

2m 11.3049.11

Université de Montréal

**Évolution des formes et dépôts et les fluctuations du niveau
marin dans la vallée de Mont-Louis, Gaspésie septentrionale,
Québec, pendant et depuis la dernière glaciation
jusqu'à nos jours.**

par
Magdalena Csiki

Département de géographie
Faculté des arts et des sciences

Mémoire présenté à la Faculté des études supérieures
en vue de l'obtention du grade de
Maître ès sciences (M.sc.) en géographie



Juin 2001
©Magdalena Csiki

G

59

1154

2002

15,008

Université de Montréal
Faculté des études supérieures

Ce mémoire intitulé

Évolution des formes et dépôts et les fluctuations du niveau marin dans la
vallée de Mont-Louis, Gaspésie septentrionale, Québec, pendant et depuis
la dernière glaciation jusqu'à nos jours.

présenté par

Magdalena Csiki

a été évalué par un jury composé des personnes suivantes:

Dr. Bernard Héту, Université de Québec à Rimouski
Dr. François Cavayas, Université de Montréal
Dr. James Gray, Université de Montréal

Mémoire accepté le

SOMMAIRE

La plupart des travaux effectués en Gaspésie ont un caractère régional et se concentrent surtout sur des périodes bien définies par l'action d'un seul agent (ex. la glace) ou sur des processus spécifiques (ex. processus des versants). Bien que les études se soient multipliées dans les deux dernières décennies, il subsiste encore des inconnus concernant les sources des écoulements glaciaires pendant les différentes phases de la dernière période glaciaire - la Wisconsinienne, et aussi concernant les réponses glacio-isostatique et glacio-eustatique aux fluctuations des langues glaciaires dans les vallées côtières pendant le Tardiglaciaire.

Le but de ce travail est de réaliser une étude complexe en abordant plusieurs aspects de l'évolution d'un territoire relativement restreint - la vallée de Mont-Louis - depuis le maximum de la glaciation wisconsinienne jusqu'à aujourd'hui. Étant donné qu'une telle période comprend une multitude de processus on s'est concentré sur les épisodes les plus importantes dont les traces sont encore évidentes dans le paysage: la glaciation, la déglaciation et le relèvement glacio-isostatique de la vallée de Mont-Louis. Notre recherche se base principalement sur l'analyse stratigraphique des coupes trouvées dans la vallée et sur des dates ^{14}C obtenues sur des coquillages marins.

L'étude des formes d'érosion et d'accumulation glaciaire suggère une épaisseur réduite de la glace qui aurait recouvert la Gaspésie centrale pendant le Wisconsinien. Les données fournies par la glacio-isostasie - vont dans le même sens. L'enfoncement relatif mineur de la croûte sous l'action du poids de la glace renforce l'hypothèse d'une calotte locale mince pendant la dernière époque glaciaire.

Vers la fin du Tardiglaciaire la glace réavance et sa retraite par la suite est marquée par des pauses. La pénétration tardive des eaux de la mer de Goldthwait dans la vallée atteste la disparition tardive de la langue glaciaire dans la vallée, entre 10 000 et 9500 BP (âge ^{14}C) ou entre 11 000 et 10 300 BP (âge calibré). Les étapes de la transgression

et de la régression marines ont été interprétées en termes de glacio-isostasie et de glacio-eustasie en se servant de trois courbes : la courbe d'émersion, la courbe glacio-isostatique et celle du relèvement du niveau marin des Barbades. Une transgression aura survenue après 5000 BP (âge ^{14}C) - après que les eaux de la mer de Goldthwait avaient atteint soit le niveau de la mer actuel, soit un niveau plus bas, probablement due à une légère subsidence de la croûte. Cependant, il reste encore beaucoup d'incertitudes concernant les fluctuations du niveau de la mer pour la période tardiglaciaire dans la vallée, c'est à dire entre 10 000 et 9000 BP (âge ^{14}C). Toutes les dates des laboratoires considérées comme fiables, sauf une, suggèrent une régression rapide du niveau d'environ 22 m à 12 m, entre 9500 et 9000 BP (âge ^{14}C).

TABLE DES MATIÈRES

1. INTRODUCTION GÉNÉRALE	
1.1. Introduction	2
2. CADRE PHYSIQUE	
2.1. Position géographique.....	7
2.2. Géologie.....	7
2.3. Physiographie.....	10
2.4. Les travaux précédents sur la morphogenèse quaternaire	
2.4.1. Modèle glaciaire.....	12
2.4.2. Phase de déglaciation.....	13
2.4.3. Émersion des terres.....	14
3. MÉTHODOLOGIE	
3.1. Méthodologie.....	18
4. FORMES ET DÉPÔTS	
4.1. Formes d'érosion glaciaire.....	20
4.2. Formes d'accumulation.....	26
4.2.1. Les dépôts de till.....	26
4.2.2. Les dépôts fluvioglaciaires.....	39
4.2.3. Dépôts marins.....	48
5. CADRE CHRONOLOGIQUE À PARTIR DES DATES ^{14}C	
5.1. Cadre chronologique à partir des dates ^{14}C	54
6. ÉVOLUTION DE LA VALLÉE DE MONT-LOUIS	
6.1. Époque glaciaire.....	61
6.2. Dynamique tardiglaciaire.....	63

6.3. L'Holocène.....	67
7. CONCLUSIONS	
7.1. Conclusions.....	73
RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	75
REMERCIEMENTS.....	viii

LISTES DES FIGURES ET DES TABLEAUX

Figure 1.1. :	Modèles glaciaires pour la Gaspésie.....	3
Figure 2.1. :	Localisation géographique de la région étudiée et les grandes unités physiographiques de la Gaspésie.....	8
Figure 2.2. :	Géologie régionale.....	9
Figure 2.3. :	Synthèse des travaux antérieurs.....	15
Figure 4.1. :	Physiographie de la région étudiée et les formes d'érosion glaciaire.....	21
Figure 4.2. :	Profils des formes d'érosion (A et B).....	22
Figure 4.3. :	Profils des formes d'érosion (C et D).....	23
Figure 4.4. :	Secteur aval de la vallée de Mont-Louis.....	24
Figure 4.5. :	Vallée suspendue – rivière à Tremblay.....	24
Figure 4.6. :	Localisation des coupes et l'origine des dépôts.....	27
Figure 4.7. :	Cirque glaciaire.....	28
Figure 4.8. :	Bloc erratique sur le plateau gaspésien.....	28
Figure 4.9. :	Profils des formes d'accumulation - moraines.....	30
Figure 4.10. :	Dépôt glaciaire - moraine latérale (ML-37).....	31
Figure 4.11. :	Till d'ablation supraglaciaire	33
Figure 4.12. :	Till d'ablation sous-glaciaire (ML-23)	34
Figure 4.13. :	Stratigraphie des coupes ML-31 et ML-27	36
Figure 4.14. :	Dépôt fluvioglaciaire – terrasse de kame ML-17.....	40
Figure 4.15. :	Coupes stratigraphiques dans des deltas proglaciaires.....	41
Figure 4.16. :	Delta fluvioglaciaire (ML-34).....	44
Figure 4.17. :	Stratigraphie de la coupe ML-31.....	46
Figure 4.18. :	Localisation et stratigraphie des coupes fossilifères.....	49
Figure 4.19. :	Stratigraphie de la coupe ML-T1.....	50
Figure 5.1. :	Liste des datation au ^{14}C	55
Figure 5.2. :	Courbe d'émersion de la vallée de Mont-Louis	56

Figure 6.1. :	Étapes de déglaciation de la vallée de Mont-Louis	62
Figure 6.2. :	Déglaciation de la région de la vallée de Mont-Louis.....	65
Figure 6.3. :	Illustration du relèvement isostatique de la vallée de Mont-Louis.....	69

1

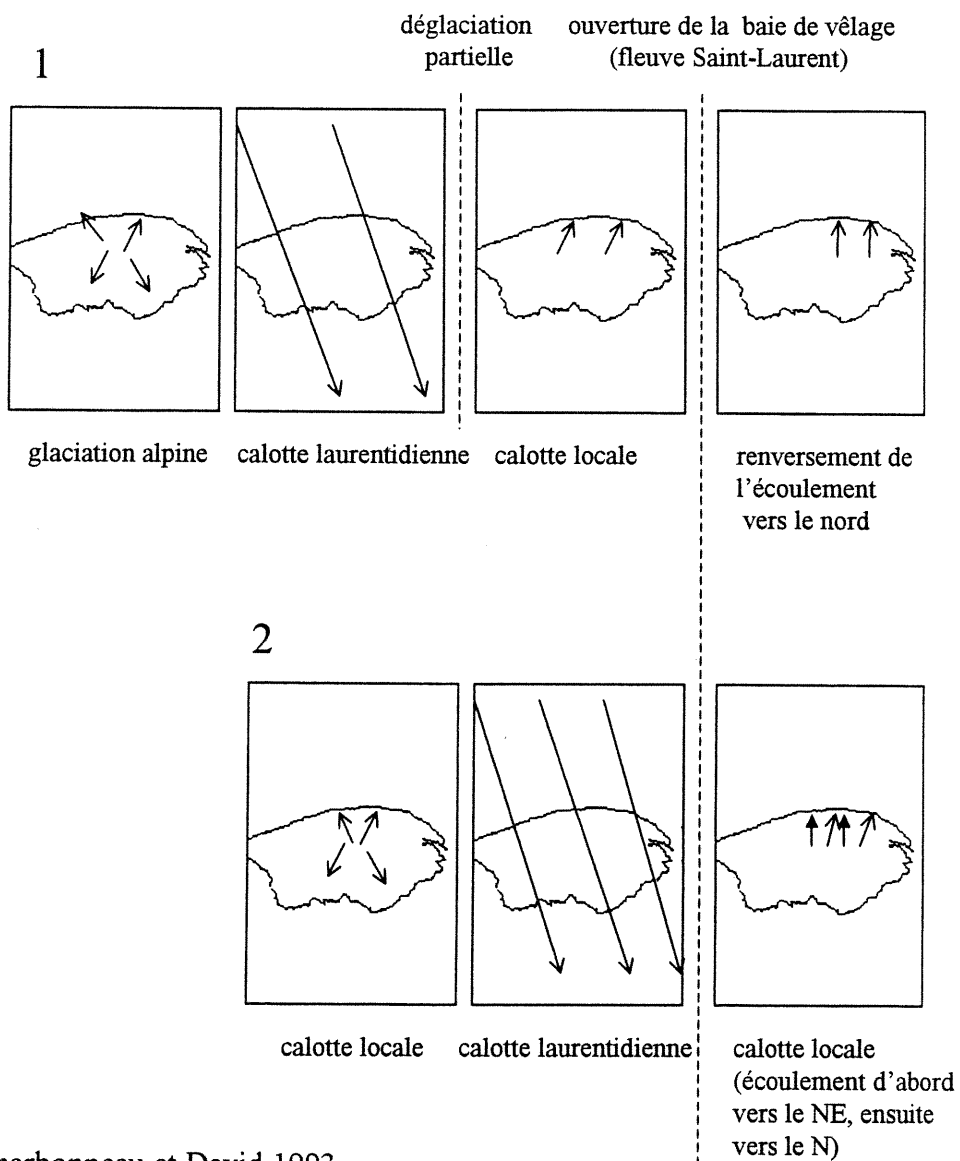
INTRODUCTION GÉNÉRALE

1. INTRODUCTION

Les événements paléogéographiques qui ont marqué l'histoire de la Péninsule Gaspésie pendant le Quaternaire et depuis la dernière époque glaciaire comprennent principalement trois épisodes : la glaciation, la déglaciation et l'émersion des terres. Le paysage actuel reflète l'évolution complexe de la région. Certaines formes portent l'empreinte d'un façonnement à travers plusieurs époques, tandis que d'autres sont les vestiges des événements récents. L'étude de ces formes constitue le clef pour l'identification des processus qui y ont eu lieu et pour l'établissement de leur chronologie.

Les recherches régionales sur la géomorphologie glaciaire réalisées durant les dernières décennies ont mené à l'élaboration de modèles glaciaires complexes pour le nord de la Gaspésie. Basées surtout sur la dispersion des erratiques locaux, ces modèles favorisent le passage de l'Inlandsis laurentidien à travers la partie centrale et orientale de la Gaspésie au moins pendant une période du Wisconsinien (Chauvin et David, 1987; Charbonneau et David, 1993) (figure 1.1). La faible érosion glaciaire observée dans la région est attribuée par ces auteurs au changement dans le régime thermique de la base de la glace, c'est-à-dire la glace à base froide serait responsable de la préservation des formes préglaciaires et aurait laissé peu de traces de son écoulement vers le SE. Mais une autre hypothèse avance la notion d'une calotte d'origine gaspésienne pendant le Wisconsinien (Charbonneau et David, 1993 ; Veillette et Cloutier, 1993). Cette hypothèse est soutenue par les évidences suivantes: les formes d'érosion et d'accumulation dont l'orientation prépondérante est vers le NE (40°), N et NO (Chauvin, 1984; Gagnon, 1997), la glacio-isostasie de la région qui laisse supposer une épaisseur réduite de la glace (Csiki et *al.*, 2000), la dispersion des erratiques dont ceux provenant du Bouclier se retrouvent, sauf rares exceptions (McGerrigle, 1952; Veillette, 1988), exclusivement au-dessous du niveau maximal atteint par la mer de Goldthwait dans la région (Chauvin, 1984; Chauvin et David, 1987).

Fin du Sangamonien Wisconsinien inférieur Wisconsinien supérieur Fin du Pléistocène
13 500BP - 10 000BP



1. Charbonneau et David, 1993

2. Chauvin et David, 1987

Figure 1.1. Modèles glaciaires pour la Gaspésie centrale

Contrairement aux opinions qui situent la disparition de la glace en Gaspésie assez tôt (Dyke et Prest, 1987 vers 12 000 BP; Lebus et David, 1977, Parent et *al.*, 1985 entre 12 000 BP et 11 000 BP), l'étude paléoécologique réalisée par Richard et *al.* (1997) révèle la persistance des vestiges de la calotte glaciaire jusqu'au début de l'Holocène. Ce fait et les oscillations du climat pendant cette période ont des implications majeures sur le modèle de déglaciation de la région. À l'échelle régionale, ont été établies deux périodes de pauses, voire même de récurrences glaciaires. Synchrones avec celles enregistrées en Scandinavie: 12 300 BP-11 800 BP (Dryas ancien) et 11 000 BP-10 200 BP (Dryas récent) (Gray et Hétu, 1981; Hétu et Gray, 1985; Hétu, 1987), leur origine est considérée climatique (Hétu et Gray, 2000a). Des récurrences similaires ont été signalées aussi dans d'autres secteurs de la Gaspésie : (Allard et Tremblay, 1981; Bail, 1983; Rampton, 1984; Veillette, 1988).

Le relèvement isostatique qui s'est déroulé au fur et à mesure que la fonte des masses glaciaires progressait n'a pas été un processus linéaire. Dans plusieurs endroits de la péninsule il y a des évidences d'un niveau marin plus bas que l'actuel (Dionne, 1988; Dionne et Coll, 1995; Gray et Hétu, 1987; Bail, 1983). Donc un réajustement de la courbe d'émersion de cet région reflétant cet aspect s'impose.

Suite aux travaux effectués pendant les derniers deux décennies par Hétu et Gray dans plusieurs vallées côtières du nord de la Gaspésie, l'histoire des événements du Tardiglaciaire pour cette région de la péninsule a pu être clarifiée. Mais même si l'on parle de similitudes au niveau régional, chaque vallée de la partie septentrionale de la Gaspésie a eu une évolution plus ou moins particulière reliée aux caractéristiques physiques locales (géologie, topographie, climat). La spatialité est donc un facteur qui introduit des différences assez frappantes dans la chronologie des événements et renforce l'individualité des processus géomorphologiques à micro-échelle.

Le but de ce travail est de réaliser une étude détaillée d'une vallée de la région septentrionale de la péninsule gaspésienne - la Vallée de Mont-Louis - afin de

reconstituer les événements paléogéographiques majeurs qui ont affecté le paysage pour la période comprise entre le Wisconsinien Supérieur et nos jours : glaciation - déglaciation - émergence des terres. Certains travaux y ont été déjà faits par Hétu et Gray (1980), Hétu (1987), mais ils ne sont pas très élaborés. L'existence de dépôts très intéressants dans la vallée, de coupes assez nombreuses, la morphologie glaciaire riche de ce secteur, son bassin-versant très étendu permettant une bonne liaison entre les plateaux et la côte, ont contribué à susciter notre attention et à choisir cette vallée comme objet d'étude.

Les objectifs précis sont: 1. d'identifier et d'expliquer les formes d'érosion et d'accumulation glaciaire; 2. de préciser le modèle de déglaciation de la vallée; 3. d'établir le niveau maximal de la Mer de Goldthwait atteint dans la vallée, les étapes de l'émergence et les causes des fluctuations marines. Ces aspects seront élaborés dans un cadre chronologique établi par une série d'âges ^{14}C obtenus sur des coquillages et d'os de baleine trouvés récemment soit par nous, soit par les chercheurs précédents (Hétu et Gray 1980, Chauvin, 1984) dans les coupes et sur les terrasses.

CADRE PHYSIQUE

- 2.1. POSITION GÉOGRAPHIQUE
- 2.2. GÉOLOGIE
- 2.3. PHYSIOGRAPHIE
- 2.4. LES TRAVAUX PRÉCÉDENTS SUR LE
MODÈLE QUATERNAIRE
 - 2.4.1. MODÈLE GLACIAIRE
 - 2.4.2. PHASE DE DÉGLACIATION
 - 2.4.3. ÉMERSION DES TERRES

2.1. POSITION GÉOGRAPHIQUE

La vallée de Mont-Louis est située dans la partie centrale de la région septentrionale de la Gaspésie (figure 2.1). Son bassin-versant est l'un des plus étendus des vallées côtières (environ 250 km²). La longueur de son cours principal, qui commence au sud sur la latitude de 48° 59' 51", dépasse 35 km. Ses sources se retrouvent à l'intérieur des hautes-terres, à environ 5 km à l'est du massif des monts McGerrigle.

2.2. GÉOLOGIE

Du point de vue géologique, la région appartient à la province géologique des Appalaches qui s'étend depuis le sud des États Unis jusqu'au large de la Terre-Neuve. Cette chaîne de montagnes est composée de roches sédimentaires d'âge paléozoïque qui ont été soulevées et fortement plissées lors de l'orogénèse taconique (fin de l'Ordovicien moyen). Un deuxième soulèvement moins intense devrait être associé avec l'orogénèse acadienne (fin du Dévonien supérieur) (Biron, 1971). Les mouvements orogéniques, générant des pressions venant du SE, ont imprimé au relief une orientation générale SO-NE.

