

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À RIMOUSKI

ÉCOULEMENTS GLACIAIRES AU WISCONSINIEN SUPÉRIEUR, DÉGLACIATION ET VARIATIONS
DU NIVEAU MARIN RELATIF DANS LA RÉGION DE GASPÉ, QUÉBEC

MÉMOIRE
PRÉSENTÉ
COMME EXIGENCE PARTIELLE
DE LA MAÎTRISE EN GÉOGRAPHIE

PAR
MYRIANE HOUDE-POIRIER

FÉVRIER 2014

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À RIMOUSKI
Service de la bibliothèque

Avertissement

La diffusion de ce mémoire ou de cette thèse se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire « Autorisation de reproduire et de diffuser un rapport, un mémoire ou une thèse ». En signant ce formulaire, l'auteur concède à l'Université du Québec à Rimouski une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de son travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, l'auteur autorise l'Université du Québec à Rimouski à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de son travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de la part de l'auteur à ses droits moraux ni à ses droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, l'auteur conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont il possède un exemplaire.

REMERCIEMENTS

Ce projet de maîtrise a été un cheminement académique et personnel rempli de défis, de problèmes, d'incertitudes, mais surtout de solutions. Mes directeurs Bernard Héту et Pascal Bernatchez ont été des accompagnateurs éclairés et indispensables, qui ont bien priorisé la débrouillardise. Je suis privilégiée d'avoir pu bénéficier de vos connaissances et de votre expérience, mais surtout d'avoir pu côtoyer les personnes exceptionnelles que vous êtes. Thomas Buffin-Bélangier a aussi été, et est toujours, un conseiller et un professeur inestimable. Merci de m'avoir accordé tout ce temps que tu n'as pas.

Un merci tout particulier à Rosalie Davreux et à Tessa Parisée pour leurs idées, leurs muscles, leur motivation, bref, pour leur aide précieuse sur le terrain. La coopération de l'équipe du Parc national du Canada Forillon a été des plus appréciées. Je remercie spécialement Daniel Sigouin, Mathieu Côté et toute leur équipe pour leur accueil, leur disponibilité et leur ouverture devant une étudiante qui vient pelleter dans un Parc national.

Je remercie également les personnes m'ayant apporté leur soutien au niveau des analyses sédimentologiques : Claude Belzile, avec qui j'ai pratiquement fait les manipulations d'une seconde maîtrise avec le granulomètre laser; Michel Cloutier, pour ses yeux de géologue; Guillaume St-Onge et Jacques Labrie pour l'accès au banc MSCL et les échanges relatifs à la géochimie. Merci aussi au granulomètre laser Beckman Coulter LS13320 pour le développement de mon esprit scientifique critique.

À mes parents, Martine Houde et Michel Poirier, à Jean David Dupuis et ses parents ainsi qu'à Claude-André Cloutier : votre soutien, de toutes les formes qu'il a pris, est certainement le cœur de la réussite de ce projet. Merci également à Olivier Legault, pour l'échéancier.

Finalement, l'aide financière d'Environord et du Parc national du Canada Forillon m'a été indispensable, m'ayant permis de me consacrer à ce projet de maîtrise.

TABLE DES MATIÈRES

LISTE DES FIGURES.....	v
LISTE DES TABLEAUX.....	x
RÉSUMÉ.....	xi
INTRODUCTION.....	1
CHAPITRE I	
REVUE DE LA LITTÉRATURE.....	6
1.1 Le modèle glaciaire du Wisconsinien.....	6
1.2 La déglaciation de la Gaspésie.....	13
1.2.1 Limites marines.....	14
1.3 Variations du niveau marin relatif.....	15
1.3.1 Rive sud de l'estuaire du Saint-Laurent et nord de la Gaspésie : courbe de type B modifiée.....	17
1.3.2 Sud-ouest des Maritimes et de l'île de Terre-Neuve : courbe de type B.....	19
1.4 La baie de Gaspé.....	24
1.4.1 Glaciation à l'est de la péninsule gaspésienne.....	25
1.4.2 Variations du niveau marin relatif à l'est de la péninsule gaspésienne.....	26
CHAPITRE II	
DESCRIPTION PHYSIQUE DU TERRITOIRE À L'ÉTUDE.....	31
2.1 Contexte géologique.....	32
2.2 Contexte physiographique.....	36
CHAPITRE III	
MÉTHODOLOGIE.....	38
3.1 Analyses géomorphologiques.....	38
3.2 Lithostratigraphie.....	39
3.3 Analyses sédimentologiques.....	40
3.3.1 Granulométrie.....	40

3.3.2	Géochimie	41
3.3.3	Spectrophotométrie	42
3.4	Écoulements glaciaires et pétrographie.....	43
3.5	Datations	43
CHAPITRE IV		
RÉSULTATS	45
4.1	Analyse géomorphologique	45
4.2	Description des coupes lithostratigraphiques.....	50
4.2.1	Secteur sud-ouest de la baie de Gaspé	50
4.2.2	Coupes du secteur nord-ouest de la baie de Gaspé	67
4.2.3	Coupes du secteur de Cap-aux-Os	78
4.2.4	Coupes du secteur de l'anse des Rosiers.....	84
4.3	Interprétation des analyses sédimentologiques à l'échelle régionale	98
4.3.1	Granulométrie	98
4.3.2	Géochimie	105
4.3.3	Couleur des diamictons et première dérivée de la réflectance	110
4.3.4	Origine glaciaire.....	113
4.4	Reconstitution paléogéographique dans la région de Gaspé.....	122
CHAPITRE V		
DISCUSSION	127
5.1	La dernière glaciation.....	127
5.2	Les étapes de la déglaciation.....	130
5.2.1	Une réavancée glaciaire dans l'anse des Rosiers ?	132
5.2.2	Une seconde phase de déglaciation.....	133
5.2.3	Limite marine.....	137
5.3	Variations du niveau marin relatif.....	139
CHAPITRE VI		
CONCLUSION	148
RÉFÉRENCES	152

LISTE DES FIGURES

Figure	Page
1.1	Types de courbes de variations du niveau marin relatif (Quinlan et Beaumont, 1981). Le diagramme du haut montre la localisation des secteurs A, B, C et D par rapport au bourrelet périphérique aujourd'hui et à 18 ka BP; la flèche montre le sens de migration du bourrelet périphérique. Les graphiques du bas montrent l'évolution du niveau marin relatif pour chaque secteur, résultant de la migration du bourrelet. 16
1.2	Courbe type des variations du niveau marin relatif sur la rive sud de l'estuaire; Rivière-du-Loup (tirée de Dionne, 2002) 19
1.3	Courbe des variations du niveau marin relatif de type B : baie Saint-Georges, île de Terre-Neuve (tirée de Bell <i>et al.</i> , 2003)..... 20
1.4	Localisation des masses et écoulements glaciaires (A) au dernier maximum glaciaire et (B) à 20 ka BP (tirées de Shaw <i>et al.</i> , 2006). Les écoulements en provenance du Bouclier canadien et convergeant dans le chenal Laurentien correspondent à l'inlandsis Laurentidien; les lignes pointillées rapportent aux crêtes de dispersion des calottes glaciaires régionales couvrant les Maritimes..... 25
1.5	Courbe des variations du niveau marin relatif de la baie de Gaspé (tirée de Parent et Michaud, 1996) 29
2.1	Localisation des sites d'étude 32
2.2	Géologie de la péninsule gaspésienne (modifiée de Saint-Laurent et al., 2004)..... 33

2.3	Formations géologiques dans la région de Gaspé	35
2.4	Délimitation entre les grès et les calcaires dans la région de Gaspé	36
4.1	Cartographie des formes géomorphologiques quaternaires de la région à l'étude	46
4.2	Profil sismique transversal dans la baie de Gaspé : a) localisation du profil sismique dans la baie (en rouge); b) profil sismique; c) interprétation du profil sismique.....	48
4.3	Profil sismique longitudinal dans la baie de Gaspé : a) localisation du profil sismique dans la baie (en rouge); b) profil sismique; c) interprétation du profil sismique.....	48
4.4	Profil sismique transversal dans la baie de Gaspé : a) localisation du profil sismique dans la baie (en rouge); b) profil sismique; c) interprétation du profil sismique.....	49
4.5	Localisation des coupes du secteur sud-ouest de la baie de Gaspé	51
4.6	Coupes de Seal Cove Nord et Seal Cove Sud	52
4.7	Bloc profilé de l'unité A de la coupe de Seal Cove Nord (photo : Bernard Hétu).....	54
4.8	Coupes des diamictons de Seal Cove 1 et 2	56
4.9	Diamicton de Seal Cove 1 (photo : Bernard Hétu).....	57
4.10	Coupe de l'Anse-à-Brillant Sud	59
4.11	Coupe de l'Anse-à-Brillant Sud. A) diamicton beige de l'unité A; B) diamicton gris et structure de déformation de l'unité B; C) diamicton beige de l'unité C.....	60
4.12	Coupe de l'Anse-à-Brillant Nord	63

