size distribution of sandstones. *Journal of Geology*, 70: 737-753.
- Fulton, R. J., 1984. Summary: Quaternary stratigraphy of Canada, p. 1-5. *In* R. J. Fulton, ed., *Quaternary stratigraphy of Canada - a canadian contribution to IGCP Project 24*. Geological Survey of Canada, Paper 84-10, 210 p.
- Fulton, R. J., ed., 1989. *Quaternary geology of Canada and Greenland*. Geological Survey of Canada, *Geology of Canada (1)*, volume 1, 839 p.
- Gadd, N. R., 1963. Surficial geology, Quebec - Thetford - Beauceville district. Geological Survey of Canada, Paper 63-1: 48.
- Gadd, N. R., 1964. New morainic systems in the St-Lawrence lowlands. Geological Survey of Canada, Paper 64-1: 154-155.
- Gadd, N. R., 1971. Pleistocene geology of the Central St. Lawrence lowlands. Geological Survey of Canada, Memoir 359, 153 p.
- Gadd, N. R., 1976. Quaternary stratigraphy in southern Quebec, p. 37-50. *In* W. C. Mahaney, ed., *Quaternary stratigraphy of North America*. Dowden Hutchinson & Ross, Stroudsburg, 512 p.
- Gadd, N. R., 1978. Surficial geology of Saint-Sylvestre map-area, Quebec. Geological Survey of Canada, Paper 77-16, 9 p.
- Gadd, N. R., 1983. Notes on the deglaciation of south-eastern Quebec. Geological Survey of Canada, Paper 83-1 (B): 403-412.
- Gadd, N. R., 1984a. Comments on «L'évolution du lac proglaciaire Memphrémagog, sud du Québec» by Paul Boissonnault and Q.H.J. Gwyn. *Géographie physique et Quaternaire*, volume 38: 87.
- Gadd, N. R., 1984b. Notes on the deglaciation of south-eastern Quebec: Reply. Geological Survey of Canada, Paper 84-1 (B): 399-400.
- Gadd, N. R., Lasalle, P., Dionne, J.-C., Shilts, W. W. et McDonald, B. C., 1972a. Quaternary geology and geomorphology Southern Quebec. 24th International Geological Congress, Montréal, Field excursion A44 - C44 guidebook, 70 p.
- Gadd, N. R., McDonald, B. C. et Shilts, W. W., 1972b. Deglacial features of southern Québec. Geological Survey of Canada, Map 10-1971.

- Gadd, N. R., McDonald, B. C. et Shilts, W. W., 1972c. Deglaciation of southern Quebec. Geological Survey of Canada, Paper 71-42, 19 p.
- Gagnon, H., 1974. La photo aérienne - son interprétation dans les études de l'environnement et de l'aménagement du territoire. Les Éditions HRW Ltée, Montréal, 278 p.
- Gangloff, P., 1981. Signification paléoclimatique des formes périglaciaires reliques du Québec Méridional. *Biuletijn Peryglacjalny*, 28: 187-196.
- Gaucher, E., 1984. Compilation de la géologie du Quaternaire. Ministère de l'énergie et des ressources, Service de la géoinformation, Québec, DV 84-10, feuillets 21E/ 04, 21E/ 05, 21E/ 06, 21E/ 11, 21E/ 12 et 31H/ 01, 1: 50 000.
- Gauthier, R. C., 1975. Déglaciation d'un secteur des rivières Chaudière et Etchemin, Québec. Mémoire de M.Sc., Université McGill, Département de géologie, Montréal, 169 p.
- Genes, A. N., Newman, W. A. et Brewer, T., 1981a: Late Wisconsin deglaciation of northern Maine. *Geological Society of America, Abstracts with programs*, 13: 135.
- Genes, A. N., Newman, W. A. et Brewer, T., 1981b: Late Wisconsin glaciation models of northern Maine and adjacent Canada. *Quaternary Research*, 16: 48-65.
- Gerath, R. F., 1978. Glacial features of the Milan, Berlin and Shelburne map areas of Northern New Hampshire. M.Sc. thesis, McGill University, Graduate Faculty, Montréal, 129 p.
- Gerath, R. F. et Fowler, B. K., 1982. Discussion of «Late Wisconsinan Mountain glaciation in the northern Presidential Range, New Hampshire» by Dwight Bradley. *Arctic and Alpine Research*, 14: 369-370.
- Goldthwait, J. W., 1913. Glacial cirques near Mt Washington. *American Journal of Science*, 35: 1-19.
- Goldthwait, J. W., 1916. Glaciation in the White Mountains of New Hampshire. *Geological Society of America Bulletin*, 27: 263-294.
- Goldthwait, J. W., 1938. The uncovering of New Hampshire by the last ice sheet. *American Journal of Science*, 236: 345-372.
- Goldthwait, J. W., Goldthwait, L. et Goldthwait, R. P., 1951. The geology of New Hampshire - Part I: Surficial geology. New Hampshire State Planning Development Commission, 83 p.

- Goldthwait, R. P., 1940. Geology of the Presidential Range. New Hampshire Academy of Science, Bulletin 1, 43 p.
- Goldthwait, R. P., 1970. Mountain glaciers of the Presidential range in New Hampshire. *Arctic and Alpine Research*, 2: 85-102.
- Gorman, W. A., 1956. The geology of the Ste-Justine map-area. Ph. D. thesis, McGill University, Department of geology, Montréal, 163 p.
- Grant, D. R., 1976. Glacial style and the Quaternary stratigraphic record in the Atlantic Provinces, Canada, p. 33-35. *In* W. C. Mahaney, ed., *Quaternary Stratigraphy of North America*. Dowden, Hutchinson & Ross Inc., Stroudsburg, 512 p.
- Grant, D. R., 1977. Glacial style and ice limits, the Quaternary stratigraphic record, and changes of land and ocean level of the Atlantic Provinces, Canada. *Géographie physique et Quaternaire*, 31: 247-260.
- Grant, D. R., 1989. Quaternary geology of the Atlantic Appalachian region of Canada, p. 393-440. *In* R. J. Fulton, ed., *Quaternary geology of Canada and Greenland*. Geological Survey of Canada, *Geology of Canada (1)*, volume 1, 839 p.
- Grant, D. R. et Prest, V. K., 1975. The contrasting styles of Late-Wisconsinan Laurentide and Appalachian glaciation; Geological Society of America, Abstracts with programs, 7: 804.
- Grenier, C. et Dempster, E., 1974. *Annuaire de puits et forages*. Ministère des richesses naturelles, Service des eaux souterraines, Québec, H.G.P.-10, 1777 p.
- Grube, F. 1994. On morphogenesis and sedimentation in the Quaternary glaciation area of Northwest Germany, p. 313-321. *In* D. J. A. Evans, ed., *Cold climate landforms*. Wiley, Chichester, 526 p.
- Gustavson, T. C., Ashley, G. M. et Boothroyd, J. C., 1975. Depositional sequences in glaciolacustrine deltas, p. 264-280. *In* A. V. Jopling et B. C. McDonald, ed., *Glaciofluvial and glaciolacustrine sedimentation*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 23, 320 p.
- Gustavson, T. C. et Boothroyd, J. C., 1987. A depositional model for outwash, sediments sources and hydrologic characteristics, Malaspina Glacier, Alaska: a modern analog of the southeastern margin of the Laurentide Ice Sheet. *Geological Society of America Bulletin*, 99: 187-200.
- Gwyn, Q. H. J. et Boissonnault, P., 1984. Réplique au commentaire de N. R. Gadd sur «L'évolution du lac proglaciaire Memphémagog, sud du Québec». *Géographie physique et Quaternaire*, 38: 87-88.

- Heroy, W. B., 1974. History of glacial lake Wawarsing, southeast New York, p. 277-292. In D. R. Coates, ed., *Glacial geomorphology*. State University of New York, Binghamton, 398 p.
- Héту, B. et Gray, J. T., 1981. La déglaciation Fini-Wisconsinien du golfe Saint-Laurent aux montagnes Chic-Chocs, p. 88-105. In J. T. Gray, coord., *Excursion et colloques en Gaspésie, Québec: les zones d'altération et le problème des limites glaciaires*. Association Québécoise pour l'étude du Quaternaire / Canadian Quaternary Association, 166 p.
- Hillaire-Marcel, C., 1979. Les mers post-glaciaires du Québec: quelques aspects. Thèse de Doctorat d'état, Université Pierre et Marie Curie, Paris, 293 p.
- Hillaire-Marcel, C. et Occhietti, S., 1980. Chronology, paleogeography and paleoclimatic significance of the late and post-glacial events in Eastern Canada. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 24: 373-392.
- Hitchcock, C. H., 1861. Preliminary report on the natural history and geology of Maine. Maine Board of Agriculture, Annual report, 6: 393.
- Hitchcock, C. H., 1874. The geology of New Hampshire. Part I. Physical geography. Edson C. Eastman Publishers, Concord, 667 p.
- Hitchcock, C. H., 1895. High-level gravels in New England (abstract). *Geological Society of America Bulletin*, 6: 460-461.
- Hitchcock, C. H., 1896. The geology of New Hampshire. *Journal of Geology*, 4: 44-62.
- Hitchcock, C. H., 1904. Glaciation of the Green Mountains Range. State Geologist of Vermont, Annual report, 4: 67-85.
- Hitchcock, C. H., 1908. Glacial lake Memphremagog. *Geological Society of America Bulletin*, 18: 641-642.
- Hitchcock, E., 1841. First anniversary address before the Association of American Geologists. *American Journal of Science*, 41: 232-275.
- Hodgson, R.A., [s. d.]. Precision altimeter survey procedures. American Paulin System, Los Angeles, 58 p.
- Hoppe, G., 1957. Problems of glacial morphology and the Ice Age. *Geografiska Annaler*, 39: 1-18.
- Hough, J. L., 1963. The prehistoric Great Lakes of North America; *American Scientist*, 51: 44-109.
- Hough, J. L., 1968. *Geology of the Great Lakes*. University of Illinois Press, Urbana, 313 p.

- Hughes, T. J., Borns, H. W. Jr., Fastook, J. L., Hyland, M. R., Kite, J. S. et Lowell, T. V., 1985. Models of glacial reconstruction and deglaciation applied to maritime Canada and New England, p. 139-150. *In* H. W. Borns Jr., P. LaSalle et W. B. Thompson, ed., Late Pleistocene history of Northeastern New England and adjacent Quebec. Geological Society of America, Special Paper 197, 159 p.
- Hyland, M. R., 1981. Late Wisconsinan ice flow in North-Central Maine. Geological Society of America, Abstracts with programs, 13: 139.
- Jahns, R. H., 1941. Outwash chronology in northeastern Massachusetts. Geological Society of America Bulletin, 52: 1910.
- Jahns, R. H., 1953. Surficial geology of the Ayer quadrangle, Massachusetts. United States Geological Survey, Geologic quadrangle map GQ-21, 1: 63 360.
- Jahns, R. H. et Willard, M. E., 1942. Late Pleistocene and Recent deposits in the Connecticut valley, Massachusetts (part II). American Journal of Science, 240: 265-287.
- Johnson, D. W., 1917. Date of local glaciation in the White, Adirondack and Catskill Mountains. Geological Society of America Bulletin, 28: 543-553.
- Johnson, D. W., 1933. Date of local glaciation in the White Mountains. American Journal of Science, 225: 399-405.
- Jopling, A. V. et McDonald, B. C., ed., 1975. Glaciofluvial and glaciolacustrine sedimentation. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special publication 23, 320 p.
- Karrow, P. F., 1989. Quaternary geology of the Great Lakes subregion, p.326-350. *In* R. J. Fulton, ed., Quaternary geology of Canada and Greenland. Geological Survey of Canada, Geology of Canada (1), volume 1, 839 p.
- Kehew, A. E., 1982. Catastrophic flood hypothesis for the origin of the Souris spillway, Saskatchewan and North Dakota. Geological Society of America Bulletin, 93: 1051-1058.
- Kehew, A. E. et Clayton, L., 1983. Late Wisconsinan floods and development of the Souris-Pembina spillway system in Saskatchewan, North Dakota, and Manitoba, p. 187-209. *In* J. T. Teller et L. Clayton, ed., Glacial Lake Agassiz. Geological Association of Canada, Special Paper 26, 451p.
- King, L. H. et Fader, G. B. J., 1986. Wisconsin glaciation of the Atlantic Continental Shelf of southeastern Canada. Geological Survey of Canada, Bulletin 363, 72 p.

- Knox, J. K., 1916. Southwestern part of Thetford - Black Lake Mining district. Geological Survey of Canada, Summary Report for 1916: 229-245.
- Koteff, C., 1974. The morphologic sequence concept and deglaciation of southern New England, p. 121-144. *In* D. R. Coates, ed., *Glacial Geomorphology*. State University of New-York, Binghamton, 398 p.
- Koteff, C., 1982. Deglacial history of Glacial Lake Nashua, East-Central Massachusetts, p. 129-143. *In* G. J. Larson et B. D. Stone, ed., *Late Wisconsinan glaciation of New England*. Kendall & Hunt Publishing Co., Dubuque, 242 p.
- Koteff, C., 1984. Debris source for meltwater deposits in New England. *Geological Society of America, Abstracts with programs*, 16: 28.
- Koteff, C. et Pessl, F. Jr., 1981. Systematic ice retreat in New England. *United States Geological Survey, Professional Paper 1179*, 20 p.
- Koteff, C. et Volckmann, R. P., 1973. Surficial geologic map of the Pepperell quadrangle, Middlesex county, Massachusetts, and Hillsboro county, New Hampshire. *United States Geological Survey, Geologic Quadrangle map GQ-1118*, 1: 63 360.
- Kuenen, P. H. et Migliorini, C. I., 1950. Turbidity currents as a cause of graded bedding. *Journal of Geology*, 58: 91-127.
- Lamarche, R. Y., 1971. Northward moving ice in the Thetford Mines area of Southern Quebec. *American Journal of Science*, 271: 383-388.
- Lamarche, R. Y., 1974. Southeastward, Northward and Westward ice movement in the Asbestos area of Southern Québec. *Geological Society of America Bulletin*, 85: 465-470.
- Landry, B., 1970. Le déchaussement des filons de quartz (Sherbrooke et ses environs). *Mémoire de 1er cycle, Université de Sherbrooke, Département de géographie, Sherbrooke*, 46 p.
- Landry, B., 1974. Étude morpho-sédimentologique du bassin de la rivière Eaton supérieure. *Mémoire de maîtrise, Université de Sherbrooke, Département de géographie, Sherbrooke*, 118 p.
- Larocque, A., 1983. Développement des lacs proglaciaires et déglaciation des hauts bassins des rivières au Saumon et Chaudière, sud du Québec. *Mémoire de M.Sc., Université de Sherbrooke, Département de géographie, Sherbrooke*, 64 p.

- Larocque, A. et Gwyn, Q. H. J., 1981. Évolution du drainage des lacs proglaciaires et les positions frontales associées, hautes vallées de la Saint-François et de la Chaudière. *Annales de l'ACFAS*, 48: 103.
- Larocque, A. et Larocque, G., 1978. Rapport sur la géomorphologie du paléo-delta d'Ascot-Corner. Rapport de B.Sc., Université de Sherbrooke, Département de géographie, Sherbrooke, 132 p.
- Larocque, A., Larocque, G., Poulin, A. et Gwyn, Q. H. J., 1982. Modèle de déglaciation de la vallée de la rivière au Saumon, Québec. *Annales de l'ACFAS*, 49: 129.
- Larocque, A., Gwyn, Q. H. J. et Poulin, A., 1983. Développement des lacs proglaciaires et déglaciation des hauts bassins des rivières au Saumon et Chaudière, sud du Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 37: 93-105.
- Larocque, A., Larocque, G. et Morissette, A., 1984. Géomorphologie et géologie quaternaire de la vallée de la rivière Coaticook, p. 47-83. *In* M. Parent, J.-M. M. Dubois, M. Lamothe, A. Larocque, G. Larocque et A. Morissette, éd., *Le Quaternaire du Québec méridional: aspects stratigraphiques et géomorphologiques (livret-guide d'excursion)*. Université de Sherbrooke, Département de géographie, Sherbrooke, *Bulletin de recherche* 77-78, 91 p.
- Larocque, A., Larocque, G., Bail, P., Dubois, J.-M. M. et Morissette, A., 1985a: Influence du relief sur le mode de déglacement des bassins des rivières Coaticook et Hall, Québec et New-Hampshire. *Annales de l'ACFAS*, 52-53: 175.
- Larocque, A., Larocque, G., Morissette, A., Dubois, J.-M. M. et Bail, P., 1985b. La déglaciation du bassin de la rivière Coaticook, sud du Québec. Programme et résumés, Congrès annuel de l'Association canadienne des géographes, Trois-Rivières, p. 55.
- LaRocque, A., Dubois, J.-M. M. et Larocque, G., 1996. Caractéristiques du dernier retrait glaciaire en Estrie, Sud du Québec, p. 45-46. *In* A. Héquette, resp., Programme et résumés, VIII^e Congrès de l'Association québécoise pour l'étude du Quaternaire. Université Laval, Sainte-Foy, 79 p.
- Larocque, G., 1983. Géologie et géomorphologie du Quaternaire dans le bassin du Haut Saint-François, sud du Québec. Mémoire de M.Sc., Université de Sherbrooke, Sherbrooke, 56 p.
- Larocque, G. et Gwyn, Q. H. J., 1981. Lacs proglaciaires à l'Est des monts Stoke, vallée de la Saint-François. *Annales de l'ACFAS*, 48: 103.

- Larocque, G. et Larocque, A., 1982. La déglaciation de la haute vallée de la rivière Saint-François, sud du Québec. Résumés, Congrès de l'Association canadienne des géographes, Ottawa, p. 75.
- Larocque, G. et Larocque, A., 1983. La déglaciation du bassin du lac Aylmer, Estrie, Québec. *Annales de l'ACFAS*, 50: 121.
- Larocque, G., Gwyn, Q. H. J. et Poulin, A., 1983. Évolution des lacs proglaciaires et déglaciation de la haute-vallée de la rivière Saint-François, sud du Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 37: 85-92.
- Larocque, G., Larocque, A., Bail, P., Morissette, A. et Dubois, J.-M. M., 1985. Barrage morainique et surimposition: exemple dans la vallée de la rivière Coaticook, Sud du Québec, Canada. Photo-interprétation, 83-1, 9 p.
- Larsen, F. D. et Hartshorn, J. H., 1982. Deglaciation of the southern portion of the Connecticut valley of Massachusetts, p. 115-128. *In* G. J. Larson et B. D. Stone, ed., *Late Wisconsinan glaciation of New England*. Kendall & Hunt Publishing Co., Dubuque, 242 p.
- LaSalle, P., 1984. Quaternary stratigraphy of Québec, a review, p. 155-171. *In* R. J. Fulton, ed., *Quaternary stratigraphy of Canada - a canadian contribution to IGCP Project 24*. Geological Survey of Canada, Paper 84-10, 210 p.
- LaSalle, P., 1985. Stratigraphie du Quaternaire du Québec - une revue. Ministère de l'énergie et des ressources, Québec, MB 84-17, 70 p.
- LaSalle, P., Martineau, G. et Chauvin, L., 1977. Morphologie, stratigraphie et déglaciation dans la région de Beauce - monts Notre-Dame - Parc des Laurentides. Ministère des richesses naturelles, Québec, DPV 516, 74 p.
- Laverdière, C., 1969. Le retrait de la calotte glaciaire de Scheffer: du Témiscamingue au Nouveau-Québec. *Revue de géographie de Montréal*, 23: 233-246.
- Laverdière, C. et Dionne, C., 1969. Les roches dissymétriques de l'est du Las-Saint-Jean. *Revue de géographie de Montréal*, 23: 358-365.
- Laverdière, C. et Guimont, P., 1975a. Le vocabulaire de la géomorphologie glaciaire VII. *Géographie physique et Quaternaire*, 29: 173-180.
- Laverdière, C. et Guimont, P., 1975b. Le vocabulaire de la géomorphologie glaciaire VIII. *Géographie physique et Quaternaire*, 29: 375-380.
- 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: 363-377.