La région septentrionale appartient au Supergroupe de Québec (Biron, 1971). Du point de vue lithologique on y trouve 4 unités séparées par des failles de chevauchement (Biron, 1971; Lachambre et Brisebois, 1990) (figure 2.2) :

- a. la formation de Cloridorme qui recouvre la partie nordique du plateau gaspésien jusqu'au littoral. Considérée comme une séquence de turbidite, elle est composée de claystone silteux, de mudstone, de wacke lithique, de schistes argileux interlités de minces lits de calcisiltite, de dolomite et de calcaire.
- b. la formation de Deslandes occupe la plupart du territoire. Cette formation est principalement constituée de shale, siltstone gris foncé, de grès fin dolomitique,

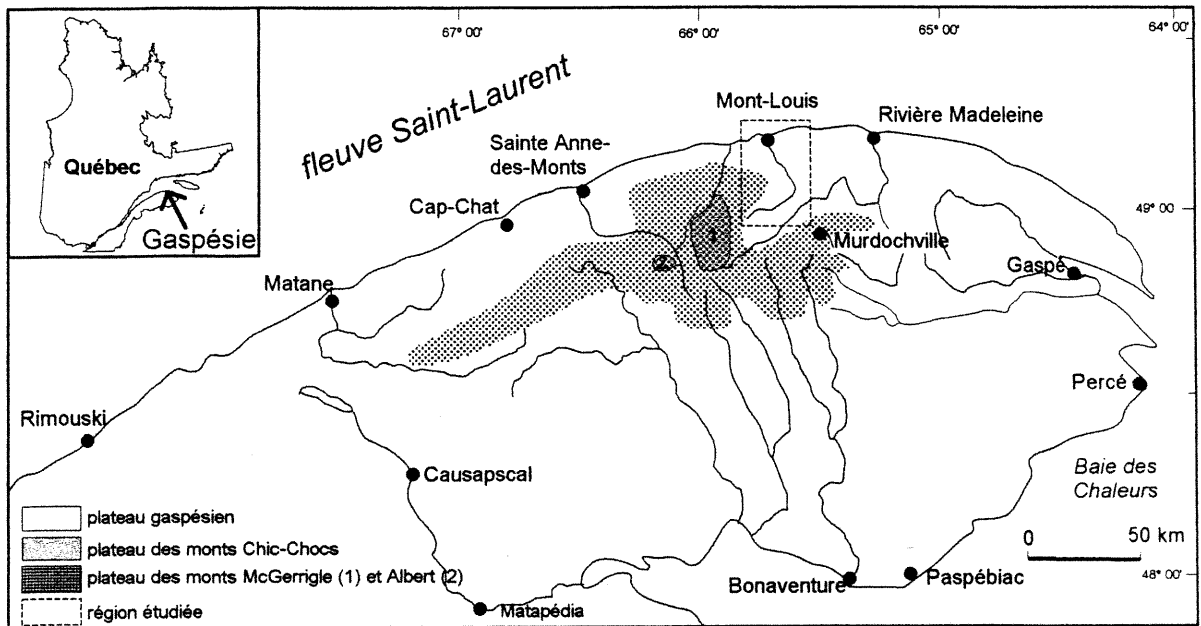
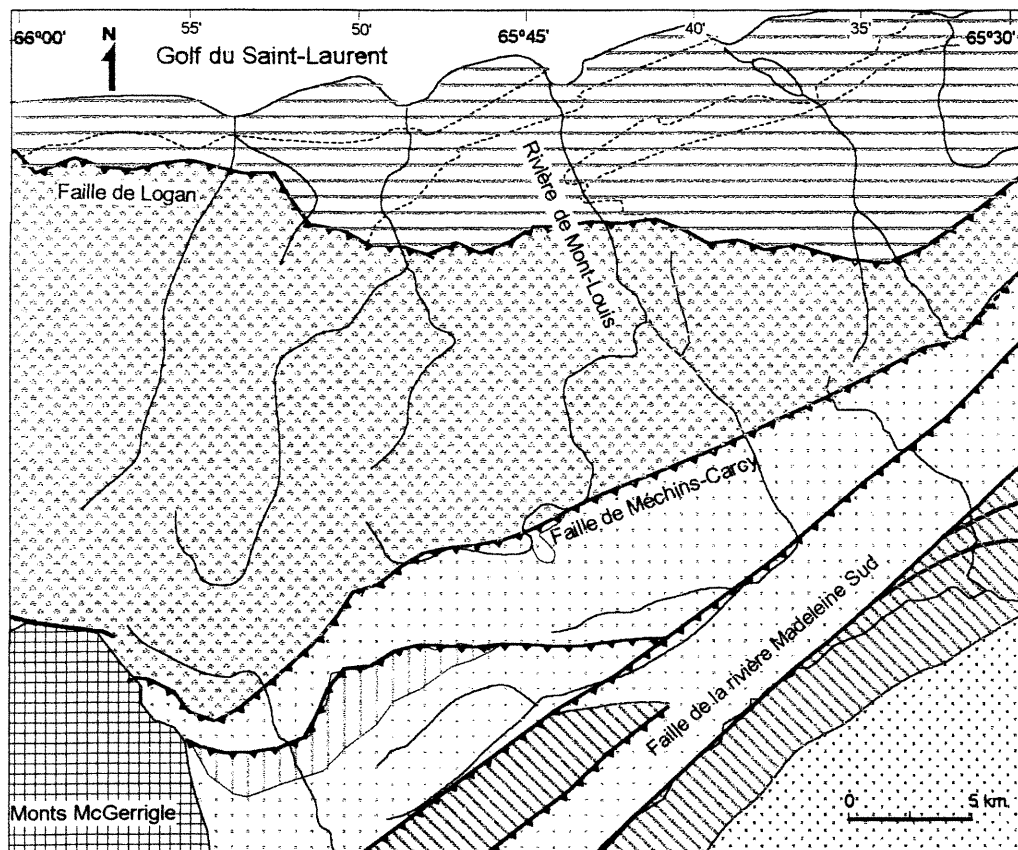









Figure 2.1. Localisation géographique de la région étudiée et les grandes unités physiographiques de la Gaspésie






DÉVONIEN

-  Complexe intrusif
-  Calcaires supérieurs de Gaspé
Grès de Gaspé

CAMBRIEN À ORDOVICIEN

-  Formation de Cloridorme
-  Formation de des Landes
-  Formation de Rivière-Ouelle
-  Formation de Romieu
-  Tuf mafique

-  Failles régionales
de chevauchement
-  pendage inconnu
-  Faille locale

Source: Lachambre et Brisebois, 1990

Figure 2.2. Géologie régionale

le calcaire massif rubané, de conglomérat, de mudstone tigré, de schistes argileux noirs et pyriteux, de la dolomite très dure et de l'ardoise.

- c. la formation de Rivière-Ouelle constitue l'extrémité sud du bassin-versant de la vallée de Mont-Louis. La lithologie est représentée du mudstone et du claystone rythmés vert et noir, gris ou rouge, du siltstone dolomitique, de la calacarérite gréseuse, du calcaire rubané, du conglomérat calcaire et de l'arénite quarzitique.
- d. la formation de Romieu est composée de claystone calcaireux, de claystone, de calcite prismatique et de conglomérat calcaire.

Au sud de notre secteur de travail se trouve le batholite des monts McGerrigle d'âge dévonien ; il est principalement composé de granite mais contient aussi des roches hybrides, des syénites, des granodiorites et des monzonites (De Römer, 1977). Ce massif est entouré d'une auréole de métamorphisme qui comprend des skarns, des cornéennes et des métavolcanites (De Römer, 1977). Les roches intrusives et cornéennes ont fourni des indicateurs précieux pour les études sur le sens de l'écoulement glaciaire (Chauvin, 1984; Chauvin et David, 1987; Charbonneau et David, 1993; Gagnon, 1997).

2.3. PHYSIOGRAPHIE

La région septentrionale de la péninsule gaspésienne se situe dans la subdivision des monts Notre-Dames, laquelle appartient à la division physiographique des Appalaches. (Bostock, 1970). Trois éléments de relief donnent au bassin-versant de la vallée de Mont-Louis un caractère particulier. Ce sont les plateaux, le réseau de vallées encaissées dans les plateaux et l'escarpement côtier (figure 2.1).

- a. Les plateaux, des surfaces d'érosion anciennes (Baron-Lafrenière et al., 1981; Héту et Gray, 1985), sont étagés et s'individualisent par leur altitude et leurs caractéristiques morphostructurales. Ils sont limités par des escarpements de plus de 300 m de dénivellation par endroit. Le plateau gaspésien est le plus étendu ; il se

termine vers le nord par un escarpement abrupt atteignant par endroit 350 m. Son altitude est comprise entre 350 - 600 m et sa surface est légèrement ondulée et inclinée vers le nord. Le plateau des monts Chic-Chocs a une altitude comprise entre 750 - 900 m et présente un relief plus accidenté où des collines arrondies sont séparées par des dépressions et des vallées en auge ou en V, lui conférant un aspect plus montagneux. Les plateaux des monts McGerrigle et du Mont Albert sont situés à une altitude moyenne de 1 000 - 1 100 m. Le mont Jacques-Cartier, le plus haut sommet du Québec méridional, situé dans le massif des monts McGerrigle atteint une élévation de 1268 m. Les surfaces au-dessus de 1000 m altitude sont sous forme de collines arrondies et allongées (dos de baleine) tapissées de felsenmeers ou de dépôts fins. Sous cette altitude, les formes d'érosion glaciaire (vallées en auge, cirques glaciaires, roches moutonnées, lacs de surcreusement glaciaire) témoignant d'une forte activité glaciaire, sont très répandues.

b. Un réseau hydrographique de type rectangulaire, composé de vallées étroites et profondes, traverse la région du sud au nord. L'orientation des vallées est principalement influencée par la structure régionale (axe des plis, direction des couches, failles de chevauchement et failles normales et systèmes de diaclases (McGerrigle, 1959). Le réseau de drainage de la vallée de Mont-Louis est presque entièrement développé dans le plateau gaspésien. Ses interfluves dépassent rarement 600 m d'altitude. Seulement quelques lambeaux périphériques du plateau des monts Chic-Chocs sont présents dans son bassin-versant, dans sa partie occidentale. La partie amont de la rivière de Mont-Louis et son affluent principal – la rivière de Mont-Louis-Ouest – se sont greffés sur des failles de chevauchement orientées SO-NE, tandis que les cours moyen et inférieur suivent une direction SSE-NNO, parallèle au principal système de diaclases (McGerrigle, 1959) (figure 2.2).

Les 3 secteurs caractéristiques des vallées côtières (Hétu, 1987) ont pu être identifiés aussi dans le cas de notre vallée (figure 4.2). Près des sources, sur une distance de d'environ 5 km, la vallée a un profil en U et son fond élargi est propice à l'accumulation

des débris résultant des processus de versant. Le secteur médian (~ 16 km) présente un profil en V où le versant se raccorde directement au talweg. Le secteur inférieur, d'une longueur de 14 km et d'une largeur à l'embouchure de plus de 1.5 km, a un profil en auge. On y retrouve toute une variété de dépôts quaternaires d'origines différentes: glaciaire, fluvioglaciaire, marine, fluviale. Les affluents les plus nombreux sont situés dans son versant ouest. Les versants, certains encore actifs, sont raides avec une pente de plus de 30°. L'encaissement de la vallée est très prononcé, dépassant par endroit 500 m, surtout dans le secteur médian.

c. L'escarpement côtier se caractérise par sa grande complexité et une raideur accentuée dépassant par endroit 45°. Il est interrompu à l'embouchure des vallées principales par des baies sableuses avec plages, pouliers et lagunes (Hétu et Gray, 1980).

2.4. LES TRAVAUX PRÉCÉDENTS SUR LA MORPHOGÉNÈSE QUATERNAIRE

2.4.1. MODÈLE GLACIAIRE

Les traits principaux de la glaciation wisconsinienne dans la région septentrionale de la Gaspésie ont été synthétisés par Hétu et Gray (1985). Les auteurs montrent son caractère polychronique – les formes d'érosion sont le résultat de plusieurs glaciations – et polygénique, en établissant la séquence suivante: glaciation alpine - continentale (calotte laurentidienne ou régionale) - alpine. Exception faite du plateau intérieur du massif des monts McGerrigle, dont la morphologie témoigne d'une érosion glaciaire importante (Baron-Lafrenière et Gray, 1981), le reste du territoire porte la marque d'une retouche glaciaire discrète (Hétu et Gray, 1985; Chauvin et David, 1987).

Hétu et Gray (1985) ont réfléchi sur le changement dans le profil transversal des vallées côtières. Ces vallées ont un profil transversal en U seulement dans leur secteur aval et

gardent celui d'une vallée fluviale en V en amont. Les tributaires ont aussi un profil en V. La tête des vallées principales et de nombreuses lignes de partage d'eaux a été défoncée et façonnée en forme de col, certains étant occupés par des lacs. Les cirques glaciaires, assez nombreux dans la zone côtière, gardent une forme fraîche, aucun n'ayant la tête défoncée (Marquette, 1999). Ils se sont rafraîchis au début et à la fin de chaque époque glaciaire. D'autres méso-formes d'érosion glaciaire (roches moutonnées, cannelures) ne sont pas mentionnées par la littérature. Les stries glaciaires rapportées par Chauvin et David (1987) et Gagnon (1997) ne sont pas nombreuses à cause de la lithologie friable (shale, grès, calcaire). Elles indiquent principalement un écoulement depuis les hauts sommets vers la côte, à l'exception de quelques stries orientées vers le SE situées au sud de la rivière Madeleine.

Sur les plateaux, la couverture de till, souvent absente, est sporadique et mince (Chauvin et David, 1987). Très fréquemment des blocs erratiques reposent sur les dépôts préglaciaires, ce qui prouve aussi que l'érosion glaciaire n'a pas été capable de les enlever partout. Dans les vallées, les dépôts de till sont également minces, sauf au niveau des quelques moraines latérales et frontales, par ailleurs composées, pour l'essentiel, de dépôts fluvioglaciaires (Hétu, 1987).

2.4.2. PHASES DE DÉGLACIATION

La succession des événements qui se dégagent de la littérature est résumée dans la figure 2.3.

La déglaciation est marquée par l'ouverture d'une baie de vèlage dans l'estuaire du Saint-Laurent vers 14 000 BP (Locat, 1977; Lebus et David, 1977; Gray et al., 1981; Hétu et Gray, 2000a).

La disparition assez tardivement de la glace de la région - vers 9000 BP dans la région de Murdochville (Richard et al., 1997) (figure 2.3.A) - et le développement des glaciers

de cirque dans les bassins-versants des vallées côtières pendant le Tardiglaciaire (Hétu et Gray, 2000a) sont indicateurs de la persistance des langues glaciaires dans certaines vallées longtemps après le début de la déglaciation. Des périodes de refroidissement correspondant au Dryas ancien (12 300 – 11 800 BP) et au Dryas récent (11 000 – 10 200 BP) ont été mises en évidence également par les études géomorphologiques (Hétu, 1987 ; Hétu et Gray, 2000a) (figure 2.3.D) et paléoécologiques (Marcoux et Richard, 1995) (figure 2.3.B,C). Divers dépôts ont été mis en place pendant les pauses glaciaires : les moraines, les terrasses de kame et les deltas de contact glaciaire. Au niveau des vallées, là où elles sont présentes, ces manifestations ne sont pas synchrones. La construction de vastes épandages fluvioglaciaires au fond des vallées laisse supposer la présence de masses glaciaires importantes dans les bassins-versants encore localement au moins jusqu'à la charnière Pléistocène-Holocène, plus tardivement encore localement (Hétu et Gray, 2000a).

Une autre conséquence du climat froid est le développement de formes périglaciaires (fentes de gel, nappes de solifluxion, glaciers rocheux, poches de cryoturbations), qui font supposer l'extension du pergélisol jusqu'au littoral pendant le Tardiglaciaire (Hétu et Gray, 1980; Hétu, 1987; Archambault et al. 1991). En dehors des formes mentionnées ci-dessus, qui sont reliées à un climat périglaciaire, il y en a aussi d'autres dont la formation se continue ou débute avec l'amorce de la déglaciation: les cônes de déjection, les talus d'éboulis, les terrasses marines. La construction de certaines d'entre elles se poursuit pendant l'Holocène et même jusqu'à nos jours (Hétu, 1987; Hétu et Gray, 2000a, b) (figure 2.3.D).

2.4.3. ÉMERSION DES TERRES

Parallèlement à l'ouverture de la baie de vélage dans l'estuaire du Saint-Laurent, les eaux de la mer de Goldthwait pénètrent dans les vallées côtières. La distance sur laquelle les vallées ont été submergées est variable d'une vallée à l'autre et est reliée à la vitesse de retrait des langues glaciaires. Certaines vallées ont été très tôt libérées de

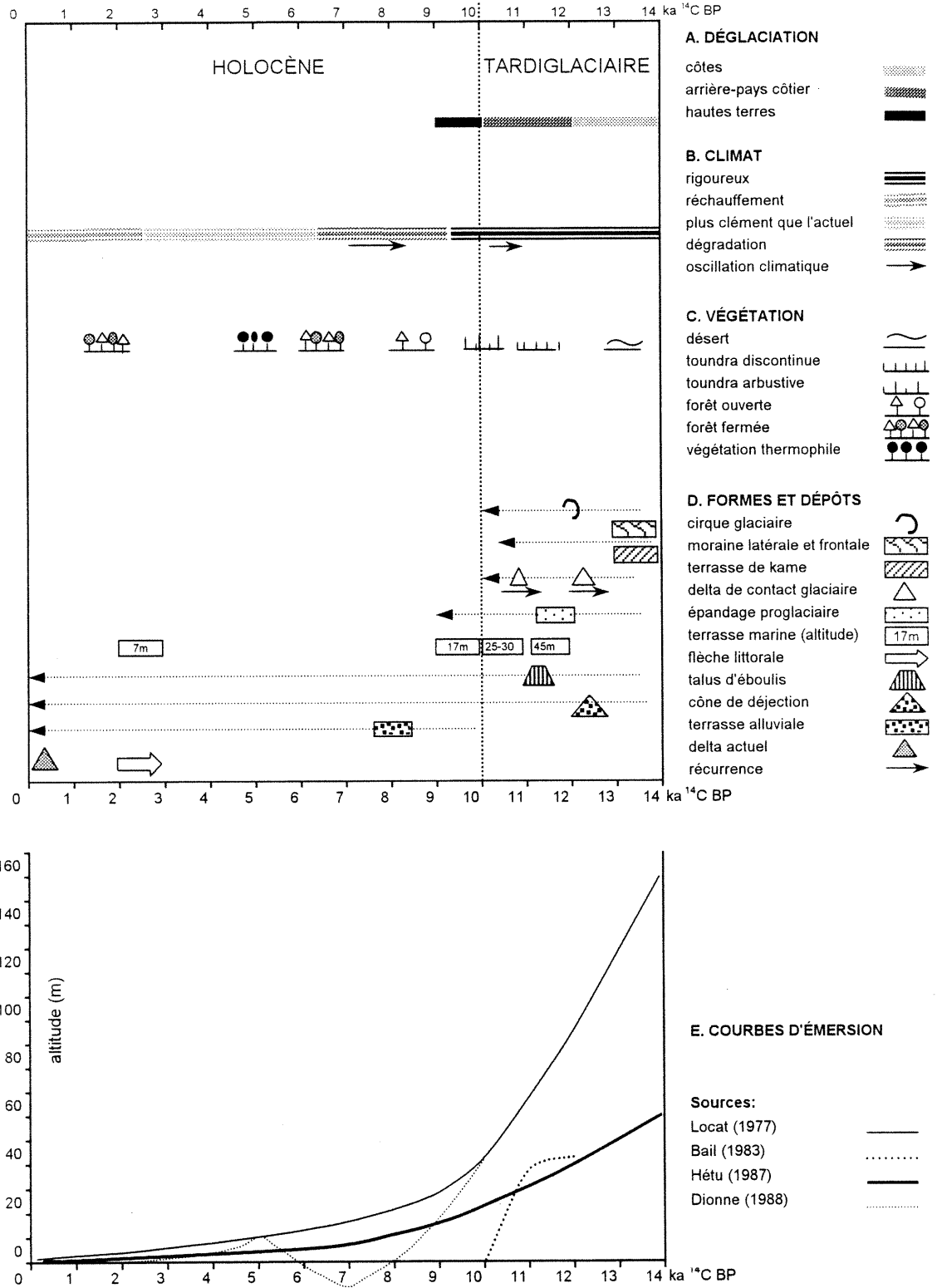


Figure 2.3. Synthèse des travaux antérieurs

Étapes de déglaciation (A), évolution du climat (B), de la végétation (C), des formes et dépôts (D) dans la région septentrionale de la Gaspésie et l'émergence des terres (E) dans la région du Bas Saint-Laurent - Gaspésie entre 13 500 BP et nos jours

glace et par conséquent inondées (vallée de Mont-Saint-Pierre, Mont-Louis, Gros-Morne), tandis que dans d'autres vallées, la glace reste en contact avec les eaux marines longtemps après le début de la déglaciation (Hétu, 1987; Hétu et Gray, 2000a).

L'altitude maximale atteinte par la Mer de Goldthwait dans la région septentrionale de la Gaspésie varie très peu, s'abaissant de l'ouest vers l'est : 68-65 m à Ruisseau au Castor, 65-60 m à Marsoui, environ 55 m entre les vallées de Mont-Louis et Rivière Madeleine (Gray et Hétu, 1981; Hétu, 1987; Hétu et Gray, 2000a). La courbe d'émergence construite par Dionne (1988) (figure 2.3.E) pour l'estuaire du Saint-Laurent se différencie des autres dressées jusqu'à cette date-là par deux événements: une régression sous le niveau actuel de la mer vers 7000 BP et une transgression de 8-10 m vers 5000 BP, qu'il appelle "transgression laurentienne". De telles évidences, il y en a aussi dans notre région. Dans une coupe située à Rivière-Madeleine, Hétu et Gray (1987) ont trouvé dans un dépôt limoneux, au niveau actuel de la mer, des troncs d'arbres fossiles et des coquillages marins en biocénose qui ont donné des âges allant de 4870 ± 80 BP (BETA-13853) et 4410 ± 80 BP (BETA-13854). Cette unité intertidale est recouverte de sédiments littoraux (plages). Les auteurs supposent un bas niveau marin relatif antérieur à 4.4 ka BP et une remontée par la suite.

La régression marine (l'émergence des terres) n'a pas été un processus linéaire. Selon Hétu (1987) il y a des phases de stabilisation du niveau marin relatif marquées par des constructions littorales: deltas, terrasses marines, flèches littorales. Les altitudes où on retrouve les terrasses marines les plus évidentes et l'âge y correspondant sont les suivantes: 45 m (11 800-11 300 BP), 25-30 m (10 300 BP), 17 m (9300-9100 BP), 6-7 m (~2500 BP) (Hétu et Gray, 2000a).

3

MÉTHODOLOGIE

3.1. MÉTHODOLOGIE

Notre travail de recherche s'est déroulé principalement sur deux plans : sur le terrain et dans le laboratoire.