4.13	Coupe de l'Anse-à-Brillant Nord. A) contact entre les unités A et B (diamicton et sable); B) unités E à G et contact interlité entre les unités E et F.....	65
4.14	Localisation des coupes du secteur nord-ouest de la baie de Gaspé.....	68
4.15	Coupes des diamictons du secteur nord-ouest de la baie de Gaspé.....	70
4.16	Coupes du secteur nord-ouest de la baie de Gaspé.....	74
4.17	Unité C2 de la coupe de Rosebridge	75
4.18	Carottes de Penouille et de Sandy Beach prélevées dans les marais correspondant (croquis réalisés par Sébastien Pomerleau).....	77
4.19	Localisation des coupes des secteurs de Cap-aux-Os et de l'anse des Rosiers.....	79
4.20	Coupes du secteur de Cap-aux-Os.....	81
4.21	Unité organique reposant sur le till - coupe de Cap-aux-Os.....	82
4.22	Coupe du Cap-Bon-Ami.....	85
4.23	Contact entre les deux unités de la coupe du Cap-Bon-Ami.....	86
4.24	Gneiss granitique au contact entre les deux unités de la coupe du Cap-Bon-Ami.....	86
4.25	Coupes de la plage et du belvédère dans le secteur de l'anse des Rosiers.....	88
4.26	Coupe de la plage. A : diamicton de l'unité A; B : contact concordant entre le diamicton fluté de l'unité A et le diamicton fossilifère de l'unité B; C : unité C composée de sédiment fin rouge.....	90
4.27	Gravillons (A) et blocs (B) de grès rouge retrouvés dans l'unité B de la coupe de la plage	91
4.28	Coupe du Cap-des-Rosiers	93

4.29	Coupe du Cap-des-Rosiers	94
4.30	Contact érosif entre les unités A et B de la coupe du Cap-des-Rosiers.....	96
4.31	Granulométrie des unités stratigraphiques en fonction du triage	104
4.32	Analyse en composantes principales des concentrations géochimiques des diamictons de la région de Gaspé et superposition des échantillons de Pointe-Saint-Pierre et de Percé	109
4.33	Analyse en composantes principales de la réflectance des matrices	111
4.34	Dérivée du spectre de réflectance des matrices du secteur sud-ouest.....	111
4.35	Dérivée du spectre de réflectance des matrices du secteur nord-ouest.....	112
4.36	Dérivée du spectre de réflectance des matrices du secteur de l'anse des Rosiers	112
4.37	Indicateurs lithologiques et axes d'écoulements glaciaires.....	114
4.38	Indicateurs d'écoulements glaciaires	116
4.39	Plancher rocheux strié à la base de la coupe de la plage	120
4.40	Dates associées à la déglaciation dans l'anse des Rosiers et la baie de Gaspé	126
5.1	Intervalles d'âges des datations effectuées dans la région et étapes de déglaciation	136
5.2	Limites marines atteintes par la Mer de Goldthwait dans la région (modifiée de Veillette et Cloutier, 1993)	139
5.3	Courbe approximative des variations du niveau marin relatif dans la région de Gaspé	144

- 5.4 Écoulements glaciaires au Wisconsinien supérieur. A) configuration glaciaire dans la région de Gaspé avant 17,0 ka cal. BP; B) retrait de l'inlandsis Laurentidien et avancée d'une masse glaciaire sur le flanc ouest du chenal Laurentien vers 16,6 ka cal. BP. Le trait pointillé présente les limites approximatives des marges glaciaires. 145
- 5.5 Déglaciation dans la région de Gaspé et invasion marine. A) première phase de déglaciation localisée dans l'anse des Rosiers vers 15,5 ka cal. BP; B) seconde phase de déglaciation impliquant le recul de la calotte gaspésienne dans la baie de Gaspé entre 15,0 et 13,9 ka cal. BP. Le trait pointillé présente les limites approximatives des marges glaciaires. 146
- 5.6 Variations du niveau marin relatif dans la baie de Gaspé associées à une courbe de type B. A) niveau marin maximal de 32 m atteint par la Mer de Goldthwait; B) bas niveau marin de -30 m entre 11,0 et 9,0 ka cal. BP, impliquant l'incision des rivières au fond de la baie..... 147

LISTE DES TABLEAUX

Tableau	Page
1.1	Modèle du complexe glaciaire appalachien des Maritimes (Wisconsin) proposé par Stea <i>et al.</i> (2011).....8
1.2	Limites marines recensées dans le sud-ouest des Maritimes.....21
1.3	Bas niveaux marins recensés dans le sud-ouest des Maritimes.....23
1.4	Indices géomorphologiques liés à la limite marine dans la baie de Gaspé.....28
4.1	Statistiques descriptives des distributions granulométriques en fonction des environnements sédimentaires (É. C. : écart type)..... 101
4.2	Statistiques descriptives des concentrations géochimiques des diamictons..... 106
4.3	Statistiques descriptives des concentrations géochimiques par secteur..... 107
4.4	Variance expliquée par les composantes principales des concentrations géochimiques et de la réflectance..... 108
4.5	Charges attribuables à chaque variable en fonction de la composante..... 108
4.6	Indicateurs d'écoulements glaciaires des unités stratigraphiques (position dans l'unité : b - bas; m - milieu; h - haut)..... 115
4.7	Marques d'abrasion glaciaire au site de la coupe de la plage..... 121
5.1	Intervalles d'âges relatifs à la déglaciation dans la région de Gaspé et la baie des Chaleurs..... 135

RÉSUMÉ

Le modèle de glaciation du golfe du Saint-Laurent implique la coexistence de l'Inlandsis laurentidien et de calottes glaciaires régionales durant le Wisconsinien supérieur. L'extrémité est de la Gaspésie est une région clé à la confluence de (1) la calotte gaspésienne, centrée sur les monts McGerrigle, (2) l'Inlandsis laurentidien, dévié dans le chenal Laurentien au nord de la Gaspésie et (3) le complexe de calottes glaciaires appalachiennes, situé dans le golfe du Saint-Laurent. Cette configuration des masses glaciaires a eu des incidences régionales sur le relèvement glacio-isostatique et les variations du niveau marin relatif. La région de Gaspé, où la courbe des variations du niveau marin n'est pas tracée, se situe à la charnière entre deux patrons : celui de l'estuaire du Saint-Laurent et celui du nord des Maritimes. L'inventaire des indices d'écoulement glaciaire ainsi que l'analyse de données stratigraphiques, pétrographiques et sédimentologiques récoltées dans la région de Gaspé apportent de nouvelles précisions quant aux limites des masses glaciaires dans cette région du golfe du Saint-Laurent. Combinées à de nouvelles datations AMS, les analyses témoignent de la coalescence de la calotte gaspésienne et d'une masse glaciaire provenant des Maritimes dans l'est gaspésien avant 15,5 à 14,8 ka cal. BP, qui marque le début de la déglaciation dans la région. Les étapes de retrait glaciaire sont spécifiées jusque vers 13,7 ka cal. BP. Le patron de variations du niveau marin relatif implique une transgression marine ayant atteint 32 m, puis une rapide émergence des terres. Le passage du niveau marin sous l'actuel est estimé à 13,0 ka cal. BP. Les données sismiques indiquent un bas niveau marin d'environ 30 m sous l'actuel, suivi d'une longue période de submersion. Jusqu'à environ 879 ans cal. BP, le niveau marin est resté sous l'actuel; il n'a pas dépassé l'altitude de 2,1 m jusqu'à 594 ans cal. BP.

Mots-clés : Glaciation, Wisconsinien supérieur, déglaciation, variations du niveau marin relatif, Gaspésie, golfe du Saint-Laurent, stratigraphie, Quaternaire.

INTRODUCTION

Le centre et le nord de la Gaspésie ont reçu beaucoup d'attention quant à l'étude de l'histoire glaciaire de la péninsule (Chalmers, 1906; Coleman, 1922; Alcock, 1944; McGerrigle, 1952; Lebuis et David, 1977; David et Lebuis, 1985; Héту et Gray, 1985; Charbonneau et David, 1993; Olejczyk et Gray, 2007). Dès le début des années 1900, les chercheurs se sont intéressés à spécifier la source des glaces ayant recouvert la Gaspésie, soit une calotte régionale gaspésienne ou l'inlandsis Laurentidien. Les évidences suggèrent maintenant la présence d'une calotte régionale sur l'est de la péninsule lors de la dernière glaciation (Héту et Gray, 2002; Olejczyk et Gray, 2007). L'inlandsis Laurentidien s'écoulait à l'ouest de la péninsule gaspésienne et au nord dans le chenal Laurentien (David et Lebuis, 1985; Pronk *et al.*, 1989; Charbonneau et David, 1993; Josenhans et Lehman, 1999; Occhietti *et al.*, 2004; Shaw *et al.*, 2006), selon une configuration proche du modèle de Coleman (1922).