- Laverdière, C. et Guimont, P., 1996. Le vocabulaire de la géomorphologie glaciaire X. *Géographie physique et Quaternaire*, 50: 399-405.
- Leavitt, H. W. et Perkins, E. H., 1935. *Glacial geology of Maine (volume 2)*. Maine Technology Experimental Station, Bulletin 30, 232 p.
- Lebuis, J. et David, P. P., 1977. La stratigraphie et les événements du Quaternaire de la partie occidentale de la Gaspésie. *Géographie physique et Quaternaire*, 31: 275-296
- Locat, J., 1978. Le Quaternaire de la région de Baie-des-Sables - Trois-Pistoles. Ministère des richesses naturelles, Québec, DPV-605, 64 p.
- Logan, W. E., Murray, A., Hunt, T. S. et Billings, E., 1863. *Geology of Canada*. Geological Survey of Canada, Report of progress from its commencement to 1863, 983 p.
- Lortie, G., 1975. Direction de l'écoulement des glaciers du Pléistocène des Cantons de l'Est, Québec. *Commission géologique du Canada, Étude 75-1 (A)*: 415-416.
- Lortie, G., 1976. Les écoulements glaciaires wisconsinien dans les Cantons de l'Est et la Beauce. Mémoire de maîtrise, Université McGill, Département de géologie, Montréal, 219 p.
- Lortie, G. et Martineau, G., 1985. Stries glaciaires des Appalaches du Québec. Ministère de l'énergie et des ressources, Québec, Carte 1997, 1: 500 000.
- Lortie, G. et Martineau, G., 1987. Les systèmes de stries glaciaires dans les Appalaches du Québec. Ministère de l'énergie et des ressources, Québec, DV 85-10, 45 p.
- Lougee, R. J., 1953. A chronology of Postglacial time in Eastern North America. *The Scientific Monthly*, 76: 259-276.
- Lowell, T. V., 1981. Late Wisconsin ice-flow reversal and deglaciation, northwestern Maine. *Geological Society of America, Abstracts with programs*, 13: 143.
- Lowell, T. V., 1985. Late Wisconsin ice-flow reversal and deglaciation, northwestern Maine, p. 71-83. *In* H. W. Borns Jr., P. LaSalle et W. B. Thompson, ed., *Late Pleistocene history of Northeastern New England and adjacent Quebec*. Geological Society of America, Special Paper 197, 159 p.
- Lundqvist, I., 1972. Ice-lake types and deglaciation pattern along the Scandinavian mountain range. *Boreas*, 1: 27-54.
- Maag, H. U., 1963. Marginal drainage and glacier-dammed lakes, p. 151-160. *In* F. Müller, ed., *Preliminary Report of 1961-1962 Jacobsen-McGill Arctic Research Expedition to Axel Heiberg Island*. McGill University, Montréal, 241 p.

- Maag, H. U., 1969. Ice-dammed lakes and marginal glacial drainage on Axel Heiberg Island. McGill University, Montréal, Axel Heiberg Island Research Reports, 147 p.
- MacKay, B. R., 1921. Beauceville map-area. Geological Survey of Canada, Memoir 127, 105 p.
- MacLean, A., 1946. Glaciation pléistocène, région de la vallée du Saint-Laurent, p. 580-628. *In* J. A. Dresser et T. C. Denis, éd., Géologie du Québec. Département des Mines, Québec, RG 20, volume 2 (géologie descriptive), 647 p.
- Mannerfelt, C. M., 1949. Marginal drainage channels as indicators of the gradients of Quaternary ice caps; *Geografiska Annaler*, 31: 194-199.
- Marleau, R. A., 1968. Région de Woburn - Mégantic Est - Armstrong, comtés de Frontenac et Beauce. Ministère des richesses naturelles, Québec, RG 131, 60 p.
- Martineau, G., 1977. Géologie des dépôts meubles de la région de Kamouraska - Rivière-du-Loup. Ministère des richesses naturelles, Québec, DPV-545, 17 p.
- Martineau, G., 1979. Géologie des dépôts meubles de la région de Témiscouata. Ministère des richesses naturelles, Québec, DPV-618, 18 p.
- Martineau, G., 1980. Dépôts meubles de la région de Rimouski - Trois-Pistoles. Ministère de l'énergie et des ressources, Québec, DPV-717, 10 p.
- Mathews, W. H., 1956. Physical limnology and sedimentation in a glacial lake. *Geological Society of America Bulletin*, 67: 537-552.
- Matsch, C. L., 1983. River Warren, the southern outlet of Glacial Lake Agassiz, p. 231-244. *In* J. T. Teller et L. Clayton, ed., *Glacial Lake Agassiz*. Geological Association of Canada, Special Paper 26, 451p.
- Maurice, Y. T., 1985. Interprétation sommaire des résultats d'un levé géochimique des minéraux lourds en Estrie, Québec. Ministère de l'énergie et des ressources, Québec, DV 85-11: 141-149
- Maurice, Y. T., 1988. Répartition du Cr, Pt, Pd et, [sic] Ir dans les dépôts de surface de l'Estrie - Beauce, Québec. Commission géologique du Canada, Étude 88-1: 1-8.
- Maurice, Y. T., 1990. Interprétation des résultats de divers types de levés géochimiques en fonction de la géologie du Quaternaire, p. 264-284. *In* Association professionnelle des géologues et géophysiciens du Québec, éd., *Applications de la géologie du Quaternaire à l'exploration minérale*. Association professionnelle des géologues et géophysiciens du Québec, Sainte-Foy, 284 p.

- Maurice, Y. T. et Mercier, M., 1985. Méthode d'échantillonnage et résultats d'un levé géochimique de minéraux lourds en Estrie, Québec (21E3, 4, 5, 6, 12). Commission géologique du Canada, Dossier public 1145, 7 p., 13 cartes.
- Mayewski, P. A., Denton, G. H. et Hughes, T. J., 1981. Late Wisconsin Ice Sheets of Northern America, p. 67-178. *In* G. H. Denton et T. J. Hughes, ed., *The Last Great Ice Sheet*. John Wiley & Sons, Toronto, 484 p.
- McCormack, R., 1979. Étude hydrogéologique, bassin de la rivière Saint-François. Ministère des richesses naturelles, Direction générale des eaux, Québec, E.A.-16, 67 p.
- McDonald, B. C., 1967a. Pleistocene events and chronology in the Appalachian region of southeastern Quebec. Ph. D. thesis, Yale University, New-Haven, 161 p.
- McDonald, B. C., 1967b. Surficial geology of Sherbrooke - Orford - Memphremagog area, Quebec. Geological Survey of Canada, Map 5-1966.
- McDonald, B. C., 1968a. Deglaciation and differential postglacial rebound in the Appalachian region of southeastern Quebec. *Journal of Geology*, 76: 664-677.
- McDonald, B. C., 1968b. Surficial geology - Géologie des dépôts meubles, La Patrie - Sherbrooke area. Geological Survey of Canada, Map 18-1967.
- McDonald, B. C., 1969. Surficial geology of La Patrie - Sherbrooke area, Quebec, including Eaton river watershed. Geological Survey of Canada, Paper 67-52, 21 p.
- McDonald, B. C., 1971. Late Quaternary stratigraphy and deglaciation in eastern Canada, p. 331-353. *In* K. K. Turekian, ed., *The Late Cenozoic glacial ages*. Yale University Press, New Haven, 606 p.
- McDonald, B. C. et Shilts, W. W., 1971. Quaternary stratigraphy and events in southeastern Quebec. *Geological Society of America Bulletin*, 82: 683-698.
- McDonald, B. C. et Shilts, W. W., 1975. Interpretation of faults in glaciofluvial sediments, p. 123-131. *In* A. V. Jopling et B. C. McDonald, ed., *Glaciofluvial and glaciolacustrine sedimentation*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 23, 320 p.
- McGerrigle, H. W., 1935. Mount Megantic area, southeastern Quebec, and its placer gold deposits. Department of Mines, Québec, Annual report for 1934 (D): 65-104.
- McGerrigle, H. W., 1936. Gold placers deposits of the Eastern Townships. Bureau of Mines, Québec, Annual report for 1935 (E): 69 p.

- McGerrigle, H. W., 1952. Pleistocene glaciation of Gaspé Peninsula. Transactions of the Royal Society of Canada, 46, series 3, section 4: 37-51.
- Meier, M. F. et Post, A., 1969. What are glacier surges? Canadian Journal of Earth Sciences, 6: 807-817.
- Mickelson, D. M., Clayton, L., Fullerton, D. S. et Borns, H. W. Jr., 1983. The Late Wisconsin glacial record of the Laurentide Ice Sheet in the United States, p. 3-37. In H. E. Wrigth Jr. et S. C. Porter, ed., Late-Quaternary environments of the United States (volume 1). University of Minnesota Press, Minneapolis, 407 p.
- Morissette, A., 1983. Étude des varves d'une coupe de la rivière Ditton, Estrie. Rapport de B.Sc., Université de Sherbrooke, Département de géographie, Sherbrooke, 114 p.
- Morissette, A., 1988. Évolution des lacs proglaciaires et déglaciation des bassins des rivières Coaticook et Moe, sud du Québec. Mémoire de M.Sc, Université de Sherbrooke, Département de géographie, Sherbrooke, 61 p.
- Morissette, A. et Dubois, J.-M. M., 1991. Évolution des lacs proglaciaires et déglaciation des bassins des rivières Coaticook et Moe, Sud du Québec. Université de Sherbrooke, Département de géographie et télédétection, Sherbrooke, Bulletin de recherche 104-105, 80 p.
- Morissette, A., Larocque, A., Larocque, G., Dubois, J.-M. M. et Bail, P., 1986. Le développement des lacs proglaciaires dans les bassins des rivières Coaticook et Moe, sud du Québec. Annales de l'ACFAS, 54: 215.
- Mott, R. J., 1977. Late-Pleistocene and Holocene palynology in southeastern Québec. Géographie physique et Quaternaire, 31: 139-149.
- Newman, W. A., Genes, A. N. et Brewer, T., 1985. Pleistocene geology of northeastern Maine, p. 59-70. In H. W. Borns Jr., P. LaSalle et W. B. Thompson, ed., Late Pleistocene history of Northeastern New England and adjacent Quebec. Geological Society of America, Special Paper 197, 159 p.
- Occhietti, S., 1980. Le Quaternaire de la région de Trois-Rivières - Shawinigan, Québec. Contribution à la paléogéographie de la vallée moyenne du Saint-Laurent et corrélations stratigraphiques. Paléo-Québec, 10, 223 p.
- Occhietti, S., 1989. Géologie quaternaire de la sous-région de la vallée du Saint-Laurent et des Appalaches, p. 374-417. In R. J. Fulton, réd., Le Quaternaire du Canada et du Groenland. Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, volume 1.

- Pagé, P., 1992. L'environnement glaciaire. Guérin Universitaire, Montréal, 368 p.
- Paré, P., 1985. La toponymie des Abénaquis. Ministère des communications, Québec, Dossiers toponymiques 20, 98 p.
- Parent, M., 1978. Géomorphologie quaternaire de la région de Stoke - Watopeka, Québec. Mémoire de maîtrise, Université de Sherbrooke, Département de géographie, Sherbrooke, 206 p.
- Parent, M., 1987. Late Pleistocene stratigraphy and events in the Asbestos-Valcourt region, southeastern Quebec. Ph.D. thesis, University of Western Ontario, Department of Geology, London, 316 p.
- Parent, M., et Occhietti, S., 1988. Late Wisconsinan deglaciation and Champlain sea invasion in the St. Lawrence valley, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 42: 215-246.
- Parent, M., Dubois, J.-M. M., Bail, P., Larocque, A. et Larocque, G., 1985. Paléogéographie du Québec méridional entre 12 500 et 8 000 ans BP. *Recherches amérindiennes au Québec*, 15: 17-37.
- Pettijohn, F. J. et Potter, P. E., 1964. Atlas and glossary of primary sedimentary structures. Springer-Verlag, New York, 370 p.
- Philipponneau, M., 1960. L'Avenir économique et social des Cantons de l'Est - un problème type de planification régionale dans la province de Québec. Ministère de l'industrie et du commerce, Service de géographie, Québec, Publication 2, 219 p.
- Potter, P. E. et Pettijohn, F. J., 1963. Paleocurrents and basin analysis. Springer-Verlag, Berlin, 296 p.
- Prest, V. K., 1970. Quaternary geology of Canada, p. 676-764. In R. J. W. Douglas, ed., *Geology and economic minerals of Canada*. Geological Survey of Canada, Economic Geology report (1), volume 1, 838 p.
- Prest, V. K., 1975. Géologie du Quaternaire au Canada, p. 752-852. In R. J. W. Douglas et L. P. Tremblay, éd., *Géologie et ressources minérales du Canada*. Commission géologique du Canada, Série de la géologie économique (1), volume 1.
- Prest, V. K., 1983a. Canada's heritage of glacial features - L'héritage glaciaire du Canada, Commission géologique du Canada, Rapport divers 28, 119 p.
- Prest, V. K., 1983b. Retrait du dernier inlandsis, planche 32. In *Atlas National du Canada*. Ministère de l'énergie, des mines et des ressources.

- Prest, V. K., 1984a. Late Wisconsinan glacier complex - Le complexe glaciaire du Wisconsinien supérieur. Geological Survey of Canada, Map 1584A.
- Prest, V. K., 1984b. The late Wisconsinan glacier complex, p. 21-36. *In* R. J. Fulton, ed., Quaternary stratigraphy of Canada - a canadian contribution to IGCP Project 24. Geological Survey of Canada, Paper 84-10, 210 p.
- Prest, V. K. et Grant, D. R., 1969. Retreat of the last ice sheet from the Maritime Provinces - Gulf of Saint-Lawrence region. Geological Survey of Canada, Paper 69-33, 15 p.
- Prest, V. K., Grant, D. R., Borns, H. W. Jr., Brookes, A., MacNeill, R. H. et Ogden, J. F. III, 1972. Quaternary geology, geomorphology and hydrogeology of the Atlantic Provinces. 24th International Geological Congress, Montréal, Guidebook A61-C61, 79 p.
- Price, R. J., 1969. Moraines, sandar, kames and eskers near Breidamerjökull, Iceland. *Transactions of the Institute of British Geographers*, 46: 17-43.
- Prichonnet, G., Cloutier, M. et Doiron, A., 1980. Retrait glaciaire type dans le piedmont appalachien: dépôts fluvioglaciaires régionaux et segments du complexe morainique frontal des Hautes-Terres (Wisconsinien Supérieur). Communication au 4e Colloque de l'AQQUA, Université Laval, Sainte-Foy, p. 44-45.
- Prichonnet, G., Doiron, A. et Cloutier, M., 1982. Le mode de retrait glaciaire tardi-wisconsinien sur la bordure appalachienne au sud du Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 36: 125-137.
- Rampton, V. N., Gauthier, R. C., Thibault, J. et Seaman, A. A., 1984. The Quaternary of New Brunswick. Geological Survey of Canada, Memoir 416, 77 p.
- Rappol, M., 1989. Glacial history and stratigraphy of Northwestern New Brunswick. *Géographie physique et Quaternaire*, 43: 191-206.
- Reid, A. M., 1960. Rapport préliminaire sur la géologie du mont Mégantic, comtés de Compton et Frontenac. Ministère des mines, Québec, RP 433, 6 p.
- Reid, A. M., 1976. Géologie du mont Mégantic. Ministère des richesses naturelles, Québec, Étude spéciale 25, 59 p.
- Relevés Géophysiques Inc., Les, 1979. Interprétation des données aéromagnétiques dans la partie sud du Québec. Ministère des richesses naturelles, Québec, DP-709, 59 p.
- Richard, H. S., 1978. Age of Champlain Sea and "Lampsilis Lake" episode in the Ottawa - St. Lawrence Lowlands. Geological Survey of Canada, Paper 78-1C: 23-28.

- Richard, P., 1978. Histoire tardiglaciaire et postglaciaire de la végétation au mont Shefford, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 32: 81-93.
- Riordon, P. H., 1952. Geology of the Thetford - Black Lake district of Quebec, with particular reference to the asbestos deposits. Ph.D. thesis, McGill University, Department of geology, Montréal, 175 p.
- Ritchot, G., 1968. Aperçus géomorphologiques de l'Estrie. *Revue de géographie de Montréal*, 22: 109-132.
- Rivière, A., 1977. Méthodes granulométriques - techniques et interprétations. Masson, Paris, 170 p.
- Robitaille, A. et Dubois, J.-M. M., 1995. Éléments d'identification des modelés fluvioglaciaires issus des débâcles glaciaires. *Géographie physique et Quaternaire*, 49: 435-457.
- Ruddiman, W. F. et McIntyre, A., 1981. The mode and mechanism of the last deglaciation: oceanic evidence. *Quaternary Research*, 16: 125-134.
- Rust, B. R. et Romanelli, R., 1975. Late Quaternary subaqueous outwash deposits near Ottawa, Canada, p. 177-192. In A. V. Jopling et B. C. McDonald, ed., *Glaciofluvial and glaciolacustrine sedimentation*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 23, 320 p.
- Sangree, A. C., 1953. A geomorphological study of the Stanstead area, Québec. M.Sc. thesis, McGill University, Department of Geography, Montréal, 170 p.
- Schafer, J. P. et Hartshorn, J. H., 1965. The Quaternary of New England, p. 113-128. In H. E. Wright Jr. et D. G. Frey, ed., *The Quaternary of the United States*. Princeton University Press, Princeton, 922 p.
- Shilts, W. W., 1969. Pleistocene geology of the Lac-Mégantic region, southeastern Québec, Canada. Ph.D. thesis, Syracuse University, Syracuse, 153 p.
- Shilts, W. W., 1970. Indicator studies, Pleistocene geology, Lac Megantic region, Québec. Geological Survey of Canada, Paper 70-1 (A): 185-186.
- Shilts, W. W., 1973a. Glacial dispersal of rocks, minerals and trace elements in Wisconsinan till, southeastern Quebec, Canada, p. 189-219. In R. F. Black, R. P. Goldthwait et H. B. Willman, ed., *The Wisconsin Stage*. Geological Society of America, Memoir 136, 334 p.
- Shilts, W. W., 1973b. Till indicator train formed by glacial transport of nickel and other ultrabasic components: a model for drift prospecting. Geological Survey of Canada, Paper 73-1 (A): 213-218.

- Shilts, W. W., 1976. Glacial events in Southern Quebec, Northern New England. Geological Society of America, Abstracts with programs, 8: 267.
- Shilts, W. W., 1978. Detailed sedimentological study of till sheets in a stratigraphic section, Samson river, Quebec. Geological Survey of Canada, Bulletin 285, 30 p.
- Shilts, W. W., 1981. Surficial geology of the Lac-Mégantic area, Québec. Geological Survey of Canada, Memoir 397, 102 p.
- Shilts, W. W., 1993. Striation evidence of complex Wisconsin-age flow events in the Chaudiere-Etchemin valleys, Quebec Appalachians. Geological Society of America, Abstracts with programs, 25: 225.
- Shilts, W. W. et McDonald, B. C., 1975. Dispersal of clasts and trace elements in the Windsor esker, southern Quebec. Geological Survey of Canada, Paper 75-1 (A): 495-499.
- Simard, G., 1970. Étude hydrogéologique du bassin de la rivière Eaton. Ministère des richesses naturelles, Service de l'hydrogéologie, Québec, rapport H.G.-2, 26 p.
- Sirkin, L., 1982. Wisconsinan glaciation of Long Island, New York, to Block Island, Rhode Island, p. 35-59. *In* G. J. Larson et B. D. Stone, ed., Late Wisconsinan glaciation of New England. Kendall & Hunt Publishing Co., Dubuque, 242 p.
- Sissons, J. B., 1958. Supposed ice-dammed lakes in Britain with particular reference to the Eddleston valley, Southern Scotland. *Geografiska Annaler*, 40: 159-187.
- Smith, G. W., 1985. Chronology of Late Wisconsinan deglaciation of coastal Maine, p. 29-44. *In* H. W. Borns Jr., P. LaSalle et W. B. Thompson, ed., Late Pleistocene history of Northeastern New England and adjacent Quebec. Geological Society of America, Special Paper 197, 159 p.
- St-Julien, P. et Hubert, C., 1975. Evolution of the Taconian orogen in the Quebec Appalachians. *American Journal of Science*, 275A: 337-362.
- Stea, R. R. et Mott, R. J., 1998. Deglaciation of Nova Scotia: stratigraphy and chronology of lake sediment cores and buried organic sections. *Géographie physique et Quaternaire*, volume 52: 3-21.
- Stewart, D. P., 1961. The glacial geology of Vermont. Vermont Geological Survey, Bulletin 19, 124 p.
- Stewart, D. P. et MacClintock, P., 1969. The surficial geology and Pleistocene history of Vermont. Vermont Geological Survey, Bulletin 31, 251 p.