Deux campagnes de terrain totalisant six semaines ont permis d'effectuer des études directes dans la vallées de Mont-Louis. La première (été 1988) visait une reconnaissance générale du terrain, la connaissances des caractéristiques générales de la région et la réalisation d'une inventaire préliminaire des formes et des dépôts de la vallée de Mont-Louis. La deuxième campagne (été 1999) nous a permis d'approfondir et de clarifier les connaissances acquises précédemment. Plus de 35 coupes et 2 sites de stries furent étudiés. En général, la hauteur des coupes se limite à 3-4 m. Dans la majorité des coupes seulement la partie supérieure est vraiment visible, leur partie médiane et inférieure étant recouvertes d'éboulis, ce qui rend difficile l'étude de la structure. C'est le cas surtout des coupes situées au bord des routes et dans des gravières abandonnées. En vue d'obtenir des informations sur les dépôts situés sous le niveau marin actuel nous avons creusé un trou à l'aide d'une pépîne.

Les comptages pétrographiques et la détermination de l'éroulé des galets ont été réalisés sur place. Une attention particulière a été accordée à la dispersion des erratiques provenant de la côte nord (gneiss et anorthosite).

La photo-interprétation - avant et après les campagnes de terrain - a été effectuée à partir de séries de photographies aériennes datant de 1963, 1977 et 1980 à l'échelle 1/15 000 et 1/15 840. Le MNÉ (modèle numérique d'élévation) nous a permis d'observer la région en trois dimensions. Les profils des différentes formes ont été tracés à l'aide de l'option Vertical Mapper dans MapInfo. La datation des échantillons de coquillage au ^{14}C a été réalisée dans le laboratoire de l'Université de Brock. En ce qui concerne la calibration des dates ^{14}C , on a utilisé le logiciel CALIB 3.0. Une analyse effectuée sur la présence des foraminifères nous a aidé à déterminer l'origine des sédiments.

FORMES ET DÉPÔTS

4.1. FORMES D'ÉROSION GLACIAIRE

4.2. FORMES D'ACCUMULATION

4.2.1. DÉPÔTS DE TILL

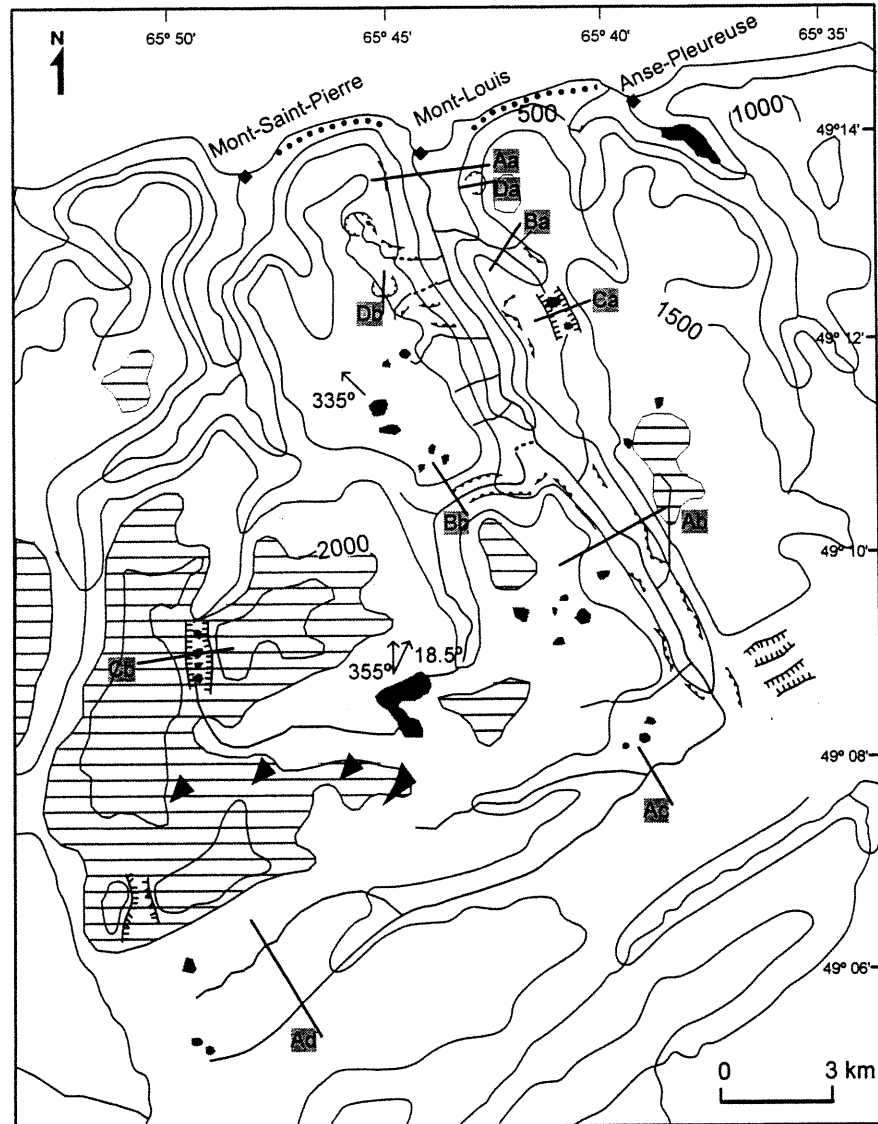
4.2.2. DÉPÔTS FLUVIOGLACIAIRES

4.2.3. DÉPÔTS MARINS




4.1. FORMES D'ÉROSION GLACIAIRE

Les formes d'érosion glaciaires de notre région sont représentées dans la figure 4.1.

La forme en auge de la vallée principale de Mont-Louis est très prononcée et s'étend sur une distance de 14 km de son embouchure (figure 4.2, 4.4). Par la suite, la vallée démontre un profil en V dans son segment médiane de 16 km, pour enfin s'élargir près de sources formant ainsi des cols dans les monts Chic-Chocs (figure 4.3.A). Les segments des vallées, y compris ceux des tributaires (figure 4.3.B), orientés SO-NE semblent être moins affectés par l'érosion glaciaire que ceux qui se dirigent vers le N et NO. Trois des plus importants affluents du versant ouest : soit le ruisseau à Tremblay, la coulée à Mélina et la rivière de Mont-Louis-Ouest empruntent des vallées suspendues (figure 4.5). La partie supérieure de la gorge de raccordement se situe vers 80 m pour les deux premiers affluents mentionnés et vers 110 m dans le cas de la rivière de Mont-Louis-Ouest. Quelques éperons tronqués sont remarqués dans la partie inférieure de la vallée sur son flanc est. Les versants à la tête de beaucoup d'affluents sont défoncés et transformés en cols glaciaires. Il n'y a pas une distribution préférentielle de ces macro-formes le long de la vallée. On les retrouve tant dans le bassin supérieur, que dans celui inférieur. Le relief de ces cols atteint 100 m de profondeur avec une largeur à la base d'à peu près 1 km (figure 4.3.C). Les lacs glaciaires ne sont pas très nombreux sur les plateaux d'une part et d'autre de la vallée. Certains d'entre eux sont localisés dans des cols glaciaires et, en général, leur superficie est petite, à l'exception du lac Mont-Louis et du Petit Lac de Mont-Louis. Le creusement par l'action glaciaire sur le plateau semble avoir été très mitigé. Cependant, quelques promontoires situés également dans les plateaux des Chic-Chocs et gaspésien, entre la rivière Mont-Louis-Ouest et la partie supérieure du cours principal, ont une orientation prépondérante vers le NE et sont interprétés comme flyggbergs (Hétu, 1987). Leur façonnement est probablement dû à plusieurs flux glaciaires descendant des plateaux vers la côte. Encore plus important, on remarque la présence de quelques cirques glaciaires creusant les rebords du plateau gaspésien, à la tête des tributaires. Les crêtes de ces cirques sont encore très bien



Physiographie

-  plateau gaspésien
-  plateau des Chic-Chocs
-  escarpement côtier

Formes d'érosion glaciaire








-  abrupt d'érosion glaciaire
-  lac
-  flyggsberg
-  col glaciaire
-  gorge de raccordement
-  strie glaciaire
-  profil étudié

Figure 4.1. Physiographie de la région étudiée et les formes d'érosion glaciaire
Les profils sont représentés dans les figures 4.2. et 4.3.

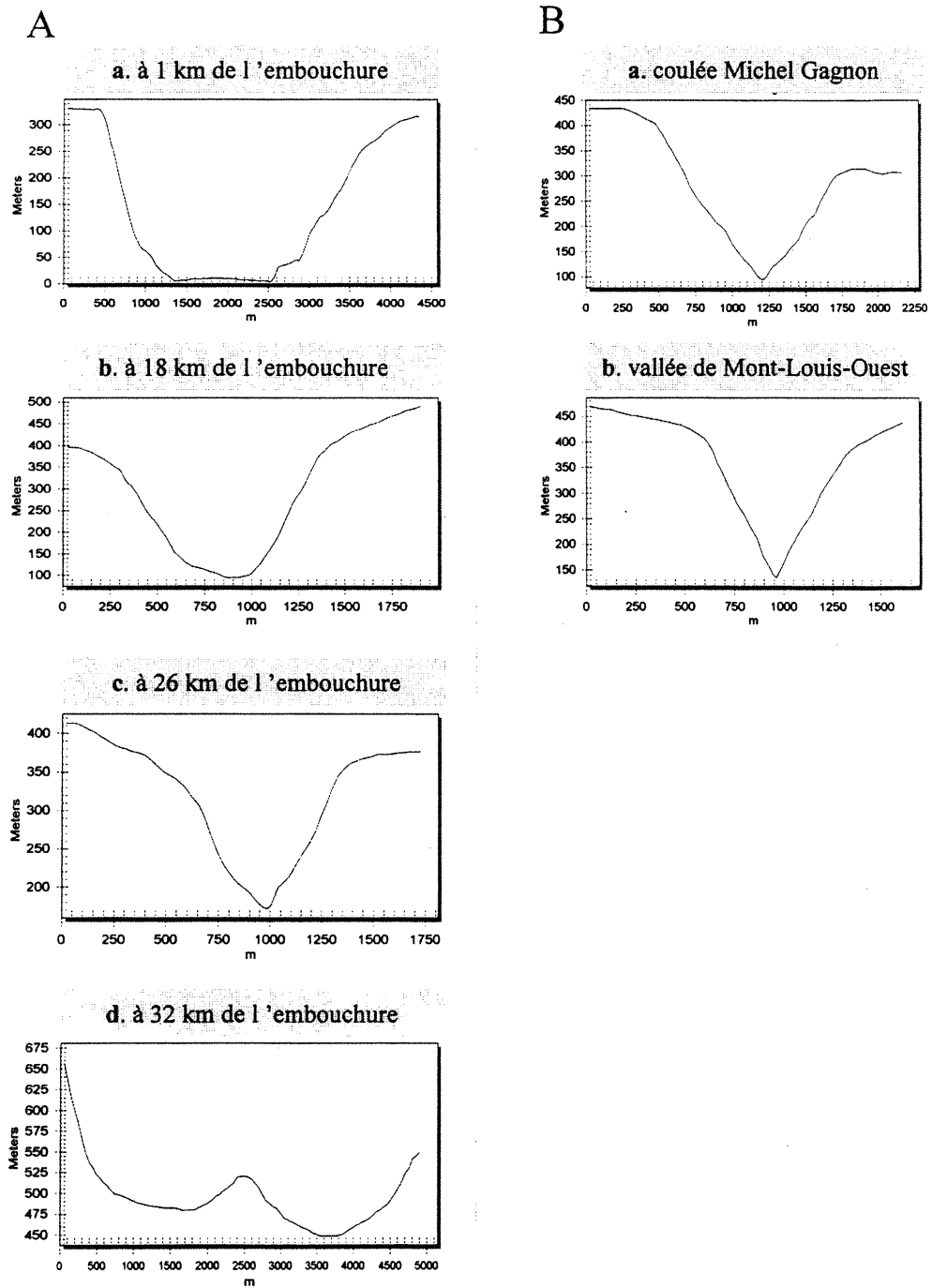


Figure 4.2. Profils des formes d'érosion glaciaire
 A=cours principal de la vallée de Mont-Louis; B= tributaires

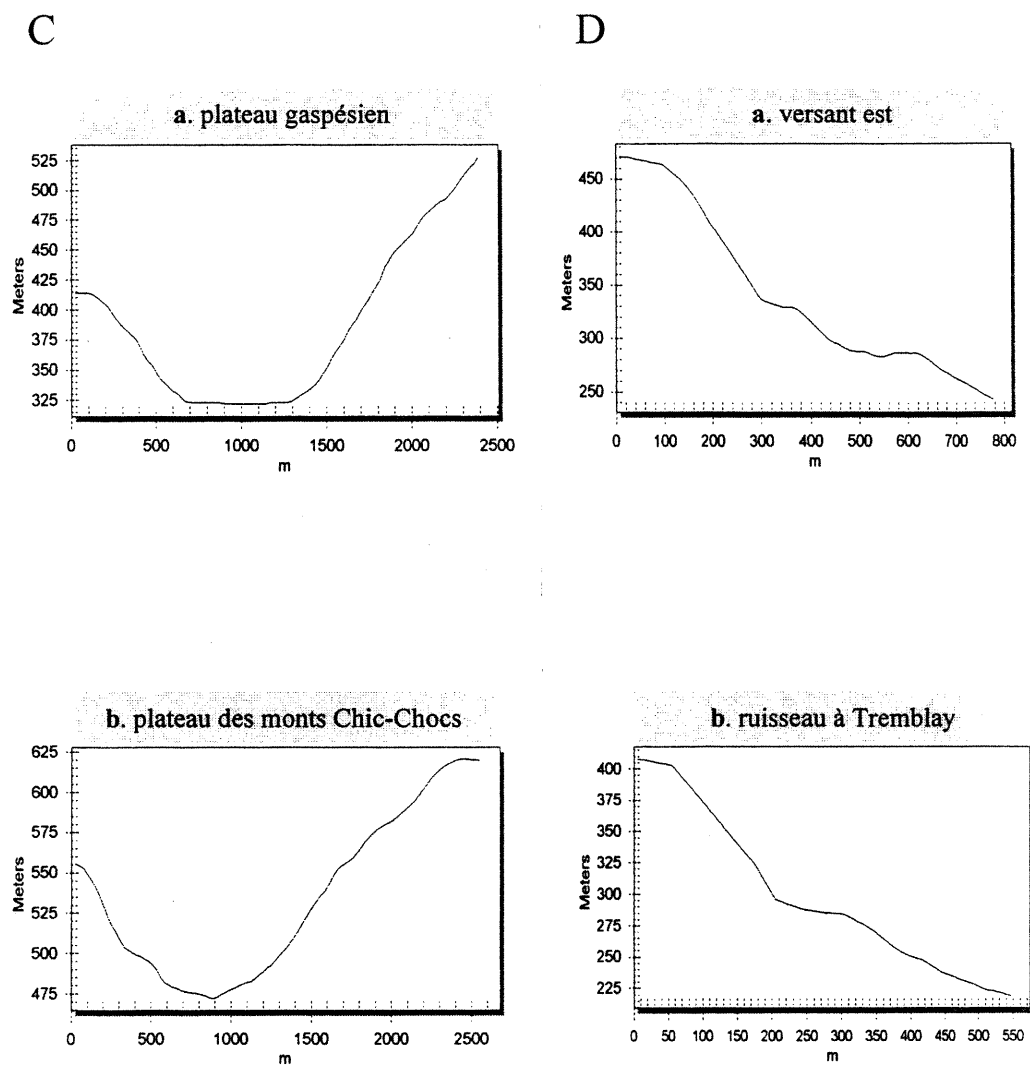


Figure 4.3. Profils des formes d'érosion glaciaire
C = cols glaciaires; **D** = cirques glaciaires



Figure 4.4. Secteur aval de la vallée de Mont-Louis

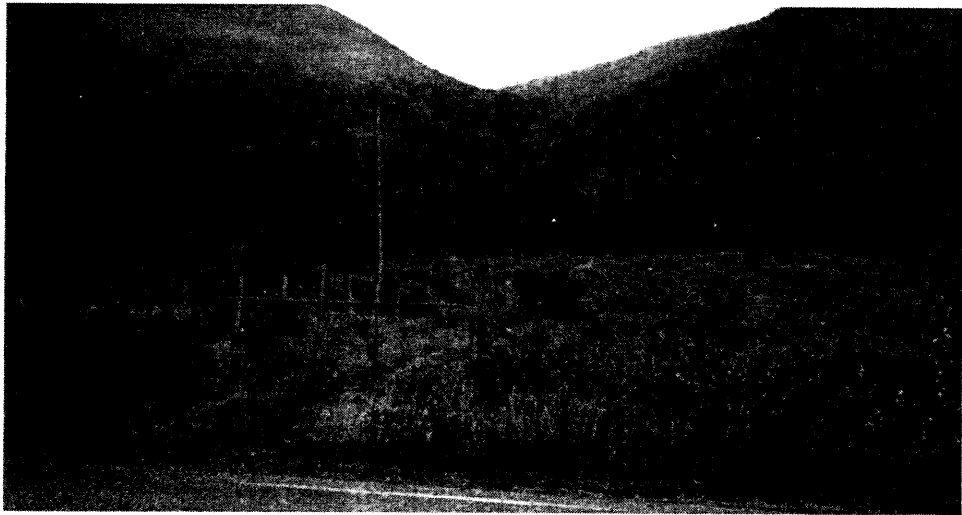


Figure 4.5. Vallée suspendue – Rivière à Tremblay

définies et leurs têtes de rimaye pas défoncées (figure 4.3.D, 4.6). On note aussi sur les versants, à des altitudes moyennes (150-200 m), des niches en forme semi-circulaire, possiblement les endroits d'accumulation de la neige et même de la glace.

En ce qui concerne les micro-formes d'érosion glaciaire on n'a trouvé que des stries glaciaires. Deux nouveaux sites (figure 4.1) où on a inventorié les stries, renforcent ce qu'on connaît déjà sur la direction de l'écoulement de la glace (Hétu et Gray, 1980 ; Chauvin, 1984 ; Hétu, 1987 ; Gagnon, 1997), c'est à dire des hautes terres vers la côte. Le premier nouveau site répertorié, situé sur le plateau gaspésien à 800 m au nord du lac Turcotte, montre un sens de mouvement de la glace vers le NNO (335°). La surface rocheuse sur laquelle les stries ont été mesurées est interrompue vers le SSE par une pente d'environ 25°. Cette surface est elle-même striée ce qui prouve du sens de l'écoulement. Le deuxième, près du bord du lac Mont-Louis, expose deux séries de stries entrecroisées: l'une plus ancienne, avec des stries plus prononcées, orientées vers le NNE (18.5°) et l'autre, plus récente, avec des stries plus fines, même en tête de clou, orientées vers le NNO (355°).

4.2. FORMES D'ACCUMULATION

Les formes et dépôts dont l'étude a permis la reconstitution de l'évolution Tardiglaciaire et postglaciaire de la vallée de Mont-Louis sont bien exposés surtout dans son secteur inférieur. C'est la raison pour laquelle on a y restreint la plupart de l'aire de recherche qui correspond à quelques 10 km, de l'embouchure jusqu'au confluent avec la rivière Mont-Louis-Ouest, et aux affluents de ce secteur.

L'érosion marine et fluviale ont joué un rôle très important dans la morphologie actuelle de la vallée. Au fur et à mesure que la mer se retirait, la rivière, en s'encaissant dans les dépôts, a évacué une grande partie des matériaux. On retrouve aujourd'hui les dépôts exclusivement sous forme de lambeaux et de terrasses accrochés aux versants.

Il existe une assez nette différence quant à l'origine des dépôts au nord et au sud du ruisseau à Tremblay. Cette ligne de démarcation se situe environ à 3 km de l'embouchure. En amont, ce sont surtout des accumulations d'origine glaciaire et proglaciaire dont les restes flanquent le versant ouest de la vallée. En aval, la vallée est dominée par des dépôts fluvioglaciaires (deltas) et marins situés presque exclusivement sur son flanc est. Tous les dépôts étudiés et leur localisation sont représentés sur la figure 4.6. Certaines de ces coupes ont fait déjà l'objet d'étude pour d'autres chercheurs : Chauvin, 1984 ; Héту, 1987 ; Gray, non publié. D'autres, inédites, ont été découvertes et étudiées par nous.