Les études menées dans les Maritimes ont permis de spécifier une séquence d'écoulements glaciaires associée à la succession de calottes régionales appalachiennes (Grant, 1989; Pronk *et al.*, 1989; Stea *et al.*, 1998; Parkhill et Doiron, 2003; Stea, 2004; Shaw *et al.*, 2006; Stea *et al.*, 2011). Les secteurs couverts dans ces modèles glaciaires du golfe du Saint-Laurent sont surtout le Nouveau-Brunswick et la Nouvelle-Écosse, où les indicateurs d'écoulements glaciaires ont largement été étudiés (Gauthier, 1978; Pronk *et al.*, 1989; Stea *et al.*, 1998; Parkhill et Doiron, 2003; Stea, 2004; Shaw *et al.*, 2006; Stea *et al.*, 2011). Gauthier (1978) ainsi que Pronk *et al.* (1989), dont les études portaient sur les écoulements glaciaires du Nouveau-Brunswick, ont tenté d'inclure les connaissances relatives aux écoulements glaciaires en Gaspésie dans leurs modèles, alors que le sujet de la provenance glaciaire faisait encore l'objet de débats. Bien que les études menées en Gaspésie par la suite traduisaient la présence d'une calotte glaciaire régionale dans l'est gaspésien (Charbonneau et David, 1993; Héту et Gray, 2002; Olejczyk et Gray, 2007), les modèles de glaciation des Maritimes subséquentment réalisés n'ont pas intégré l'ensemble des connaissances relatives à la

Gaspésie. Pourtant, ayant été couverte par une calotte régionale, la Gaspésie s'apparente aux Maritimes en ce qui a trait à sa dynamique glaciaire et constitue la limite nord de ce complexe de calottes régionales. Les modèles récents de glaciation du golfe du Saint-Laurent n'abordent donc pas les relations spatio-temporelles entre la calotte gaspésienne et les autres masses glaciaires des Maritimes.

Dans ces modèles, les grandes lignes des phases de déglaciation des Maritimes et du golfe du Saint-Laurent ont été tracées, à commencer par la fonte du courant de glace s'écoulant dans le chenal Laurentien (Rodrigues *et al.*, 1993; Stea *et al.*, 1998; Josenhans et Lehman, 1999; Stea 2004; Stea *et al.*, 2011). Les datations effectuées au nord de la Gaspésie ont permis de documenter les étapes de recul de ce courant de glace, marquant le début de la déglaciation et l'invasion marine des principales vallées nord-gaspésiennes (Lebuis et David, 1977; Dionne, 1977; Allard et Tremblay, 1981; David et Lebuis, 1985; Veillette, 1988; Veillette et Cloutier, 1993; Dionne et Coll, 1995; Josenhans et Lehman, 1999; Héту et Gray, 2000).

Le nord des Maritimes n'a pas reçu autant d'attention. La zone constituée des bancs de Bradelle et de l'Orphelin, entre l'extrémité orientale de la Gaspésie et les Îles-de-la-Madeleine, a été le théâtre des fluctuations des marges glaciaires septentrionales du complexe des Maritimes durant la déglaciation (Stea *et al.*, 1998; Shaw *et al.*, 2006; Stea *et al.*, 2011). La stratigraphie et la géomorphologie de ce secteur maintenant submergé sont difficiles à étudier. Les récentes études menées aux Îles-de-la-Maldeine ont permis d'apporter de nouvelles informations relatives à la déglaciation dans ce secteur du golfe (Vigneault, 2012; Rémillard *et al.*, 2012); la stratigraphie du sud de la Gaspésie pourrait compléter cet historique. Or, les étapes de retrait des glaces et de l'invasion marine demeurent sommaires dans cette région étant donné la rareté des études régionales publiées. Un rapide coup d'oeil sur la carte de Veillette et Cloutier (1993) permet de constater l'insuffisance de datations entre Gaspé et la baie des Chaleurs pour alimenter l'historique de déglaciation du nord des Maritimes. Qui plus est, les datations sont majoritairement inédites et, donc, dépourvues d'un contexte stratigraphique ayant pu mener à une interprétation des environnements postglaciaires.

La fonte des masses glaciaires a initié le réajustement glacio-isostatique de la croûte terrestre, qui a un impact direct sur les variations du niveau marin relatif (Lebuis et David, 1977; Peltier, 1999; Bhiry *et al.*, 2000; Hétu et Gray, 2002; Koohzare *et al.*, 2006; 2008; Argus et Peltier, 2010). Les courbes tracées dans les Maritimes (Brookes, 1969; Kranck, 1972; Schafer, 1977; Belknap *et al.*, 1986; Syvitski, 1992; Forbes *et al.*, 1993; Shaw *et al.*, 1993; Stea *et al.*, 1994; Barnhardt *et al.*, 1995; Shaw et Forbes, 1995; Edgecombe *et al.*, 1999; Bell *et al.*, 2003; 2005) et dans l'estuaire du Saint-Laurent (Dionne, 1988b-c; 1990; 1997; 2001; 2002; Dionne et Coll, 1995; Dionne et Occhietti, 1996; Dionne et Pfalzgraf, 2001; Hétu et Gray, 2002; Bernatchez, 2003) traduisent une gradation latitudinale des types de courbes de variations du niveau marin relatif. Les études menées sur la rive sud de l'estuaire du Saint-Laurent (Dionne, 1988b-c; 1990; 1997; 2001; 2002; Dionne et Coll, 1995; Dionne et Occhietti, 1996; Dionne et Pfalzgraf, 2001; Hétu et Gray, 2002) et dans la baie des Chaleurs (Prest *et al.*, 1968; Schafer, 1977; Bail, 1983; Syvitski, 1992; Mott *et al.*, 2004) semblent mettre en lumière une telle gradation à l'échelle de la Gaspésie.

Cette divergence au niveau des patrons de variations du niveau marin relatif implique que la croûte terrestre au niveau de l'estuaire est en émergence (Dionne, 1988b-c; 1990; 1997; 2001; 2002; Dionne et Coll, 1995; Dionne et Occhietti, 1996; Dionne et Pfalzgraf, 2001; Hétu et Gray, 2002), alors que la baie des Chaleurs présente une tendance à la submersion (Schafer, 1977; Syvitski, 1992). Tout indique que la limite entre les deux patrons se trouve à l'extrémité orientale de la Gaspésie. Les modèles de mouvements verticaux de la croûte terrestre générés à l'échelle des Maritimes suggèrent effectivement que la frontière se trouve dans cette région (Gherels *et al.*, 2004; Koohzare *et al.*, 2006; 2008). La résolution de ces modèles ne permet toutefois pas d'être précis au niveau de la localisation de cette limite. Des études locales sont nécessaires afin de spécifier la répartition des deux patrons de variations du niveau marin relatif.

On remarque que cette zone charnière relative aux patrons des variations du niveau marin relatif concorde *grosso modo* avec la frontière entre les domaines de l'inlandsis Laurentidien et du complexe glaciaire des Maritimes. Ainsi, l'extrémité est de la Gaspésie est une région

clé pour : 1) compléter les connaissances relatives à la répartition et à la succession des masses glaciaires dans la région du golfe du Saint-Laurent lors de la dernière glaciation; et 2) localiser ou préciser la limite entre les patrons de réajustement glacio-isostatique, qui traduisent les mouvements actuels de la croûte terrestre. Pourtant, outre les travaux réalisés par Allard et Tremblay (1979, 1981), Veillette (1988) et Parent et Michaud (1996), l'extrémité est de la péninsule gaspésienne reste une région peu étudiée en ce qui concerne les événements glaciaires et postglaciaires.

La baie de Gaspé et le secteur de l'anse des Rosiers, au sud-est de la presqu'île de Forillon, constituent le territoire étudié dans le cadre du présent projet de recherche. Cette région était à la confluence de trois masses glaciaires majeures lors de la dernière glaciation : 1) la calotte gaspésienne (Allard et Tremblay, 1981; Veillette, 1988); 2) l'inlandsis Laurentidien (Allard et Tremblay, 1981; Veillette, 1988; Stea *et al.*, 1998; Stea, 2004; Shaw *et al.*, 2006; Stea *et al.*, 2011); et 3) la calotte d'Escuminac, incluse dans le complexe glaciaire des Maritimes, dont l'extension vers le nord n'est pas connue (Stea *et al.*, 1998; Stea, 2004; Shaw *et al.*, 2006; Stea *et al.*, 2011). L'avancée et les étapes de retrait des glaces associées à chacune de ces masses glaciaires ne sont pas précisées dans l'ensemble du territoire à l'étude. Ces données sont essentielles afin de dresser le patron d'émergence des terres et situer la région de Gaspé dans le contexte régional des variations du niveau marin relatif. Bien qu'une courbe préliminaire ait déjà été tracée pour la baie de Gaspé (Parent et Michaud, 1996), elle reste très fragmentaire et il convient d'y intégrer davantage de données.