- Stone, J. R. et Ashley, G. M., 1992. Ice-wedge casts, pingo scars, and the drainage of Glacial Lake Hitchcock, p. 305-331. *In* P. Robinson et J. B. Brady, ed., Guidebook for field trips in the Connecticut valley region of Massachusetts and adjacent states. New England Intercollegiate Geological Conference, 84th Annual Meeting. University of Massachusetts, Department of Geology and Geography, Amherst, 487p.
- Sugden, D. E. et John, B. S., 1979. *Glaciers and Landscape: a geomorphological approach* (2nd reimpression). Ed. Arnold Publisher, London, 376 p.
- Tarr, R. S., 1900. Glaciation of mount Ktaadn, Maine. *Geological Society of America Bulletin*, 11: 433-448.
- Teller, J. T., 1987. Proglacial lakes and the southern margin of the Laurentide Ice Sheet, p. 39-69. *In* W. F. Ruddiman et H. E. Wright Jr., ed., *North America and adjacent ocean during the Last Deglaciation*. Geological Society of America, *The geology of North America* (volume K-3), 501 p.
- Teller, J. T. et Thorleifson, L. H., 1983. The Lake Agassiz - Lake Superior connection, p. 261-290. *In* J. T. Teller et L. Clayton, ed., *Glacial Lake Agassiz*. Geological Association of Canada, Special Paper 26, 451p.
- Thomas, R. H., 1977. Calving bay dynamics and ice sheet retreat up the St-Lawrence Valley system. *Géographie physique et Quaternaire*, 31: 347-356.
- Thompson, W. F., 1960. The shape of New England mountains (part I). *Appalachia*, 33: 145-159.
- Thompson, W. F., 1961. The shape of New England mountains (part II). *Appalachia*, 33: 316-335.
- Thornes, J. B., 1964. The late glacial geomorphic evolution of the Coaticook and Moe river valleys, southern Québec. M.Sc. thesis, McGill University, Department of Geography, Montréal, 162 p.
- Thornes, J. B., 1965. Some observations on the late-glacial stages in the Coaticook valley, southern Québec. *Cahiers de géographie de Québec*, 9: 223-238.
- Tricart, J., 1965. *Principes et méthodes de la géomorphologie*. Masson & Cie, Paris, 496 p.
- Tricart, J. et Cailleux, A. 1962. *Traité de géomorphologie*. Volume 3: le modelé glaciaire et nival. Société d'Édition d'Enseignement Supérieur, Paris, 508 p.
- Turcotte, P. L., Bouchard, M. A., Lortie, G. et Chauvin, L., 1989a. Le Quaternaire de la région de Thetford Mines, p. 73-80. *In* M. Lamothe, ed., *Stratigraphie du*

- Pléistocène du Québec méridional - Livret-guide, Excursion A1. Université du Québec à Montréal, Département des sciences de la terre, Montréal, 188p.
- Turcotte, P. L., Bouchard, M. A. et Chauvin, L., 1989b. Stratigraphie du Pléistocène de la région de Thetford Mines - Asbestos, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 43: 131-146.
- Turgeon, S. C., 1993. Sismostratigraphie des lacs Brompton, Massawippi et Memphrémagog, sud du Québec. Mémoire de M.Sc., Université de Sherbrooke, Département de géographie et télédétection, Sherbrooke, 112 p.
- Twidale, C. R., 1968. Glacial spillways and proglacial lakes, p. 460-467. *In* R. W. Fairbridge, ed., *The encyclopedia of geomorphology*. Reinhold Book Corporation, New York, 1295 p.
- Upham, W., 1904. Moraines and eskers of the last glaciation in the White Mountains. *The American Geologist*, 33: 7-14.
- Valade, M., Bouchard, M. et Chauvin, L. (1982): Pétrologie du till de surface et déglaciation de la région de Thetford Mines, Québec. *Annales de l'ACFAS*, 49: 128.
- Veillette, J., 1983. Déglaciation de la vallée supérieure de l'Outaouais, le lac Barlow et le sud du lac Ojibway, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 37: 67-84.
- Veillette, J. J., 1994. Evolution and paleohydrology of glacial lakes Barlow and Ojibway. *Quaternary Science Reviews*, 13: 945-971.
- Veillette, J., 1988. Déglaciation et évolution des lacs proglaciaires Post-Algonquin et Barlow au Témiscamingue, Québec et Ontario. *Géographie physique et Quaternaire*, 42: 7-31.
- Veilleux, B. M., 1949. Structure and stratigraphy of the Sherbrooke series in the Memphremagog area. M.Sc. thesis, McGill University, Department of geology, Montréal, 70 p.
- 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: 357-372.
- Wagner, W. P., 1970. Pleistocene mountain glaciation, Northern Vermont. *Geological Society of America Bulletin*, 81: 2465-2470.
- Wagner, W. P., 1971. Pleistocene mountain glaciation, Northern Vermont- Reply. *Geological Society of America Bulletin*, 82: 1761-1762.

- Waitt, R. B. et Davis, P. T., 1988. No evidence for post-icesheet cirque glaciation in New England. *American Journal of Science*, 288: 495-533.
- Walcott, R. I., 1970. Isostatic response to loading of the crust in Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 7: 716-726.
- Walcott, R. I., 1972. Past sea levels, eustasy and deformation of the Earth. *Quaternary Research*, 2: 1-14.
- Wayne, W. J. et Zumberg, J. H., 1965. Pleistocene geology of Indiana and Michigan, p. 63-84. *In* H. E. Wright Jr. et D. G. Frey, ed., *The Quaternary of the United States*. Princeton University Press, Princeton, 922 p.
- Weddle, T. K., Koteff, C., Thompson, W. B., Retelle, M. J. et Marvinney, C. L., 1993. The late-glacial marine invasion of coastal central New England (Northeastern Massachusetts - Southwestern Maine): its ups and downs, chapter I, 31p. *In* J. T. Cheney et J. C. Hepburn, ed., *Field trip guidebook for the Northeastern United States 1993 Boston GSA*. University of Massachusetts, Department of Geology and Geography, Amherst, Contribution n° 67, 2 volumes.
- Yergeau, M., 1970. Mise en relief postglaciaire des filons de quartz (secteur de Birchton, Cantons de l'Est). Rapport de Baccalauréat, Université de Sherbrooke, Département de géographie, Sherbrooke, 35 p.
- Yergeau, M., 1975. Contributions à l'étude morpho-sédimentologique du bassin du Birchton, région de Sherbrooke. Mémoire de maîtrise, Université de Sherbrooke, Département de géographie, Sherbrooke, 132 p.

**APPENDICE 2: DESCRIPTION DES PRINCIPALES COUPES
STRATIGRAPHIQUES RELEVÉES DANS LE SUD DU HAUT
SAINT-FRANÇOIS, ESTRIE, QUÉBEC.**

Note: le préfixe faisant partie du numéro des sites est basé sur le nom des coupures du Système national de référence cartographique (S.N.R.C.): «CO» pour «Coaticook» (21E/04), «DU» pour «Dudswell» (21E/12), «LP» pour «La Patrie» (21E/06), «MA» pour «Malvina» (21E/03), «SC» pour «Scotstown» (21E/11) et «SH» pour «Sherbrooke» (21E/05).

Site CO-002: Gravière creusée dans le flanc nord-ouest d'un delta proglaciaire, juste à l'ouest du village de Hatley, au sud de la route 208 (Longitude 71° 56' 30"; Latitude 45° 11' 03").

<u>Prof. (m)</u>	<u>Description</u>
0,0	Alluvions fluvioglaciaires: mélange de graviers, de cailloux et de blocs, lâche mais mal trié. Les éléments grossiers sont arrondis à subarrondis. Le matériel est disposé en stratifications de colmatage de chenal, surmontant des stratifications lenticulaires à lits obliques. Des galets imbriqués, mis en place par un courant relativement fort orienté essentiellement vers l'ouest (270°), sont souvent relevés dans le fond des paléochenaux. Le contact avec l'unité sous-jacente correspond à un changement de pendage des lits.
2,5	Sédiments glaciolacustres de progradation: gravier sableux très caillouteux et plutôt mal trié, avec de nombreux blocs. Une partie du matériel est cimentée ensemble par du calcaire. Les éléments grossiers sont arrondis à subarrondis. Le litage est dominé par des stratifications obliques de grande envergure, inclinées avec un pendage de 24°. Le plongement des strates est dans le même sens que la pente frontale, formant un demi-cercle allant du nord-ouest vers le sud-ouest.
10,0	Base de l'exploitation.

Site CO-005: Coupe sur le côté nord du chemin de la station, à l'ouest de la rivière Coaticook, à Compton (Longitude 71° 51' 09"; Latitude 45° 14' 34").

<u>Prof. (m)</u>	<u>Description</u>
0,0	Alluvions fluviales: mélange de sable fin et de silt, mal triés et en apparence amorphe. L'unité contient quelques rares cailloux arrondis. Le contact est net avec l'unité sous-jacente.
0,8	Sédiments glaciolacustres de fond (varves): rythmites de silt et de sable fin. Les lits silteux possèdent une épaisseur atteignant jusqu'à 5 cm. L'unité est plutôt calcaire et contient des concrétions mis en place dans les lits sableux. Des lits de sable plutôt laminé et très calcaire apparaissent dans la inférieure de l'unité. Le contact est net avec l'unité sous-jacente.
4,7	Till de fond silto-sableux: diamicton silteux, un peu sableux, très calcaire et de couleur gris, provenant probablement de l'érosion du substratum rocheux local.
6,0	Base de la coupe.

Site CO-008: Gravière creusée dans un segment d'esker, sur le côté ouest de la route 147, à moins d'un kilomètre au nord de la gorge de la rivière Coaticook, à Coaticook (Longitude 71° 48' 09"; Latitude 45° 09' 26").

<u>Prof. (m)</u>	<u>Description</u>
0,0	Sédiments glaciolacustres de fond (rythmites): sables moyens, bien triés et lâches, alternant avec des silts et des sables fins bien triés. Le matériel est disposé en stratifications granoclassées, alors que la taille des grains diminue vers le haut. La base du dépôt épouse le contact avec l'unité sous-jacente.
0,8	Till de chevauchement silteux: diamicton silteux, gris et compact, avec quelques cailloux arrondis. Le matériel est le plus souvent massif, mais il contient de petites enclaves de matériaux silteux encore stratifiés. Les cailloux allongés ont l'axe de la longueur relevé vers le sud. Le contact est net avec l'unité sous-jacente.

Site CO-008: (suite)

<u>Prof. (m)</u>	<u>Description</u>
1,2	Sédiments glaciolacustres de progradation: sables moyens à grossiers, lâches et bien triés. Les matériaux sont disposés en stratifications croisées à petites échelles, essentiellement des rides migrantes mises en place par un courant dirigé vers le sud - sud-ouest (190 à 225°). La partie du dépôt en contact avec le till de fond est perturbée par des failles inverses avec faible pendage, associées à un mouvement glaciaire vers le sud (175°). À la base, le matériel épouse la surface de l'unité sous-jacente.
2,7	Alluvions glaciofluviales: graviers sablo-caillouteux mal triés, alternant avec des sables graveleux, un peu caillouteux mais bien triés. La granulométrie de l'unité devient plus fine et mieux triée vers le sommet du dépôt. Les matériaux sont disposés en stratifications lenticulaires à lits obliques. Les lits les plus grossiers sont riches en galets et en petits blocs arrondis et imbriqués les uns sur les autres. Les cailloux sont parfois enrobés de calcaire, formant des calcins. L'orientation des lits obliques et l'inclinaison des galets sont associées à des paléocourants dirigés vers le sud (170 à 190°).
12,5	Base de l'exploitation.

Site CO-016: Coupe sur le côté est du chemin Huff, à 5 km au nord de Boudreau-Corner's. Stratotype de la récurrence tardiglaciaire d'Hyatt's Mills (Longitude 71° 46' 02"; Latitude 45° 11' 45").

<u>Prof. (m)</u>	<u>Description</u>
0,0	Till de chevauchement silteux: diamicton silteux, un peu sableux, très compact, contenant très peu de cailloux. Des blocs de rythmites déformées sont observés à la base. Le contact est net et rectiligne avec l'unité sous-jacente, sauf à un endroit où un bloc a été enfoncé dans la partie supérieure des sédiments sous-jacents.
2,0	Sédiments glaciolacustres de fond (varves): série de lamines de silt alternant avec des lamines de sable moyen à fin, très compactes. Des gravillons sont observés dans certaines lamines. Tout le matériel est plissé en forme de voûte. Quelques concrétions calcaires sont relevées dans les lamines les plus grossières, épousant le plissement des rythmites.
3,0	Base de la coupe.

Site CO-017: Gravière dans un segment d'esker, sur le site de la «colline du Canon», à Coaticook (Longitude 71° 48' 51"; Latitude 45° 07' 24").

<u>Prof. (m)</u>	<u>Description</u>
0,0	Sédiments glaciolacustres de fond (rythmites): lits de sable bien trié, alternant avec des lamines de silt. Les lits de sable sont souvent massifs, contenant parfois des laminations et des rides migrantes faiblement développées. Des poches de sable, de gravillons et de petits cailloux perturbent parfois les strates. Les rides ont été mises en place par un courant orienté vers le sud - sud-est (195°). Le contact est graduel avec l'unité sous-jacente.
0,8	Sédiments glaciolacustres de progradation: séquence de lits sableux, de lits silto-sableux et de lits graveleux. Les lits sableux contiennent des rides migrantes ou ascendantes. La mise en place des rides migrantes s'est faite par un courant s'écoulant vers le sud - sud-ouest (205°). L'ensemble de l'unité est perturbé par des failles, sur les côtés est et ouest de la crête. Le contact est net avec l'unité sous-jacente.
2,2	Alluvions glaciofluviales: série de lits grossiers, contenant surtout du sable, du gravier et des cailloux. Les lits les plus grossiers sont parfois inclinés et montrent des strates inclinées. Certaines strates sont affectées par de la cimentation calcaire. Dans le coeur de l'esker, les matériaux ne sont pas perturbés par des déformations, alors qu'une série de failles normales et inverses à fort pendage, disposée en gradin, apparaît sur les côtés est et ouest de l'esker (Figure 5.15: 187).
11,5	Base de l'exploitation.

Site CO-023: Gravière creusée dans le flanc ouest d'un delta juxtaglaciaire, à environ 100 m à l'est du chemin Dupont, au nord-est de Stanhope (Longitude 71° 46' 00"; Latitude 45° 02' 09").

<u>Prof. (m)</u>	<u>Description</u>
0,0	Alluvions fluvioglaciaires: série de lits de sable moyen bien trié, alternant avec des lits de sable graveleux moins bien trié. Les lits sablo-graveleux contiennent des cailloux arrondis, souvent disposés en pavage. Des stratifications de colmatage de chenal sont trouvées dans la partie supérieure de l'unité. Les strates obliques et les pavages de cailloux indiquent un sens d'écoulement des eaux vers le sud - sud-ouest (200°). Le contact avec l'unité sous-jacente correspond à un changement de pendage des lits.
2,3	Sédiments glaciolacustres de progradation: lits de sable moyen bien trié, disposés en stratifications obliques. Les strates obliques indiquent un sens d'écoulement des eaux vers le sud - sud-ouest (210°). Le contact est net avec l'unité inférieure, alors que la couche basale épouse la surface du dépôt sous-jacent.
6,5	Till de fond sableux: diamicton sableux, contenant de nombreux cailloux, compact et sans stratification apparente.
7,8	Base de l'exploitation.

Site CO-035: Exploitation dans l'épandage subaquatique de Hillhurst, à l'est de la route 147, entre Coaticook et Compton (Longitude: 71° 48' 48" O; Latitude: 45° 11' 43" N).

<u>Prof. (m)</u>	<u>Description</u>
0,0	Sédiments glaciolacustres distaux de fond (varves): constituées d'une série de lamines de silt sableux alternant avec des lamines de silt argileux. Les lamines silto-sableuses sont toujours un peu plus épaisses (en moyenne 2 cm) que les lamines silto-argileuses (entre 1 et 1,5 cm). Les lamines silto-sableuses contiennent parfois des concrétions calcaires. Certaines lamines sont déformées par des structures de tassement. La transition avec l'unité inférieure se fait graduellement par l'apparition de sable dans la lamine la plus grossière et par une augmentation de son épaisseur, alors que la lamine la plus fine devient de moins en moins épaisse, sans toutefois disparaître.
2,2	Sédiments glaciolacustres proximaux de fond: rythmites composées de strates de sable moyen à fin, très bien trié, alternant avec des lamines de sable fin et de silt. Les strates sableuses contiennent une série de rides migrantes, mises en place par un courant orienté vers le sud (180°) et dont les stratifications sont soulignées par le dépôt de minéraux foncés. Les lamines sablo-silteuses forment souvent un drap épousant le dessus des strates sableuses. Certaines lamines sont défoncées par des blocs de roche ou de diamicton silteux (till de chevauchement silteux), gris, très compact et contenant des cailloux subanguleux polis et striés. L'unité devient graduellement plus sableux à la base. Les strates les plus grossières comprennent alors des sables grossiers, bien triés, avec parfois des gravillons. Ce matériel est granoclassé ou parfois vaguement stratifié, tout en contenant des concrétions. Le contact est graduel avec l'unité inférieure.
4,9	Sédiments glaciolacustres proximaux de progradation: interlits de cailloux graveleux et de sables graveleux. Les couches de gravier caillouteux contiennent de nombreux éléments arrondis, mais il est tout de même possible d'observer des cailloux allongés, souvent disposés en pavage, indiquant un paléocourant orienté vers le sud - sud-ouest (190°). Les matériaux sont parfois cimentés par de la calcite. Les couches de sable graveleux sont stratifiés, bien triés et contenant quelques cailloux. Les cailloux allongés sont souvent disposés en pavage, indiquant un paléocourant orienté vers le sud (185°). Cette unité devient de plus en plus grossière vers la base. Le contact est graduel avec l'unité sous-jacente.
8,4	Alluvions glaciofluviales: série de couches composées de cailloux et de graviers, avec un peu de sable grossier. Les matériaux sont souvent cimentés par du calcaire. Les cailloux sont bien souvent arrondis et disposés en pavage, dont la mise en place s'est faite par un courant orienté vers le sud (180°) ou le sud - sud-ouest (195°).
14,2	Base de l'exploitation.

Site CO-052: Coupe au pied d'un versant, dans la vallée de la rivière Coaticook, sur le côté ouest du chemin Vaillancourt, au nord de Coaticook (Longitude 71° 48' 55"; Latitude 45° 10' 56").

Prof. (m) Description

- 0,0 Sédiments glaciolacustres de fond: sables moyens à fins, très bien triés et granoclassés, avec quelques intercalations de minces lamines de silt. Un bloc de diamicton sablo-silteux (probablement du till de fond), contenant des cailloux subangulaires, avec des faces polies et striées, perturbe la stratification en y laissant une structure de délestage. Le contact avec le sédiment sous-jacent est graduel.
- 1,6 Till subaquatique: diamicton plutôt sableux un peu compact, faiblement stratifié et riche en cailloux et en blocs subangulaires, possédant des faces polies et striées. De minces strates faiblement stratifiées, composées surtout de sable fin à grossier, apparaissent çà et là et viennent mouler le contour des cailloux et des blocs, y dessinant des structures souples de charge. Le contact avec le sédiment sous-jacent est graduel.
- 2,5 Till de fond silto-sableux: diamicton silto-sableux, compact et sans structure apparente, contenant plusieurs cailloux et blocs subangulaires, dont les faces sont bien souvent polies et striées.
- 4,0 Base de la coupe.

Site CO-055: Coupe sur le côté sud du chemin Dupont, à environ 100 m à l'est de la route 147, au nord-est de Stanhope (Longitude 71° 47' 48"; Latitude 45° 01' 41").

Prof. (m) Description

- 0,0 Alluvions fluviales postglaciaires: sables lâches et bien triés, contenant des cailloux et quelques petits blocs. Le contact avec l'unité inférieure est net.
- 0,8 Sédiments glaciolacustres de fond (rythmites): lits de sable fin, alternant avec des lits de sable grossier. Le matériel est lâche et granoclassé. Le contact inférieur est net et conforme avec l'unité sous-jacente.
- 2,6 Till subaquatique: diamicton sablo-silteux, assez lâche et faiblement stratifié, contenant plusieurs cailloux et petits blocs subangulaires, dont les faces sont assez souvent polies et striées. De minces lamines de sable grossier sont trouvées sous les éléments grossiers, épousant leur contour. Un bloc de sable moyen, très bien trié et granoclassé, est englobé dans le diamicton.
- 4,3 Base de la coupe.

Site CO-100: Gravière creusée dans la partie aval d'un segment d'esker, juste au nord du chemin Giroux, au sud-ouest de Coaticook (Longitude 71° 49' 38"; Latitude 45° 06' 19").

Prof. (m) Description

- 0,0 Sédiments glaciolacustres de progradation: lits de sable bien trié et lâche, avec quelques lentilles de gravier et un peu de cailloux. Les lits sableux contiennent des stratifications croisées à petite échelle, essentiellement des rides migrantes. Les mesures d'orientation des rides indiquent un paléocourant orienté vers le sud (190°). Quelques failles normales avec fort pendage affectent le matériel. Le contact est graduel avec l'unité inférieure.
- 1,5 Alluvions glaciofluviales: matériaux plus ou moins bien triés et stratifiés, composés surtout de lits graveleux contenant des cailloux aux arêtes arrondies. Quelques lentilles de sable moyen, disposé en rides de courant, apparaissent aussi. Les galets allongés sont parfois disposés en pavage, indiquant un paléocourant orienté vers le sud (185°).
- 6,0 Base de l'exploitation.

Site CO-114: Exploitation localisée au pied d'un versant de la vallée de la rivière Coaticook, à l'ouest de la route 147, à Dixville. Stratotype de la récurrence tardiglaciaire de Dixville (Longitude 71° 45' 36"; Latitude 45° 01' 54").

Prof. (m) Description

- 0,0 Till de chevauchement sableux: diamicton sableux, compact et fissile à la base. À ce dernier endroit, le diamicton contient de petits cailloux subangulaires, avec des faces polies et striées, surtout d'origine locale (schistes et quartzites), en plus de contenir un bloc de sable faiblement stratifié, de même nature que l'unité sous-jacente (Figure 4.8: 124). Le contact est généralement net avec l'unité inférieure, même si du sable provenant du sédiment sous-jacent a été injecté dans le diamicton.
- 2,2 Sédiment glaciolacustre de fond: sable moyen à fin, très bien trié et un peu compact. Le matériel est granoclassé, mais de minces draps de silt et des stratifications croisées à petites échelles apparaissent à certains moments. L'orientation des stratifications croisées est liée à un paléocourant orienté vers le sud (185°). Le dessus de la couche est perturbé par des failles de chevauchement, essentiellement des failles inverses avec faible pendage, dont le regard est orienté vers le sud (190°).
- 8,5 Base de l'exploitation.