4.2.1. LES DÉPÔTS DE TILL

Sur le plateau gaspésien les sédiments glaciaires sont assez rares et se présentent surtout sous forme de blocs isolés de granite, syénite, skarn, metabasalte (Chauvin, 1984). Ils reposent dans la plupart des cas directement sur la roche en place, mais aussi sur des dépôts préglaciaires (figure 4.8). Sur les interfluves, entre la vallée de Mont-Louis et Anse-Pleureuse, on retrouve des dépôts glaciaires sous forme de couverture discontinue

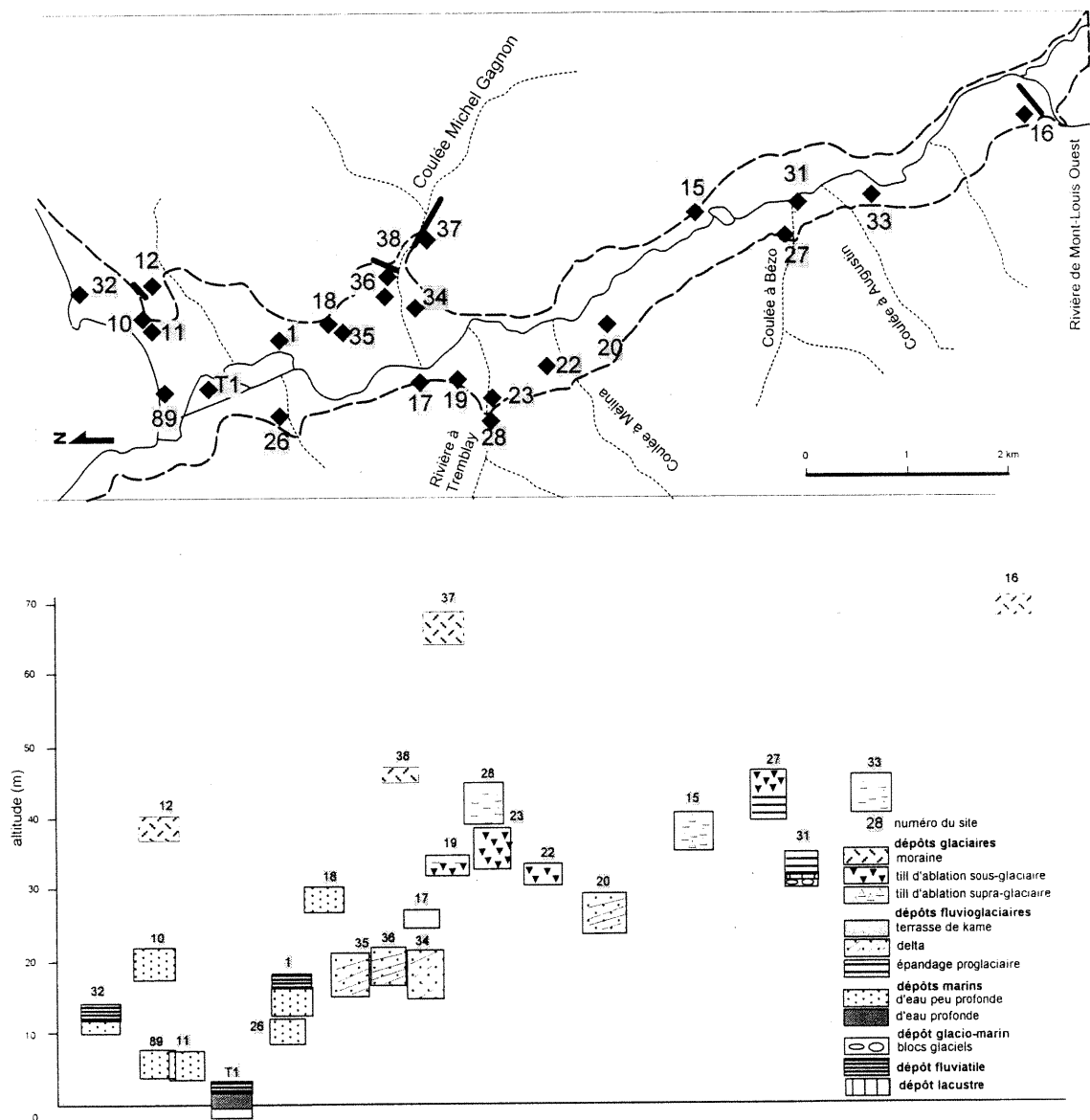


Figure 4.6. Localisation des coupes et l'origine des dépôts



Figure 4.7. Cirque glaciaire (versant est de la vallée)



Figure 4.8. Bloc erratique (syénite) sur le plateau gaspésien

dont l'épaisseur atteint quelques dizaines de cm. D'après la lithologie des blocs erratiques, les flux glaciaires responsables de ces dépôts proviennent du massif des monts McGerrigle et de son auréole de métamorphisme. Aucun erratique provenant du nord de l'estuaire du Saint-Laurent n'a été trouvé.

Dans le fond de la vallée, sur une distance de 10 km de l'embouchure, il y a plusieurs accumulations d'origine glaciaire (figure 4.6). Elles ont été identifiées grâce à leur forme ou par l'étude des coupes dans des terrasses modifiées par l'érosion fluviale.

a. Dépôts glaciaires identifiés d'après la forme

Le site **ML-16** a déjà été mentionné par Héту (1987). Il s'agit du dépôt glaciaire situé le plus au sud dans la vallée, à environ 9.4 km de l'embouchure, au confluent de la vallée Mont-Louis-Ouest avec la vallée principale. Sa position et sa forme sont celles d'une moraine frontale (figure 4.9a). Elle a une orientation SO-NE et barre d'un versant à l'autre presque toute la vallée de Mont-Louis. Le replat de l'accumulation se situe à 70 m d'altitude dans sa partie ouest et s'abaisse vers l'autre versant, où la moraine a été percée par la rivière. Elle a une largeur moyenne d'environ 300 m. Sa surface est défoncée par plusieurs cuvettes fermées (kettles) formées par la fonte des glaces enfouies.

L'autre accumulation que l'on considère comme glaciaire, compte tenu de sa morphologie et de sa localisation (site **ML-38**), est accrochée au versant est de la coulée Michel-Gagnon. Elle barre la vallée sur trois-quarts de sa largeur, à son débouché dans la dépression occupée par un delta fluvio-glaciaire (figure 4.9b). Sa longueur est de 160 m. Son replat, situé à 45-47 m d'altitude, est à peu près horizontal. En amont, la rivière s'est encaissée dans cette formation pour ensuite évacuer une grande partie des matériaux ne laissant qu'un lambeau triangulaire. De par son sommet plat, cette forme pourrait également être associée à un delta. Pourtant, l'absence de coupes et de tout autre élément qui attesterait d'une altitude du niveau marin au-dessus de 30 m dans la vallée, nous la considérons pour une moraine frontale.

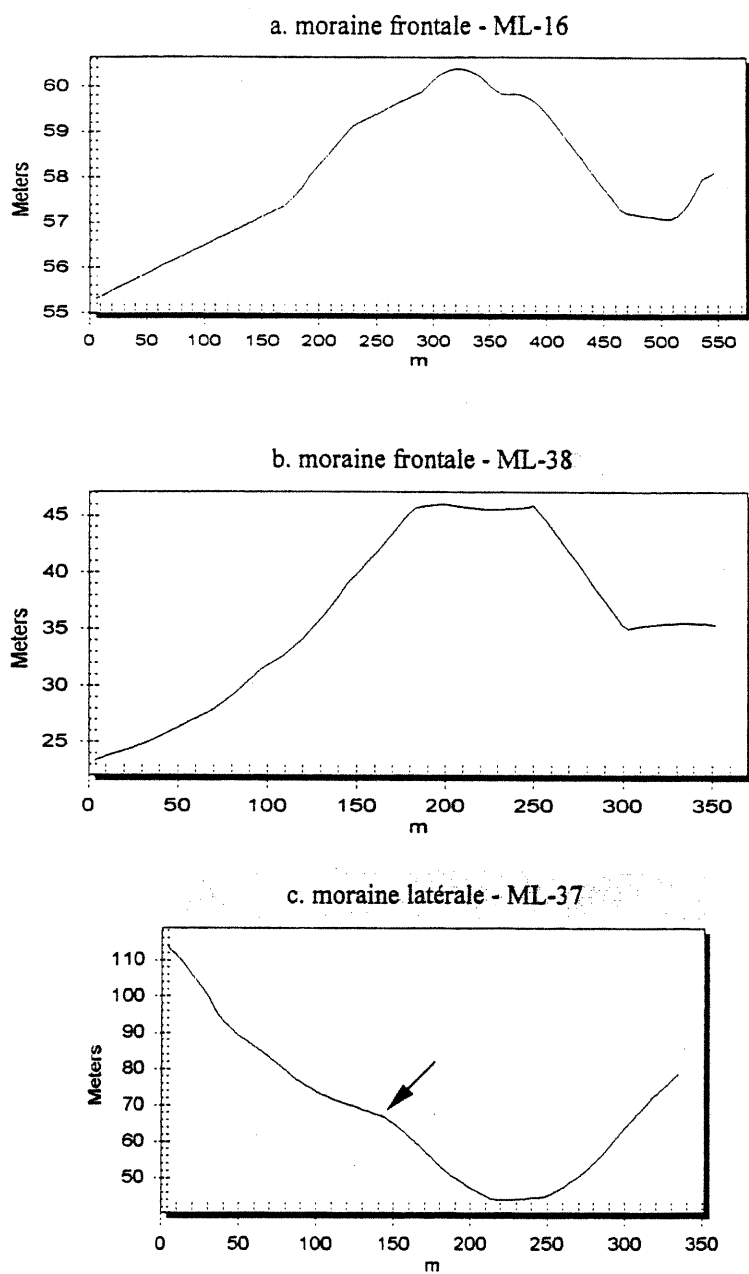


Figure 4.9. Profils des formes d'accumulation glaciaire - moraines



Figure 4.10. Dépôt glaciaire – moraine latérale (ML-37)

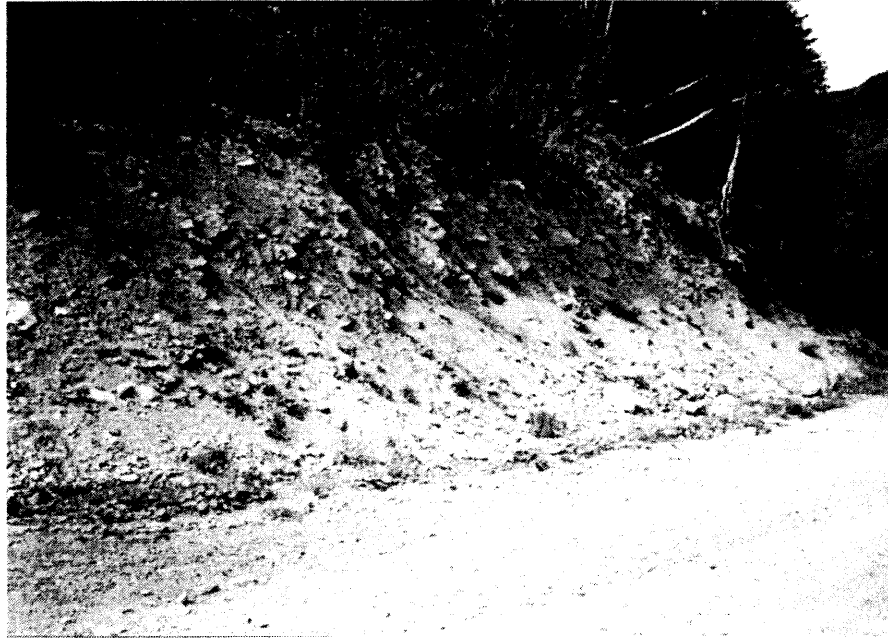
b. dépôts glaciaires identifiés à partir des coupes

Aussi dans le tributaire coulée Michel-Gagnon, une accumulation de 20-30 m de large est située sur le versant ouest et passe du SE au NO, de 90 m à 70 m, sur une distance d'environ 600 m. Une coupe dans le dépôt (site **ML-37**) montre une seule unité (figure 4.9c, 4.10). Elle est formée surtout de galets de dimension petite à moyenne, subangulaires et subarrondis, dans une matrice sableuse grise ou chamois. Les blocs sont rares. La stratification est faible et discontinue. Les sédiments sont moyennement triés. Parmi les erratiques on retrouve le plus souvent le syénite. Le granite est presque absent. L'absence d'une stratification visible dans ce dépôt nous a fait associer cette forme à une moraine latérale. Une autre interprétation pourrait aussi être prise en considération. Le fait que les sédiments ont un émoussé assez bon, allant de subangulaire (38%) à subarrondi (62%), l'origine fluvioglaciaire de cette forme (terrasse de kame) n'est pas exclue.

Deux autres accumulations glaciaires ont été rapportées par Hétu (1987). Le site **ML-12** représente le dépôt glaciaire le plus au nord de la vallée. Il est interprété comme une moraine latérale. De ce dépôt il ne reste qu'un lambeau dans une concavité de l'escarpement côtier situé vers 40 m d'altitude. L'autre accumulation, **ML-15**, se situe à 5 km environ de l'embouchure, accrochée au versant est de la vallée. Le petit lambeau, reste de l'accumulation, a une hauteur de 4-5 m par une largeur de 14 m à la base. Le replat est situé à 40 m d'altitude. Il est incliné vers la vallée. On note de forts contrastes granulométriques d'un lit à l'autre (sable, galets et blocs). Les galets sont arrondis et les blocs surtout subanguleux. L'épaisseur des lits varie de quelques centimètres à plus de 50 cm. Ils sont inclinés vers le NE de 20° à 25°. Ce dépôt est considéré comme une moraine kame.

Les autres accumulations glaciaires sont représentées par deux types de till.

a. Till d'ablation supraglaciaire



a. ML-33



b. ML-28

Figure 4.11. Till d'ablation supraglaciaire



Figure 4.12. Till d'ablation sous-glaciaire (ML-23)

Trois sites exposent ce type de till. Le dépôt le plus important se situe à 7.4 km de l'embouchure, dans la partie ouest de la vallée (**ML-33**) (figure 4.11a). Le replat, de 150 m de long, à une altitude de 56 m au contact du versant, s'incline vers SSE à un angle de 3°. Les matériaux dont la dimension varie du bloc au sable ne sont ni stratifiés, ni triés. La plupart d'entre eux sont subanguleux. Le dépôt contient 1 à 2% d'erratiques (granite, syénite, basalte). Plus en aval, au débouché du ruisseau à Tremblay, le site **ML-28** montre une accumulation semblable (figure 4.11b). Le replat de la coupe à 46 m d'altitude, est légèrement ondulé et incliné vers le SE à 4°. Plus au NE, un troisième dépôt constitue l'unité supérieure de la coupe **ML-19**. Cette coupe présente 2 unités. L'unité inférieure, d'une hauteur de 1.8 m (voir description plus en bas), est plus homogène du point de vue morphostructurale que l'unité 2. On remarque même un certain tri et une quasi-stratification vers la base de la coupe. Des erratiques provenant du sud (granite) y sont présentes. En raison de la présence des erratiques gaspésiens et des galets striés, nous avons interprété ce dépôt comme un till d'ablation sous-glaciaire. L'unité 1 (90 cm) se caractérise par un diamicton à matrice sableuse contenant des galets et des blocs subanguleux. Les matériaux ne sont ni triés, ni stratifiés. Le replat, à 35 m d'altitude, est large et incliné vers le SE. Deux blocs subanguleux d'environ 30 cm, l'un de granite, l'autre de syénite reposent sur sa surface, à quelques mètres de la coupe.

b. Till d'ablation sous-glaciaire.

Ce type de dépôt forme une importante accumulation qui colmate toute la partie ouest de la vallée principale, entre la coulée à Mélina et le ruisseau à Tremblay. Il est exposé dans les coupes **ML-22**, **ML-23** (figure 4.12), **ML-19**. Plusieurs caractéristiques morphostructurales nous amènent à le considérer comme till d'ablation sous-glacier. Le dépôt est compact, moyennement trié. Par endroit, on observe une faible stratification mais seulement sur de courtes distances (quelques dizaines de centimètres). La dimension des galets varie du petit à moyen ; 3% d'entre eux sont striés et leur émoussé est bon. Les blocs sont très rares. La matrice est sableuse, jaune-chamois, et grise par endroit. Du point de vue lithologique le dépôt est composé surtout de roches du

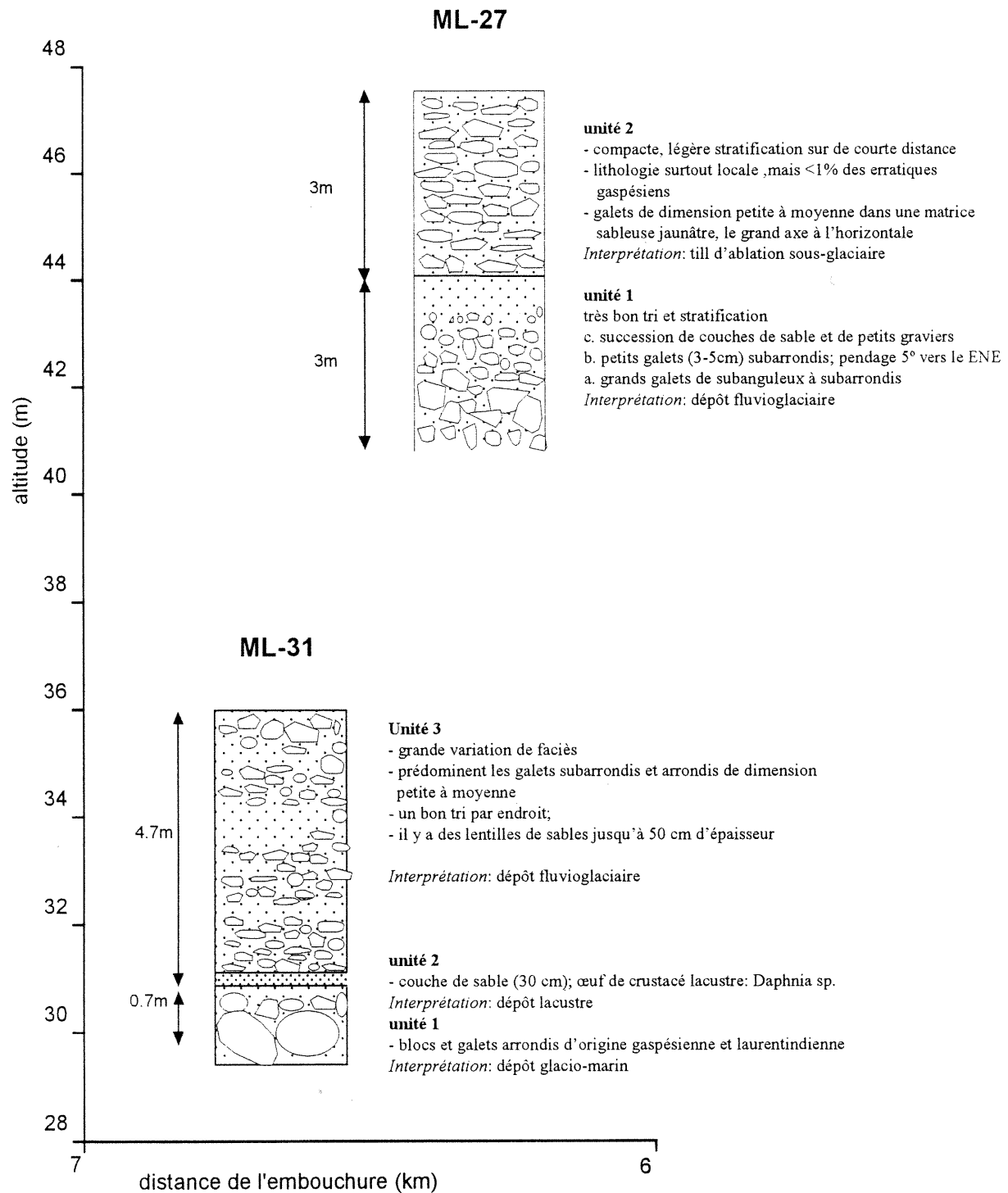


Figure 4.13. Stratigraphie des coupes ML-31 et ML-27

substratum local; il y a moins de 1% d'erratiques provenant des hautes terres. Le fait que les roches reposent avec la partie aplatie (le grand axe) à l'horizontale et qu'il manque de particules fines (argile) suggèrent que les sédiments furent déposés dans un milieu aquatique tranquille, au fur et à mesure que la glace de la base du glacier fondait (Bennett and Glasser, 1996). L'orientation prépondérante du grand axe des galets montre une direction de l'écoulement de la glace vers le NNE.

Un autre dépôt à la structure plus particulière est situé à 6.2 km de la côte. Il est accroché au versant ouest de la vallée, dans la partie gauche de la coulée à Bézo (ML-27). Le replat se situe à 47 m d'altitude et se penche doucement vers ENE à un angle de 3°. Le dépôt présente une structure plus complexe (figure 4.13). Deux unités ont été identifiées. L'unité supérieure (3 m) présente les mêmes caractéristiques morphosédimentologiques et lithologiques que celles des dépôts décrits plus en haut (ML-22, ML-23, ML-19). On remarque la présence des erratiques gaspésiens (< 1%, granite, syénite, basalte). La matrice est composée de sable grossier. L'unité 1 est fort différente et le contact avec l'unité 2 se fait par une discordance. Elle se caractérise par une très bonne stratification et tri des sédiments. On observe aussi un granoclassement des sédiments avec diminution de la dimension des particules vers le haut. Sur les premiers 75 cm, il y a une alternance de couches de sable et de petits graviers dans une matrice sableuse de 4-5 cm d'épaisseur. La sous-unité suivante (60 cm) est composée des galets subarrondis d'une dimension moyenne de 4-5 cm, tandis que dans la dernière subunité prévalent les grands galets, bien émoussés. Vers la base de l'unité 1, la dimension des sédiments diminue de nouveau. Les lits ont une pendage de 5° vers l'ENE (82°). Cette unité a certainement une origine fluvioglacière. Le fait qu'elle soit surmontée d'un dépôt de till d'ablation sous-glaciaire laisse supposer qu'il s'agit d'une récurrence de la glace. Dans une première étape, les eaux de fonte de la langue glaciaire, en retraite vers le sud, dépose l'unité 1. La succession des couches où la dimension des sédiments s'abaisse vers le haut suggère une retraite progressive de la langue glaciaire ou une diminution de la vitesse du courant, comme lors d'une décrue. Le dépôt de till de l'unité

2 est mis en place après que les sédiments fluvioglaciers soient à nouveau recouverts par la glace.