La problématique du présent projet de recherche se divise donc en trois sujets étroitement reliés. Ces éléments définissent les trois objectifs du projet de recherche soit :

1. Déterminer la configuration, la provenance et l'évolution des masses glaciaires wisconsiniennes dans la région de Gaspé dans un cadre chronologique;
2. Définir les étapes de la déglaciation et reconstituer les environnements sédimentaires associés aux marges glaciaires;

3. Reconstituer les variations du niveau marin relatif de la déglaciation à aujourd'hui.

Pour atteindre les objectifs de recherche, trois types d'analyses ont été effectués, soit géomorphologiques, lithostratigraphiques et sédimentologiques. Les résultats de recherche exposés dans ce mémoire suivront cet ordre. Les formes géomorphologiques répertoriées dans la région étudiée seront d'abord présentées. Puis, l'ensemble des coupes stratigraphiques seront décrites, selon le secteur dans lequel elles sont localisées. Les analyses sédimentologiques de chaque coupe, incluant la granulométrie, la géochimie et la spectrophotométrie des échantillons récoltés, seront d'abord présentées dans la section relative à la lithostratigraphie. Par la suite, une synthèse des résultats sédimentologiques permettra de faire ressortir les relations entre les différentes coupes et d'en extraire les caractéristiques régionales. L'ensemble des résultats a permis de proposer une reconstitution paléogéographique des événements quaternaires, de la dernière glaciation à nos jours.

CHAPITRE I

REVUE DE LA LITTÉRATURE

Les trois objectifs principaux du projet de recherche ont été définis. Dans le présent chapitre, une revue de la littérature associée à ces trois sujets sera exposée : le modèle glaciaire du Wisconsinien, la déglaciation et les variations du niveau marin relatif. Les connaissances seront d'abord abordées à l'échelle régionale, puis à l'échelle de la Gaspésie et de la baie de Gaspé.

1.1 Le modèle glaciaire du Wisconsinien

Le modèle glaciaire du Wisconsinien supérieur implique la coexistence de l'inlandsis Laurentidien et de calottes glaciaires régionales dans la région du golfe du Saint-Laurent (Grant, 1989; Pronk *et al.*, 1989; Stea *et al.*, 1998; Stea, 2004; Shaw *et al.*, 2006; Stea *et al.*, 2011). Les glaces de l'inlandsis Laurentidien, provenant du dôme du Nouveau-Québec, ont recouvert presque tout le territoire québécois (Occhietti *et al.*, 2001; 2004). L'inlandsis s'est écoulé en suivant une direction sud-est vers la vallée du Saint-Laurent et l'estuaire maritime (Dyke *et al.*, 2002; Occhietti *et al.*, 2004) et a couvert le sud du Québec (Occhietti *et al.*, 2001; 2004), le Bas-Saint-Laurent, l'ouest de la Gaspésie (Lebuis et David, 1977; David et Lebuis, 1985; Charbonneau et David, 1993; Héту, 1998; Héту et Gray, 2000; 2002; Olejczyk et Gray, 2007) et la Nouvelle-Angleterre (Occhietti *et al.*, 2004). Les glaces laurentidiennes n'ont pas dépassé la rive sud de l'île d'Anticosti (Gratton *et al.*, 1984; Grant, 1989), bien qu'elles aient été drainées, depuis l'estuaire, par le courant de glace occupant le chenal Laurentien (David et Lebuis, 1985; Stea *et al.* 1998; Stea, 2004; Shaw *et al.* 2006; Stea *et al.*, 2011). L'inlandsis a notamment été dévié dans le chenal Laurentien par le relief imposant qui

bordait le sud de l'estuaire. Ce barrage d'au moins 1,5 km de dénivelé était constitué à la fois par le profond chenal Laurentien, les hautes montagnes appalachiennes de la Gaspésie et par les calottes régionales appalachiennes qui les surmontaient (Grant, 1989; Stea *et al.*, 1998; Stea, 2004; Stea *et al.*, 2011).

Dans les Maritimes, les modèles supportent une glaciation par des calottes glaciaires régionales (Grant, 1989; Pronk *et al.*, 1989; Stea *et al.*, 1998; Parkhill et Doiron, 2003; Stea, 2004; Shaw *et al.*, 2006; Stea *et al.*, 2011). Les auteurs de ces modèles ont proposé des synthèses régionales relatives au développement, à la succession et au retrait de masses glaciaires sur les provinces maritimes et le Maine durant le Wisconsinien. Stea *et al.* (1998) ont identifié six phases glaciaires, dont la nomenclature et les indicateurs d'écoulement glaciaire sont en partie basés sur les travaux de Rampton *et al.* (1984) au Nouveau-Brunswick. Les phases de Stea *et al.* (1998) ont subséquemment servi de cadre de référence dans l'évolution des modèles de glaciation pour les Maritimes (Parkhill et Doiron, 2003; Stea, 2004; Shaw *et al.*, 2006; Stea *et al.*, 2011). Le tableau 1.1 présente un résumé du modèle le plus récent relatif aux phases de glaciations wisconsiniennes dans les Maritimes, celui de Stea *et al.* (2011).

Tableau 1.1 Modèle du complexe glaciaire appalachien des Maritimes (Wisconsin) proposé par Stea *et al.* (2011)

Période/Âge (calibré)	Phase	Masse glaciaire	Localisation
Wisconsinien supérieur (Dryas récent ~12,9 ka BP)	Collins Pond (réavancée)	calotte de Gaspareau	centre du Nouveau-Brunswick
		glacier près de l'Île-du-Prince-Édouard	côte nord de la Nouvelle-Écosse et sud-ouest du Cap Breton
Wisconsinien supérieur (Dryas ancien- 13.8 ka BP)	Shulie Lake (réavancée)	glacier de Chignecto	réavancée des marges glaciaires autour de la péninsule de Chignecto, au Nouveau-Brunswick et en Nouvelle-Écosse
		glacier ayant traversé la baie des Chaleurs	écoulement vers le sud au nord-est du Nouveau-Brunswick
Wisconsinien supérieur (~15,5 ka BP)	Chignecto	calotte des monts Antigonish	centre de la Nouvelle-Écosse
		calotte montagne du Sud	sud de la Nouvelle-Écosse
		calotte des monts Fundy	sud du Nouveau-Brunswick
		glacier de Chignecto	détroit de Northumberland
		crête de dispersion des monts Notre-Dame	nord-ouest du Nouveau-Brunswick
Wisconsinien supérieur (20-17 ka BP)	Écossaise	crête de dispersion Écossaise	crête est-ouest sur la Nouvelle-Écosse générant des écoulements vers le sud et le nord ainsi qu'un écoulement vers le nord-ouest dans le détroit de Northumberland, qui est dévié vers le nord-est
		crête de dispersion Centre-Nord du Maine	écoulements est et nord-est au Nouveau-Brunswick provenant d'une crête s'étendant du sud au nord-est du Maine
		inlandsis Laurentidien	ouverture d'une baie de vélage dans le chenal Laurentien
Wisconsinien supérieur (25-20 ka BP)	Escuminac	crête de dispersion d'Escuminac	crête est-ouest au nord de l'Île-du-Prince-Édouard générant des écoulements vers le sud et un vers le nord
		inlandsis Laurentidien	chenal Laurentien
Wisconsinien moyen ¹ (64 à 25 ka BP)	-	crête de dispersion d'Escuminac (?)	banc de la Madeleine et péninsule acadienne
Wisconsinien inférieur (75-64 ka BP)	Calédonienne	crête de dispersion des monts Notre-Dame	ensemble du golfe du Saint-Laurent à l'est du chenal Laurentien
		inlandsis Laurentidien	chenal Laurentien, Maine et ouest du Nouveau-Brunswick et de la Nouvelle-Écosse

¹ Rémillard *et al.* (2012) ont proposé qu'au moins le sud des Îles-de-la-Madeleine avait été déglacé durant une partie du Wisconsinien moyen. La glaciation subséquente de ce secteur est associée à un écoulement vers le sud-est au Wisconsinien supérieur, provenant de la calotte d'Escuminac.

Ce modèle présente la synthèse des connaissances relatives aux glaciations wisconsinienne. Quelques divergences ou remarques particulières par rapport aux modèles précédemment proposés dans la littérature peuvent néanmoins être mentionnées pour les phases Calédonienne, d'Escuminac, Écossaise et de Chignecto.