Site CO-128: Coupe sur le côté ouest du chemin Vaillancourt, au pied du versant Ouest de la vallée de la rivière Coaticook, au nord de Coaticook (Longitude 71° 49' 00"; Latitude 45° 11' 06").

Prof. (m) Description

- 0,0 Alluvions fluviales: mélange de silt et de sable, mal trié mais légèrement stratifié, avec de petits gravillons et des cailloux subarrondis. Des cailloux constitués de morceaux de till de fond sont relevés à la base. Le contact est net avec l'unité sous-jacente.
- 0,9 Sédiments glaciolacustres de fond: rythmites de silt et de sable moyen à fin, très bien triées. Les lamines sableuses sont granoclassées. Le contact est graduel avec l'unité sous-jacente.
- 1,6 Till subaquatique: diamicton plutôt sableux, un peu compact, faiblement stratifié et riche en cailloux et en gravillons. De minces strates sableuses faiblement stratifiées viennent mouler le contour des cailloux. Des cailloux composés de sable stratifié sont relevés dans la partie inférieure de l'unité. Le contact est net avec l'unité sous-jacente.
- 2,5 Sédiments glaciolacustres proximaux de progradation: sable fin à grossier, très bien trié et stratifié, contenant parfois de petits cailloux arrondis. Des rides montrant un paléocourant vers le sud (175°) sont relevées dans l'unité. Les strates de la partie supérieure de l'unité (glacitectonites) sont perturbées par des failles de chevauchement associées à un mouvement vers le sud (185°). Le contact est net avec l'unité sous-jacente, alors que l'unité sableuse en épouse la surface.
- 3,2 Till de fond silto-sableux: diamicton silto-sableux, compact et sans structure apparente, contenant plusieurs cailloux subangulaires, dont les faces sont souvent polies et striées.
- 3,7 Base de la coupe.

Site CO-142: Coupe au nord de la rue Desrosiers, dans la ville de Coaticook. Stratotype de la récurrence tardiglaciaire de Coaticook. (Longitude 71° 47' 27"; Latitude 45° 07' 54").

Prof. (m) Description

- 0,0 Till de chevauchement silteux: diamicton silto-sableux et compact, devenant silteux près du contact avec l'unité inférieure. Le diamicton contient quelques cailloux arrondis, sans trace d'abrasion glaciaire, ainsi que des empreintes de cailloux carbonatés (calcaires) altérés. Le contact est graduel avec l'unité inférieure, alors que la zone de transition, épaisse d'environ 10 cm, est constituée d'une brèche glacitectonique, composée de blocs de matériaux rythmés, provenant de l'unité sous-jacente et englobés dans le diamicton silteux.

Site CO-142: (suite)

<u>Prof. (m)</u>	<u>Description</u>
1,3	Sédiments glaciolacustres de fond: rythmites épaisses de 10 cm en moyenne, composées de lamines de sable moyen et bien trié, alternant avec des lamines de silt. Les lamines sableuses sont les plus épaisses, mais les couplets ont tendance à diminuer d'épaisseur, vers le bas. Un caillou arrondi de silt est relevé dans une des lamines sableuses située près du sommet de l'unité. Des stratifications croisées à petite échelle (rides de courant) sont aussi relevées dans certaines lamines sableuses. L'orientation des strates indique un paléocourant orienté vers le sud-est (140°). La partie supérieure de l'unité est déformée par des failles inverses avec faible pendage, dont le regard est orienté vers le sud (170°). Le contact avec l'unité inférieure est graduel et conforme.
3,3	Sédiments glaciolacustres de fond (rythmites): lamines de sable fin à grossier, bien trié, alternant avec des lamines de silt. Les couplets sont épais en moyenne de 2 cm. Les lamines sableuses sont le plus souvent granoclassées, mais des stratifications croisées à petite échelle (rides de courant) apparaissent à la base de lamines sableuses. L'orientation des rides de courant indique un paléocourant orienté vers le sud - sud-est (160°). Des concrétions calcaires apparaissent dans quelques lamines sableuses. Le contact avec l'unité inférieure est graduel et conforme.
7,5	Base de la coupe.

Site CO-174: Exploitation dans la vallée de la rivière Coaticook, à l'ouest de la route 147, au nord de Coaticook. Stratotype de la récurrence tardiglaciaire de Coaticook-Nord (Longitude 71° 48' 09"; Latitude 45° 10' 03").

<u>Prof. (m)</u>	<u>Description</u>
0,0	Till de chevauchement sableux: diamicton sablo-graveleux et compact. L'unité contient plusieurs cailloux et blocs, où de nombreux éléments arrondis voisinent des éléments subanguleux, dont la surface est souvent polie et striée. La lithologie est plutôt locale (roches carbonatées), mais il existe des individus d'origine exotique (gneiss laurentidien). Les éléments grossiers allongés possèdent une trame montrant un écoulement vers le sud (180°). La base de l'unité est plus sableuse et faiblement litée. Le contact avec l'unité inférieure est net, avec une discontinuité angulaire par rapport aux stratifications de l'unité sous-jacente.
2,0	Sédiments glaciolacustres de progradation: série de lits de sable bien trié et laminé, alternant avec des lits de gravier caillouteux, moins bien trié. L'unité possède des stratifications obliques, mises en place par un paléocourant allant du sud-est (140°) au sud (175°). La partie supérieure de l'unité montre des inclusions de diamicton sablo-graveleux, provenant de l'unité supérieure. Des blocs de sable stratifié, non déformé ou légèrement plissé, semblable au matériel contenu dans les lits sableux, sont aussi relevés au contact avec l'unité supérieure. L'ensemble de l'unité est perturbé par quelques failles inverses avec faible pendage, dont le regard est orienté vers le sud (190°). Deux blocs de diamicton sablo-graveleux, dont les caractéristiques du matériel sont semblables à l'unité supérieure, perturbent les stratifications, avec une structure de délestage.
5,5	Alluvions glaciofluviales: gravier sablo-caillouteux, compact et stratifié. La plupart des éléments grossiers sont arrondis, mais des cailloux dont la surface est striée y apparaissent aussi.
7,0	Base de l'exploitation.

Site CO-186: Coupe sur le côté est du chemin Lessard, au sud de la jonction avec la route 206 et à l'est de Boudreau-Corner. Stratotype de la récurrence tardiglaciaire de Boudreau-Corner (Longitude 71° 44' 09"; Latitude 45° 10' 34").

<u>Prof. (m)</u>	<u>Description</u>
0,0	Alluvions fluviales postglaciaires: matériel sableux stratifié, bien trié et lâche, contenant plusieurs cailloux subarrondis. L'unité est disposée en stratifications de colmatage de chenal, dans lesquelles les lits obliques montrent un écoulement des eaux vers le nord-ouest (entre 260° et 340°). Le contact est net avec l'unité inférieure.

Site CO-186: (suite)

<u>Prof. (m)</u>	<u>Description</u>
1,5	Till de chevauchement sableux: diamicton sableux, gris, avec plusieurs cailloux et blocs d'origine locale (surtout quartzite, schistes et ardoises). La plupart des éléments sont subangulaires, avec une surface souvent polie et striée, côtoyant d'autres de forme plutôt arrondie et dont la surface est lisse, sans trace de stries. Les éléments grossiers de forme allongée ont leur grand axe redressé vers le sud-est (140°). Le contact est net avec l'unité inférieure.
2,9	Sédiments glaciolacustres de fond: sable stratifié, compact mais non cimenté par du calcaire. Le matériel est granoclassé, sans structure de courant. La partie supérieure de l'unité est affectée par des plis couchés, dont l'axe est déversé vers le sud - sud-ouest (200°).
3,5	Base de la coupe.

Site CO-236: Gravière creusée dans un esker, situé à environ 1 km au sud du lac Lindsay, le long d'un sentier menant au col communiquant avec le ruisseau Buck (Longitude 71° 32' 18"; Latitude 45° 10' 06").

<u>Prof. (m)</u>	<u>Description</u>
0,0	Alluvions glaciofluviales: sédiments stratifiés, composés de lits de gravier avec de nombreux cailloux et blocs, et de lits de sable graveleux, contenant plusieurs cailloux. Les matériaux de plusieurs lits sont cimentés par du calcaire. Certains lits sont particulièrement mal triés, probablement parce qu'ils sont composés de till de fonte. Les éléments grossiers sont soit subanguleux à anguleux, avec une surface polie et striée, soit arrondis et parfois même sphériques. Les stratifications les plus abondantes sont les stratifications obliques et les stratifications lenticulaires. Les cailloux imbriqués indiquent un paléocourant vers le sud-ouest (entre 205° et 245°). À la base, les matériaux fossilisent des blocs et la surface du substratum rocheux.
6,5	Substratum rocheux: schistes ardoisiers, contenant plusieurs cubes de pyrites. La surface de la roche a été polie par l'eau (Figure 5.16: 187).
7,3	Base de l'exploitation.

Site CO-271: Coupe le long d'un fossé de drainage, à 100 m au nord du chemin de la Station, à l'ouest de Compton (Longitude 71° 50' 11"; Latitude 45° 14' 39").

<u>Prof. (m)</u>	<u>Description</u>
0,0	Tourbe: matière organique de couleur brun foncé, bien décomposée à la base, mais contenant beaucoup de macrorestes (racines, troncs et branches) près de la surface. Des strates de sable et des silt sont intercalés dans l'unité. La partie supérieure de l'unité (premiers 30 cm) montre un mélange de sable, de silt et de matière organique, sans stratification apparente, provenant probablement du mélange des matériaux sous-jacents par les pratiques culturales. Le contact est net avec l'unité sous-jacente.
1,0	Sédiments glaciolacustres de fond (varves): rythmites constituées d'une série de lamines de silt intercalées avec des lamines plus minces de sable fin. Les lamines de la partie basale de l'unité sont parfois déformées par le délestage de blocs et de cailloux, dont plusieurs ont une forme subangulaire, souvent avec des arêtes tranchantes des faces polies et striées, alors que d'autres cailloux ont une forme ovoïde.
2,3	Base de la coupe.

Site CO-300: Coupe le long d'un ruisseau, à l'est du chemin Dion, à environ 500 m au sud de la route 208, au sud de Compton (Longitude 71° 50' 23"; Latitude 45° 13' 26").

<u>Prof. (m)</u>	<u>Description</u>
0,0	Alluvions fluviales postglaciaires: silts sablo-argileux, compacts lorsque secs, sans stratification apparente et sans caillou. Le contact est net avec l'unité sous-jacente.
2,2	Sédiments glaciolacustres de fond: lamines de silt sableux alternant avec des lamines de silt argileux. Le matériel est compact mais non-déformé.
2,5	Base de la coupe.

Site CO-309: Tranchée creusée sur le côté est de la route 147, à environ 1,5 km au nord de la Gorge de la rivière Coaticook, à Coaticook (Longitude 71° 47' 59"; Latitude 45° 09' 42").

<u>Prof. (m)</u>	<u>Description</u>
0,0	Alluvions glaciofluviales: matériel sablo-graveleux stratifié, lâche et riche en cailloux et blocs bien usés. Les matériaux sont disposés en stratifications lenticulaires à lits obliques, alors que plusieurs éléments grossiers sont disposés en pavage. D'après l'orientation des stratifications et des galets, les paléocourants sont dirigés vers le sud (190°).
1,9	Base de la coupe.

Site DU-036: Gravière creusée dans un delta juxtaglaciaire, au nord du chemin de la Côte de Sable, à l'est de Bishopton (Longitude 71° 32' 19"; Latitude 45° 34' 02").

<u>Prof. (m)</u>	<u>Description</u>
0,0	Alluvions fluvioglaciaires: lits de gravier sableux, lâche et plus ou moins bien trié, alternant avec des lits de sable grossier, lâche et mieux trié. Les lits graveleux contiennent des cailloux subangulaires à subarrondis qui sont parfois imbriqués. L'ensemble du matériel est disposé en stratifications de colmatage de chenal. L'orientation des lits obliques et des cailloux imbriqués indique un paléocourant orienté vers l'ouest - sud-ouest (250°). Une partie des matériaux est cimentée par du calcaire. Le contact est net avec l'unité sous-jacente.
1,2	Sédiments glaciolacustres de progradation: sables bien triés, plutôt grossiers vers le sommet et fins à la base de l'unité. Le matériel est disposé en stratifications obliques de grande envergure, dont les strates sont inclinées avec un pendage de 18°, vers l'ouest - sud-ouest (245°). Dans la partie nord-ouest de la coupe, le matériel est perturbé par une série de failles normales à fort pendage, dont le regard est orienté vers le nord-ouest (320°). Une lentille de till d'écoulement, composé d'un diamicton mal trié avec des éléments anguleux faiblement orientés, est aussi trouvée au même endroit. Le contact est graduel avec l'unité sous-jacente.
5,7	Sédiments glaciolacustres de fond: rythmites composées de lits de sable fin, lâche et bien trié, alternant avec des lits de silt sableux. Les lits sableux contiennent des rides migrantes inclinées vers le sud - sud-ouest (250°). Les lits de silt sableux sont granoclassés. Certaines strates montrent des structures de déformation par tassement, sous forme d'une lamine de silt comprimée entre deux lits de sable fin. D'autres strates sont perturbées par des structures de déformation en boules et en coussins, composées de pseudonodules de sable fin à moyen englobés dans des silts un peu sableux. Des cailloux délestés («dropstones») sont aussi relevés, déformant les matériaux sous-jacents par la mise en place de structures de délestage.
7,5	Base de l'exploitation.

Site LP-016: Coupe dans le fossé, sur le côté nord de la route 212, à l'ouest de Notre-Dame-des-Bois (Longitude 71° 07' 02"; Latitude 45° 19' 39").

<u>Prof. (m)</u>	<u>Description</u>
0,0	Sédiments glaciolacustres littoraux: sables moyens, lâches et très bien triés, faiblement stratifiés, avec quelques rares cailloux arrondis, constitués essentiellement de granite.
0,7	Sédiments glaciolacustres de fond: série de lits de sable fin, bien trié et granoclassé, alternant avec des lamines de silt sableux, granoclassé et bien trié. L'unité contient des cailloux de granite qui ont écrasé les strates sous-jacentes, lors de leur dépôt. Le contact est net avec l'unité inférieure, alors que la strate sableuse formant la base de la couche épouse la surface des matériaux sous-jacents.
2,0	Till de fond silto-sableux: diamicton silto-sableux, compact et sans structure apparente, contenant plusieurs éléments granitiques.
2,7	Base de la coupe.

Site LP-043: Coupe dans un petit ravin creusé au fond d'un couloir d'avalanche, sur le haut du versant du mont Mégantic, au nord de l'Observatoire astronomique (Longitude 71° 09' 49"; Latitude 45° 27' 34").

Prof. (m) Description

- 0,0 Till de fond sablo-silteux: diamicton sablo-silteux, compact, avec plusieurs éléments granitiques et quelques erratiques, surtout du schiste ardoisier, de forme subangulaire et dont les faces sont souvent striées. Un bloc de schiste argileux, couvert de stries sur plusieurs faces, apparaît également à la surface (Figure 5.8: 171).
- 1,6 Base de la coupe: roche magmatique, constituée essentiellement de granite (Reid 1976).

Site LP-047: Tranchée creusée à environ 600 m à l'ouest du sommet du mont Mégantic et de l'Observatoire astronomique (Longitude 71° 09' 39"; Latitude 45° 27' 21").

Prof. (m) Description

- 0,0 Till de fond sablo-silteux: diamicton sablo-silteux, compact, avec plusieurs éléments granitiques et quelques erratiques de schiste ardoisier, de forme subangulaire et dont la surface est souvent polie et striée. La surface du site est couverte de plusieurs blocs de granite.
- 1,2 Base de la tranchée: substratum rocheux constitué de roche magmatique, essentiellement du granite (Reid 1976).

Site LP-057: Sablière creusée au coeur d'un delta fluvial proglaciaire, situé juste à l'est de la route 257 vers Chartierville, à 5 km au sud-est de La-Patrie, juste au sud de Petit-Canada (Longitude 71° 12' 51"; Latitude 45° 22' 02").

Prof. (m) Description

- 0,0 Alluvions fluviales proglaciaires: série de lits de sable graveleux, lâche et bien trié, avec quelques cailloux. L'unité est disposée en stratifications lenticulaires de colmatage de chenal. Des pavages de cailloux sont souvent relevés dans le fond des paléochenaux. L'orientation des lits obliques et des cailloux imbriqués indique un paléocourant orienté surtout vers le nord (355°). Des fentes de gel sont aussi observées dans la partie supérieure de l'unité, surtout dans la partie ouest de l'exploitation. Le contact est net avec l'unité sous-jacente.
- 1,5 Sédiments glaciolacustres de progradation: série de lits composés surtout de sable moyen, lâche et bien trié, disposé en stratifications obliques (Figure 3.5: 54). Les rides migrantes sont associées à un paléocourant orienté surtout vers le nord (350°). À la base, des lamines de silt apparaissent et sont parfois perturbées par des structures de tassement.
- 6,5 Base de l'exploitation.

Site LP-059: Gravière creusée dans un delta juxtaglaciaire au sud de la route 210, à l'ouest de Chartierville (Longitude 71° 12' 55"; Latitude 45° 17' 26").

Prof. (m) Description

- 0,0 Alluvions fluvio-glaciaires: lits de cailloux graveleux. Les matériaux sont lâches et mal triés. Certains lits sont particulièrement riches en cailloux et en blocs, dont plusieurs spécimens possèdent une forme plutôt subangulaire et des faces polies et striées. Les éléments allongés sont souvent imbriqués en pavage mis en place par un paléocourant allant vers le sud-est (145°). Le contact est net avec l'unité sous-jacente.
- 1,7 Sédiments glaciolacustres de progradation: série de lits de sable un peu graveleux, lâche et un peu mieux trié. Le matériel est disposé en strates obliques de grande envergure, inclinées de 20° vers le sud-est (145°). Des failles normales avec fort pendage perturbent les strates de cette unité, dans la partie nord-ouest de l'exploitation.
- 6,2 Base de l'exploitation.

Site LP-074: Gravière creusée dans un delta juxtaglaciaire, au pied du mont Saint-Joseph, à 4 km au nord du village de Notre-Dame-des-Bois (Longitude 71° 05' 30"; Latitude 45° 25' 50").

<u>Prof. (m)</u>	<u>Description</u>
0,0	Alluvions fluvioglaciaires: lits de sable et de gravier, avec plusieurs cailloux et quelques blocs. Le matériel est plus ou moins bien trié, mais toujours lâche. Les éléments grossiers ont plutôt une forme arrondie, bien que des blocs moins usés, avec des faces polies et striées, apparaissent ici et là. Dans la partie supérieure, le matériel est déposé en dessinant des stratifications obliques de colmatage de chenal, surmontant des stratifications lenticulaires contenant des strates croisées. Les cailloux sont souvent disposés en pavage dans le fond des paléochenaux. Les paléocourants, mesurés selon l'orientation des stratifications croisées et les fabriques de galets, sont orientés du sud (185°) à est - sud-est (110°). Le contact avec l'unité sous-jacente est net, souligné par une différence de pendage entre les lits quasi horizontaux de l'unité supérieure et les lits obliques de l'unité inférieure.
1,8	Sédiments glaciolacustres de progradation: série de lits obliques, composés surtout de sable grossier à fin. Dans la partie supérieure, les sables sont plutôt grossiers et sont interstratifiés avec des lentilles de gravier, avec plusieurs cailloux arrondis. Des stratifications obliques de grande envergure, plongeant vers le sud - sud-est (160°), apparaissent dans la partie supérieure de l'unité. Dans la partie inférieure, les sables sont plutôt fins et très bien triés. Des rides migrantes apparaissent dans les strates quasi horizontales de la base, près du contact avec l'unité inférieure, et sont même parfois fossilisées sous de minces draps de silt. À la base de cette unité, le matériel est parfois déformé par des empreintes de charge et par des structures de glissement. Des failles avec fort pendage affectent l'ensemble de l'unité ainsi que l'unité supérieure, dans la portion nord-est d'exploitation; ces structures définissent un grabben dans les matériaux situés dessous une dépression formant un kettle à la surface. La transition est graduelle avec l'unité sous-jacente.
6,0	Sédiments glaciolacustres de fond: séquence de sable fin et de silt rythmés. Le matériel est compact et contient quelques cailloux subangulaires, dont la surface est polie et striée. Ces éléments grossiers ont perturbé les strates sous-jacentes, en les comprimant lors du dépôt. Le contact est net avec l'unité sous-jacente.
7,4	Till de fond silto-sableux: diamicton silto-sableux, compact et sans structure apparente. Le matériel comprend aussi des cailloux et quelques petits blocs, de forme subangulaire et dont la surface est polie et striée.
8,0	Base de l'exploitation.

Site LP-099: Exploitation dans le delta proglaciaire de La Patrie, dans le village, à l'ouest de la rue Racine (Longitude 71° 15' 18"; Latitude 45° 23' 52").