Aucun till de fond n'a été trouvé dans la région, que ce soit sur le plateau, ou dans le fond de la vallée. Les coupes, dont l'épaisseur ne dépasse pas 8 m, n'ont pas permis d'entrevoir si les dépôts reposent directement sur la roche en place ou s'ils surmontent des autres accumulations (sauf pour le cas du site **ML-27** où le dépôt de till de l'unité 2 repose sur des sédiments fluvioglaciers). Aucun erratique d'origine précambrienne n'a été observé dans les coupes. Il convient aussi de mentionner qu'aucun de ces dépôts ne contient de coquillages ou de traces quelconque de manifestation marine.

4.2.2. LES DÉPÔTS FLUVIOGLACIAIRES

Selon l'endroit de la mise en place de ces dépôts, il est possible de les classer en trois types: les terrasses de kame, les deltas fluvio-glaciaires et les épandages proglaciaires.

a. Terrasses de kame

Une seule accumulation ayant de telles caractéristiques a été cartographiée. Selon la classification de Héty (1987) il s'agit d'une terrasse de kame typique construite avec l'apport des sédiments allochtones. Le site **ML-17** est situé à 2.5 km du littoral et forme une terrasse accrochée au versant ouest de la vallée. Son replat, de 8 à 10 m de large, est situé à 28 m. Sur une épaisseur de 2 m, deux unités ont été identifiées (figure 4.14). Dans la première, les sédiments sont très bien triés et stratifiés et la plupart d'entre eux sont bien émoussés. Les lits, dont l'épaisseur varie entre 25 et 45 cm, se penchent vers le NE dans la sous-unité a, et vers l'ONO (290°) dans la sous-unité b. Les erratiques sont en proportion de 5%. L'unité 2 est composée de colluvions associées à un talus d'éboulis. Il s'agit uniquement de plaquettes anguleuses de schiste disposées à plat, le grand axe orienté dans le même sens que le versant. Le contact entre les unités est très net. Ce qui est à noter concernant ce dépôt est la présence d'un bloc de gneiss parmi les débris formant son éboulis.

b. Deltas fluvio-glaciaires

Ce type d'accumulation occupe une grande superficie dans la vallée. Plusieurs coupes ont aidé à les localiser et connaître leur étendue. Deux deltas ont été identifiés (figure 4.15).

L'un est situé à 4.5 km distance de l'embouchure, à environ 50 m à l'ouest de la route (site **ML-20**). Son replat, très large, à une altitude de 29 m, est à peu près horizontal. Le

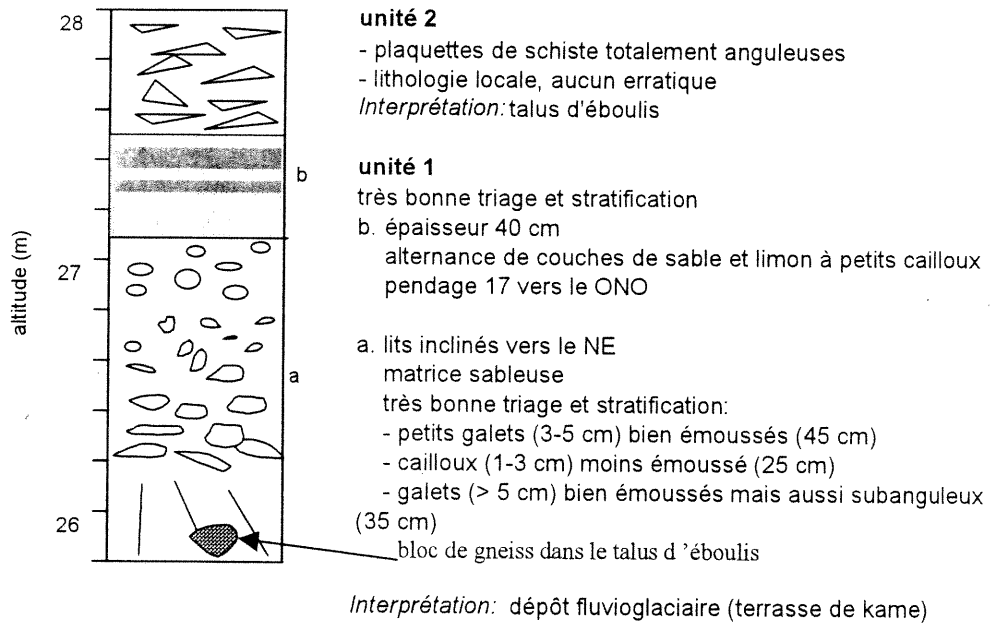


Figure 4.14. Dépôt fluvioglaciaire - terrasse de kame ML-17

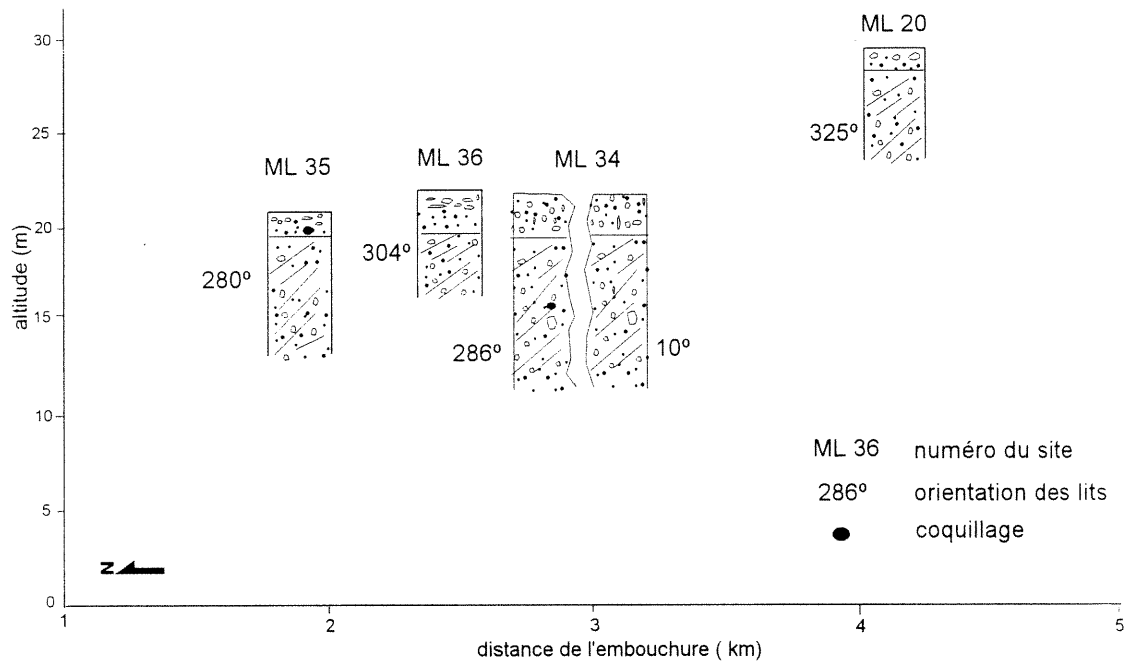


Figure 4.15. Coupes stratigraphiques dans des deltas proglaciaires

dépôt est composé de 2 unités. L'unité 1 (2.5 m) est composée de sable et de gravier bien triés et stratifiés. L'épaisseur des lits varie de quelques centimètres à 40 cm. Leur pendage est compris entre 17° et 19° vers le NO (315°). Le dépôt contient des erratiques dans une proportion de 11 % (6 % d'origine gaspésienne et 5% du côté nord). L'unité supérieure présente une stratification presque horizontale (légèrement incliné vers le NNO). Sur une épaisseur de 1 m on a identifié deux sous-unités. De bas en haut, une couche de sable grossier (20 cm) très bien trié, est recouverte d'une couche de galets (80 cm) moyennement triés et bien émoussés. Ici prédomine la lithologie locale. Entre les 2 unités il y a une discordance angulaire. L'unité 2 est considérée comme le lit sommital du delta. D'après l'orientation des lits, ce delta a été construit par les eaux de fonte provenant de la vallée principale. Sauf la présence d'erratiques de la côte nord, il n'existe pas d'autres indices attestant que les sédiments auraient été déposés dans la mer. Sa position, au sud des dépôts glaciaires (ML-22, 23, 19), et son altitude plus basse que l'altitude de ceux-ci, pourraient suggérer la construction de ce delta dans un lac de barrage morainique. Pourtant, aucune évidence n'appuie l'existence d'un lac dans cet endroit. L'âge de cette accumulation est également difficile à établir. Si l'on admet que le delta ait été construit dans la mer de Goldthwait, alors d'après la courbe d'émersion de la région, on lui attribuerait un âge d'environ 10 300 ans BP. Dans l'hypothèse d'un lac comme lieu de mise en place, il aurait dû être construit après la mise en place du dépôt de till situé en aval, soit vers la fin du Tardiglaciaire.

L'autre delta, plus vaste, est situé dans la partie est de la vallée, au confluent avec la coulée à Michel Gagnon. La structure de l'accumulation est très bien visible, grâce à plusieurs coupes : ML-34, ML-35, ML-36.

Le site **ML-34** est situé dans une gravière, de part et d'autre de la rue qui longe le tributaire Michel Gagnon, à environ 100 m du bourrelet dont la morphologie est celle d'une moraine frontale (ML-38). Les sédiments sont bien triés et stratifiés, avec un bon émoussé (figure 4.16a). Du point de vue lithologique, le pourcentage des erratiques

provenant également du nord et du sud atteint 14% (7% laurentidiens, 7% gaspésiens). En ce qui concerne la dimension des sédiments, elle varie dans une fourchette très large. On remarque la présence de blocs de gneiss de plus de 1.5 m longueur. Leur origine est certainement glacielle. Ils ont été transportés par les icebergs depuis la côte nord du Saint-Laurent. On distingue 2 unités. L'unité 1 (6 m) constitue les lits frontaux du delta. On remarque un fort contraste granulométrique d'un lit à l'autre (alternance de couche de sable et de gravier). L'épaisseur des lits varie de quelques centimètres à plus d'un mètre. Cette unité est fossilifère. Deux échantillons encore non-datés y ont été récoltés : l'un de *Mya arenaria*, à 16 m d'altitude, l'autre de *Macoma balthica*, à 14 m d'altitude (Gray). L'unité 2 n'a qu'une épaisseur d'environ 1 m. Elle est formée de rudites stratifiés de dimension variable. Les matériaux vont de subanguleux à subarrondis. Il s'agit probablement de la couche sommitale du delta. Les lits présentent deux orientations différentes (figure 4.15). Si l'on tient compte d'une part, de ce fait et aussi de l'orientation des lits des autres dépôts deltaïques plus au sud (ML-36, ML-35) se situant à la même altitude, et d'autre part, de la localisation de ces dépôts par rapport aux sources possibles d'eaux fluvioglaciaires, on conclut qu'il s'agit en effet de deux deltas construits dans la mer de Goldthwait par les eaux de fonte provenant également de la vallée principale et de la coulée Michel Gagnon. La même altitude du replat de ces 2 deltas (21-22 m) suggère le synchronisme de leur mise en place, d'après la courbe d'émersion vers 9400 BP. On observe même une zone dans la gravière où, sur quelques mètres de longueur et d'épaisseur, on remarque une perturbation de la stratification (figure 4.16b) et un entrecroisement des lits. On suppose qu'il s'agit du lieu de contact entre les 2 deltas, en tenant compte aussi du fait que, d'une part et d'autre de cet endroit, l'orientation des lits change.

Le delta du site **ML-36** diffère de celui décrit en haut par la dimension des matériaux et par la structure de l'unité 2. À cet endroit, dans les lits frontaux, on ne retrouve que du gravier et des galets de dimension allant de petit à moyen. Les blocs sont absents. Les lits penchent de 20° vers l'ONO (305°). Leur épaisseur varie entre 8 et 35 cm. L'unité 2 est formée à la base (55 cm) d'une alternance de couches de sable, de limon et de petits



a. lits frontaux



b. lieu d'entrecroisement des deux deltas

Figure 4.16. Delta fluvio-glaciaire (ML-34)

cailloux dans une matrice sableuse. La sous-unité supérieure (45 cm) est moins bien triée ; elle est composée des rudites de dimension variable (jusqu'à 25 cm) aux galets subanguleux à subarrondis. Le contact entre le lit sommitale (unité 2) et les lits frontaux est situé à 21 m. Le replat est très large, incliné vers l'OSO. Le contact avec le versant se fait par un segment concave. Ce dépôt ne contient pas de coquillage.

Le dernier site où se trouve une accumulation deltaïque (**ML-35**) a été ouvert récemment (1999) pour l'exploitation du gravier. Il se trouve à 1.8 km de l'embouchure dans le front d'une terrasse dont le replat est à 20 m d'altitude. L'unité 1 (6 m), les lits frontaux du delta, comprend des couches de rudites en alternance avec des couches de sables. Les matériaux sont bien triés. La dimension des galets varie de petite à grande, cependant aucun bloc n'a été trouvé dans le dépôt. Le pendage des lits est de 14°-16° vers ONO (280°). L'unité 2, d'environ 70 cm, est une accumulation stratifiée de sable et de gravier moins émoussé contenant des coquillages *Mytilus edulis* et *Mya arenaria* (non-datés) *in situ*. Le contact entre les 2 unités, à environ 19 m d'altitude, est marqué par une discordance angulaire. L'unité 2 constitue les lits sommitaux du delta.

c. les épandages proglaciaires

Le site le plus représentatif d'un tel dépôt est situé à 6.6 km de la côte, dans la rive ouest de la vallée. Son épaisseur de 5 m et sa position à proximité du site ML-27 (350 m plus au sud) nous offrent un aperçu sur les événements qui se sont déroulés dans la vallée, du moins pendant une certaine période. La coupe du site ML-31, dont le replat est situé à 36 m d'altitude, a une longueur de 25 m. Elle est composée de 3 unités (figure 4.13, 4.17). À la base de la coupe, des blocs et des galets arrondis forment une couche de 40 cm d'épaisseur. Il y a beaucoup d'erratiques gaspésiens et même des blocs de gneiss. Cette unité est recouverte partiellement d'une couche de sédiments fins composée essentiellement de sable (6.7% gravillon, 84.3% sable et 8% limon et argile). Son épaisseur varie entre 15 et 40 cm. La présence d'un œuf d'un petit crustacé lacustre de l'espèce *Daphnia* (classe des Cladocètes) nous mène à attribuer à ce dépôt une origine



Figure 4.17. Stratigraphie de la coupe ML-31

lacustre. L'unité supérieure se caractérise par une grande variation du faciès sur la longueur de la coupe. C'est un dépôt où prédominent les galets arrondis et subarrondis de dimension petite à moyenne. Le tri est très bon par endroit. Des lentilles de sable plus ou moins fin, dont l'épaisseur atteint 50 cm, sont présentes. Un tel dépôt où le faciès change fréquemment autant sur la verticale que sur l'horizontale est caractéristique pour la zone médiane de sédimentation proglaciaire (Bennett and Glasser, 1996). L'unité 1 est interprétée comme une accumulation des blocs glaciels. L'unité 3 est un dépôt proglaciaire - épandage fluvioglaciaire - typique.

4.2.3. DÉPÔTS MARINS

Les dépôts identifiés comme marins par la présence des mollusques entiers sont concentrés près de la côte, à moins de 2 km du littoral. Ils sont trouvés : 1. à l'intérieur des terrasses qui flanquent presque exclusivement le versant est de la vallée ; 2. à l'intérieur de la vallée, dans des dépôts marins recouverts par les dépôts de la plaine alluviale ; 3. sur les rivages littoraux à l'embouchure de la vallée (figure 4.6, 4.18). Ils sont surtout composés de sable et de gravier littoraux et infralittoraux. On a trouvé de l'argile marine dans un seul endroit, le site ML-T1.

Le plus haut dépôt marin attesté est accroché au versant est de la vallée, à 1.7 km de l'embouchure (**ML-18**). Son replat, à 29 m d'altitude, s'encline vers le SO (2°) ; il se raccorde au versant par un segment concave. La lithologie est surtout locale, mais des erratiques des hautes-terres et de la côte nord (gneiss) sont également présents. Le dépôt est constitué de sable et de gravier moyennement triés et stratifiés. Les matériaux sont assez bien émoussés, surtout les erratiques, et leur grand axe est disposé à l'horizontale. Cette terrasse est la plus haute manifestation incontestablement marine dans la vallée. D'après la courbe d'émersion (Hétu, 1987), sa construction devrait se situer vers 10 300 BP.

Dans la même partie de la vallée, à quelques dizaines de mètres plus au nord, il y a un dépôt marin d'eau peu profonde décrit initialement par Hétu et Gray (la coupe ML-1, 1980, figure 12) et en plus de détail par Gray (non publié). Ce sont des accumulations gravelo-sableuses fossilifères, stratifiées et bien triées, situées vers 19 m d'altitude. En toute, neuf dates ont été obtenus pour ce dépôt par différents chercheurs (Hétu et Gray, 1980 ; Chauvin, 1984 ; Gray, non publié), dont quatre provenant des laboratoires GSC et DICARB sont retenues comme les plus fiables (figure 4.18). Voici l'interprétation détaillée de la stratigraphie qui nous a été fournie pour une coupe de 11 m dans ce dépôt par Gray.