- Phase Calédonienne : les hypothèses relatives à la provenance des glaces à l'origine de l'écoulement vers le sud-est ont varié. Rampton *et al.* (1984) ont associé cet écoulement à l'inlandsis Laurentidien, hypothèse qui a été reprise par Grant (1989) ainsi que par Parkhill et Doiron (2003). Pronk *et al.* (1989) ont estimé que cet écoulement pouvait provenir de l'inlandsis ou de glaces gaspésiennes. Stea *et al.* (1998) et Stea (2004) ont attribué cet écoulement aux glaces appalachiennes, plus précisément à la calotte de Gaspereau, avant que celle-ci ne soit attribuée à la période du Dryas récent (Seaman, 2006);
- Phase d'Escuminac : la configuration glaciaire proposée par Stea (2004), Shaw *et al.* (2006) et Stea *et al.* (2011) sont très similaires, à l'exception que le centre de dispersion de la calotte d'Escuminac est situé un peu plus au nord de l'Île-du-Prince-Édouard dans le modèle le plus récent (Stea *et al.*, 2011). Le modèle de Stea *et al.* (1998) indique un écoulement vers le nord-ouest ayant atteint la Gaspésie. Dans le modèle de Stea *et al.* (2011), cet écoulement est associé au Wisconsinien moyen et n'atteint pas la Gaspésie. Pronk *et al.* (1989) et Parkhill et Doiron (2003) mentionnent également un écoulement vers le nord-ouest sur la péninsule acadienne qu'ils attribuent à la calotte et à la phase d'Escuminac. Les connaissances relatives à cet écoulement seront abordées plus tard dans cette section;
- Phase Écossaise : la configuration glaciaire durant la phase Écossaise de Stea *et al.* (1998) correspond à la phase de Chignecto décrite par Rampton *et al.* (1984) et Parkhill et Doiron (2003). L'origine glaciaire des écoulements au Nouveau-Brunswick était d'abord attribuée à la calotte de Gaspereau (Stea *et al.*, 1998; Stea,

2004; Parkhill et Doiron, 2003; Shaw *et al.*, 2006), qui est maintenant associée à la réavancée du Dryas récent (Seaman, 2006; Stea *et al.*, 2011). Dans leur modèle, Shaw *et al.* (2006) présentent trois crêtes de dispersion glaciaire, soit une crête sur la Nouvelle-Écosse similaire à celle de Stea *et al.* (2011), une crête sud-est–nord-ouest, qui s’étend de la Nouvelle-Écosse au Nouveau-Brunswick en passant par le détroit de Northumberland, et une crête sud-ouest–nord-est sur les bancs de la Madeleine, au nord de l’Île-du-Prince-Édouard. Stea *et al.* (2011) ont estimé que cette triple crête était trop complexe et ne prenait pas en compte l’écoulement marqué vers le nord-nord-ouest dans le détroit de Northumberland, qui s’étend jusqu’au courant de glace de la baie des Chaleurs;

- Phase de Chignecto : cette phase de Stea *et al.* (2011) correspond aux phases de Bantalar et de Millville-Dungarvon de Rampton *et al.* (1984) et de Parkhill et Doiron (2003). Stea *et al.* (1998) associent cette phase à des réavancées glaciaires dans la baie de Fundy, en Nouvelle-Écosse et possiblement dans le golfe du Saint-Laurent. Stea (2004) attribue à cette phase la réavancée glaciaire identifiée par Josenhans et Lehman (1999) dans le chenal Laurentien au nord-est du cap Breton, mais ne mentionne pas que cette réavancée a aussi été relevée à l’embouchure de la baie des Chaleurs. Shaw *et al.* (2006) suggèrent que les indices de cette réavancée à l’embouchure de la baie des Chaleurs (Josenhans et Lehman, 1999) soient relatifs à une réavancée des glaces de la baie des Chaleurs après 13,9 ka ¹⁴C BP (ca. 16,2 ka cal. BP). Cette datation de David et Lebus (1977) est associée à un dépôt littoral ayant été recouvert par un lobe glaciaire. Cet épisode pourrait concorder avec la phase de Chignecto.

Ainsi, la Gaspésie se trouve à l’interface entre le domaine de l’inlandsis Laurentidien et celui d’un complexe de calottes glaciaires dans le golfe du Saint-Laurent. La péninsule a d’ailleurs longtemps fait l’objet d’une controverse par rapport à l’origine des glaces l’ayant recouverte (Bail, 1983; Charbonneau et David, 1993; Olejczyk et Gray, 2007). Chalmers, en 1906, en s’appuyant sur l’orientation des stries, l’altération de la roche-mère et les erratiques de

lithologie locale, a d'abord présenté un modèle de glaciation par une calotte régionale s'écoulant radialement depuis le centre de la péninsule gaspésienne. Coleman (1922) a appuyé cette idée en ajoutant que l'inlandsis avait contourné la péninsule par la vallée de la Matapédia et le chenal Laurentien. Le modèle de glaciation de la Gaspésie par l'inlandsis Laurentidien, quant à lui, a d'abord été proposé par Alcock en 1944, puis appuyé par McGerrigle en 1952. Ce dernier auteur a conclu que l'inlandsis avait envahi la Gaspésie en s'écoulant vers le sud-est, alors que des calottes locales ne se seraient installées que tardivement sur les hauts plateaux, durant la phase de déglaciation.

Depuis l'émission de ces deux hypothèses, plusieurs modèles de glaciation de la Gaspésie ont été proposés. David et Lebus (1977; 1985) ainsi que Charbonneau et David (1993) ont proposé des modèles de glaciation gaspésienne hybrides, impliquant l'inlandsis Laurentidien et une calotte régionale. David et Lebus (1985) débutent la chronologie de leur modèle avec la formation d'une calotte régionale centrée sur les Appalaches. L'inlandsis Laurentidien, d'abord dévié vers l'est dans le courant de glace du chenal Laurentien, a pénétré dans les vallées de la Matapédia et de la Matane pour ensuite contourner l'escarpement sud des monts Shickshock. Les glaces laurentidiennes auraient ainsi fusionné avec la calotte locale pour s'écouler vers le sud-est. Charbonneau et David (1993) réitèrent le passage de l'inlandsis Laurentidien sur l'ensemble de la péninsule gaspésienne, mais lors du Wisconsinien inférieur. Les auteurs suggèrent la formation d'une calotte régionale gaspésienne au Wisconsinien supérieur.

Olejczyk et Gray (2007) appuient la glaciation de l'est de la Gaspésie par une calotte glaciaire régionale, formée par la fusion de deux calottes locales respectivement sises sur les monts McGerrigle et le mont Albert. La distribution des erratiques précambriens exclut, selon ces auteurs, l'avancée de l'inlandsis Laurentidien dans la portion est des Chics-Chocs. Deux autres observations corroborent une diminution de l'influence de l'inlandsis Laurentidien dans l'est de la Gaspésie au profit d'une calotte régionale (Hétu et Gray, 2002; Olejczyk et Gray, 2007) : 1) dans l'estuaire, l'élévation des limites marines diminue d'ouest en est, ce qui implique une diminution du poids glaciaire exercé sur la croûte terrestre; et 2)

la symétrie des limites marines au nord et au sud de la péninsule gaspésienne témoignent d'une charge glaciaire similaire sur les marges de l'est de la Gaspésie.

Les indices relatifs à la glaciation de l'est de la Gaspésie lors du Wisconsinien supérieur convergent vers le modèle de glaciation par une calotte régionale (Hétu et Gray, 2002; Olejczyk et Gray, 2007). L'est gaspésien constitue donc la limite nord du complexe de calottes régionales identifié dans les Maritimes; il s'agit de la charnière entre ce complexe de calottes glaciaires et le domaine de l'inlandsis Laurentidien. Malgré cette position clé dans l'histoire quaternaire, les modèles relatifs au complexe glaciaire appalachien n'intègrent pas l'ensemble des connaissances relatives aux écoulements glaciaires en Gaspésie. Même les quelques données disponibles par rapport aux étapes glaciaires dans l'est de la baie des Chaleurs et de la Gaspésie ne sont pas intégrées, bien que ces régions constituent la frontière nord des masses glaciaires identifiées dans les modèles.

La dynamique glaciaire en Gaspésie est abordée dans les modèles de Stea *et al.* (2011), de Shaw *et al.* (2006) et de Stea *et al.* (1998). Stea *et al.* (2011) associent l'écoulement vers le sud-est recensé dans les Maritimes à une source glaciaire appalachienne durant la phase Calédonienne. Ils situent cette source au centre de dispersion glaciaire des monts Notre-Dame, qui chevauchait notamment les Chics-Chocs gaspésiens. Shaw *et al.* (2006) suggèrent le développement d'un centre de dispersion glaciaire sur la Gaspésie vers 16 ka BP (ca. 19 ka cal. BP). Les auteurs font alors référence au développement de la calotte appalachienne lors de l'ouverture de la baie de vélage dans le chenal Laurentien, laquelle atteint l'estuaire du Saint-Laurent et engendre une crête de dispersion glaciaire est-ouest sur la Gaspésie et le Bas-Saint-Laurent. Le modèle de Stea *et al.* (1998) indique un écoulement vers le nord-ouest à l'est du Nouveau-Brunswick qui s'étend jusqu'au sud-est de la Gaspésie. Dès 2004, les modèles ne présentent plus cet écoulement vers le nord-ouest (Stea, 2004; Shaw *et al.*, 2006; Stea *et al.*, 2011). Dans leur modèle de 2011, Stea *et al.* associent finalement cet écoulement vers le nord-ouest au Wisconsinien moyen, durant la transition entre les phases Calédonienne et d'Escuminac. Contrairement à l'hypothèse de Stea *et al.* (2011), Gauthier (1978) et Bail (1983) affirment que l'écoulement vers le nord-ouest correspond à la dernière manifestation

glaciaire dans l'est de la baie des Chaleurs. Bien qu'ils soulignent les frontières entre des écoulements glaciaires synchrones dans la baie des Chaleurs, les travaux de ces deux auteurs ne sont pas cités dans les modèles glaciaires subséquentment proposés pour les Maritimes (Stea *et al.*, 1998; Stea, 2004; Shaw *et al.*, 2006; Stea *et al.*, 2011).