<u>Prof. (m)</u>	<u>Description</u>
0,0	Alluvions fluvioglaciaires: lits composés principalement de gravier sableux, passant à du sable graveleux. Le matériel est riche en cailloux arrondis ou subarrondis et quelques blocs mesurant jusqu'à 50 cm de diamètre y apparaissent. Les éléments allongés sont souvent disposés en pavage, associés à un paléocourant orienté vers l'est (80°). La partie supérieure de l'unité est disposée en stratifications obliques de colmatage de chenal, alors que le reste est disposé en lentilles. Les strates sont inclinées de 20° en direction de l'est (100°). Le contact est abrupt avec l'unité sous-jacente.
4,0	Sédiments glaciolacustres de progradation: lits composés de sable moyen à grossier, avec quelques passées de gravillon. L'ensemble de l'unité est disposé en stratifications obliques de grande envergure, sauf près de la base, là où apparaissent des rides migrantes à l'intérieur des strates devenues quasi horizontales. Certaines rides sont recouvertes par des sables disposés en stratification feuilletée ou bien par un mince drap de silt. Le pendage des stratifications obliques est de 20° vers l'est (85°). Le contact est graduel avec l'unité sous-jacente.
17,0	Sédiments glaciolacustres de fond: lits comprenant essentiellement du sable fin très bien trié, interlité avec du silt. Dans la zone proche du sommet de l'unité, le matériel est granoclassé ou bien disposé en stratifications feuilletées. Les stratifications alternantes apparaissent plutôt près de la base de l'exploitation. Plusieurs empreintes de charge sont relevées près du contact avec l'unité supérieure.
22,5	Base de l'exploitation.

Site LP-141: Coupe sur le côté est du chemin des Cohoes, à un peu plus de 2 km au nord de la route 212, au nord-est du village de La Patrie (Longitude 71° 13' 37"; Latitude 45° 25' 21").

Prof. (m) Description

- 0,0 Till de déformation silteux: diamicton silteux, compact et faiblement fissile à la base. Le dépôt contient beaucoup de cailloux arrondis, dont certains spécimens sont striés à la surface. Quelques cailloux composés de silt granoclassé sont observés près de la base de l'unité. Les cailloux de forme allongée ont leur grand axe relevé en direction de l'est - sud-est (120°). Le contact est indistinct avec l'unité inférieure.
- 1,5 Sédiments glaciolacustres de fond: rythmites composées de lamines de sable fin, un peu silteux, compact et très bien trié, alternant avec des lamines de silt sableux compact et très bien trié. Des cailloux de forme subangulaire, avec surface polie et striée, sont relevés à plusieurs endroits dans cette unité. Les lamines sont intensément déformées par des plis couchés. Le contact est net avec l'unité sous-jacente.
- 2,0 Till de fond sablo-silteux: diamicton sablo-silteux, assez compact, contenant des cailloux subanguleux à arrondis, dont certains spécimens ont une surface polie et striée. De petits blocs de sable moyen et granoclassé sont trouvés dans cette unité.
- 3,0 Base de la coupe.

Site LP-158: Exploitation dans l'esker de Val-Racine, à environ 1,5 km à l'ouest du village de ce nom (Longitude 71° 05' 46"; Latitude 45° 28' 42").

Prof. (m) Description

- 0,0 Alluvions glaciofluviales: série de lits de gravier, de cailloux et de blocs, un peu sableux, mais trié et lâches, séparés par des lits de sable grossier et de gravier, mieux triés et mieux stratifiés. Le contact entre les lits est toujours net, parce que la granulométrie change presque toujours brusquement. Les lits grossiers sont les plus épais et renferment plusieurs éléments granitiques. La plupart des cailloux et des blocs sont arrondis, voire même ovoïdes, mais les autres ont une forme subangulaire, avec des faces polies et striées. Plusieurs stratifications obliques et lenticulaires sont observées dans la coupe, alors que les galets et les blocs sont parfois disposés en pavage souvent logé à la base des lentilles. L'orientation des strates obliques et des cailloux imbriqués est associée à des paléocourants se dirigeant vers le sud - sud-est (150°).
- 4,9 Base de l'exploitation.

Site LP-191: Exploitation de sable et de gravier dans le flanc d'une terrasse juxtaglaciaire situé au sud du chemin du 2^e Rang Est, à 4 km au nord-est du village de Notre-Dame-des-Bois (Longitude 71° 02' 32"; Latitude 45° 25' 16").

Prof. (m) Description

- 0,0 Alluvions fluvioglaciaires: série de lits de gravier sableux, contenant plusieurs cailloux, alternant avec des lits de sable moyen à grossier, un peu graveleux. Les lits grossiers contiennent plusieurs cailloux et quelques petits blocs subarrondis à arrondis, dont beaucoup sont des roches volcaniques de la Formation de Frontenac. L'élément le plus grand est un bloc de syénite qui proviendrait du massif du mont Mégantic, situé à l'ouest; d'un diamètre supérieur à 4 m, ce bloc est trouvé à la surface. Les dépôts de la partie supérieure de la coupe sont disposés en stratifications de colmatage de chenal. Sous ces dernières sont relevées des stratifications lenticulaires, contenant des lits obliques où alternent des lits sableux et des lits graveleux. La granulométrie change brusquement entre les lits, d'où les contacts toujours très nets. Des cailloux imbriqués apparaissent souvent à la base des lentilles. Les pavages de galets sont orientés vers le sud - sud-ouest. Plusieurs failles normales avec fort pendage sont relevées dans la partie ouest de la coupe, près du talus escarpé. De plus, des blocs de facture glaciaire sont abondants dans cette partie de l'exploitation (Figure 4.6: 123).
- 4,3 Base de l'exploitation.

Site LP-221: Coupe sur la rive nord de la rivière Chesham, à l'ouest du chemin vers Val-Racine, à environ 2,5 km au nord du village de Notre-Dame-des-Bois. Stratotype de la récurrence tardiglaciaire de Notre-Dame-des-Bois (Longitude 71° 04' 28"; Latitude 45° 25' 02").

Prof. (m) Description

- 0,0 Till de déformation silteux: diamicton silteux, compact, sans structure apparente et contenant plusieurs cailloux et petits blocs. Les éléments constitués de schiste ardoisier sont subangulaires, avec des faces polies et striées, alors que les éléments granitiques ont plutôt une forme subarrondie. Quelques blocs de syénite, de diamètre supérieur au mètre, apparaissent autant dans le dépôt qu'à la surface. Le grand axe des cailloux allongés est relevé vers le sud-est (150°). Le contact est très net avec l'unité sous-jacente, avec quelques injections de matériaux provenant du dépôt inférieur.
- 1,3 Sédiments glaciolacustres de fond: lits de sable fin à moyen, très bien trié et granoclassé, avec quelques petits cailloux arrondis, alternant avec de minces lamines de silt. La partie supérieure de l'unité est plissée.
- 3,5 Base de la coupe.

Site LP-222: Coupe dans le fossé, sur le côté nord du chemin Lucas, à environ 50 m à l'ouest de l'intersection avec la route 257, au sud de Scotstown. Stratotype de la récurrence tardiglaciaire de Scotstown (Longitude 71° 15' 46"; Latitude 45° 29' 32").

Prof. (m) Description

- 0,0 Till de déformation sablo-silteux: diamicton sablo-silteux, plus ou moins compact, un peu caillouteux. Les éléments grossiers mesurent jusqu'à 25 cm de longueur et possèdent des formes plutôt subangulaires, avec des faces souvent polies et striées. Le contact avec l'unité sous-jacente est complexe et irrégulier, montrant des éléments grossiers enfoncés dans le dépôt inférieur.
- 0,6 Sédiments glaciolacustres de fond: séquence de silt interlité avec du sable. Le matériel contenu dans chaque lit est assez bien trié et disposé en stratifications granoclassées. Des gravillons et des plis couchés apparaissent dans les 5 cm supérieurs. Le contact avec l'unité sous-jacente est net mais ondulé, alors que les stratifications des sédiments glaciolacustres suivent la surface du till de fond.
- 1,1 Till de fond sablo-silteux: diamicton sablo-silteux plus ou moins compact. Les cailloux allongés ont leur grand axe relevé vers le sud (170°).
- 1,5 Base de la coupe.

Site LP-289: Gravière creusée dans un épandage subaquatique, à 300 m à l'est de la route 257, à 1 km au nord du village de La-Patrie (Figure 3.6: 56). Stratotype de la récurrence tardiglaciaire de La Patrie (Longitude 71° 15' 09"; Latitude 45° 25' 11").

Prof. (m) Description

- 0,0 Sédiments glaciolacustres de fond: rythmites composées de lits de sable fin, alternant avec des lamines de silt. Le contact avec l'unité inférieure est graduel, alors que les rythmites épousent la surface des couches sous-jacentes.
- 1,0 Sédiments glaciolacustres de progradation: matériaux stratifiés, composés de sable moyen, montrant des rides migrantes. Les lits sableux sont entrecoupés par quelques lamines de matériaux un peu plus fins, composés de rythmites de sable fin et de silt, de même nature que l'unité sus-jacente. Le contact est net avec les deux unités sous-jacentes.
- 1,8 Till de déformation sableux: diamicton sableux, compact et sans structure apparente, inséré dans les sédiments glaciolacustres et présent uniquement dans la partie nord de la coupe. Les cailloux ont une forme plutôt subangulaire, avec des faces polies et striées. Le contact est net avec l'unité inférieure.

Site LP-289: (suite.

<u>Prof. (m)</u>	<u>Description</u>
3,5	Alluvions fluvioglaciaires: sédiments stratifiés, constitués surtout de sable grossier, de gravier et de cailloux, disposés en plusieurs strates. Des lentilles de sable sensiblement bien trié sont aussi intercalées entre les matériaux plus grossiers. Les blocs sont généralement bien arrondis, sauf pour quelques spécimens subanguleux, avec des arêtes légèrement usées et des faces polies et striées. Les matériaux sont disposés dans des stratifications croisées, inclinées vers le sud (180°), soit dans le même sens que les pavages de galets. Dans la partie supérieure de l'unité, juste sous le till de déformation, le sédiment est fortement déformé par des plis et des failles inverses avec faible pendage. Le contact est net avec l'unité inférieure.
5,0	Sédiments glaciolacustres de progradation: sédiments stratifiés, composés de sable moyen disposé en rides migrantes. Ces matériaux sont entrecoupés par quelques lits de sédiments un peu plus grossiers, composés de sable grossier et d'un peu de gravier fin, avec quelques galets. Le contact est graduel avec l'unité inférieure.
6,5	Alluvions fluvioglaciaires: unité semblable aux alluvions des couches relevées ci-dessus.
8,5	Base de l'exploitation.

Site LP-357: Coupe dans le fossé, le long du chemin de l'Observatoire, dans le massif du mont Mégantic (Longitude 71° 07' 38"; Latitude 45° 25' 51").

<u>Prof. (m)</u>	<u>Description</u>
0,0	Till de chevauchement: diamicton silto-sableux, compact, fissile et contenant des blocs et des cailloux granitiques. Les cailloux allongés montrent leur axe de longueur relevé vers le sud (175°). La partie inférieure de l'unité est plus silteuse et contient des cailloux constitués de rythmites, semblables au matériel de l'unité sous-jacente. Le contact est net avec l'unité sous-jacente.
0,5	Sédiments glaciolacustres de fond: rythmites composées de lamines silteuses intercalées avec des lamines sableuses. La partie supérieure de l'unité est déformée par de la fissilité. Des cailloux de granite déforment les strates, montrant des structures de délestage. Le contact est graduel avec l'unité sous-jacente.
0,8	Sédiments glaciolacustres de progradation: sable grossier, très bien trié et granoclassé. Un bloc de syénite est relevé dans l'unité.
1,3	Base de la coupe.

Site LP-369: Série de coupes en échelon, creusées sur le versant oriental d'un paléo-delta, à l'ouest de la rivière Ditton, au nord de l'embouchure du ruisseau Mining (Longitude 71° 04' 06"; Latitude 45° 20' 38").

<u>Prof. (m)</u>	<u>Description</u>
0,0	Alluvions fluviales: sables stratifiés, allant de fin à grossier, contenant des cailloux d'un diamètre inférieur à 2 cm. Les strates alternent du plus grossier avec le plus fin. Le contact est irrégulier avec l'unité sous-jacente, montrant des structures de tassement.
1,7	Sédiments glaciolacustres de fond (varves): séquence de 185 varves, constituées de lamines de silt grossier, intercalées entre des lamines de silt fin. Les lamines les plus fines sont les plus épaisses dans la majeure partie de l'unité, sauf à la base. La partie supérieure est constituée d'un lit de silt épais d'environ 20 cm et contenant quelques lamines sableuses. Des cailloux perturbent quelquefois la litage, surtout à la base, montrant des structures de déformation par délestage. Le contact est graduel avec l'unité sous-jacente.
5,1	Sédiments glaciofluviaux: diamicton composé d'un mélange de sable fin à moyen et de gravier, contenant des cailloux arrondis. Des cailloux de till de fond, semblable au matériel de l'unité sous-jacente, sont aussi dénombrés.
5,5	Till de fond: diamicton silto-sableux, compact, contenant des cailloux subanguleux, dont les arêtes sont souvent tranchantes et les faces polies et striées.
6,2	Base de la dernière coupe.

Site LP-407: Exploitation de sable et de gravier au nord-est de la jonction entre le chemin Saint-Mathias et le chemin du Calvaire, au sud de Saint-Mathias-de-Bonneterre (Longitude 71° 23' 00"; Latitude 45° 16' 10").

Prof. (m) Description

- 0,0 Alluvions glaciofluviales: série de lits de sables et graviers, avec des galets, intercalés entre des lits de graviers caillouteux. Le matériel est plutôt assez mal trié, bien que stratifié. Les galets imbriqués indiquent un paléocourant orienté vers le sud - sud-est (155°). Une faille inverse avec fort pendage affecte l'ensemble de l'unité (Figure 5.9: 171).
- 3,7 Base de l'exploitation.

Site LP-417: Exploitation creusée à l'est du chemin North, à environ 0,5 km de la route 214, au sud de Bury (Longitude 71° 29' 46"; Latitude 45° 27' 34").

Prof. (m) Description

- 0,0 Sédiments glaciolacustres de fond: lits de sable bien trié, alternant avec de minces lamines de silt disposé en drap. L'unité montre des stratifications feuilletées et des stratifications granoclassées. Des cailloux et un bloc, ce dernier ayant une composition semblable au diamicton sous-jacent, déforment les strates avec des structures de délestage. Le matériel est perturbé par des failles normales avec fort pendage dans la partie nord-ouest de l'exploitation. Le contact est assez net avec l'unité inférieure, caractérisé surtout par un net changement de la granulométrie.
- 1,7 Sédiments glaciolacustres de progradation: série de lits de sable et de quelques lits de gravier. Le matériel est riche en cailloux et contient même des éléments composés de matériaux semblables à l'unité sous-jacente. Le contact est net avec l'unité sous-jacente.
- 3,5 Till de chevauchement silteux: diamicton à matrice plutôt silteuse, très compact et massif, sauf près la base, là où de la fissilité apparaît au contact avec l'unité sous-jacente. Quelques cailloux, surtout de forme arrondie, sont trouvés dans le diamicton. Dans la partie orientale de l'exploitation, cette unité se termine en forme de langue, sans qu'il y ait indice d'une continuité de la couche vers le sud-est. L'orientation des plis sous-jacents montre que le déplacement s'est fait vers l'est-sud-est (102°). Le contact est net avec l'unité inférieure.
- 4,3 Sédiments glaciolacustres de fond (rythmites): lamines de silt alternant avec des lamines de sable, sans aucun caillou observé. Le matériel est très compact et intensément déformé par des failles inverses avec faible pendage et des plis couchés. Les stratifications supérieures ont été partiellement érodées, montrant une discontinuité angulaire avec l'unité sus-jacente. Des lentilles de gravier et de cailloux sont trouvées dans la partie supérieure, interposées entre les sédiments fins et le diamicton.
- 5,7 Base de l'exploitation.

Site LP-418: Exploitation de sable et de gravier à l'est du chemin North, au sud de Bury (Longitude 71° 29' 42"; Latitude 45° 27' 37").

Prof. (m) Description

- 0,0 Sédiments glaciolacustres de progradation: sable moyen à grossier, très bien trié, disposé en plusieurs séries de lits contenant des rides ascendantes, formant la partie supérieure de l'unité. Les paléocourants y sont orientés vers le sud-est (140°). Le contact est graduel avec les deux unités sous-jacentes.
- 1,5 Till de chevauchement: diamicton à matrice sableuse, fissile à la base et contenant plusieurs cailloux subangulaires, polis et striés. Cette unité dessine une langue insérée entre l'unité précédente et l'unité sous-jacente, dans la partie ouest de l'exploitation. Son épaisseur est de l'ordre du mètre et sa largeur est d'au moins 100 m; toutefois, sa limite au nord-ouest n'a été observée. Les cailloux ont leur axe de la longueur relevé vers le sud-est (135°). Le contact est net avec l'unité sous-jacente.
- 2,6 Sédiments glaciolacustres proximaux de fond: sable moyen très bien trié, granoclassé dans la partie sommitale, mais laminé à la base. Aucune déformation glacitectonique n'apparaît sous l'unité de till de chevauchement (Figure 4.7: 123). Le contact est graduel avec l'unité sous-jacente.
- 3,3 Base de l'exploitation.

Site LP-419: Coupe dans le fossé, sur le côté ouest du chemin North, à environ 1 km de la route 214, au sud de Bury. Stratotype de la récurrence tardiglaciaire de Bury (Longitude 71° 29' 55"; Latitude 45° 27' 28").

<u>Prof. (m)</u>	<u>Description</u>
0,0	Till de déformation sablo-silteux: diamicton sablo-silteux, compact, avec plusieurs cailloux surtout près de la base de l'unité. Les cailloux sont souvent arrondis, mais quelques-uns ont une forme subangulaire, avec parfois des faces polies et striées. Des éléments de provenance lointaine (gneiss) sont dénombrés. Les cailloux allongés ont le plus grand axe relevé vers l'est - sud-est (120°). Le contact est net avec l'unité inférieure, que ce soit des sables moyens ou des rythmites sablo-silteuses.
1,0	Sédiments glaciolacustres de fond: lits de sable moyen passant à grossier, très bien trié, séparés par des lamines de silt. Les sables sont granoclassés, parfois faiblement stratifiés à la base des lits. Des stratifications croisées à petite échelle (rides) apparaissent aussi dans les lits sableux, près du sommet de l'unité. Les mesures sur les rides montrent un paléocourant orienté vers le sud - sud-ouest (200°). Le matériel est d'épaisseur inégale et disparaît même complètement. Des plis, surtout mis en évidence par les lamines silteuses, apparaissent dans la partie supérieure de l'unité, lorsqu'en contact avec le matériel supérieur, donnant un aspect contorsionné au matériel (Figure 4.9: 124). L'axe des plis est généralement incliné vers l'est - sud-est (110°). Des injections de diamicton sablo-silteux dans le matériel sableux sont parfois observées au contact avec l'unité supérieure. Quelques blocs de diamicton sablo-silteux sont aussi relevés dans la partie supérieure de l'unité. Le contact est graduel avec l'unité sous-jacente.
1,9	Sédiments glaciolacustres de fond: rythmites composées de lamines de sable fin qui alternent avec des lamines de silt. Les couplets ont une épaisseur moyenne inférieure à 5 cm, sauf à la base où ils sont épais de plus de 8 cm. Le matériel est très compact et très déformé dans sa partie supérieure, surtout au contact avec le diamicton sablo-silteux trouvé à la surface. Les déformations sont sous la forme de plis couchés, rehaussé par les lamines silteuses. À la base, les lamines sableuses sont plus épaisses. Le contact est net avec l'unité inférieure.
2,5	Till de fond silteux: diamicton sableux, peu caillouteux et compact.
3,5	Base de la coupe.

Site LP-423: Coupe sur le côté ouest du chemin Saint-Mathias, au sud du village de Saint-Mathias-de-Bonneterre (Longitude 71° 23' 14"; Latitude 45° 18' 03").

<u>Prof. (m)</u>	<u>Description</u>
0,0	Sédiments glaciolacustres de fond (varves): série de rythmites composées de lits de sable fin, alternant avec des lamines de silt. L'épaisseur d'une rythmite passe de 5 cm dans le bas de l'unité jusqu'à 10 cm dans le haut.
1,2	Base de la coupe.

Site LP-424: Coupe sur le côté ouest du chemin Saint-Mathias, à environ 1,5 km au sud du village de Saint-Mathias-de-Bonneterre. Stratotype de la récurrence tardiglaciaire de Saint-Mathias (Longitude 71° 23' 16"; Latitude 45° 17' 49").

<u>Prof. (m)</u>	<u>Description</u>
0,0	Sédiments glaciolacustres de fond: série de rythmites composées de lits de sable fin, alternant avec des lamines de silt. Le dépôt est lâche, très bien trié et aucun caillou n'y a été relevé. L'épaisseur des rythmites passe de 5 cm dans le haut de l'unité jusqu'à 10 cm à la base. Le contact avec l'unité inférieure est graduel.
1,1	Sédiments glaciolacustres de fond: série de rythmites composées de lits de sable moyen à fin, épais d'au moins 10 cm chacun, granoclassé et très bien trié, surmontées par des lamines de silt. Le dépôt est lâche et contient quelques cailloux. Le contact avec l'unité inférieure est net, alors que le lit sableux inférieur épouse la surface du matériel sous-jacent.
1,5	Till de déformation silto-sableux: diamicton silto-sableux, assez graveleux mais peu caillouteux, très compact et sans structure apparente. Le contact avec l'unité inférieure est net, mais ondulé.