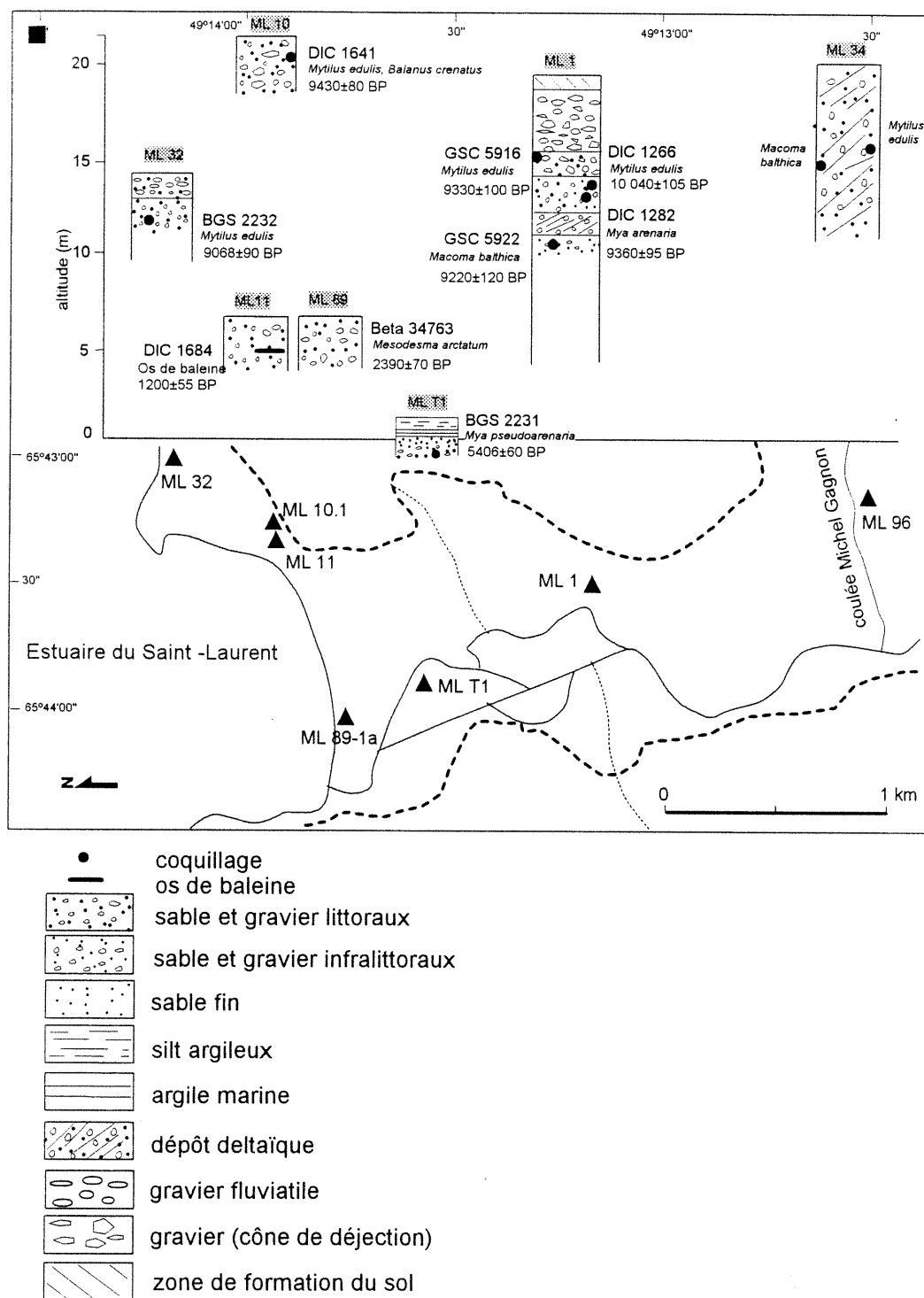


Figure 4.18. Localisation et stratigraphie des coupes fossilifères

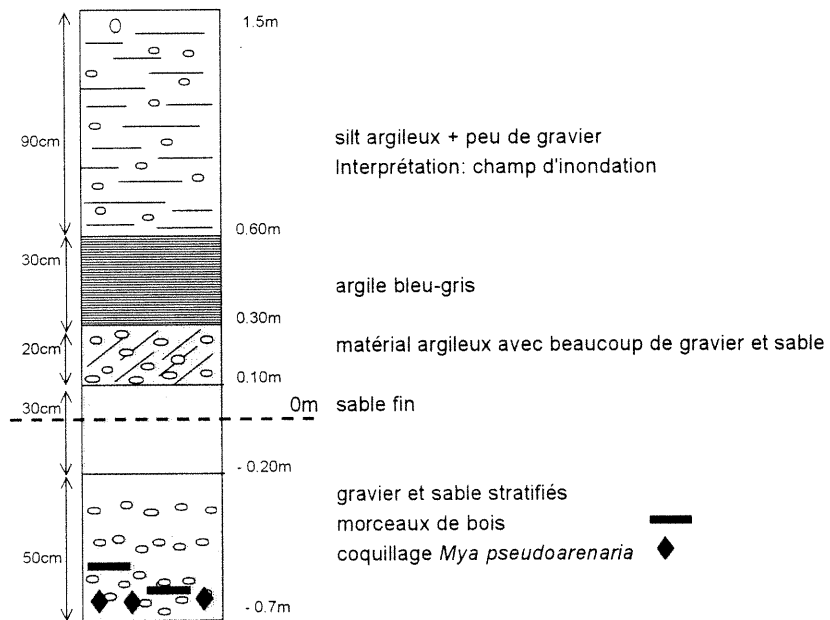


Figure 4.19. Stratigraphie de la coupe ML T1

À la base de la coupe, sur environ 1 m, des sables et des graviers fins contenant une petite quantité de coquillages ont été interprétés comme un cône de déjection dont la source se trouve sur le versant est de la vallée. L'unité suivante, très riche en coquillage (*Mya arenaria*, *Macoma balthica*), est composée des sables et des graviers fins et stratifiés. L'origine de ce dépôt est marine (sous-littoral). Deux dates de 9220 ± 120 BP (GSC 5922) et 9360 ± 95 BP (DICARB) ont été obtenues de cette unité, respectivement pour les mollusques de *Macoma balthica* et *Mya pseudo-arenaria* en position de vie. Cette unité est recouverte sur une épaisseur d'environ 1 m des lits deltaïques peu fossilifères où dominent les graviers. Ils sont orientés vers le NNE (18°). L'unité est considérée comme les lits frontaux d'un petit delta. L'unité 4 est un dépôt non-fossilifère qui se caractérise par une succession des lits de sable et occasionnellement de gravier fin. L'unité 5 a une épaisseur de 1.5 m et est formée des graviers subarrondis. On note la présence de beaucoup d'erratiques gaspésiens : granite, syénite. Les coquillages y sont représentés abondamment et exclusivement par *Mytilus edulis*, et cette unité est interprétée comme un cordon ou flèche littoral. Deux échantillons de *Mytilus edulis* ont livrés les âges de 9330 ± 100 (GSC 5916) et $10\ 040 \pm 105$ (DIC 1266). Ces sédiments d'origine marine sont recouverts au sommet de la coupe par l'unité 6, composée d'environ 3 m de plaquettes de schistes, qui représente un extension sur la terrasse marine d'un éboulis stratifié provenant du versant immédiatement à l'est (Hétu et Gray, 1980 ; Hétu, 1987).

La coupe **ML-32**, située à 14 m d'altitude et à quelques dizaines de mètres de la côte, expose une unité inférieure (60 cm) formée de sable et de gravier stratifiés. Dans cette unité, on note la présence sur quelques dizaines de centimètres du coquillage *Mytilus edulis*, dont la datation a livré un âge de 9068 ± 90 BP (BGS 2232). C'est un dépôt marin d'eau peu profonde. Elle est recouverte sur 1.2 m par une accumulation gravelo-sableuse stratifiée, non-fossilifère. Les matériaux présentent un bon émoussé. Il s'agit probablement d'une accumulation fluviale.

Le versant ouest de la vallée est presque totalement dépourvu de dépôts marins. Il y a une seule terrasse située à 1.1 km de l'embouchure (figure 4.6) contenant quelques colonies de coquillage et dont le replat est à 12 m d'altitude (**ML-26**).

L'évidence pour un niveau marin plus bas que l'actuel a été livrée par la coupe **ML-T1**. Il s'agit en effet d'un trou creusé par pépinière dans le dépôt alluvial entre les deux bras de la rivière, à une distance de 400 m du littoral (figure 4.18, 4.19). La succession stratigraphique: gravier - sable - argile est représentative d'une transgression marine (figure 4.18). Dans l'unité inférieure on a trouvé des morceaux de bois et des coquillages. La datation effectuée sur un échantillon de *Mya pseudoarenaria* extrait à - 0.7 m de profondeur confirme un niveau des eaux de la mer de Goldthwait plus bas que l'actuel vers 5406±60 BP (BGS-2231). Pendant la remontée qui a suivi cet abaissement du niveau marin a été construit le poulcier qui barre aujourd'hui la baie et dont le replat se situe vers 6-7 m d'altitude. Les échantillons extraits de deux coupes situées dans ce dépôt - *Mesodesma arctatum* (**ML-89**) et un os de baleine (**ML-11**) ont permis la datation de cette forme.

5

**CADRE CHRONOLOGIQUE
À PARTIR DES DATES ¹⁴C**

5. CADRE CHRONOLOGIQUE À PARTIR DES DATES ^{14}C

Les neuf dates ^{14}C disponibles pour la vallée de Mont-Louis (figure 5.1) ont permis de suivre le déroulement des événements et de construire la courbe d'émersion pour cette vallée (figure 5.2). Cinq autres dates disponibles obtenues sur des coquillages recueillis par Chauvin (1984), Hétu et Gray (non publiées) sont indiquées en figure 5.1, mais n'ont pas été utilisées pour la courbe d'émergence. Elles proviennent du laboratoire QU du Ministère des Richesses naturelles du Gouvernement du Québec, dont plusieurs résultats se sont avérés carrément erronés à l'époque où les datations ont été effectuées.

Les âges ^{14}C n'ont pas été corrigés pour l'effet de réservoir car le vieillissement qui en découle, environ 400 années en moyenne pour les eaux des milieux arctiques (Lauriol et Gray, 1997) est compensé par un effet de rajeunissement dû au fractionnement du ^{13}C . On considère que la calibration des âges ^{14}C s'impose en tenant compte de deux différences majeures entre les âges ^{14}C et les âges calendriers : 1. la tendance des âges radiocarbone à être plus jeunes que les âges calendriers pour les derniers 20 000 ans ; 2. l'existence de plateaux causés par la variation à court terme dans la production du ^{14}C (Bartlein *et al.*, 1995). La présence des plateaux rend difficile l'attribution de l'âge réel à un âge ^{14}C . Plusieurs âges calibrés peuvent correspondre à un âge ^{14}C à l'intérieur des limites du plateau.

Parmi nos données, une seule datation, qui a livré l'âge de $10\,040 \pm 105$ BP (DIC 1266), se situe dans l'un des plateaux identifiés par Stuiver and Reimer (1993) - celui autour de 10 000 BP ans. Cette date pose également un problème en raison de sa position dans la coupe (figure 4.18). Le coquillage qui a fourni cet âge a été recueilli à 0.5 m au-dessus d'un autre échantillon extrait de la même coupe et daté de 9360 ± 95 BP (DIC 1282) (coupe ML 1). L'écart est de presque 700 ans entre les âges ^{14}C de ces deux échantillons qui normalement devraient avoir le même âge. On est confronté à une situation semblable en ce qui concerne les deux autres dates de cette coupe. L'âge de 9220 ± 120 BP obtenu sur *Macoma balthica*, recueilli dans l'unité 2 à 11 m d'altitude, est plus jeune

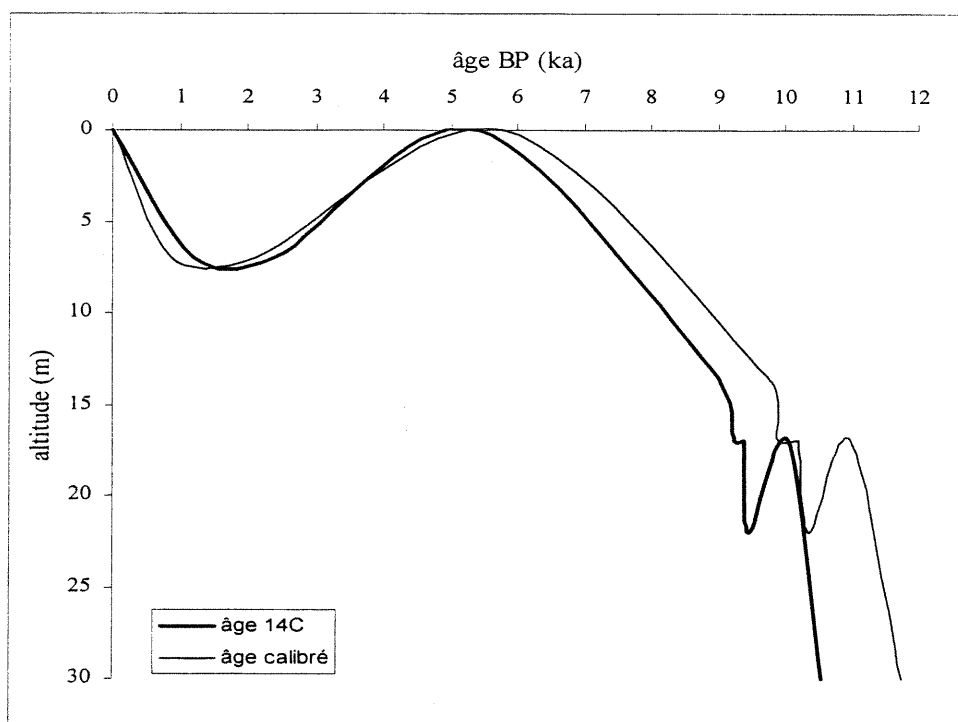


Figure. 5.2. Courbe d'émersion de la vallée de Mont-Louis

que celui livré par *Mytilus edulis* de l'unité 5, à 16 m d'altitude - 9330±100 BP (GSC 5916) (fig. 4.18, 5.1). Ces inversions stratigraphiques des dates pourraient être causées par les erreurs inhérentes aux datations des mollusques marines : variations dans le taux de fractionnement, effets de réservoir ou écarts statistiques dans le comptage de laboratoire.

Contrairement à l'avis selon laquelle la vallée de Mont-Louis a été déglacée très tôt (Hétu, 1987 ; Hétu et Gray, 2000a) - événement considéré comme contemporain à l'ouverture de la baie de vèlage dans l'estuaire du Saint-Laurent -, toutes nos données morphostratigraphiques, lithologiques et chronologiques (dates ^{14}C) indiquent la persistance de la glace dans la vallée longtemps après l'amorce de la déglaciation (13 500 BP), jusque vers 10 300 BP en aval du ruisseau à Tremblay et encore plus tard au sud de celui-ci.

Le plus haut niveau marin est marqué par un lambeau de terrasse d'accumulation d'eau peu profonde (**ML-18**). Son âge, d'après la courbe d'émersion de la région se situerait vers 10.3 ka BP (figure 3.1.E). La présence de coquillages et de fragments de gneiss à plusieurs endroits de la vallée, uniquement sous cette altitude, peut être considérée comme un indicateur supplémentaire de l'altitude maximale des eaux marines. Bien que le delta du site **ML 20** soit situé à la même altitude de 29 m, seule la présence d'erratiques provenant de la côte nord (gneiss) indiquerait que ces sédiments se soient déposés dans la mer. De plus, à la différence de plusieurs autres vallées côtières dans le nord de la Gaspésie, notamment Marsoui et Anse-Pleureuse (Hétu et Gray, 2000a), aucun dépôt d'argile glacio-marine fossilifère de la phase de la mer de Goldthwait I n'a été trouvé à la base des dépôts dans la vallée de Mont-Louis. Compte tenu de ces faits, il nous semble justifié de fixer le niveau maximal atteint par la mer de Goldthwait dans la vallée de Mont-Louis à 30 m et de supposer que la langue glaciaire atteignant la côte ait bloqué la pénétration des eaux marines jusque vers 10 300 BP.

Au cours des 500 ans suivants, la mer s'est retirée progressivement à un rythme d'environ 2.6 cm/an et le niveau marin s'abaisse jusqu'à 17 m.

L'étape qui suit s'étend sur une période assez longue (environ 800 ans). Elle comprend une phase de transgression d'environ 5 m et un abaissement par la suite du niveau marin de nouveau à 17 m vers 9200 BP. Pour cette période il y a 5 dates prises sur des coquillages de 2 sites différents (figure 4.18). Le niveau de 17 m est très bien représenté par les dépôts marins (terrasses) situés dans la partie est de la vallée, en aval de la coulée Michel Gagnon. La remontée des eaux après 10 000 BP est confirmée par la date obtenue sur des coquillages recueillis à 20.5 m (DIC 1641, 9430±80 BP), dans un dépôt marin d'eau peu profonde, près de la côte (ML-10.1) (figure 4.18). Bien qu'il n'y ait pas de datations sur des coquillages provenant du complexe deltaïque (ML 34, 35, 36), l'altitude de cette accumulation (21-22 m) laisse supposer sa construction vers 9400 BP par l'apport des eaux de fonte des langues glaciaires de la vallée principale et de l'affluent coulée Michel Gagnon.

La période suivante comprise entre 9.2 ka et 9.0 ka BP est marquée par une chute très rapide du niveau marin. Le taux de régression pour cette période est de 2.7 cm/an. Vers 9.1 ka BP, la mer est à 12-13 m (BGS 2232). Une terrasse située à cette élévation, dont le replat est très bien conservé (ML-26), se retrouve dans la partie ouest de la vallée; une autre (ML-32) se situe à l'extrémité NE de la baie.

La phase de régression se poursuit après cette date à un taux moins élevé que le précédent (0.28 cm/an). Les eaux marines se retirent jusqu'à un niveau situé sous le niveau marin actuel. La datation des coquillages recueillis à -0.7 m, à la base de la coupe ML-T1 dans un dépôt littoral, a donné un âge de 5406±60 (BGS 2231). Même la stratigraphie de la coupe est typique pour une transgression; on y observe de bas en haut, gravier - sable - argile (figure 4.19).

Après cette étape régressive, on enregistre une remontée des eaux marines jusqu'à une altitude de 7 m qui est atteinte au plus tard vers 2400 BP (Beta 34763). Cette transgression est responsable de la construction de la flèche littorale qui barre la baie d'un côté à l'autre. La lagune formée en arrière de celle-ci s'est maintenue assez longtemps, jusqu'au début du 20^{ième} siècle (Hétu, 1987). Selon Dionne et Coll (1995), cette transgression "laurentienne" serait reliée à la migration tardive du matériel du manteau vers le centre de dispersion de l'Inlandsis laurentidien.

Le niveau marin actuel est atteint à la suite par l'abaissement progressif mais assez rapide (0.58 cm/an) des eaux.

Dans la vallée de Mont Louis, les traces de rivages marins les plus évidentes sont situées à 30 m (10 300 BP), 22 m (9400 BP), 17 m (10 000 - 9500 BP; 9300 - 9200 BP), 13 m (9000 - 9100 BP) et 6-7 m (2400 - 1200 BP).

ÉVOLUTION DE LA VALLÉE DE MONT-LOUIS

- 6.1. ÉTAPE GLACIAIRE
- 6.2. DYNAMIQUE TARDIGLACIAIRE
- 6.3. L'Holocène

6.1. ÉPOQUE GLACIAIRE

La controverse quant à l'origine de la glace qui a recouvert la Gaspésie centrale pendant le Wisconsinien n'est pas encore résolue. Néanmoins, les chercheurs s'entendent sur un point : l'érosion exercée par la glace fut faible. Nous appuyant sur ce fait et suite à nos propres recherches, nous soutenons l'hypothèse que cela serait dû au recouvrement de cette région par une calotte locale mince (Veillette et Cloutier, 1993) et non au changement dans le régime thermique de la base de la glace de l'inlandsis laurentidien (Chauvin et David, 1987 ; Charbonneau et David, 1993). Dans ce travail, nos conclusions se basent sur des évidences fournies par les formes d'érosion et d'accumulation glaciaire. La glacio-isostasie et les rares occurrences d'erratiques possiblement d'origine laurentidienne dans le centre et l'est de la Gaspésie appuient cette affirmation (Hétu et *al.*, 1997 ; Csiki et *al.*, 2000). Étant donné qu'une réponse pertinente à une telle question ne peut pas être résolue sur un territoire restreint, notre aire de recherche est bien plus étendue que le bassin de la vallée de Mont-Louis.

À l'échelle de la région, il n'y a aucune marque d'érosion ou d'accumulation pouvant être attribuée à un écoulement vers le sud. Par contre, tant les macro- que les microformes glaciaires témoignent d'un mouvement de la glace des hautes terres vers l'estuaire du Saint-Laurent. Les vallées principales, élargies et en forme d'auge seulement sur quelques kilomètres avant d'atteindre la côte, et le façonnement en forme de col de leurs têtes plaident en faveur d'une calotte locale. Ses émissaires, descendant vers la côte, auraient défoncé les têtes des vallées avant d'être canalisés dans leur secteur aval. D'autre part, les cirques glaciaires, assez nombreux sur la zone côtière, gardent une forme fraîche et leurs couronnes sont circulaires. Aucun des 12 cirques de cette région, dont les caractéristiques morphométriques ont été étudiées par Marquette (1999), n'a la tête défoncée. Quelques flyggbergs (Hétu, 1987 ; Gagnon, 1997) cartographiés dans la région des vallées de Marsoui et Mont-Louis montrent une orientation vers le NNO ou NE. Les stries glaciaires indiquent l'existence d'un écoulement radial, principalement vers le NE (40°) et le N à l'est de la rivière Mont-Saint-Pierre (Chauvin et David, 1987 ;