L'écoulement vers le nord-ouest a d'abord été mis en lumière par Gauthier (1978) dans les Basses-Terres du Nouveau-Brunswick. L'auteur souligne que ce glacier a été restreint par un écoulement vers le nord-nord-est dans la vallée de Curventon-Bathurst, qui lui est contemporain. Sur la rive nord de la baie des Chaleurs, Bail (1983) a aussi identifié un écoulement vers le nord-ouest; il est synchrone à un écoulement sud-est en provenance de la Gaspésie. La région de Paspébiac marque la rencontre entre ces deux masses glaciaires. Bail (1983) associe ces écoulements au dernier maximum glaciaire et à la calotte d'Escuminac. Pronk *et al.* (1989) et Parkhill et Doiron (2003) ont aussi suggéré que cet écoulement provienne de la calotte glaciaire d'Escuminac, centrée au nord de l'Île-du-Prince-Édouard. Ces auteurs réitèrent que cet écoulement a été limité, au Nouveau-Brunswick, à la péninsule acadienne.

Plus récents, les travaux de Maurice (1995) corroborent l'avancée de glaces en provenance du sud-est au Wisconsinien supérieur dans la région de St-Godefroi. D'autres indices d'un écoulement vers le nord-ouest ont été répertoriés à Percé, à Pointe-Saint-Pierre et à Forillon (Allard et Tremblay, 1981; LaSalle, 1987; Veillette et Cloutier, 1993). Depuis les travaux de Bail (1983; 1985), peu d'attention a été portée à cet écoulement vers le nord-ouest ou à l'extension des calottes des Maritimes sur la péninsule gaspésienne.

1.2 La déglaciation de la Gaspésie

Les études ayant porté sur la déglaciation et les variations du niveau marin relatif dans l'estuaire du Saint-Laurent et les Maritimes utilisent majoritairement des âges relatifs à des

datations radiocarbone non-calibrées. Dans un souci de conformité, les dates présentées dans les sections 1.2 à 1.4 seront les datations ^{14}C tirées des publications.

La déglaciation s'est entamée en bordure de la plate-forme continentale durant la phase Écossaise (Stea *et al.*, 1998; 2011; Stea, 2004). Cette phase correspond notamment à la formation d'une baie de vélage dans le courant de glace du chenal Laurentien, dont la tête a atteint le détroit d'Honguedo et le nord de l'Île d'Anticosti vers 14 ka BP (Rodrigues *et al.*, 1993; Josenhans et Lehman, 1999). Le fond de cette baie a rejoint Sainte-Anne-des-Monts vers 13,8 ka BP (David et Lebuis, 1985) ainsi que Matane vers 13,6 ka BP (Dionne et Coll, 1995).

Au sud de la péninsule gaspésienne, dans la baie des Chaleurs, la période de retrait glaciaire reste controversée. La plupart des auteurs situe la déglaciation de la baie vers 12,2 ka BP (Bail, 1983; Grant, 1989; Pronk *et al.*, 1989; Richard *et al.*, 1997; Josenhans et Lehman, 1999), alors que Schafer (1977) la place plutôt entre 14,0 et 13,0 ka BP. Rampton *et al.* (1984) vont dans le même sens que Schafer (1977) en affirmant que la péninsule acadienne était déglacée entre 14,0 et 13,2 ka BP. En se basant sur une date de Lebuis et David (1977) récoltée à Miguasha, Shaw *et al.* (2006) suggèrent que la baie des Chaleurs était déglacée vers 13,9 ka BP; la glace aurait avancé de nouveau dans la baie après cette déglaciation précoce (Shaw *et al.*, 2006).

1.2.1 Limites marines

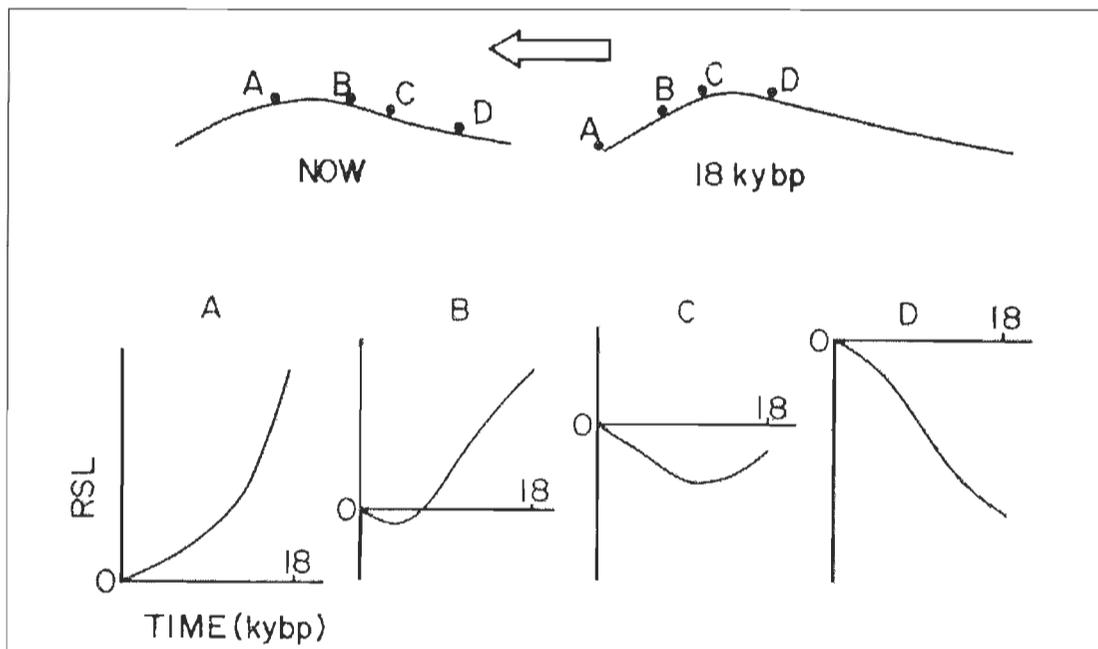
Le gradient des limites marines observé au Bas-Saint-Laurent et en Gaspésie corrobore le patron glaciaire impliquant une calotte glaciaire régionale à l'est de la péninsule gaspésienne (Hétu et Gray, 2002; Olejczyk et Gray, 2007). Sur la rive sud de l'estuaire, l'altitude maximale atteinte par la Mer de Goldthwait diminue de 40 cm par kilomètre entre Trois-Pistoles et Marsoui (Hétu et Gray, 2002). À l'ouest de Marsoui, la limite marine atteint des altitudes relativement élevées, comme 110 m à Matane (Dionne et Coll, 1995), 140 m à Rimouski (Hétu, 1998) et 145 m à Rivière-du-Loup (Dionne, 2002). À l'est de la péninsule

gaspésienne, tant sur la rive nord que dans la baie des Chaleurs, la limite marine se maintient entre 40 et 50 m dans la plupart des secteurs (Hétu et Gray, 2002; Olejczyk et Gray, 2007), sauf à l'extrémité est de la péninsule où on note une légère décroissance. Dans les régions de Gaspé et de Percé, la limite est estimée entre 30 et 40 m (Allard et Tremblay, 1981; Veillette, 1988; Veillette et Cloutier, 1993).

1.3 Variations du niveau marin relatif

Ce constat relatif à l'est gaspésien souligne une première relation entre la répartition des glaces wisconsinienne et les variations du niveau marin relatif. La répartition des masses glaciaires dans l'est du Canada ayant été mise en lumière, il convient d'évaluer la divergence régionale entre les patrons de variations du niveau marin relatif à l'échelle de l'estuaire et du golfe du Saint-Laurent.

Quinlan et Beaumont (1981) ont proposé quatre types de courbes de variations du niveau marin relatif (nommées A, B, C et D) basés sur la localisation des secteurs concernés par rapport au bourrelet périphérique généré par les glaciers (figure 1.1). Les secteurs A et D se trouvent respectivement en amont et en aval du bourrelet par rapport à son sens de migration; les secteurs B et C sont situés entre les deux, soit sur la pente amont et près de la crête du bourrelet. La migration de cette crête engendrera des courbes distinctes à la suite de la déglaciation. La courbe A enregistre une émergence des terres continue et donc, une régression marine forcée. Les courbes B et C montrent d'abord une période de régression marine alors que la crête du bourrelet périphérique passe, puis une période de transgression marine alors que la crête s'éloigne et que la croûte terrestre s'affaisse. La phase régressive de la courbe B implique un niveau marin au-dessus de l'actuel qui mène à un bas niveau marin, à partir duquel s'amorce la période transgressive. Au niveau de la courbe C, les deux périodes, régressive et transgressive, se font sous le niveau marin actuel. La courbe D, non influencée par le passage du bourrelet périphérique, enregistre une phase transgressive continue, liée à la subsidence de la croûte.