Site LP-424: (suite)

Prof. (m) Description

- 2,5 Sédiments glaciolacustres de fond: série de rythmites composées de lits de sable fin, très bien trié, alternant avec des lamines de silt. Le matériel est très compact et intensément déformé par des plis couchés, dont l'axe est incliné vers le sud - sud-est (150°).
- 3,1 Base de la coupe.

Site LP-447: Exploitation de sable et de gravier creusée au sud de la route 212, juste à l'ouest du village de La Patrie (Longitude 71° 15' 32"; Latitude 45° 24' 00").

Prof. (m) Description

- 0,0 Alluvions fluvioglaciaires proximales: lits de gravier sableux, lâche et très caillouteux. Les éléments grossiers comprennent des cailloux et des petits blocs subangulaires, dont la surface peut parfois être striée, et des cailloux subarrondis. Les matériaux sont disposés en stratifications de colmatage de chenal, alors que des pavages de galets tapissent le fond des paléochenaux (Figure 3.4: 54). Les paléocourants mesurés à partir de l'orientation des cailloux imbriqués sont orientés vers l'est (100°); Le contact avec l'unité inférieure est net et est souligné par la différence de granulométrie entre les deux unités et le changement d'inclinaison des strates obliques (Figure 3.4: 54).
- 1,3 Sédiments glaciolacustres proximaux de progradation: série de lits de sable lâche et bien trié, disposé en stratifications obliques de grande envergure (photo 19 ou figure 5.14, p. 198). Les strates sont inclinées avec un pendage de 30°, en direction de l'est - sud-est (120°).
- 4,5 Base de l'exploitation.

Site MA-001: Exploitation de sable et de gravier située à 2,5 km au nord-est du village d'East Hereford (Longitude 71° 29' 14"; Latitude 45° 05' 24").

Prof. (m) Description

- 0,0 Alluvions fluvioglaciaires: série de lits de gravier sableux stratifié, lâche et riche en cailloux, et de lits de sable graveleux, un peu silteux et contenant quelques cailloux. Des stratifications obliques de colmatage de chenal sont trouvées dans la partie supérieure du sédiment. En dessous, le sédiment est disposé en plusieurs lentilles symétriques, composées de strates obliques et associées à de nombreux paléochenaux emboîtés. Des imbrications de galets tapissent la base des lentilles. Les paléocourants, mesurés à partir de la disposition des galets imbriqués, sont orientés vers le sud (170°).
- 3,7 Base de l'exploitation.

Site MA-005: Exploitation de sable et de gravier située au nord du chemin Malvina, à l'est de Malvina (Longitude 71° 25' 28"; Latitude 45° 10' 21").

Prof. (m) Description

- 0,0 Alluvions fluvioglaciaires: série de lits de gravier sablo-caillouteux et de lits de sable graveleux. Les dépôts sont lâches. Les cailloux ont une forme subarrondie à arrondie et sont souvent disposés en pavage. La partie supérieure de l'unité comprend des stratifications de colmatage de chenal. Les strates inférieures sont disposées en plusieurs stratifications lenticulaires, contenant des lits obliques. Le sens d'inclinaison des cailloux imbriqués est associé à un paléocourant moyen vers le sud (170°). Des failles normales et inverses, avec fort pendage, perturbent quelquefois le litage du dépôt et sont liées à un effondrement localisé du matériel, là où des kettles apparaissent à la surface.
- 3,5 Base de l'exploitation.

Site SH-296: Exploitation dans un delta juxtaglaciaire, située à mi-versant sur le flanc oriental de la vallée de la rivière Moe, près d'Ives Hill, au nord de Compton (Longitude 71° 48' 44"; Latitude 45° 16' 55").

<u>Prof. (m)</u>	<u>Description</u>
0,0	Sédiments glaciolacustres de fond: série de lits de sable moyen à fin, lâche et très bien trié, alternant avec de minces lamines de silt. Les matériaux sont généralement granoclassés, sauf dans certains lits sableux où sont relevées des rides de courant, dont l'orientation des lits obliques indique un paléocourant moyen vers le sud-est (145°). Le contact est graduel avec l'unité sous-jacente.
3,0	Sédiments glaciolacustres de progradation: série de lits de sable graveleux alternant avec des lits de gravier sableux et caillouteux. Les cailloux sont souvent imbriqués, donnant un paléocourant orienté en moyenne vers le sud - sud-est (155°). Le contact est net avec l'unité sous-jacente, étant marqué par l'érosion partielle de la surface de l'unité sous-jacente.
6,0	Sédiments glaciolacustres de fond: série de lits de sable moyen à fin, très bien trié, alternant avec des lits de sable silteux. L'ensemble de l'unité est perturbé par des failles inverses avec fort pendage, donnant parfois des lits basculés.
12,0	Base de l'exploitation.

Site SH-313: Coupe sur le côté nord du chemin Cookshire, à mi-versant sur le flanc oriental de la vallée de la rivière Moe, entre Compton et Martinville.
Stratotype de la récurrence tardiglaciaire de Moe's River
(Longitude 71° 47' 30"; Latitude 45° 15' 39").

<u>Prof. (m)</u>	<u>Description</u>
0,0	Sédiments glaciolacustres de fond: rythmites composées de lamines de silt alternant avec des lamines de silt et de sable fin. Des concrétions calcaires sont relevées dans les lamines grossières. Le contact est graduel avec l'unité inférieure.
0,4	Sédiments glaciolacustres de fond: série de lits de sable moyen, lâche et très bien trié, recouverts par des lamines de silt. Certains lits ont des stratifications granoclassées, mais d'autres sont laminées ou possèdent même des rides migrantes, mises en place par un paléocourant vers le sud (170°). Les lits inférieurs sont écrasés par un bloc subangulaire, avec surface polie et striée. Le contact avec l'unité inférieure est net, alors que le lit basal épouse la surface du dépôt sous-jacent.
1,0	Till de déformation silteux: diamicton silteux, un peu sableux, compact et contenant des cailloux subanguleux, surtout du schiste ardoisier et du calcaire, dont la surface est polie et striée. Le diamicton contient aussi plusieurs blocs et cailloux composés, soit de sable moyen à fin, très bien trié et granoclassé, soit de sable grossier et de gravier stratifiés, soit de sable fin et de silt rythmés. Une partie du matériel est cimentée par du calcaire. Le contact avec l'unité inférieure est parfois flou, étant donné les intenses déformations possédées par le matériel sous-jacent.
1,8	Sédiments glaciolacustres de fond: rythmites très compactes et intensément déformées, composées de lamines de silt sableux alternant avec les lamines de sable fin. Les structures de déformation comprennent autant des failles de chevauchement que des plis couchés. Le contact avec l'unité inférieure est net, alors que les lits de la base de l'unité épousent la surface des matériaux sous-jacents.
2,4	Till subaquatique: diamicton sablo-silteux, peu compact et faiblement stratifié. L'unité comprend plusieurs cailloux subangulaires, avec des faces souvent polies et striées. Le contact est graduel avec l'unité sous-jacente.
3,0	Till de fond silto-sableux: diamicton silto-sableux, compact et sans stratification apparente. L'unité comprend plusieurs cailloux subangulaires, avec des faces polies et striées.
3,2	Base de la coupe.

Site SH-326: Exploitation de sable et de gravier dans la partie sud de l'esker de Bulwer, à l'est du chemin Johnston, au sud de Bulwer. Stratotype de la récurrence tardiglaciaire de Bulwer (Longitude 71° 42' 05"; Latitude 45° 20' 16").

Prof. (m) Description

- 0,0 Till de déformation silteux: diamicton silteux, un peu sableux, compact et sans structure apparente. Le diamicton ne possède pas beaucoup d'éléments grossiers, sauf des blocs et des cailloux composés de sable fin à moyen, granoclassé, ou de rythmites de silt et de sable fin, semblables à celles observées dans l'unité sous-jacente. Le contact avec l'unité inférieure est graduel et difficile à délimiter, étant donné la ressemblance de granulométrie entre les deux unités et les déformations trouvées dans la partie supérieure du sédiment sous-jacent.
- 0,8 Sédiments glaciolacustres de fond: rythmites très compactes et fortement inclinées vers le sud (170°), composées de lamines de silt alternant avec des lamines de sable fin. Le contact avec l'unité sous-jacente est net, mais les strates de la base de l'unité épouse la surface inférieure des sédiments.
- 1,4 Alluvions glaciofluviales: série de lits de sable graveleux et de lits de gravier sableux et caillouteux. Un bloc de sable moyen, encore stratifié, a été observé à l'intérieur d'un lit très grossier. Les cailloux sont parfois disposés en pavage, montrant un paléocourant moyen orienté vers le sud (190°).
- 2,8 Base de l'exploitation.

Site SH-383: Coupe sur le côté nord du chemin Flanders, à l'ouest de la route 147, entre Milby et Compton (Longitude 71° 42' 05"; Latitude 45° 20' 16").

Prof. (m) Description

- 0,0 Sédiments glaciolacustres de fond (varves): série de rythmites composées de lamines de silt interlitées avec des lamines de sable silteux. Les stratifications sont absentes dans la partie supérieure de l'unité. Quelques cailloux de forme subangulaire, avec des arêtes tranchantes et des faces polies et striées perturbent le litage.
- 3,3 Base de la coupe.

Site SH-427: Exploitation de sable et de gravier, creusée dans un delta juxtaglaciaire, sur le flanc oriental de la vallée du ruisseau Sherman, près du chemin Castonguay, à l'est de Cookshire (Longitude 71° 31' 21"; Latitude 45° 25' 15").

Prof. (m) Stratigraphie

- 0,0 Alluvions fluvioglaciaires: série de lits de sable grossier, lâche et graveleux, et de gravier sablo-caillouteux. L'unité est disposée en stratifications de colmatage de chenal, alors que des galets disposés en pavage sont trouvés dans le fond des paléochenaux. L'orientation des lits obliques et des galets imbriqués indique un paléocourant moyen vers le sud-ouest (215°). Le contact avec l'unité inférieure est net et souligné par une différence de granulométrie et d'inclinaison des strates.
- 2,5 Sédiments glaciolacustres de progradation: sable moyen à grossier, bien trié et disposé en stratifications obliques de grande envergure. Les lits sont inclinés avec un pendage de 21°, vers le sud-ouest (220°).
- 5,5 Base de la coupe.

APPENDICE 3: PRINCIPAUX NIVEAUX GLACIOLACUSTRES, LORS DE LA DÉGLACIATION DU SUD DU HAUT SAINT-FRANÇOIS.

Lac proglaciaire Albion:

laquet proglaciaire qui occupa la vallée de la rivière Albion, appelée aussi rivière Rouge, tributaire de la rivière au Saumon, au nord-est de Sainte-Marguerite-de-Lingwick.

Lac proglaciaire Albion (niveau de 325 m): drainage vers le Lac proglaciaire au Saumon (niveaux de 315-320 m), puis vers le Lac proglaciaire Lingwick (niveaux de 310 m, puis de 300 m).

Lac proglaciaire Albion (niveau de 330 m): drainage vers le Lac proglaciaire au Saumon (niveau de 320-325 m).

Lac proglaciaire Albion (niveau de 335 m): drainage vers le Lac proglaciaire au Saumon (niveau de 320-325 m).

Lac proglaciaire Albion (niveau de 360 m): drainage vers le Lac proglaciaire au Saumon (niveaux de 350 m, de 340 m, puis de 325-330 m).

Lac proglaciaire Albion (niveau de 365 m): drainage vers le Lac proglaciaire au Saumon (niveau de 360 m).

Lac proglaciaire Albion (niveau de 375 m): drainage vers le Lac proglaciaire au Saumon (niveau de 365-375 m).

Lac proglaciaire Albion (niveau de 390-395 m): drainage vers le Lac proglaciaire au Saumon (niveau de 365-375 m).

Lac proglaciaire Albion (niveau de 410 m): drainage vers le Lac proglaciaire au Saumon (niveau de 365-375 m).

Lac proglaciaire Albion (niveau de 420 m): drainage vers le Lac proglaciaire au Saumon (niveau de 365-375 m).

Lac proglaciaire Albion (niveau de 425 m): drainage vers le Lac proglaciaire au Saumon (niveaux de 415-430 m, de 405-415 m, de 400-405 m et de 395-400 m), vers le Lac proglaciaire Magill (niveau de 400 m), puis vers le Lac proglaciaire au Saumon (niveau de 365-375 m).

Lac proglaciaire Albion (niveau de 435 m): drainage vers le Lac proglaciaire au Saumon (niveau de 420-435 m).

Lac proglaciaire Albion (niveau de 470 m): drainage vers le Lac proglaciaire Magill (niveau de 440 m).

Lac proglaciaire Albion (niveau de 480 m): drainage vers le Lac proglaciaire au Saumon (niveau de 420-435 m).

Lac proglaciaire Ascot:

laquet proglaciaire qui occupa la vallée de la rivière Ascot.

Lac proglaciaire Ascot (niveau de 270 m): drainage vers le Lac proglaciaire Coaticook - Moe (niveau de 265 m).

Lac proglaciaire Ascot (niveau de 275 m): drainage vers le Lac proglaciaire Coaticook - Moe (niveau de 270 m).

Lac proglaciaire Ascot (niveau de 285 m): drainage vers le Lac proglaciaire Moe (niveau de 280 m).

Lac proglaciaire Ascot (niveau de 300 m): drainage vers le Lac proglaciaire Coaticook - Moe (niveaux de 290-295 m, puis de 290 m).

Lac proglaciaire Ascot (niveau de 315 m): drainage vers le Lac proglaciaire Coaticook - Moe (niveau de 290-295 m).

Lac proglaciaire Ascot (niveau de 320 m): drainage vers le Lac proglaciaire Coaticook - Moe (niveau de 290-295 m).

Lac proglaciaire Ascot (niveau de 325 m): drainage vers le Lac proglaciaire Coaticook - Moe (niveau de 290-295 m).

Lac proglaciaire Ascot (niveau de 330 m): drainage vers le Lac proglaciaire Moe (niveau de 300 m).

Lac proglaciaire Ascot (niveau de 370 m): drainage vers le Lac proglaciaire Moe (niveaux de 320 m, puis de 300 m).

Lac proglaciaire Ascot (niveau de 375 m): drainage vers le Lac proglaciaire Coaticook - Moe (niveau de 325 m).

Lac proglaciaire Ascot (niveau de 405 m): drainage vers le Lac proglaciaire Coaticook - Moe (niveau de 325 m).

Lac proglaciaire Ascot (niveau de 410 m): drainage vers le Lac proglaciaire Coaticook - Moe (niveau de 345 m).

Lac proglaciaire Ascot (niveau de 415-425 m): drainage vers le Lac proglaciaire Moe (niveau de 350 m).

Lac proglaciaire Ascot (niveau de 420-430 m): drainage vers la plaine proglaciaire de la rivière Hall, une des branches du réseau du fleuve Connecticut.

Lac proglaciaire au Saumon:

laquet proglaciaire qui occupa la vallée de la rivière au Saumon, un des principaux tributaires de la rivière Saint-François.

Lac proglaciaire au Saumon (niveau de 270 m): drainage vers le Lac proglaciaire Memphrémagog (niveau de 245 m).

Lac proglaciaire au Saumon (niveau de 280 m): drainage vers le Lac proglaciaire Memphrémagog (niveau de 245 m).

- Lac proglaciaire au Saumon (niveau de 290-295 m): drainage vers le Lac proglaciaire Memphrémagog (niveau de 245 m).
- Lac proglaciaire au Saumon (niveau de 300-305 m): drainage vers le Lac proglaciaire Memphrémagog (niveau de 245 m).
- Lac proglaciaire au Saumon (niveau de 315-320 m): drainage vers le Lac proglaciaire Memphrémagog (niveau de 245 m).
- Lac proglaciaire au Saumon (niveau de 320-325 m): drainage vers le Lac proglaciaire Memphrémagog (niveau de 245 m).
- Lac proglaciaire au Saumon (niveau de 325-330 m): drainage vers le Lac proglaciaire Memphrémagog (niveau de 245 m).
- Lac proglaciaire au Saumon (niveau de 340 m): drainage vers le Lac proglaciaire Memphrémagog (niveau de 245 m).
- Lac proglaciaire au Saumon (niveau de 350 m): drainage vers le Lac proglaciaire Memphrémagog (niveau de 245 m).
- Lac proglaciaire au Saumon (niveau de 360 m): drainage vers le Lac proglaciaire Memphrémagog (niveau de 245 m).
- Lac proglaciaire au Saumon (niveau de 365-375 m): drainage vers le Lac proglaciaire Bury (niveaux de 325 m, de 315 m, de 305 m, de 300 m, de 295 m, de 285 m, de 280 m, de 265 m, de 255 m, puis de 250 m).
- Lac proglaciaire au Saumon (niveau de 375-380 m): drainage vers le Lac proglaciaire Bown (niveau de 375 m).
- Lac proglaciaire au Saumon (niveau de 395-400 m): drainage vers le Lac proglaciaire Bown (niveau de 385 m).
- Lac proglaciaire au Saumon (niveau de 400-405 m): drainage vers le Lac proglaciaire Bown (niveau de 385 m).
- Lac proglaciaire au Saumon (niveau de 405-415 m): drainage vers le Lac proglaciaire Bown (niveaux de 395 m, puis de 390 m).
- Lac proglaciaire au Saumon (niveau de 415-430 m): drainage vers le Lac proglaciaire Bown (niveaux de 405, puis de 395 m).
- Lac proglaciaire au Saumon (niveau de 420-435 m): drainage vers le Lac proglaciaire Eaton-Nord (niveaux de 410 m, de 400 m, de 390 m, de 375 m, de 370 m, de 365 m, de 360 m et de 355 m), puis vers le Lac proglaciaire Eaton (niveaux de 350-355 m, de 345 m, de 335 m et de 325 m).
- Lac proglaciaire au Saumon (niveau de 425-440 m): drainage vers le Lac proglaciaire Eaton-Nord (niveau de 420 m).
- Lac proglaciaire au Saumon (niveau de 510 m): drainage vers le Lac proglaciaire Eaton-Nord (niveau de 500 m).

Lac proglaciaire au Saumon (niveau de 515 m): drainage vers le Lac proglaciaire Eaton-Nord (niveau de 500 m).

Lac proglaciaire au Saumon (niveau de 520 m): drainage vers le Lac proglaciaire Eaton-Nord (niveau de 500 m).

Lac proglaciaire au Saumon (niveau de 525 m): drainage vers le Lac proglaciaire Eaton-Nord (niveau de 520 m).

Lac proglaciaire au Saumon (niveau de 535-540 m): drainage vers le Lac proglaciaire Clinton (niveaux de 470 m, puis de 455 m), puis vers le Lac proglaciaire Papawikotekw (niveau de 430 m).

Lac proglaciaire au Saumon (niveau de 550-555 m): drainage vers le Lac proglaciaire Morin (niveau de 540 m).

Lac proglaciaire au Saumon (niveau de 570 m): drainage vers le Lac proglaciaire Morin (niveau de 545 m).

Lac proglaciaire au Saumon (niveau de 580 m): drainage vers le Lac proglaciaire Morin (niveaux de 575 m, puis de 560 m).

Lac proglaciaire au Saumon (niveau de 610-615 m): drainage vers le Lac proglaciaire Morin (niveau de 575 m).

Lac proglaciaire au Saumon (niveau de 645 m): drainage vers la plaine proglaciaire du ruisseau McKie, une des branches du réseau du fleuve Connecticut.

Lac proglaciaire Ball:

laquet proglaciaire qui occupa la vallée du ruisseau Ball, un des affluents de la rivière Niger, au sud de Ways Mills.

Lac proglaciaire Ball (niveau de 385 m): drainage vers le Lac proglaciaire Tomifobia (niveau de 365 m).

Lac proglaciaire Ball (niveau de 390 m): drainage vers le Lac proglaciaire Tomifobia (niveau de 365 m).

Lac proglaciaire Ball (niveau de 400 m): drainage vers le Lac proglaciaire Tomifobia (niveau de 385 m).

Lac proglaciaire Ball (niveau de 405 m): drainage vers le Lac proglaciaire Tomifobia (niveau de 385 m).

Lac proglaciaire Ball (niveau de 420 m): drainage vers le Lac proglaciaire Tomifobia (niveau de 410-415 m).

Lac proglaciaire Bown:

laquet proglaciaire mineur qui occupa la vallée du ruisseau Bown, un des affluents de la rivière au Saumon, au sud de Gould.

Lac proglaciaire Bown (niveau de 375 m): drainage vers le Lac proglaciaire Bury (niveau de 325 m).

Lac proglaciaire Bown (niveau de 385 m): drainage vers le Lac proglaciaire Bury (niveaux de 345 m, de 340 m et de 335 m).

Lac proglaciaire Bown (niveau de 390 m): drainage vers le Lac proglaciaire Bury (niveaux de 355 m, puis de 345 m).

Lac proglaciaire Bown (niveau de 395 m): drainage vers le Lac proglaciaire Bury (niveau de 355 m).

Lac proglaciaire Bown (niveau de 405 m): drainage vers le Lac proglaciaire Bury (niveau de 365 m).

Lac proglaciaire Bown (niveau de 415 m): drainage vers le Lac proglaciaire Bury (niveau de 375 m).