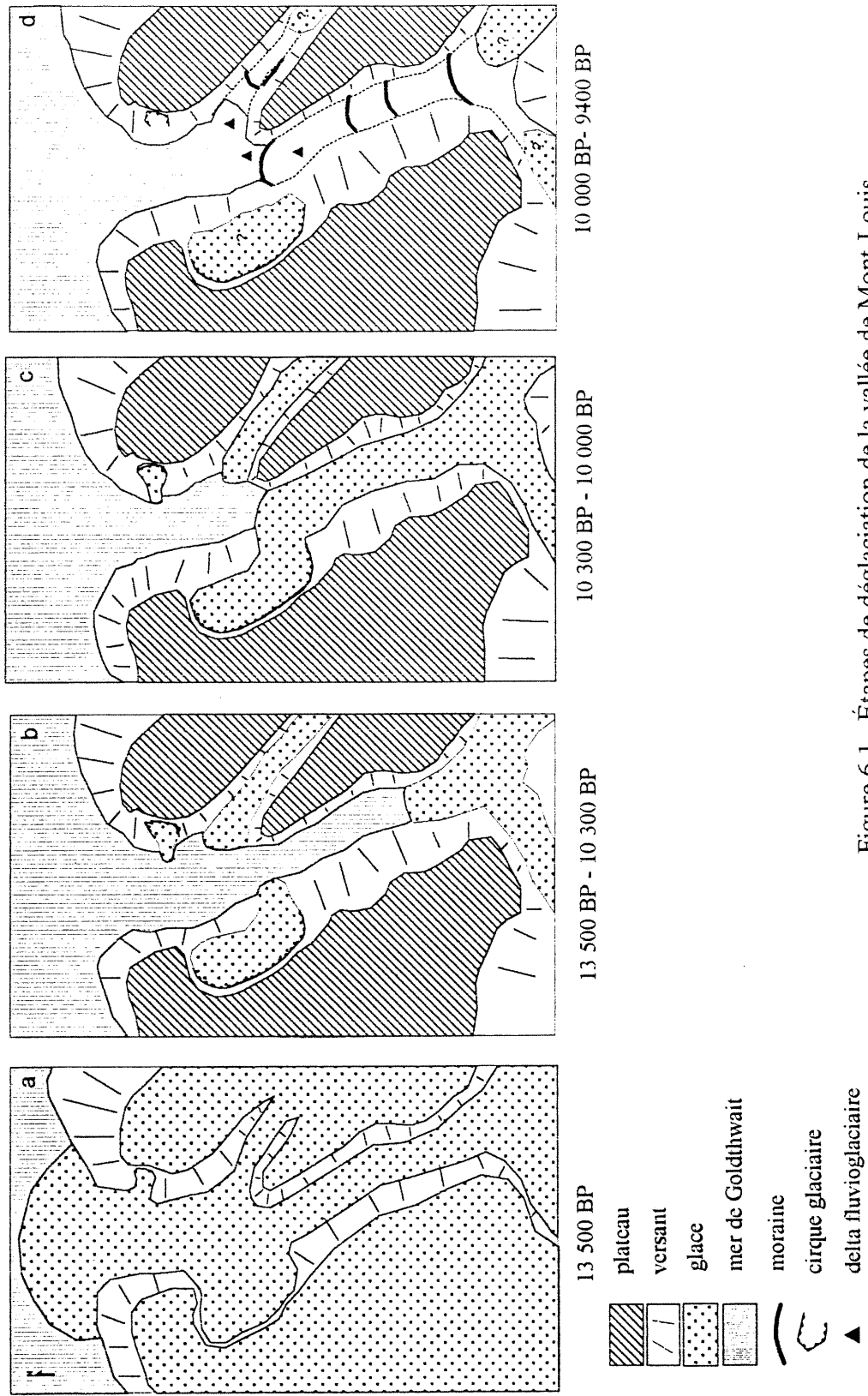


Figure 6.1. Étapes de déglaciation de la vallée de Mont-Louis

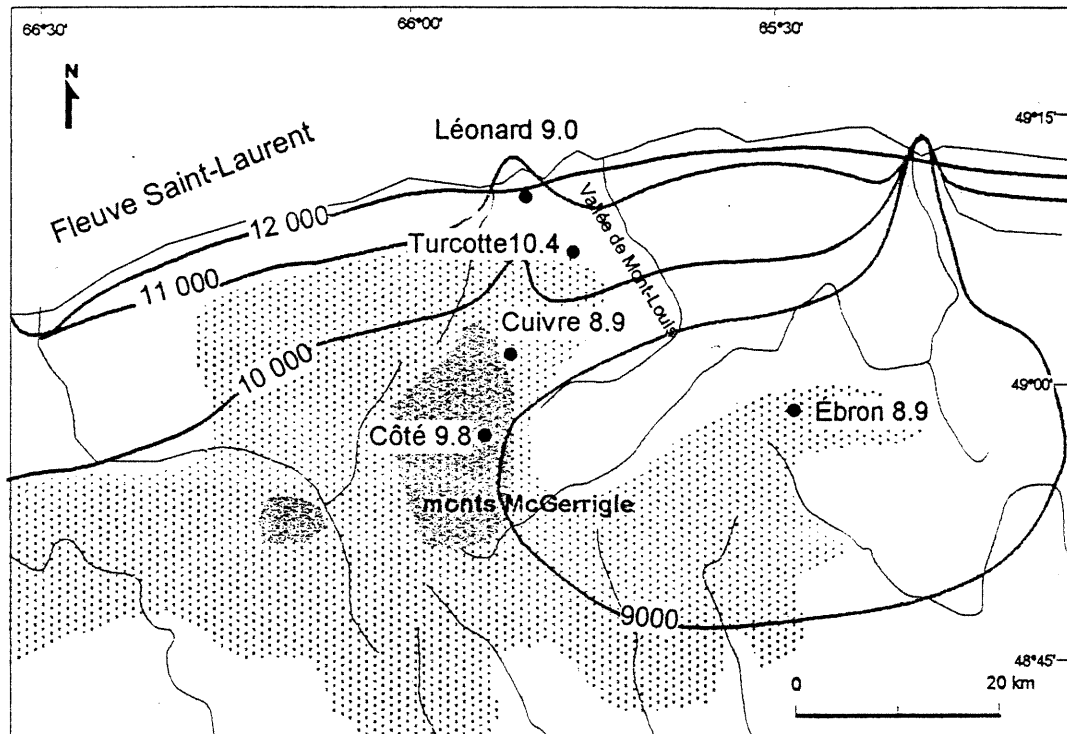
Veillette et Cloutier, 1993) et vers le N et NO à l'ouest de celui-ci (Gagnon, 1997). La présence de quelques stries semblant être les plus anciennes, orientées vers le SSE (160°) (Chauvin et David, 1987), au sud de la Rivière Madeleine, pourraient se justifier si l'on admettait l'existence d'un centre de distribution de la glace un peu plus au nord des monts McGerrigle (Csiki et *al.*, 2000). Les deux séries de stries entrecroisées du site près du lac de Mont Louis (la plus ancienne orientée vers le NE, l'autre plus récente vers le NNO (figure 2.3)) appuient l'idée de changement de l'écoulement du NE vers le N, à la suite de la progression de la baie de vêlage dans l'estuaire du Saint-Laurent (Charbonneau et David, 1993). La faible capacité d'érosion de la glace se reflète aussi dans les caractéristiques des dépôts d'accumulation : sur les plateaux, le till se présente surtout sous forme de blocs isolés qui reposent sur la roche en place ou sur des dépôts préglaciaires qui n'ont pas été partout enlevés ; dans les vallées, les accumulations sont peu nombreuses et, en général, leur volume est réduit, exceptant quelques moraines frontales et latérales (Hétu, 1987).

6.2. DYNAMIQUE TARDIGLACIAIRE

La déglaciation amorcée vers 13 500 BP (âge ^{14}C) (Hétu et Gray, 2000a) s'effectue à la fois par amincissement progressif de la glace et par ablation des marges glaciaires le plus souvent en contact avec les eaux marines. Selon nos observations, dans la vallée de Mont-Louis, la glace est restée longtemps, près de 3000 ans, après le début du retrait de la glace vers le sud. Étant donné que la plus haute trace évidente de l'invasion marine ne se retrouvent qu'à 30 m d'altitude, on suppose que la vallée ait été entièrement occupée par la glace jusqu'à au moins 10 300 BP (âge ^{14}C) - selon la courbe d'émersion disponible pour la région septentrionale de la Gaspésie (Hétu et Gray, 1981; Hétu 1987) (figure 6.1.a). Il est même possible que la langue glaciaire ait dépassé la limite de la côte actuelle pendant cette période et, que son retrait ait été rapide, car aucune accumulation frontale témoignant d'une stagnation de la glace n'a été trouvée dans le secteur situé en aval de ruisseau à Tremblay.

La distance maximale sur laquelle les eaux de la mer de Goldthwait auraient pénétré dans la vallée, après le retrait de la glace vers le sud, est d'environ 7 km. Dans ce contexte, il importe premièrement de mentionner que le seul dépôt possiblement d'origine glacio-marine (**ML-31**) est situé dans la partie de la vallée dominée par des dépôts glaciaires et fluvioglaciaires (à 6.6 km de l'embouchure) (figure 4.17). L'unité basale (à une altitude d'environ 30 m) est formée surtout de blocs et de galets bien émoussés de dimension grande et moyenne (10-30 cm), interprétée comme une accumulation de blocs glaciels dans une situation d'estran. Mentionnons la présence de deux blocs de gneiss laurentidien parmi les débris de cette unité. À en juger l'altitude, cette unité aurait été mise en place après 10 300 BP. Le dépôt est azoïque. C'est à cette époque que la vallée aurait donc dû être libérée de glace, au moins sur une distance d'environ 7 km de l'embouchure actuelle et le front glaciaire assez éloigné de la côte. Il pourrait s'agir même d'une baie de vélage. Tandis que le cours principal de la vallée de Mont-Louis est submergé par les eaux marines, les embouchures des principaux tributaires restent englacées (figure 6.1b). Cette baie, abondamment alimentée par les eaux de fonte, n'aurait guère été propice à la croissance des mollusques. L'unité basale est recouverte partiellement par une couche de sable d'origine lacustre (figure 4.13). L'hypothèse de la formation d'un petit lac à cet endroit serait qu'une oscillation mineure du front glaciaire aurait pu survenir pendant le retrait de la glace vers le sud. Les eaux de fonte aurait été bloquées par une accumulation de till mise en place suite à cette récurrence.

Le retrait des glaces dans la vallée était accompagné de sa disparition du plateau côtier. Selon une date sur la matière organique, le lac Turcotte est déglacé déjà à 10.4 ka BP (Labelle et Richard, 1984) (figure 6.2). Vers la fin du Tardiglaciaire, après une période de fonte quand des dépôts fluvioglaciaires de faciès terrestre d'au moins 5 m d'épaisseur remplissent la vallée (figure 4.17), la glace réavance (figure 6.1.c). Le front glaciaire s'arrête à quelques 2.5 km de la côte et, pendant une période de stagnation, est mise en place la première moraine frontale d'une série de 4 (ML 22-23-19, 15, 33, 16), qui marquent le retrait de la langue glaciaire vers l'intérieur des terres. La construction de



— 10 000 — isochrones de déglaciation

• lac

8.9 âge 10^3

Figure 6.2 . Déglaciation de la région de la vallée de Mont-Louis
Source: Richard et al. 1997

ces moraines témoigne d'au moins 4 haltes (périodes de stagnation) de la langue glaciaire dans la vallée principale ce qui signifie que le processus de déglaciation n'a pas été continu. Cette récurrence, bien qu'à la charnière Pléistocène-Holocène, donc vers la fin du Dryas récent, est quand même envisageable si l'on tient compte des masses de glace recouvrant encore les arrières-pays côtiers et les hautes-terres (Richard et *al.*, 1997). Tandis que la disparition de la glace sur le plateau gaspésien s'est faite plus tôt : lac Turcotte, $10\,360 \pm 170$ BP (DIC-2165), les deux lacs Côté et Ébron, situés au sud des sources de la vallée de Mont-Louis, ont été déglacés assez tardivement : $9810 \text{ BP} \pm 190$ (GSC-1799) et 8880 ± 70 BP (To-3729) (figure 6.2). Donc il y avait encore des sources d'alimentation des petites langues glaciaires disponibles.

Les arguments en faveur de la récurrence sont de l'ordre a) stratigraphique, b) lithologique et c) contexte morphologique. En ce qui concerne le premier, la succession des unités dans les deux coupes avoisinantes ML 31 et ML 27 (de bas en haut : marin, fluvioglaciaire, fluvioglaciaire, till (figure 4.13), témoigne d'une telle récurrence. La présence de quelques blocs de gneiss dans le delta du site ML 20, suppose une reprise des blocs, après y avoir été transporté par les icebergs provenant de la côte nord. Étant donné que ce delta est situé en amont d'une grande accumulation de till (ML 22, 23, 19) et que les lits sommitaux ne sont pas recouverts par d'autres sédiments, il est plus plausible que l'accumulation de ce dépôt se soit faite dans un lac de barrage morainique après la mise en place de ce dépôt de till ; ainsi, après la récurrence et avant que les eaux de fonte ne percent la moraine, c'est à dire vers 10 000 BP . Le contexte morphologique d'une terrasse de kame (ML 17), suggère que pendant la récurrence, le front glaciaire aurait dépassé l'embouchure de la rivière à Tremblay avant de s'y stabiliser, permettant la formation de cette terrasse (figure 4.14).

Pour la même période du Tardiglaciaire, on remarque aussi la reprise de l'activité des glaciers de cirque. Situés dans le rebord du plateau gaspésien, les trois cirques inventoriés semblent avoir été actifs pendant tout le Tardiglaciaire. Notre affirmation se base sur les caractéristiques morphologiques des ceux-ci: tête non-défoncée et couronne

régulière. Le fait que le plancher ne soit pas surcreusé, ce qui renforcerait cette affirmation, pourrait être dû d'une part, à la friabilité des roches du substratum, donc une colmatage rapide du surcreusement pendant le Holocène, d'autre part, à la période de temps assez courte qui n'a pas permis un surcreusement trop profond (figure 4.3D, 4.7). Il ne faut pas ignorer que la préservation de leur forme est due partiellement à la minceur de la calotte locale et, par la suite, à une faible érosion exercée par la glace. Selon Hétu et Gray (2000a), l'existence d'un plateau propice à la déflation éolienne au-dessus des cirques aurait favorisé l'alimentation des glaciers de cirque. D'autre part, le dégagement de la glace du golf du Saint-Laurent a probablement constitué une excellente source de neige qui aurait contribué non seulement à l'alimentation des glaciers de cirque, mais aussi de la glace de plateau.

6.3. L'HOLOCÈNE

À partir de 10 000 BP, sur une période d'environ 800 ans, d'importantes accumulations d'origine marine et fluvioglaciaires sont mises en place au nord du ruisseau à Tremblay. On se retrouve au début de la deuxième phase de la mer de Goldthwait correspondant à la séquence régressive principale (Hétu, 1987). Elle se caractérise par la mise en place de dépôts marins plus grossiers, de sable et de gravier littoraux et par la présence d'espèces d'eau plus chaude : *Mya arenaria*, *Macoma balthica*, *Mytilus edulis*, *Balanus crenatus*. La construction du complexe deltaïque dans la partie est de la vallée, à l'embouchure de la coulée Michel Gagnon, constitue l'un des événements les plus importants de cette période (figure 6.1d). Comme le montre l'orientation des lits frontaux (figure 4.15), cette accumulation fluvioglaciaire fut mise en place par l'apport des eaux de fonte provenant également de la vallée principale et de son affluent, la coulée Michel Gagnon. Bien qu'aucune datation n'ait pas été faite sur les coquillages du delta, nous avons utilisé les autres dates obtenues pour ce niveau marin dans la vallée afin d'obtenir son âge (figure 5.1). La construction de cet imposant complexe deltaïque qui s'achève avant 9350 BP implique un régime hydrosédimentaire de type proglaciaire, indiquant la présence des masses glaciaires encore importantes dans le bassin versant de

la vallée. De telles accumulations proglaciaires mises en place vers la fin du Tardiglaciaire et au début de l'Holocène furent également signalées dans d'autres vallées côtières de la région septentrionale de la Gaspésie: les vallées des rivières à Claude, de Mont-Saint-Pierre, du Gros Morne (Hétu, 1987; Hétu et Gray, 2000a).

Suite à la disparition de la glace, le réseau fluvial s'organise et devient le principal agent d'érosion dans la vallée. Le cours principal et ses affluents jouent un rôle important dans la redistribution des dépôts existants dans la vallée. Durant l'abaissement du niveau marin, les rivières s'encaissent dans ces dépôts en les découpant en terrasses. Les processus de versant (talus d'éboulis et cônes de déjection), dont l'activité débute avec l'amorce de la déglaciation, sont très intenses jusqu'au début de l'afforestation, vers 8400 BP (Hétu, 1987; Hétu et Gray, 2000b). On retrouve les cônes de déjection au débouché de presque chaque tributaire de la vallée de Mont-Louis. Leur rayon varie de quelques dizaines de mètres à plus de cent mètres. On note aussi la présence de cônes emboîtés suite au relèvement isostatique. Bien que moins intenses, les talus d'éboulis et les cônes de déjection se forment même aujourd'hui.

Un dernier événement qui marque la morphologie de la vallée est la construction du poulier sur laquelle repose actuellement le village de Mont-Louis. Orientée E-O, cette forme d'accumulation marine a été mise en place pendant une remontée des eaux marines, dans l'Holocène supérieur - la transgression laurentienne (Dionne, 1988) -, après avoir atteint le niveau actuel (figure 5.2). La construction du poulier selon deux datations obtenues sur *Mesodesma arctatum* et un os de baleine (tableau 5.1) se serait achevée vers 1200 BP.

Afin de connaître la dynamique du relèvement isostatique dans notre vallée, nous nous avons servi de la courbe d'émergence dressée pour la vallée de Mont-Louis (figure 5.2) et de celle de Fairbanks (1989) pour les Barbades, région considérée stable depuis une longue période de temps, construite à partir des dates ^{14}C obtenues sur des coraux (figure 6.3). La construction de la courbe isostatique a été faite pour trois raisons:

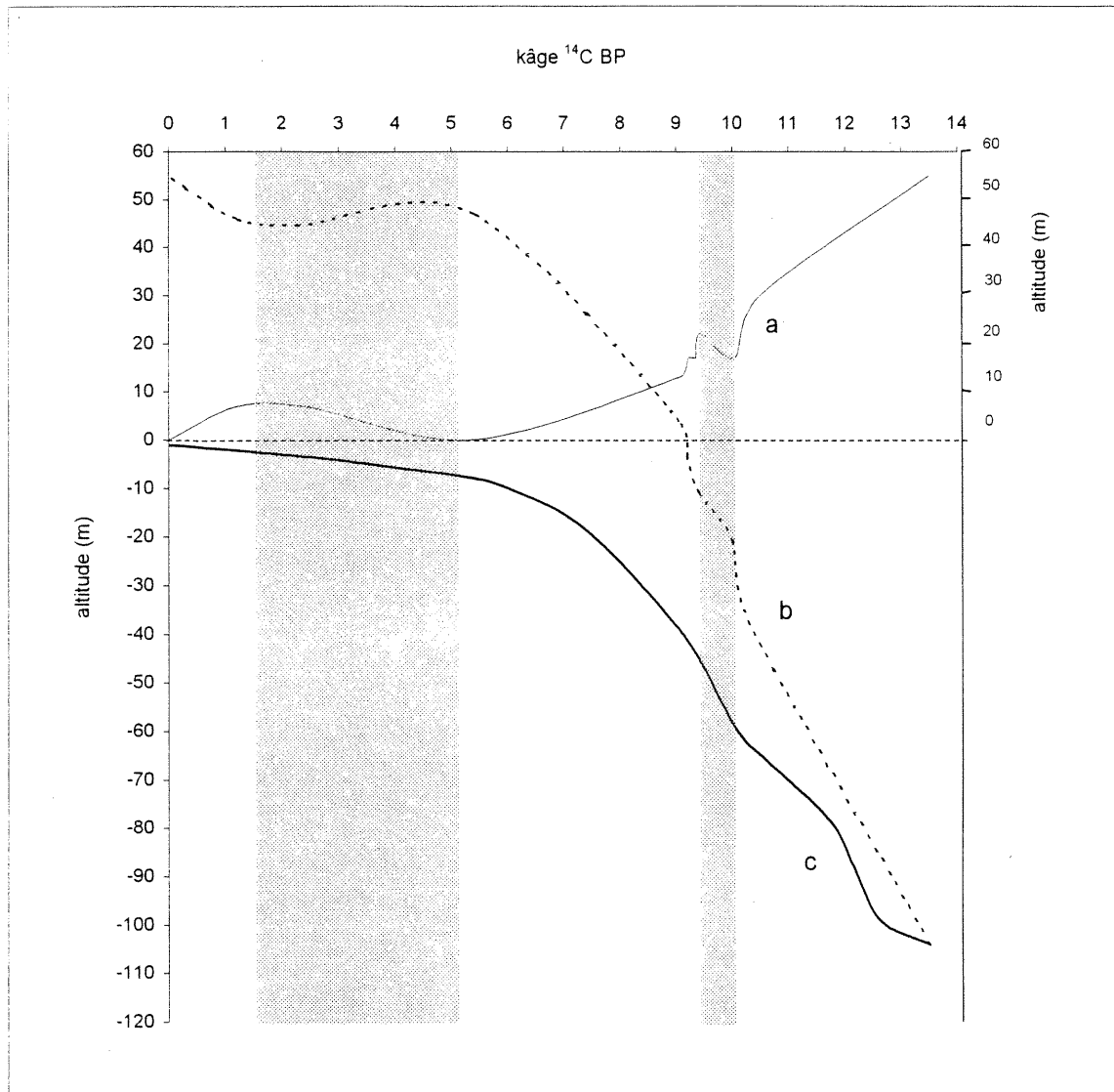


Figure 6.3. Illustration du relèvement glacio-isostatique de la vallée de Mont-Louis

- a. courbe d'émersion
- b. courbe de relèvement glacio-isostatique
- c. courbe de remontée du niveau marin (Fairbanks, 1989)

1. pour déterminer l'ampleur du rebondissement postglaciaire qui nous aide à estimer de manière approximative l'épaisseur de la glace pendant le dernier maximum glaciaire ;
2. pour déterminer si les transgressions glacio-eustatiques pourraient expliquer l'épaisseur considérable des dépôts marins pour la période de 10 000 BP à 9000 BP ;
3. pour expliquer la transgression laurentienne en termes de glacio-isostasie ou glacio-eustasie.

Compte tenu du fait qu'au début de la déglaciation (13 500 BP), dans la région de Mont-Louis, le niveau relatif de la mer était à 55 m, et que depuis cette époque-là, selon la courbe de Fairbanks, le niveau marin mondial s'est élevé d'environ 100 m, on obtient l'amplitude de ~155 m pour le relèvement isostatique depuis 13 500 BP pour cette région. Étant donnée l'ampleur réduite du relèvement isostatique (155 m) et, sachant que la profondeur de déformation de la croûte recouverte d'une nappe de glace est directement reliée à l'épaisseur de la glace, soit environ 1/3 de son épaisseur (Andrews, 1974), il est possible de conclure que la glace qui a recouvert notre région a été assez mince à cette époque, environ 500 m d'épaisseur en moyen.