1.1 Types de courbes de variations du niveau marin relatif (Quinlan et Beaumont, 1981). Le diagramme du haut montre la localisation des secteurs A, B, C et D par rapport au bourrelet périphérique aujourd'hui et à 18 ka BP; la flèche montre le sens de migration du bourrelet périphérique. Les graphiques du bas montrent l'évolution du niveau marin relatif pour chaque secteur, résultant de la migration du bourrelet.

Shaw *et al.* (2002) ont repris la typologie de Quinlan et Beaumont (1981) pour caractériser les courbes de variations du niveau marin relatif dans l'estuaire et les Maritimes. Sur les côtes de Terre-Neuve, des courbes de types A et B ont été observées ainsi que des courbes transitoires entre les deux (Shaw *et al.*, 2002). Dans l'estuaire du Saint-Laurent, les courbes sont soit du type A ou des courbes de types A et B modifiées par des phases transgressive et régressive particulières à la région concernée (Dionne, 2002). Effectivement, les types de courbes de Quinlan et Beaumont (1981) ne prennent en compte que les variations verticales de la croûte terrestre et non les variations eustatiques. Celles-ci peuvent engendrer des patrons de variations du niveau marin relatif plus complexes (Dionne, 2002). À Tadoussac, sur la Côte-Nord, la courbe en est une de type A modifiée (Dionne et Occhietti, 1996; Shaw *et al.*, 2002) : le niveau marin régresse d'abord jusqu'à un niveau marin près de l'actuel. Contrairement à la courbe A typique de Quinlan et Beaumont (1981), le secteur de Tadoussac enregistre ensuite une phase transgressive, après laquelle la régression marine reprend pour mener au niveau marin actuel. Sur la rive sud de l'estuaire, il s'agit plutôt d'une courbe de

type B modifiée (Dionne, 1988a-c; 1990; Dionne et Coll, 1995; Héту 1998; Dionne et Pfalzgraf, 2001; Dionne, 2002; Shaw *et al.*, 2002) : à la suite de l'invasion marine, la mer a atteint un niveau relatif en-deçà de l'actuel puis est entrée dans une phase transgressive. À l'inverse de la courbe B typique, cette phase de transgression conduit à un niveau marin relatif supérieur à l'actuel et est suivie d'une seconde phase régressive menant au niveau actuel (Dionne et Coll, 1995; Shaw *et al.*, 2002).

Au nord de la Nouvelle-Écosse, dans la baie de Fundy, et dans le golfe du Maine, les courbes de variations du niveau marin relatif sont de type B (Belknap *et al.*, 1986; Barnhardt *et al.*, 1995; Shaw *et al.*, 2002). Le détroit de Northumberland marque la transition entre les courbes de types B et C. Sur la portion ouest de l'Île-du-Prince-Édouard, les courbes de variations du niveau marin relatif sont de type B; elles sont de type C à l'est de l'Île-du-Prince-Édouard et au nord-est de la Nouvelle-Écosse (Kranck, 1972; Shaw *et al.*, 2002). Au large d'Halifax (Nouvelle-Écosse), les courbes demeurent du type C (Stea *et al.*, 1994; Edgecombe *et al.*, 1999; Shaw *et al.*, 2002). Sur l'Île de Sable, le modèle géodynamique de Peltier suggère une courbe de type D (Shaw *et al.*, 2002).

La région des Maritimes enregistre donc les transitions entre les différents types de courbes, passant du type A au nord de l'estuaire et de la province de Terre-Neuve au type D en bordure de la plate-forme continentale. Shaw *et al.* (2002) ne se sont pas prononcés quant au type de courbe caractérisant la baie des Chaleurs, faute d'informations suffisantes. On remarque une zone d'incertitude quant aux patrons des variations du niveau marin relatif entre la rive sud de l'estuaire, caractérisée par des courbes de type B modifiées, et la partie centrale du golfe du Saint-Laurent, présentant des courbes de type B typiques.

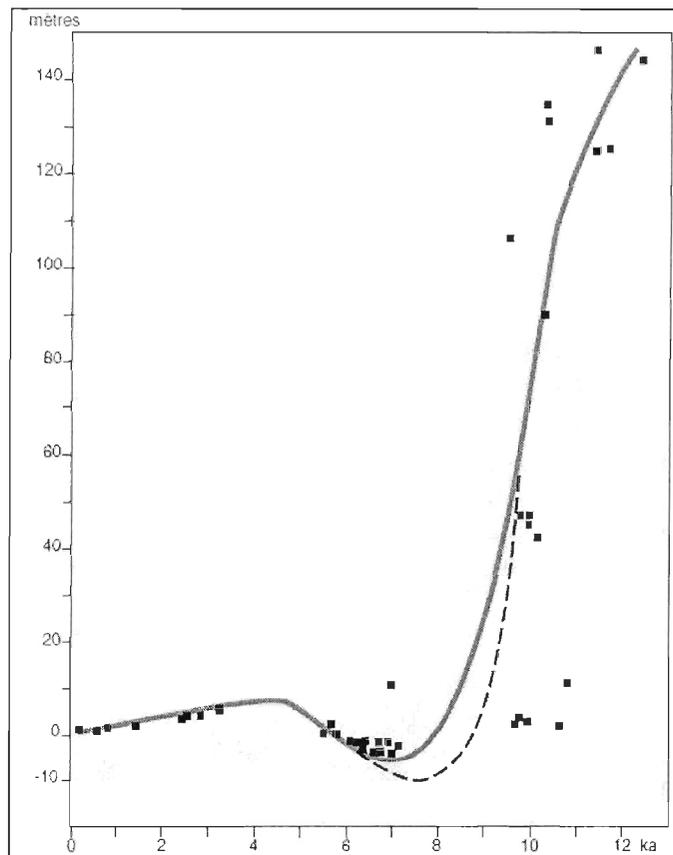
1.3.1 Rive sud de l'estuaire du Saint-Laurent et nord de la Gaspésie : courbe de type B modifiée

Sur la rive sud de l'estuaire du Saint-Laurent et sur la côte nord de la Gaspésie, la courbe de variations du niveau marin relatif de type B modifiée présente une rapide émergence des terres

suivant la déglaciation (Dionne, 1990; Dionne et Coll, 1995; Héту, 1998; Dionne, 2002). Sur la rive sud de l'estuaire maritime du Saint-Laurent, un bas niveau marin pouvant atteindre jusqu'à 10 m en-deçà du niveau actuel est signalé entre 7 et 6 ka BP (Dionne, 1988a-c, 1990, 2002; Dionne et Coll, 1995; Héту et Gray, 2002). Le bas niveau marin identifié à Rivière-la-Madeleine était à au moins 3 m sous l'actuel vers 4,5 ka BP (Héту et Gray, 2002).

La profondeur du bas niveau marin n'a pas été établie avec certitude (Dionne, 1988a; 2002; Dionne et Coll, 1995; Héту et Gray, 2002). Pour estimer à 10 m le niveau marin minimal atteint durant l'Holocène, Dionne (2002) se base sur des indices géomorphologiques relevés par d'Anglejan (1981) à La Pocatière. Les marques d'érosion relevées dans l'estuaire et associées à des niveaux marins inférieurs à l'actuel sont mal datées, lorsqu'elles le sont. À Baie-Saint-Paul et à La Malbaie, Praeg *et al.* (1992) ont observé des reliefs incisés sous-marins à des profondeurs entre 25 et 50 m pouvant être associés à un niveau marin en-deçà de l'actuel, mais dont le niveau exact n'a pu être déterminé. Au large de Rimouski, Silverberg (1978) a estimé un bas niveau marin entre 25 et 30 mètres sous l'actuel, atteint avant 5,3 à 5,2 ka BP. À Pointe-des-Monts, Syvitski *et al.* (1983) ont signalé une forme géomorphologique à 40 m de profondeur pouvant être attribuée à une ligne de rivage submergée.