Lac proglaciaire Bown (niveau de 425 m): drainage vers le Lac proglaciaire Bury (niveau de 390 m).

Lac proglaciaire Bown (niveau de 430 m): drainage vers le Lac proglaciaire Bury (niveaux de 405 m, puis de 390 m).

Lac proglaciaire Bown (niveau de 440-445 m): drainage vers le Lac proglaciaire Eaton (niveau de 345 m), puis vers le Lac proglaciaire Bury (niveau de 425 m, puis de 420 m).

Lac proglaciaire Bown (niveau de 455 m): drainage vers le Lac proglaciaire Eaton (niveau de 350-355 m).

Lac proglaciaire Bown (niveau de 465 m): drainage vers le Lac proglaciaire Dutch (niveau de 435 m).

Lac proglaciaire Bown (niveau de 490 m): drainage vers le Lac proglaciaire Eaton (niveaux de 455 m, de 425-430 m, de 410-420 m, de 400-410 m, de 395-400 m, de 385-390 m, de 370-375 m, de 365-370 m et de 355-360 m).

Lac proglaciaire Bury:

laquet proglaciaire qui occupa la vallée du ruisseau Bury, un des affluents de la rivière Saint-François, à Bury.

Lac proglaciaire Bury (niveau de 250 m): drainage vers le Lac proglaciaire Memphrémagog (niveau de 245 m).

Lac proglaciaire Bury (niveau de 255 m): drainage vers le Lac proglaciaire Memphrémagog (niveau de 245 m).

Lac proglaciaire Bury (niveau de 265 m): drainage vers le Lac proglaciaire Memphrémagog (niveau de 245 m).

Lac proglaciaire Bury (niveau de 280 m): drainage vers le Lac proglaciaire Quintin (niveau de 265 m).

Lac proglaciaire Bury (niveau de 285 m): drainage vers le Lac proglaciaire Quintin (niveaux de 270 m, puis de 265 m).

- Lac proglaciaire Bury (niveau de 295 m): drainage vers le Lac proglaciaire Quintin (niveau de 285 m).
- Lac proglaciaire Bury (niveau de 300 m): drainage vers le Lac proglaciaire Quintin (niveau de 295 m).
- Lac proglaciaire Bury (niveau de 305 m): drainage vers le Lac proglaciaire Quintin (niveau de 295 m).
- Lac proglaciaire Bury (niveau de 315 m): drainage vers le Lac proglaciaire Quintin (niveau de 300 m).
- Lac proglaciaire Bury (niveau de 325 m): drainage vers le Lac proglaciaire Quintin (niveau de 300 m).
- Lac proglaciaire Bury (niveau de 330 m): drainage vers le Lac proglaciaire Quintin (niveau de 320 m).
- Lac proglaciaire Bury (niveau de 335 m): drainage vers le Lac proglaciaire Quintin (niveau de 320 m).
- Lac proglaciaire Bury (niveau de 340 m): drainage vers le Lac proglaciaire Quintin (niveaux de 330 m, puis de 320 m).
- Lac proglaciaire Bury (niveau de 345 m): drainage vers le Lac proglaciaire Eaton (niveaux de 290 m, puis de 285 m), puis vers le Lac proglaciaire Quintin (niveau de 335 m).
- Lac proglaciaire Bury (niveau de 355 m): drainage vers le Lac proglaciaire Eaton (niveaux de 325 m, de 315 m, de 310 m, de 305 m, de 300 m et de 295 m).
- Lac proglaciaire Bury (niveau de 365 m): drainage vers le Lac proglaciaire Eaton (niveau de 325 m).
- Lac proglaciaire Bury (niveau de 375 m): drainage vers le Lac proglaciaire Eaton (niveau de 325 m).
- Lac proglaciaire Bury (niveau de 390 m): drainage vers le Lac proglaciaire Eaton (niveau de 335 m).
- Lac proglaciaire Bury (niveau de 405 m): drainage vers le Lac proglaciaire Eaton (niveau de 345 m).
- Lac proglaciaire Bury (niveau de 420 m): drainage vers le Lac proglaciaire Eaton (niveau de 345 m).
- Lac proglaciaire Bury (niveau de 425 m): drainage vers le Lac proglaciaire Eaton (niveau de 345 m).
- Lac proglaciaire Bury (niveau de 400 m): drainage vers le Lac proglaciaire Eaton (niveau de 345 m).

Lac proglaciaire Chabot:

étang proglaciaire qui occupa la vallée du ruisseau Chabot, affluent de la rivière Clifton, à Saint-Isidore-d'Auckland.

Lac proglaciaire Chabot (niveau de 490 m): drainage vers le Lac proglaciaire Clifton (niveau de 485-490 m).

Lac proglaciaire Chabot (niveau de 570 m): drainage vers le Lac proglaciaire Eaton, deuxième branche (niveau de 550 m).

Lac proglaciaire Chabot (niveau de 585 m): drainage vers la plaine proglaciaire de la rivière Hall, une des branches du réseau de plaines proglaciaires du fleuve Connecticut.

Lac proglaciaire Chesham:

laquet proglaciaire qui occupa la vallée de la rivière Chesham, un des affluents de la rivière au Saumon, à Notre-Dame-des-Bois.

Lac proglaciaire Chesham (niveau de 555 m): drainage vers le Lac proglaciaire Morin (niveau de 540 m), puis vers le Lac proglaciaire au Saumon (niveau de 535-540 m).

Lac proglaciaire Chesham (niveau de 560 m): drainage vers le Lac proglaciaire Clinton (niveau de 535 m).

Lac proglaciaire Chesham (niveau de 565 m): drainage vers le Lac proglaciaire Clinton (niveau de 535 m).

Lac proglaciaire Clifton:

laquet proglaciaire qui occupa la vallée de la rivière Clifton, un des affluents de la rivière Eaton, à Saint-Isidore-d'Auckland.

Lac proglaciaire Clifton (niveau de 410 m): drainage vers le Lac proglaciaire Ascot (niveau de 405 m).

Lac proglaciaire Clifton (niveau de 425 m): drainage vers le Lac proglaciaire Ascot (niveaux de 410 m, puis de 405 m).

Lac proglaciaire Clifton (niveau de 435-440 m): drainage vers le Lac proglaciaire des Bobines (niveau de 430 m), puis vers le Lac proglaciaire Ascot (niveau de 415-425 m).

Lac proglaciaire Clifton (niveau de 455 m): drainage vers le Lac proglaciaire des Bobines (niveaux de 450 m, puis de 440 m).

Lac proglaciaire Clifton (niveau de 460 m): drainage vers le Lac proglaciaire Ascot (niveau de 420-430 m).

Lac proglaciaire Clifton (niveau de 470 m): drainage vers le Lac proglaciaire Ascot (niveau de 420-430 m).

Lac proglaciaire Clifton (niveau de 485-490 m): drainage vers la plaine proglaciaire de la rivière Hall, une des branches du réseau de plaines proglaciaires du fleuve Connecticut.

Lac proglaciaire Coaticook:

laquet proglaciaire qui occupa la vallée de la rivière Coaticook.

Lac proglaciaire Coaticook (niveau de 265-270 m): drainage vers le Lac proglaciaire Memphrémagog (niveau de 245 m).

Lac proglaciaire Coaticook (niveau de 290-295 m): drainage vers le Lac proglaciaire Memphrémagog (niveau de 265 m).

Lac proglaciaire Coaticook (niveau de 305 m): drainage vers le Lac proglaciaire Memphrémagog (niveau de 270 m).

Lac proglaciaire Coaticook (niveau de 310-315 m): drainage vers le Lac proglaciaire Memphrémagog (niveau de 275 m).

Lac proglaciaire Coaticook (niveau de 320-325 m): drainage vers le Lac proglaciaire Hatley (niveau de 315 m).

Lac proglaciaire Coaticook (niveau de 345 m): drainage vers le Lac proglaciaire Hatley (niveau de 335 m).

Lac proglaciaire Coaticook (niveau de 360-370 m): drainage vers le Lac proglaciaire William (niveau de 350 m).

Lac proglaciaire Coaticook (niveau de 375-385 m): drainage vers le Lac proglaciaire William (niveau de 370 m).

Lac proglaciaire Coaticook (niveau de 395-400 m): drainage vers le Lac proglaciaire William (niveau de 370 m).

Lac proglaciaire Coaticook (niveau de 410-415 m): drainage vers le Lac proglaciaire William (niveau de 390 m).

Lac proglaciaire Coaticook (niveau de 410-420 m): drainage vers le Lac proglaciaire Niger (niveau de 385 m).

Lac proglaciaire Coaticook (niveau de 410-425 m): drainage vers le Lac proglaciaire Niger (niveaux de 415 m, de 405 m et de 395 m).

Lac proglaciaire Coaticook (niveau de 410-430 m): drainage vers la plaine fluvioglacière d'Island Pond, une des branches du réseau de plaines proglaciaires du fleuve Connecticut.

Lac proglaciaire Coaticook - Ascot:

lac proglaciaire intermédiaire qui occupa les vallées des rivières Coaticook, Moe et Ascot, tout juste avant le Lac proglaciaire Memphrémagog.

Lac proglaciaire Coaticook - Ascot (niveau de 250 m): drainage vers le Lac proglaciaire Memphrémagog (niveau de 245 m).

Lac proglaciaire Coaticook - Ascot (niveau de 255 m): drainage vers le Lac proglaciaire Memphrémagog (niveau de 245 m).

Lac proglaciaire Coaticook - Ascot (niveau de 265 m): drainage vers le Lac proglaciaire Memphrémagog (niveau de 245 m).

Lac proglaciaire Coaticook - Moe:

lac proglaciaire intermédiaire qui occupa les vallées des rivières Coaticook et Moe.

Lac proglaciaire Coaticook - Moe (niveau de 265 m): drainage vers le Lac proglaciaire Memphrémagog (niveau de 245 m).

Lac proglaciaire Coaticook - Moe (niveau de 270 m): drainage vers le Lac proglaciaire Memphrémagog (niveau de 245 m).

Lac proglaciaire Coaticook - Moe (niveau de 290 m): drainage vers le Lac proglaciaire Memphrémagog (niveau de 265 m).

Lac proglaciaire Coaticook - Moe (niveau de 290-295 m): drainage vers le Lac proglaciaire Memphrémagog (niveau de 265 m).

Lac proglaciaire Coaticook - Moe (niveau de 325 m): drainage vers le Lac proglaciaire Hatley (niveau de 315 m).

Lac proglaciaire Coaticook - Moe (niveau de 345 m): drainage vers le Lac proglaciaire Hatley (niveau de 335 m).

Lac proglaciaire Coaticook - Moe (niveau de 350-360 m): drainage vers le Lac proglaciaire Hatley-Est (niveau de 350 m).

Lac proglaciaire Coaticook - Moe (niveau de 360-370 m): drainage vers le Lac proglaciaire William (niveau de 350 m).

Lac proglaciaire de la Montagne:

étang proglaciaire qui occupa la vallée du ruisseau de la Montagne, un affluent de la rivière au Saumon, dans le massif du mont Mégantic, au sud-est de Scotstown.

Lac proglaciaire De la Montagne (niveau de 510 m): drainage vers le Lac proglaciaire au Saumon (niveau de 420-435 m).

Lac proglaciaire des Bobines:

laquet proglaciaire mineur qui occupa la vallée du ruisseau des Bobines, un des affluents de la rivière Ascot, au nord-est de Sainte-Edwidge.

Lac proglaciaire des Bobines (niveau de 430 m): drainage vers le Lac proglaciaire Ascot (niveau de 420-430 m).

Lac proglaciaire des Bobines (niveau de 440 m): drainage vers le Lac proglaciaire Ascot (niveau de 420-430 m).

Lac proglaciaire des Bobines (niveau de 450 m): drainage vers le Lac proglaciaire Ascot (niveau de 420-430 m).

Lac proglaciaire Ditton:

laquet proglaciaire qui occupa la vallée de la rivière Ditton, au sud de La Patrie.

Lac proglaciaire Ditton (niveau de 540 m): drainage vers le Lac proglaciaire au Saumon (niveau de 535-540 m).

Lac proglaciaire Ditton (niveau de 545 m): drainage vers le Lac proglaciaire au Saumon (niveau de 535-540 m).

Lac proglaciaire Ditton (niveau de 550 m): drainage vers le Lac proglaciaire au Saumon (niveau de 535-540 m).

Lac proglaciaire Ditton (niveau de 555 m): drainage vers le Lac proglaciaire au Saumon (niveau de 550-555 m).

Lac proglaciaire Ditton (niveau de 565 m): drainage vers le Lac proglaciaire au Saumon (niveau de 550-555 m).

Lac proglaciaire Ditton (niveau de 580 m): drainage vers le Lac proglaciaire au Saumon (niveau de 570 m).

Lac proglaciaire Ditton (niveau de 660 m): drainage vers le Lac proglaciaire au Saumon (niveau de 610-615 m).

Lac proglaciaire Ditton-Est:

laquet proglaciaire mineur qui occupa la vallée de la rivière Ditton-Est, au sud-est de Chartierville.

Lac proglaciaire Ditton-Est (niveau de 665 m): drainage vers le Lac proglaciaire du Quatre (niveau de 660 m).

Lac proglaciaire Ditton-Est (niveau de 715 m): drainage vers le réseau de plaines proglaciaires du fleuve Connecticut, via le lac Third Connecticut.

Lac proglaciaire Ditton-Ouest:

laquet proglaciaire mineur qui occupa la vallée de la rivière Ditton-Ouest, à Chartierville.

Lac proglaciaire Ditton-Ouest (niveau de 540 m): drainage vers le Lac proglaciaire au Saumon (niveau de 535-540 m).

Lac proglaciaire Ditton-Ouest (niveau de 550 m): drainage vers le Lac proglaciaire Ditton (niveau de 540 m).

Lac proglaciaire Ditton-Ouest (niveau de 560 m): drainage vers le Lac proglaciaire Ditton (niveaux de 550 m, puis de 545 m).

Lac proglaciaire Ditton-Ouest (niveau de 565 m): drainage vers le Lac proglaciaire Ditton (niveau de 555 m).

Lac proglaciaire Ditton-Ouest (niveau de 570 m): drainage vers le Lac proglaciaire Ditton (niveau de 555 m).

Lac proglaciaire Ditton-Ouest (niveau de 590 m): drainage vers le Lac proglaciaire Ditton (niveaux de 565 m, puis de 555 m).

Lac proglaciaire Ditton-Ouest (niveau de 600 m): drainage vers le Lac proglaciaire au Saumon (niveau de 570 m).

Lac proglaciaire Ditton-Ouest (niveau de 625 m): drainage vers le Lac proglaciaire Ditton (niveau de 580 m).

Lac proglaciaire Ditton-Ouest (niveau de 705 m): drainage vers la plaine proglaciaire de la rivière Indian, une des branches du réseau du fleuve Connecticut.

Lac proglaciaire Ditton-Ouest (niveau de 730 m): drainage vers la plaine proglaciaire de la rivière Indian, une des branches du réseau du fleuve Connecticut.

Lac proglaciaire du Quatre:

laquet proglaciaire mineur qui occupa la vallée du ruisseau du Quatre, un affluent de la rivière Ditton, à l'est de Chartierville.

Lac proglaciaire du Quatre (niveau de 660 m): drainage vers le Lac proglaciaire au Saumon (niveau de 610-615 m)

Lac proglaciaire du Quatre (niveau de 720 m): drainage vers la plaine proglaciaire de l'étang Mountain, une des branches du réseau du fleuve Magalloway.

Lac proglaciaire du Quatre (niveau de 725 m): drainage vers la plaine proglaciaire de l'étang Mountain, une des branches du réseau du fleuve Magalloway.

Lac proglaciaire du Quatre (niveau de 760 m): drainage vers la plaine proglaciaire du ruisseau Moose, une des branches du réseau du fleuve Magalloway.

Lac proglaciaire du Sud:

laquet proglaciaire qui occupa la vallée de la rivière du Sud, un des affluents de la rivière Eaton-Nord, à Bonnetterre.

Lac proglaciaire du Sud (niveau de 490 m): drainage vers le Lac proglaciaire Eaton (niveau de 460 m).

Lac proglaciaire du Sud (niveau de 500 m): drainage vers le Lac proglaciaire Lyon (niveau de 480 m), puis vers le Lac proglaciaire Eaton (niveaux de 470 m, puis de 460 m).

Lac proglaciaire du Sud (niveau de 555 m): drainage vers la plaine proglaciaire de la rivière Indian, une des branches du réseau de plaines proglaciaires du fleuve Connecticut.

Lac proglaciaire Dutch:

étang proglaciaire qui occupa la vallée du ruisseau Dutch, un petit affluent de la rivière au Saumon, au sud-ouest de Scotstown.

Lac proglaciaire Dutch (niveau de 435 m): drainage vers le Lac proglaciaire au Saumon (niveau de 420-435 m).

Lac proglaciaire Eaton:

laquet proglaciaire qui occupa la vallée de la rivière Eaton, un des affluents de la rivière Saint-François.

Lac proglaciaire Eaton (niveau de 250 m): drainage vers le Lac proglaciaire Memphrémagog (niveau de 245 m).

Lac proglaciaire Eaton (niveau de 260 m): drainage vers le Lac proglaciaire Coaticook - Ascot (niveau de 250 m).

Lac proglaciaire Eaton (niveau de 270 m): drainage vers le Lac proglaciaire Coaticook - Ascot (niveau de 255 m).

Lac proglaciaire Eaton (niveau de 280 m): drainage vers le Lac proglaciaire Coaticook - Ascot (niveau de 255 m).

Lac proglaciaire Eaton (niveau de 285 m): drainage vers le Lac proglaciaire Stacey (niveau de 270 m), puis vers le Lac proglaciaire Coaticook - Ascot (niveau de 265 m).

Lac proglaciaire Eaton (niveau de 290 m): drainage vers le Lac proglaciaire Stacey (niveau de 280 m).

Lac proglaciaire Eaton (niveau de 295 m): drainage vers le Lac proglaciaire Stacey (niveau de 280 m).

Lac proglaciaire Eaton (niveau de 300 m): drainage vers le Lac proglaciaire Stacey (niveau de 280 m).

Lac proglaciaire Eaton (niveau de 305 m): drainage vers le Lac proglaciaire Stacey (niveau de 285 m).

Lac proglaciaire Eaton (niveau de 310 m): drainage vers le Lac proglaciaire Ascot (niveau de 270 m), puis vers le Lac proglaciaire Coaticook - Ascot (niveau de 265 m).

Lac proglaciaire Eaton (niveau de 315 m): drainage vers le Lac proglaciaire Ascot (niveau de 270 m).

Lac proglaciaire Eaton (niveau de 325 m): drainage vers le Lac proglaciaire Ascot (niveau de 270 m).

Lac proglaciaire Eaton (niveau de 335 m): drainage vers le Lac proglaciaire Ascot (niveau de 270 m).

Lac proglaciaire Eaton (niveau de 345 m): drainage vers le Lac proglaciaire Ascot (niveaux de 275 m, puis de 270 m).

Lac proglaciaire Eaton (niveau de 350-355 m): drainage vers le Lac proglaciaire Haseltine (niveau de 295 m).

Lac proglaciaire Eaton (niveau de 355-360 m): drainage vers le Lac proglaciaire Ascot (niveau de 300 m).

Lac proglaciaire Eaton (niveau de 365-370 m): drainage vers le Lac proglaciaire Ascot (niveaux de 320 m, puis de 315 m).

Lac proglaciaire Eaton (niveau de 370-375 m): drainage vers le Lac proglaciaire Haseltine (niveau de 340 m).

Lac proglaciaire Eaton (niveau de 385-390 m): drainage vers le Lac proglaciaire Haseltine (niveau de 340 m).

Lac proglaciaire Eaton (niveau de 395-400 m): drainage vers le Lac proglaciaire Haseltine (niveau de 340 m).

Lac proglaciaire Eaton (niveau de 400-410 m): drainage vers le Lac proglaciaire Ascot (niveau de 370 m).

Lac proglaciaire Eaton (niveau de 410-420 m): drainage vers le Lac proglaciaire Ascot (niveaux de 405 m, de 375 m et de 370 m).

Lac proglaciaire Eaton (niveau de 425-430 m): drainage vers le Lac proglaciaire Clifton (niveau de 410 m).

Lac proglaciaire Eaton (niveau de 455 m): drainage vers le Lac proglaciaire Clifton (niveaux de 435-440 m, puis de 425 m).

Lac proglaciaire Eaton (niveau de 460 m): drainage vers le Lac proglaciaire Eaton, première branche (niveau de 455 m).

Lac proglaciaire Eaton (niveau de 470 m): drainage vers le Lac proglaciaire Eaton, première branche (niveau de 460 m).

Lac proglaciaire Eaton (niveau de 475 m): drainage vers le Lac proglaciaire Clifton (niveau de 470 m).

Lac proglaciaire Eaton (niveau de 400-410 m): drainage vers la plaine proglaciaire de la rivière Indian, une des branches du réseau du fleuve Connecticut.

Lac proglaciaire Eaton (niveau de 510 m): drainage vers la plaine proglaciaire de la rivière Indian, une des branches du réseau de plaines proglaciaires du fleuve Connecticut.