Selon la courbe de Fairbanks, depuis 13 500 BP, la remontée du niveau des eaux fut continue, rapide pour les quatre premiers millénaires et très réduite pendant les derniers (7 m seulement dans 5000 ans). Donc, aucun abaissement du niveau marin n'a eu lieu, seulement un ralentissement de la vitesse de remontée. En comparant cette courbe avec la courbe du relèvement isostatique (figure 6.3) les conclusions qui se dégagent concernant les deux transgressions de l'Holocène sont :

1. la transgression survenue dans la période : 10 000 BP - 9400 BP (5 m) s'explique par le ralentissement de la vitesse du relèvement du socle par rapport à celle de remontée du niveau marin ;
2. entre 5400 BP et 2300 BP c'est la région qui a subi une légère subsidence d'environ 3 m, tandis que les eaux marines continuaient à remonter lentement. Ça a eu pour

effet une transgression de 7 m dont la conséquence est la construction du poulrier situé à l'embouchure actuelle de la vallée de Mont-Louis.

CONCLUSIONS

7. 1. CONCLUSIONS

Les conclusions de notre étude sur l'évolution de la vallée de Mont-Louis pendant et depuis la dernière glaciation sont les suivantes:

1. Pendant le Wisconsinien la Gaspésie centrale a été recouverte par une calotte locale mince qui a exercé une faible érosion sur le relief. Cette affirmation est basée non seulement sur l'étude des formes d'érosion et d'accumulation glaciaire, mais aussi sur des évidences fournies par la glacio-isostasie de la région ;
2. La vallée a été entièrement englacée jusque vers 10 300 BP (âge ^{14}C). Des masses de glace, canalisées par la vallée dans son secteur aval, ont empêché les eaux de la mer de Goldthwait d'y pénétrer. Sur le plateau inférieur, selon les études paléoécologiques de Labelle et Richard (1984), la glace a disparu à peu près à la même époque, tandis que dans son bassin-versant supérieur, la glace s'est attardée encore plus longtemps (jusque vers 9000 BP, selon Richard *et al.*, 1997) ;
3. Il y a eu une récurrence de la glace vers la fin du Dryas récente (après 10 300 BP). Après cette réavancée, le retrait de la langue glaciaire vers le sud n'a pas été continu. Quatre pauses témoignées par la présence des moraines-kame ont été enregistrées ;
4. Le paléorivage le plus élevé se situe à 30 m. Aucune trace de quelconque manifestation marine au-dessus de cette limite n'a pas été reportée. Le niveau 0 actuel de la mer a été atteint avant 5000 BP (âge ^{14}C) ;
5. Depuis le début de la déglaciation, le relèvement isostatique a été marqué par des périodes de ralentissement et d'accélération de celui-ci. Un seul mouvement négatif a été enregistré (après 5000 BP) et est attribué à la migration du bourrelet périphérique, suite à la retraite de l'Inlandsis laurentidien vers le nord. L'autre transgression qui a eu lieu entre 10 000 BP et 9400 BP (âge ^{14}C) est due à une

vitesse de remontée des eaux marines plus rapide que celle du relèvement de la croûte.

RÉFÉRENCES

- Alcock, F.J., 1944. Further information on glaciation in Gaspé. Royal Society of Canada, Transactions, vol. 38, ser.3, sect. IV, p. 15-21.
- Allard, M. et Tremblay, G., 1981. Observations sur le Quaternaire de l'extrémité orientale de la péninsule de Gaspé. Géographie physique et Quaternaire, vol. 35 (1), p. 105-125.
- Andrews, J., 1974. Glacial isostasy. Hutchinson and Ross (ed.), Stroudsburg, Pa., Dowden, 491 p.
- Archambault, B., 1991. Étude d'un glacier rocheux relique de la vallée de Mont-Saint-Pierre, Gaspésie, Québec. Thèse de maîtrise, Université de Montréal, 121 p.
- Bail, P., 1983. Problèmes géomorphologiques de l'englacement et de la transgression marine pléistocènes en Gaspésie sud-orientale. Université McGill, thèse de doctorat, 148 p.
- Baron-Lafrenière, L., 1983. Géomorphologie glaciaire de la région du mont Jacques-Cartier, Gaspésie. Université de Montréal, thèse de maîtrise, 140 p.
- Baron-Lafrenière, L. et Gray, J.T., 1981. Le problème des limites glaciaires et zones d'altération dans les Hautes Terres Gaspésiennes. Dans: J.T. Gray (édit.) Les zones d'altération et le problème des limites glaciaires, Excursion et colloque en Gaspésie, Québec, AQQUA-CANQUA, livre-guide, 166 p.
- Barsch, D., 1978. Rock glaciers. In: Clark, M.J. (edit.), Advances in Periglacial Geomorphology, Wiley, p. 68-90.

Bartlein, P.J., Edwards, M.E., Shafer, S.L. and Jr. Barker, E.D., 1995. Calibration of Radiocarbon Ages and the Interpretation of Paleoenvironmental Records. Quaternary Research, vol. 44, p. 417-424.

Bennett, M.R., and Glasser, N.F., 1996. Glacial geology. John Wiley and Sons Ltd., Chichester, Toronto, 364 p.

Bell, R., 1963. On the superficial geology of the Gaspé Peninsula. Canadian Naturalist and Geologist, vol. 8, p. 175-183.

Biron, S., 1971. Géologie de la rive du St-Laurent de Cap-Chat à Gros-Morne. Ministère des Richesses naturelles, Québec, DP-240.

Bostock, H.S., 1972. Physiographic subdivisions of Canada. Geological Survey of Canada, Economic geology, report 1 p. 9-30.

Boulton, G.S., 1974. Processes and patterns of glacial erosion. In : D.R. Coates (edit.), Glacial geomorphology : Proceedings, Geomorphological Symposium, 5th, Binghamton, New-York : Binghamton, State University of New York, p. 41-87.

Brisebois, D., Lachambre, G. et Piché, G., 1991. Péninsule de la Gaspésie. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, DV 91-21, carte géologique 2146, échelle 1:250 000.

Cailleux, A. et Tricart, J., 1959. Initiation à l'étude des sables et des galets. Paris, Centre de la documentation universitaire, tome 1, 369 p.

Chalmers, R., 1906. Surface geology of eastern Quebec. Geological Survey of Canada, Annual Report (1904), part A, p. 250-263.

Charbonneau, R. and David, P.P., 1993. Glacial dispersal of rock debris in central Gaspésie, Québec, Canada: Canadian Journal of Earth Sciences, vol. 30, p. 1697-1707.

Chauvin, L., 1984. Géologie du Quaternaire et dispersion glaciaire en Gaspésie, région de Mont-Louis – Rivière-Madeleine. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, ET 83-19, 33 p.

Chauvin, L. et David P. P., 1987. Dispersion glaciaire d'érratiques en Gaspésie centrale et ses applications: Ministère de l'Énergie et des Ressources, Gouvernement du Québec, Rapport ET 86-01, 53 p.

Coleman, A. P., 1922. Physiography and glacial geology of Gaspé Peninsula, Québec. Geological Survey of Canada, Museum Bulletin 34, 52 p.

Csiki, M., Gray, J.T., Héту, B., Gagnon, S. et Marquette, G., 2000. Has the northern Gaspé peninsula ever been invaded by an ice sheet from Québec-Labrador? Oral communication at the 30th International Arctic Workshop, Boulder, Colorado.

David, P.P. and Lebus, J., 1985, Glacial maximum and deglaciation of western Gaspé, Québec, Canada, p. 85-109. In H. Borns, P. Lasalle, and W.B. Thompson édit., Late Pleistocene History of Northern New England and adjacent Quebec, Geological Society of America, Special paper 197, 159 p.

De Römer, H.S., 1977. Région des monts McGerrigle. Ministère des Richesses naturelles, Québec, RG-187, 226 p.

Dionne, J-C.,

—1963. Le problème de la terrasse et de la falaise Mic Mac (Côte Sud de l'Estuaire maritime du Saint-Laurent). Rev. Can. Géogr. Vol.17 (1-2), p. 9-25.

—1977. La mer de Goldthwait au Québec. Géographie physique et Quaternaire, vol. 31 (1-2), p. 61-80.

— 1988.

— a. Holocene relative sea level fluctuations in the St. Lawrence Estuary, Québec, Canada. Quaternary Research, 29, p. 233-244.

— b. L'émersion de la côte sud du Saint-Laurent depuis la dernière glaciation. GEOS, vol., p.18-21.

1990. Observation sur le nivel marin relatif de l'Holocène à la Rivière du Loup, estuaire du Saint-Laurent, Gaspésie. Géographie physique et Quaternaire, vol. 44 (1), p. 43-53.

Dionne, J-C. et Coll, D., 1995. Le niveau marin relatif dans la région de Matane (Québec), de la déglaciation à nos jours. Géographie physique et Quaternaire, vol. 49 (3), p. 363-380.

Dyke, A.S., Dredge, L.A. and Vincent, J-S., 1982. Configuration of the Laurentide ice sheet during the Late Wisconsinian maximum. Géographie physique et Quaternaire, vol. 36 (2), p. 5-14.

Dyke, A.S. et Prest, V.K., 1987. Late Wisconsinian and Holocen history of the Laurentide Ice Sheet. Géographie physique et Quaternaire, vol. 41 (2), p. 237-263.

Enos, P., 1969. Cloridorme formation, Middle Ordovician flysch, northern Gaspé Peninsula, Québec. Geological Society of America, Special Paper 117, 66 p.

Fairbanks, R.G., 1989. A 17,000 year glacio-eustatic sea-level record : influence of glacial melting rates on the Younger Dryas events and deep ocean circulation. Nature, vol. 342, p. 637-642.

Flint, R.F., 1971. Glacial and Quaternary geology. New York, John Wiley and Sons, 892 p.

Flint, R.F., Demorest, M. and Washburn, A.L., 1942. Glaciation of the Shickshock Mountains, Gaspé Peninsula. Bulletin of the Geological Society of America, vol. 53, p. 1211-1230.

Gagnon, S., 1997. Géomorphologie du Quaternaire récent, dispersion glaciaire et paléoenvironnements de la région de Marsoui, Gaspésie septentrionale, Québec. Mémoire de Maîtrise, Thèse de M.Sc., Université de Montréal, 175 p.

Gratton, D., Dubois, J-M., Painchaud, A. et Gwyn, H., 1986. L'île d'Anticosti a-t-elle été récemment englacée? GEOS, vol 1, p. 21-23.

Gratton, D., Gwyn, Q.H.J. et Dubois, J.M.M., 1984. Les paléoenvironnements sédimentaires au Wisconsinien moyen et supérieur, île d'Anticosti, golfe du Saint-Laurent, Québec. Géographie physique et Quaternaire, vol. 38 (3), p. 229-242.

Gray, J.T. et Brown, R.J.E., 1979. Permafrost presences and distribution in the Chic-Chocs Mountains, Gaspésie, Québec. Géographie physique et Quaternaire, vol. 33 (4), p. 299-316.

Gray, J.T. et Hétu, B., 1981. L'évolution morphologique du secteur nord de la Gaspésie suite à la déglaciation. Dans: J.T. Gray, édit. Les zones d'altération et le problème des limites glaciaires, Excursion et colloque en Gaspésie, Québec, AQQUA-CANQUA, livre-guide, p. 106-136.

Hébert, Y. et Hébert, R., 1994. Guide pratique d'identification des roches. Les publications du Québec, 133 p.

Hétu, B., 1987. L'influence du contexte géomorphologique quaternaire sur la dynamique postglaciaire des versants raides de la Gaspésie septentrionale. Thèse de doctorat, Université de Montréal, 2 tomes, 568 p.

Hétu, B. et Gray, J.T.,

— 1980. Évolution postglaciaire des versants de la région de Mont-Louis, Gaspésie, Québec. Géographie physique et Quaternaire, vol. 34 (2), p. 187-208.

— 1981. La déglaciation fini-wisconsinienne du Golfe du St-Laurent aux montagnes Chic-Chocs. Dans J. T. Gray, édit. Les zones d'altération et le problème des limites glaciaires, Excursion et colloque en Gaspésie, Québec, AQUA-CANQUA, livre-guide, p. 137-150.

— 1985. Le modèle glaciaire du centre de la Gaspésie septentrionale, Québec. Géographie physique et Quaternaire, vol. 39 (1), p. 47-66.

— 2000.

— a. Les étapes de la déglaciation dans le nord de la Gaspésie (Québec): les marges glaciaires des Dryas ancien et récent. Géographie physique et Quaternaire, vol. 54 (1), p. 5-40.

— b. Effects of environmental change on screen slope development throughout the postglacial period in the Chic-Choc Mountains in the northern Gaspé Peninsula, Québec. Geomorphology, vol. 32, p. 335-355.

Hillaire-Marcel, C., 1979. Les mers postglaciaires du Québec: quelques aspects. Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie, Paris, 193 p.

Ives, J.D., 1978. The maximum extend of the Laurentide ice sheet along the east coast of North America during the last glaciation. Arctic, vol.31 (1), p. 24-55.

Josenhans, H. and Lehman S., 1999. Late glacial stratigraphy and history of the Gulf of St.Lawrence, Canada. Canadian Journal of Earth Science, vol.36, p.1327-1345.

Labelle, C. et Richard, P.J.H., 1984. Histoire postglaciaire de la végétation dans la région de Mont-Saint-Pierre, Gaspésie, Québec. Géographie physique et Quaternaire, vol. 38 (2), p. 257-274.

Lebuis, J. et David, P.P., 1977. La stratigraphie et les événements du Quaternaire de la partie occidentale de la Gaspésie, Québec. Géographie physique et Quaternaire, vol. 31 (3-4), p. 275-296.

Livernoche, C., Bail, P. et Héту, B., 1985. Les plate-formes littorales étagées de la région de Mont-Louis, Gaspésie septentrionale. Actes du Congrès de l'Association canadienne des géographes, Trois-Rivières, mai 1985, p. 34-61.

Locat, J., 1977. L'émersion des terres dans la région de Baie-des-Sables/Trois-Pistoles, Québec. Géographie physique et Quaternaire, vol. 31 , p. 297-306.

Loriol, B. et Gray, J.T., 1997. La composition isotopique des mollusques marins et sa relation à la déglaciation de la péninsule d'Ungava. Géographie physique et Quaternaire, vol. 51 (2), p. 185-199.

Lundqvist, J., 1990. Glacial morphology as an indicator of the direction of glacial transport. In: Glacial indicator tracing., R. Kujansu and M. Saarnisto (edit.), chapter 4, Rotterdam, p. 61-70.

Marcoux, N. et Richard, P.J.H., 1995. Végétation et fluctuations climatiques postglaciaires sur la côte septentrionale gaspésienne, Québec. Journal canadien des sciences de la Terre, vol. 32, 79-96.

Marquette, G., 1999. Variabilités morphométriques des cirques glaciaires des plateaux gaspésiens. Travail de fin d'étude, 23 p.

McGerrigle, H.W.,

— 1952. Pleistocene glaciation of Gaspé Peninsula: Royal Society of Canada, Transactions, vol. 46, ser.3, sect. IV, p. 37-51.

— 1959. Région de la Rivière Madeleine. Ministère des Mines du Québec, rapport géologique 62, 96 p.

McGerrigle, H.W. and Skidmore, W.B., 1967. Geological map of the Gaspé Peninsula. Ministère des Richesses Naturelles du Québec, Map 1642.

Painchaud, A., Dubois, J.M.M. et Gwyn, H., 1984. Déglaciation et émergence des terres de l'ouest de l'île d'Anticosti, golfe du Saint-Laurent, Québec. Géographie physique et Quaternaire, vol. 38 (2), p. 93-111.

Parent, M., Dubois, J. M.M., Bail., Larocque, A. et Larocque, G., 1985. Paléogéographie du Québec méridional entre 12 500 et 8 000 ans PB.P. Recherches amérindiennes au Québec, vol. 15, (1-2), p 17-37.

Rampton, V.N., Gauthier, R.C., Thibault, J. and Seaman, A.A., (1984). Quaternary geology of New Brunswick. Geological Survey of Canada, Memoir 416, 77 p.

Rappol, M., 1993. Ice flow and glacial transport in Lower St. Lawrence, Québec. Geological Survey of Canada, paper 90-19, 28 p.

Rea, B.R., Whalley, W.B., Evans, D.J.A., Gordon, J. E. and McGougall, D.A., 1998. Plateau icefields : geomorphology and dynamics. In : Mountain Glaciation, L.A. Owen (edit.). Quaternary Proceedings No. 6, John Wiley & Sons Ltd., Chichester, p 35-54.

Richard, P.J.H.,

— 1977. Végétation tardi-glaciaire du Québec méridional et implications paléoclimatiques. Géographie physique et Quaternaire, vol. 31 (1-2), p. 161-176.

— 1994. Wisconsinan Late-glacial environmental change in Québec : a regional synthesis. Journal of Quaternary Science, vol. 9 (2), p. 165-170.

Richard, P.J.H. et Labelle, C., 1989. Histoire postglaciaire de la végétation au lac du Diable, mont Albert, Gaspésie, Québec. Géographie physique et Quaternaire, vol. 43 (3), p. 337-354.

Richard, P.J.H., Veillette, J., Larouche, A.C., Hétu, B., Gray, J.T. et Gangloff, P., 1997. Chronologie de déglaciation en Gaspésie : nouvelles données et implications. Géographie physique et Quaternaire, vol. 51 (2), p. 163-184.

Rappol, M.,

— 1988. Glacial history and stratigraphy of northwestern New Brunswick. Géographie physique et Quaternaire, vol. 43 (2), p. 191-206.

— 1993. Ice flow and glacial transport in lower St. Lawrence, Québec. Geological Survey of Canada, paper 90-19, 28 p.

Slivitsky, A. St-Julien, P. et Lachambre, G., 1988. Synthèse géologique du Cambro-Ordovicien du nord de la Gaspésie. Ministère des Richesses naturelles, ET 88-14, 61 p.

St-Pierre, L., Gwyn, Q.H.J. et Dubois, J.M.M., 1987. Lithostratigraphie et dynamique glaciaires au Wisconsinien, île d'Anticosti, golfe du Saint-Laurent. Journal canadien des sciences de la Terre, vol. 24, p. 1847-1858.

Stuiver, M. and Braziunas, T.F., 1993. Modeling atmospheric ^{14}C influences and ^{14}C ages of marine samples back to 10,000 BC. Radiocarbon, vol. 35, p. 137-189.

Stuiver, M., Pearson, G.W. et Braziunas, T., 1986. Radiocarbon age calibration of marine samples back to 9000 cal yr BP. Radiocarbon, vol. 28, p. 980-1021.

Stuiver, M. and Polach, H.J., 1997. Reporting of ^{14}C data. Radiocarbon, vol. 19, p. 355-363.

Stuiver, M. and Reimer, P.J.,

— 1986. A computer program for Radiocarbon age calibration. Radiocarbon, vol. 28, p. 1022-1030.

— 1993. Extended ^{14}C data base and revised CALIB 3.0 ^{14}C age calibration program. Radiocarbon, vol. 35, p. 215-230.

Stuiver, M., Braziunas, T.F., Becker, B. and Kromer, B., 1991. Climatic, solar, oceanic and geomagnetic influences on Late-Glacial and Holocene atmospheric $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ change. Quaternary Research, vol. 35, p. 1-24.

Sugden, D.E. et John, B.S., 1976. Glaciers and Landscape. Edward Arnold, Londres, 376 p.

Syvitsky, J.P.M. and Praeg, D.B., 1989. Quaternary sedimentation in the St-Lawrence estuary and adjoining areas, eastern Canada : an overview based on high resolution seismo-stratigraphy. Géographie physique et Quaternaire, vol. 43 (3), p. 291-310.

Thomas, R.H., 1977. Calving bay dynamics and ice sheet retreat up the St-Lawrence Valley system. Géographie physique et Quaternaire, vol. 31 (3-4), p. 347-356.

Veillette, J.J., 1988. Observations sur la géologie glaciaire du nord-est de la Gaspésie, Québec. Dans : Recherche en cours, partie B, Commission géologique du Canada, ÉT 88-1B, p. 209-220.

Veillette, J.J. and Cloutier, M., 1993, Géologie des formations en surface, Gaspésie, Québec. Commission géologique du Canada, carte 1804A, échelle 1/250 000.

REMERCIEMENTS

Tout d'abord je tiens à remercier mon directeur de recherche, James Gray, qui avec ses précieux conseils, ses idées, ses encouragements et sa patience m'a aidée à mener cet ouvrage à terme.

Je remercie également la Faculté des études supérieures de l' Université de Montréal pour le soutien financier accordé.

Je voudrais exprimer toute ma gratitude à mes collègues du Laboratoire de Télédétection et spécialement Geneviève Marquette, Natascha Messier, Vincent Decker, Konrad Bielsky pour leur support technique.

Je désire remercier les autorités locales du village de Mont-Louis pour leur coopération et aide sur le terrain.

Et tout particulièrement, je suis très reconnaissante à mes parents pour leurs aide et encouragements pendant mes années d'étude.