Lac proglaciaire Eaton, deuxième branche:

laquet proglaciaire qui occupa la vallée de la deuxième branche de la rivière Eaton.

Lac proglaciaire Eaton, deuxième branche (niveau de 490 m): drainage vers le Lac proglaciaire Eaton (niveau de 480-485 m).

Lac proglaciaire Eaton, deuxième branche (niveau de 500 m): drainage vers le Lac proglaciaire Eaton (niveau de 480-485 m).

Lac proglaciaire Eaton, deuxième branche (niveau de 520 m): drainage vers le Lac proglaciaire Eaton (niveau de 480-485 m).

Lac proglaciaire Eaton, deuxième branche (niveau de 550 m): drainage vers la plaine proglaciaire de la rivière Indian, une des branches du réseau du fleuve Connecticut.

Lac proglaciaire Eaton, deuxième branche (niveau de 555 m): drainage vers la plaine proglaciaire de la rivière Indian, une des branches du réseau du fleuve Connecticut.

Lac proglaciaire Eaton, première branche:

laquet proglaciaire qui occupa la vallée de la première branche de la rivière Eaton.

Lac proglaciaire Eaton, première branche (niveau de 455 m): drainage vers le lac proglaciaire Clifton (niveau de 435-440 m).

Lac proglaciaire Eaton, première branche (niveau de 460 m): drainage vers le lac proglaciaire Clifton (niveau de 455 m).

Lac proglaciaire Eaton, première branche (niveau de 475 m): drainage vers le lac proglaciaire Clifton (niveau de 470 m).

Lac proglaciaire Eaton, première branche (niveau de 505 m): drainage vers le lac proglaciaire Clifton (niveau de 470 m).

Lac proglaciaire Eaton, première branche (niveau de 510 m): drainage vers le lac proglaciaire Eaton (niveau de 480-485 m).

Lac proglaciaire Eaton, première branche (niveau de 520 m): drainage vers le lac proglaciaire Eaton, deuxième branche (niveau de 500 m, puis de 490 m).

Lac proglaciaire Eaton, première branche (niveau de 535 m): drainage vers le lac proglaciaire Eaton, deuxième branche (niveau de 520 m).

Lac proglaciaire Eaton, première branche (niveau de 565 m): drainage vers le lac proglaciaire Eaton, deuxième branche (niveau de 550 m).

Lac proglaciaire Eaton, première branche (niveau de 605 m): drainage vers la plaine proglaciaire de la rivière Hall, une des branches du réseau du fleuve Connecticut.

Lac proglaciaire Eaton-Nord:

laquet proglaciaire qui occupa la vallée de la rivière Eaton-nord, important affluent de la rivière Eaton.

Lac proglaciaire Eaton-Nord (niveau de 355 m): drainage vers le Lac proglaciaire Eaton (niveau de 350-355 m).

Lac proglaciaire Eaton-Nord (niveau de 360 m): drainage vers le Lac proglaciaire Eaton (niveau de 355-360 m).

Lac proglaciaire Eaton-Nord (niveau de 365 m): drainage vers le Lac proglaciaire Eaton (niveau de 355-360 m).

Lac proglaciaire Eaton-Nord (niveau de 370 m): drainage vers le Lac proglaciaire Eaton (niveaux de 365-370 m, puis de 355-360 m).

Lac proglaciaire Eaton-Nord (niveau de 375 m): drainage vers le Lac proglaciaire Eaton (niveau de 370-375 m).

Lac proglaciaire Eaton-Nord (niveau de 390 m): drainage vers le Lac proglaciaire Eaton (niveau de 385-390 m).

Lac proglaciaire Eaton-Nord (niveau de 400 m): drainage vers le Lac proglaciaire Eaton (niveau de 395-400 m).

Lac proglaciaire Eaton-Nord (niveau de 410 m): drainage vers le Lac proglaciaire Eaton (niveau de 400-410 m).

Lac proglaciaire Eaton-Nord (niveau de 420 m): drainage vers le Lac proglaciaire Eaton (niveau de 400-410 m).

Lac proglaciaire Eaton-Nord (niveau de 500 m): drainage vers le Lac proglaciaire Lyon (niveau de 490 m).

Lac proglaciaire Eaton-Nord (niveau de 520 m): drainage vers le Lac proglaciaire Lyon (niveau de 500 m).

Lac proglaciaire Eaton-Nord - au Saumon:

lac proglaciaire intermédiaire qui occupa la partie amont des vallées des rivières Eaton-Nord et au Saumon.

Lac proglaciaire Eaton-Nord - au Saumon (niveau de 430 m): drainage vers le Lac proglaciaire Eaton (niveau de 400-410 m).

Lac proglaciaire Eaton-Nord - au Saumon (niveau de 435 m): drainage vers le Lac proglaciaire Eaton (niveau de 400-410 m).

Lac proglaciaire Eaton-Nord - au Saumon (niveau de 445 m): drainage vers le Lac proglaciaire Eaton (niveau de 400-410 m).

Lac proglaciaire Eaton-Nord - au Saumon (niveau de 450 m): drainage vers le Lac proglaciaire Eaton (niveaux de 410-420 m, puis de 400-410 m).

Lac proglaciaire Eaton-Nord - au Saumon (niveau de 455 m): drainage vers le Lac proglaciaire Lyon (niveau de 450 m).

Lac proglaciaire Eaton-Nord - au Saumon (niveau de 460 m): drainage vers le Lac proglaciaire Lyon (niveau de 450 m).

Lac proglaciaire Eaton-Nord - au Saumon (niveau de 470 m): drainage vers le Lac proglaciaire Lyon (niveau de 450 m).

Lac proglaciaire Eaton-Nord - au Saumon (niveau de 475 m): drainage vers le Lac proglaciaire Lyon (niveau de 450 m).

Lac proglaciaire Eaton-Nord - au Saumon (niveau de 480 m): drainage vers le Lac proglaciaire Eaton (niveau de 455 m).

Lac proglaciaire Eaton-Nord - au Saumon (niveau de 490 m): drainage vers le Lac proglaciaire Eaton (niveau de 460 m).

Lac proglaciaire Haseltine:

laquet proglaciaire mineur qui occupa la vallée de la rivière Haseltine, un des affluents de la rivière Ascot.

Lac proglaciaire Haseltine (niveau de 295 m): drainage vers le Lac proglaciaire Ascot (niveaux de 285 m, puis de 275 m).

Lac proglaciaire Haseltine (niveau de 340 m): drainage vers le Lac proglaciaire Ascot (niveaux de 330 m, de 325 m et de 320 m).

Lac proglaciaire Haseltine (niveau de 390 m): drainage vers le Lac proglaciaire Ascot (niveaux de 375 m, puis de 370 m).

Lac proglaciaire Hatley:

étang proglaciaire qui occupa la vallée située en aval du village de Hatley.

Lac proglaciaire Hatley (niveau de 315 m): drainage vers Lac proglaciaire Memphrémagog (niveau de 305 m).

Lac proglaciaire Hatley (niveau de 335 m): drainage vers le Lac proglaciaire Hatley-Ouest (niveau de 315 m).

Lac proglaciaire Hatley-Centre:

étang proglaciaire qui occupa la vallée de la branche centrale du ruisseau Hatley.

Lac proglaciaire Hatley-Centre (niveau de 335 m): drainage vers le Lac proglaciaire Hatley-Ouest (niveau de 315 m).

Lac proglaciaire Hatley-Centre (niveau de 340 m): drainage vers le Lac proglaciaire William (niveau de 310-315 m).

Lac proglaciaire Hatley-Centre (niveau de 345 m): drainage vers le Lac proglaciaire William (niveau de 310-315 m).

Lac proglaciaire Hatley-Est:

étang proglaciaire qui occupa la vallée de la branche orientale du ruisseau Hatley.

Lac proglaciaire Hatley-Est (niveau de 350 m): drainage vers le Lac proglaciaire Hatley-Centre (niveau de 335 m).

Lac proglaciaire Hatley-Est (niveau de 360 m): drainage vers le Lac proglaciaire Hatley-Centre (niveaux de 340 m, puis de 335 m).

Lac proglaciaire Hatley-Ouest:

étang proglaciaire qui occupa la vallée de la branche occidentale du ruisseau Hatley.

Lac proglaciaire Hatley-Ouest (niveau de 315 m): drainage vers le Lac proglaciaire William (niveau de 310-315 m), puis vers le Lac proglaciaire Memphrémagog (niveau de 305 m).

Lac proglaciaire Lingwick:

laquet proglaciaire qui occupa la vallée du cours inférieur de la rivière au Saumon, entre Fontainebleau et Sainte-Marguerite de Lingwick.

Lac proglaciaire Lingwick (niveau de 260 m): drainage vers le Lac proglaciaire Weedon (niveau de 255 m).

Lac proglaciaire Lingwick (niveau de 270 m): drainage vers le Lac proglaciaire Weedon (niveau de 255 m).

Lac proglaciaire Lingwick (niveau de 275 m): drainage vers le Lac proglaciaire Weedon (niveau de 255 m).

Lac proglaciaire Lingwick (niveau de 280 m): drainage vers le Lac proglaciaire au Saumon (niveau de 270 m), puis vers le Lac proglaciaire Weedon (niveau de 255 m).

Lac proglaciaire Lingwick (niveau de 290 m): drainage vers le Lac proglaciaire au Saumon (niveaux de 280 m, puis de 270 m).

Lac proglaciaire Lingwick (niveau de 300 m): drainage vers le Lac proglaciaire au Saumon (niveau de 280 m).

Lac proglaciaire Lingwick (niveau de 310 m): drainage vers le Lac proglaciaire au Saumon (niveaux de 300-305 m, puis de 290-295 m).

Lac proglaciaire Lyon:

laquet proglaciaire mineur qui occupa la vallée du ruisseau Lyon, un des affluents de la rivière Eaton-Nord, à Saint-Mathias-de-Bonneterre.

Lac proglaciaire Lyon (niveau de 450 m): drainage vers le Lac proglaciaire Eaton (niveaux de 425-430 m, puis de 410-420 m).

Lac proglaciaire Lyon (niveau de 480 m): drainage vers le Lac proglaciaire Eaton (niveau de 470 m).

Lac proglaciaire Lyon (niveau de 500 m): drainage vers le Lac proglaciaire Eaton (niveau de 475 m).

Lac proglaciaire Lyon (niveau de 510 m): drainage vers le Lac proglaciaire Eaton (niveau de 480-485 m).

Lac proglaciaire Lyon (niveau de 520 m): drainage vers le Lac proglaciaire Eaton (niveau de 480-485 m).

Lac proglaciaire Lyon (niveau de 530 m): drainage vers le Lac proglaciaire Eaton (niveau de 480-485 m).

Lac proglaciaire Lyon (niveau de 535 m): drainage vers le Lac proglaciaire Eaton (niveau de 480-485 m).

Lac proglaciaire Magill:

étang proglaciaire qui occupa la vallée du ruisseau Magill, un affluent de la rivière au Saumon, à l'est de Gould.

Lac proglaciaire Magill (niveau de 375 m): drainage vers le Lac proglaciaire au Saumon (niveau de 365-375 m).

Lac proglaciaire Magill (niveau de 400 m): drainage vers le Lac proglaciaire au Saumon (niveaux de 375-380 m, de 365-375 m).

Lac proglaciaire Magill (niveau de 440 m): drainage vers le Lac proglaciaire au Saumon (niveaux de 420-435 m, puis de 415-430 m).

Lac proglaciaire Mining:

étang proglaciaire qui occupa la vallée du ruisseau Mining, un affluent de la rivière Ditton, au nord-ouest de Chartierville.

Lac proglaciaire Mining (niveau de 550 m): drainage vers le Lac proglaciaire au Saumon (niveau de 535-540 m).

Lac proglaciaire Mining (niveau de 555 m): drainage vers le Lac proglaciaire au Saumon (niveau de 535-540 m).

Lac proglaciaire Mining (niveau de 560 m): drainage vers le Lac proglaciaire au Saumon (niveau de 535-540 m).

Lac proglaciaire Mining (niveau de 565 m): drainage vers le Lac proglaciaire au Saumon (niveau de 535-540 m).

Lac proglaciaire Mining (niveau de 620 m): drainage vers la plaine proglaciaire de la rivière Indian, une des branches du réseau de plaines proglaciaires du fleuve Connecticut.

Lac proglaciaire Mining (niveau de 625 m): drainage vers la plaine proglaciaire de la rivière Indian, une des branches du réseau de plaines proglaciaires du fleuve Connecticut.

Lac proglaciaire Moe:

laquet proglaciaire qui occupa la vallée de la rivière Moe.

Lac proglaciaire Moe (niveau de 280 m): drainage vers le Lac proglaciaire Coaticook (niveau de 265-270 m)

Lac proglaciaire Moe (niveau de 300 m): drainage vers le Lac proglaciaire Coaticook (niveau de 290-295 m)

Lac proglaciaire Moe (niveau de 320 m): drainage vers le Lac proglaciaire Coaticook (niveaux de 310-315 m, puis de 305 m)

Lac proglaciaire Moe (niveau de 330 m): drainage vers le Lac proglaciaire Coaticook (niveau de 320-325 m)

Lac proglaciaire Moe (niveau de 335 m): drainage vers le Lac proglaciaire Coaticook (niveau de 320-325 m)

Lac proglaciaire Moe (niveau de 350 m): drainage vers le Lac proglaciaire Coaticook (niveau de 345 m)

Lac proglaciaire Moe (niveau de 355 m): drainage vers le Lac proglaciaire Coaticook (niveau de 345 m)

Lac proglaciaire Moe (niveau de 375 m): drainage vers le Lac proglaciaire Coaticook (niveau de 360-370 m)

Lac proglaciaire Moe (niveau de 385 m): drainage vers le Lac proglaciaire Coaticook (niveau de 375-385 m)

Lac proglaciaire Moe (niveau de 420 m): drainage vers le Lac proglaciaire Coaticook (niveau de 410-415 m)

Lac proglaciaire Moe (niveau de 440 m): drainage vers le Lac proglaciaire Coaticook (niveau de 410-420 m)

Lac proglaciaire Moe (niveau de 445 m): drainage vers le Lac proglaciaire Coaticook (niveau de 410-425 m)

Lac proglaciaire Moe (niveau de 470 m): drainage vers le Lac proglaciaire Coaticook (niveau de 415-430 m)

Lac proglaciaire Moe (niveau de 480 m): drainage vers le Lac proglaciaire Coaticook (niveau de 415-430 m)

Lac proglaciaire Moe (niveau de 485 m): drainage vers la plaine proglaciaire du lac Wallace, une des branches du réseau de plaines proglaciaires du fleuve Connecticut.

Lac proglaciaire Moe - Ascot:

lac proglaciaire intermédiaire qui occupa les vallées des rivières Moe et Ascot.

Lac proglaciaire Moe - Ascot (niveau de 275 m): drainage vers le Lac proglaciaire Coaticook (niveau de 265-270 m)

Lac proglaciaire Morin:

laquet proglaciaire mineur qui occupa la vallée du ruisseau Morin, un des affluents de la rivière au Saumon, au sud-est de Notre-Dame-des-Bois.

Lac proglaciaire Morin (niveau de 535 m): drainage vers le Lac proglaciaire Clinton (bassin de la rivière Chaudière).

Lac proglaciaire Morin (niveau de 540 m): drainage vers le Lac proglaciaire Clinton (bassin de la rivière Chaudière).

Lac proglaciaire Morin (niveau de 545 m): drainage vers le Lac proglaciaire Clinton (bassin de la rivière Chaudière).

Lac proglaciaire Morin (niveau de 560 m): drainage vers le Lac proglaciaire Clinton (bassin de la rivière Chaudière).

Lac proglaciaire Morin (niveau de 575 m): drainage vers le Lac proglaciaire Clinton (bassin de la rivière Chaudière).

Lac proglaciaire Morin (niveau de 595 m): drainage vers le Lac proglaciaire du Mocassin (bassin de la rivière Chaudière).

Lac proglaciaire Niger:

laquet proglaciaire qui occupa la vallée de la rivière Niger.

Lac proglaciaire Niger (niveau de 315 m): drainage vers le Lac proglaciaire Memphrémagog (niveau de 305 m).

Lac proglaciaire Niger (niveau de 320 m): drainage vers le Lac proglaciaire Memphrémagog (niveau de 305 m).

Lac proglaciaire Niger (niveau de 345 m): drainage vers le Lac proglaciaire Memphrémagog (niveau de 305 m).

Lac proglaciaire Niger (niveau de 365 m): drainage vers le Lac proglaciaire Memphrémagog (niveau de 305 m).

Lac proglaciaire Niger (niveau de 375-380 m): drainage vers le Lac proglaciaire Memphrémagog (niveau de 325 m).

Lac proglaciaire Niger (niveau de 385 m): drainage vers le Lac proglaciaire Tomifobia (niveau de 365 m).

Lac proglaciaire Niger (niveau de 395 m): drainage vers le Lac proglaciaire Ball (niveau de 385 m).

Lac proglaciaire Niger (niveau de 405 m): drainage vers le Lac proglaciaire Ball (niveau de 385-390 m).

Lac proglaciaire Niger (niveau de 415 m): drainage vers le Lac proglaciaire Ball (niveau de 400-405 m).

Lac proglaciaire Niger (niveau de 425 m): drainage vers le Lac proglaciaire Tomifobia (niveau de 410-415 m).

Lac proglaciaire Niger (niveau de 445 m): drainage vers le Lac proglaciaire Tomifobia (niveau de 410-415 m).

Lac proglaciaire Niger (niveau de 460 m): drainage vers le Lac proglaciaire Tomifobia (niveau de 410-415 m).

Lac proglaciaire Niger (niveau de 480-475 m): drainage vers le Lac proglaciaire Tomifobia (niveau de 410-415 m).

Lac proglaciaire Niger (niveau de 480-485 m): drainage vers le Lac proglaciaire Coaticook (niveau de 420 m).

Lac proglaciaire Quintin:

laquet proglaciaire mineur qui a inondé la vallée du ruisseau Quintin, un petit affluent de la rivière Saint-François, à l'est d'East Angus.

Lac proglaciaire Quintin (niveau de 265 m): drainage vers le Lac proglaciaire Memphrémagog (niveau de 245 m).

Lac proglaciaire Quintin (niveau de 270 m): drainage vers le Lac proglaciaire Eaton (niveau de 250 m).

Lac proglaciaire Quintin (niveau de 285 m): drainage vers le Lac proglaciaire Eaton (niveau de 250 m).

Lac proglaciaire Quintin (niveau de 295 m): drainage vers le Lac proglaciaire Eaton (niveaux de 260 m, puis de 250 m).

Lac proglaciaire Quintin (niveau de 300 m): drainage vers le Lac proglaciaire Eaton (niveau de 260 m).

Lac proglaciaire Quintin (niveau de 320 m): drainage vers le Lac proglaciaire Eaton (niveau de 270 m).

Lac proglaciaire Quintin (niveau de 330 m): drainage vers le Lac proglaciaire Eaton (niveaux de 285 m, puis de 280 m).

Lac proglaciaire Quintin (niveau de 335 m): drainage vers le Lac proglaciaire Eaton (niveaux de 290 m, puis de 285 m).

Lac proglaciaire Quintin (niveau de 360 m): drainage vers le Lac proglaciaire Eaton (niveaux de 325 m, de 315 m, de 310 m, de 305 m, de 300 m, puis de 295 m).

Lac proglaciaire Stacey:

laquet proglaciaire mineur qui occupa la vallée du ruisseau Stacey, entre Lennoxville et Ascot Corner.

Lac proglaciaire Stacey (niveau de 270 m): drainage vers le Lac proglaciaire Coaticook - Ascot (niveau de 265 m)

Lac proglaciaire Stacey (niveau de 280 m): drainage vers le Lac proglaciaire Moe - Ascot (niveau de 275 m), puis vers le Lac proglaciaire Ascot (niveau de 270 m).

Lac proglaciaire Stacey (niveau de 285 m): drainage vers le Lac proglaciaire Moe - Ascot (niveau de 275 m).

Lac proglaciaire Stacey (niveau de 295 m): drainage vers le Lac proglaciaire Moe - Ascot (niveau de 275 m).

Lac proglaciaire Stacey (niveau de 300 m): drainage vers le Lac proglaciaire Moe - Ascot (niveau de 275 m).

Lac proglaciaire Stacey (niveau de 305 m): drainage vers le Lac proglaciaire Moe - Ascot (niveau de 275 m).

Lac proglaciaire William:

laquet proglaciaire mineur qui occupa la vallée du ruisseau William, un des affluents de la rivière Niger, à Kingscroft.

Lac proglaciaire William (niveau de 310-315 m): drainage vers le Lac proglaciaire Memphrémagog (niveau de 305 m).

Lac proglaciaire William (niveau de 330 m): drainage vers le Lac proglaciaire Memphrémagog (niveau de 305 m).

Lac proglaciaire William (niveau de 350 m): drainage vers le Lac proglaciaire Niger (niveau de 345 m).

Lac proglaciaire William (niveau de 370 m): drainage vers le Lac proglaciaire Niger (niveau de 365 m).

Lac proglaciaire William (niveau de 390 m): drainage vers le Lac proglaciaire Niger (niveau de 375-380 m).

Lac proglaciaire William (niveau de 435 m): drainage vers le Lac proglaciaire Niger (niveau de 395 m).