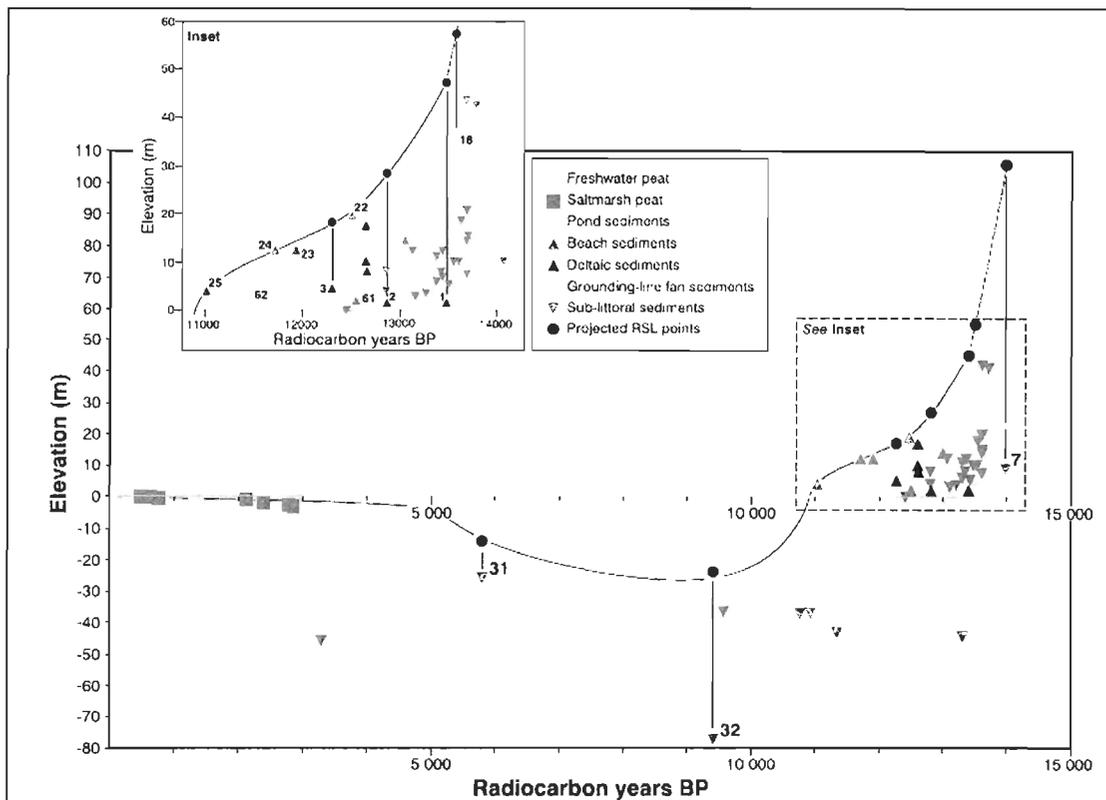
La hausse ayant suivi, appelée transgression Laurentienne, s'est opérée entre 6 et 3 ka BP pour atteindre un niveau d'environ +10 m confirmé à Matane, Saint-Fabien, Rivière-du-Loup, Montmagny et Rivière-Ouelle (Dionne et Coll, 1995; Dionne, 1997, 2001, 2002; Dionne et Pfalzgraf, 2001). À Rivière-la-Madeleine, le niveau marin était 8 m au-dessus de l'actuel vers 2,9 ka BP (Héту et Gray, 2002). La régression marine subséquente à la transgression a mené au niveau marin actuel (Dionne et Coll, 1995; Dionne, 2002; Héту et Gray, 2002). Une possible oscillation ou stabilisation vers 2 ka BP est associée au niveau Mitis, qui aurait engendré la formation de terrasses sur la rive sud de l'estuaire (Dionne et Coll, 1995; Dionne, 1997, 1999, 2001, 2002; Héту et Gray, 2002). Ce patron des variations du niveau marin relatif a été observé jusqu'à Rivière-la-Madeleine (Héту et Gray, 2002). La figure 1.2 montre un exemple de courbe de type B modifiée relative à la rive sud de l'estuaire et à la côte nord de la Gaspésie.



1.2 Courbe type des variations du niveau marin relatif sur la rive sud de l'estuaire; Rivière-du-Loup (tirée de Dionne, 2002)

1.3.2 Sud-ouest des Maritimes et de l'île de Terre-Neuve : courbe de type B

Les courbes de variations du niveau marin relatif du sud-ouest des Maritimes et de l'île de Terre-Neuve montrent un patron du type B typique (figure 1.3). La région du sud-ouest des Maritimes inclut la baie des Chaleurs, l'est du Nouveau-Brunswick, la baie de Fundy et le golfe du Maine. Les courbes de variations du niveau marin relatif de ces régions sont décrites dans cette section.



1.3 Courbe des variations du niveau marin relatif de type B : baie Saint-Georges, île de Terre-Neuve (tirée de Bell *et al.*, 2003)

Les limites marines maximales répertoriées dans le sud-ouest des Maritimes et de l'île de Terre-Neuve sont présentées dans le tableau 1.2. Sur la côte gaspésienne de la baie des Chaleurs, les limites marines varient généralement entre 46 et 55 m (Bail, 1983; Gray, 1987; Veillette et Cloutier, 1993). Bien que les limites marines estimées par Rampton *et al.* (1984) soient environ 30 m supérieures à celle de Prest *et al.* (1968), elles semblent légèrement plus élevées sur la rive sud de la baie des Chaleurs que sur la rive nord.

Sur la carte de Prest *et al.* (1968), deux patrons de variations des limites marines sont observés au Nouveau-Brunswick. Dans la baie des Chaleurs, les altitudes croissent d'ouest en est pour atteindre 69 m à l'embouchure de la baie (100 m selon Rampton *et al.*, 1984). Sur la côte est de la province, les limites marines sont décroissantes du nord au sud, allant de 69 m à

23 m. Les limites marines à l'ouest de l'Île-du-Prince-Édouard sont similaires (Prest *et al.*, 1968), marquant la transition entre les courbes de types B et C.

Sur la rive nord de la baie de Fundy et du golfe du Maine, les limites marines sont élevées, atteignant 70 m d'altitude (Prest *et al.*, 1968; Thompson *et al.*, 1989). Sur la rive sud de la baie de Fundy, les altitudes associées aux limites marines marquent une décroissance d'ouest en est, atteignant 45 m à l'embouchure de la baie et 0 m à sa tête (Prest *et al.*, 1968).

À Port-au-Port et Baie d'Espoir, sur l'île de Terre-Neuve, les limites marines sont semblables à celles de la baie des Chaleurs, variant entre 40 et 50 m (Brookes, 1969; 1974; Forbes *et al.*, 1993; Barnhardt *et al.*, 1995; Shaw et Forbes, 1995). Bell *et al.* (2003) ont observé des indices d'une limite marine particulièrement élevée (105 m) dans la baie Saint-Georges.

Tableau 1.2 Limites marines recensées dans le sud-ouest des Maritimes

Localisation	Élévation (m)	Références
Saint-Godefroi (baie des Chaleurs - Québec)	46	Bail, 1983
Bonaventure (baie des Chaleurs - Québec)	46	Gray, 1987
Port-Daniel à New-Richmond (baie des Chaleurs - Québec)	46-47	Veillette et Cloutier, 1993
Carleton à Restigouche (baie des Chaleurs - Québec)	Environ 55	Veillette et Cloutier, 1993
Baie des Chaleurs - d'ouest en est (Nouveau-Brunswick)	43 à 69	Prest <i>et al.</i> , 1968
Tête baie des Chaleurs (Nouveau-Brunswick)	67	Rampton <i>et al.</i> , 1984
Embouchure baie des Chaleurs (Nouveau-Brunswick)	100	Rampton <i>et al.</i> , 1984
Côte est du Nouveau-Brunswick - du nord au sud	69 à 23	Prest <i>et al.</i> , 1968
Ouest de l'Île-du-Prince-Édouard	Entre 60 et 79	Kranck, 1972
Ouest de l'Île-du-Prince-Édouard	15 à 23	Prest <i>et al.</i> , 1968
Baie de Fundy (Nouveau-Brunswick)	70	Prest <i>et al.</i> , 1968
Baie de Fundy - d'est en ouest (Nouvelle-Écosse)	0 à 45	Prest <i>et al.</i> , 1968
Baie de Fundy (Nouvelle-Écosse)	44	Stea, 2000
Estuaire du Maine	70	Thompson <i>et al.</i> , 1989
Baie Saint-Georges (Terre-Neuve)	105	Bell <i>et al.</i> , 2003
Baie Saint-Georges et Port-au-Port (Terre-Neuve)	44	Forbes <i>et al.</i> , 1993
Baie Saint-Georges (Terre-Neuve)	45	Brookes, 1969; 1974
Port-au-Port (Terre-Neuve)	40	Barnhardt <i>et al.</i> , 1995
Baie d'Espoir (Terre-Neuve)	50	Shaw et Forbes, 1995

Après l'invasion marine, une rapide émergence des terres a mené à un niveau marin sous l'actuel. Une phase de transgression marine s'est entamée il y a environ 8 ka, après la période de bas niveau marin (Schafer, 1977; Belknap *et al.*, 1986; Syvitski, 1992; Shaw *et al.*, 1993). Les bas niveaux déterminés dans l'ensemble des Maritimes sont présentés dans le tableau 1.3.

En se basant sur la profondeur de chenaux incisés dans des sédiments glacio-marins et une ligne de rivage sous-marine, Syvitski (1992) a évalué le bas niveau marin à 90 m sous l'actuel dans la baie des Chaleurs; il a noté des terrasses érodées jusqu'à 90 m de profondeur dans ce secteur (Syvitski *et al.*, 1987; Syvitski, 1992). Shaw *et al.* (2002, 2006) interprètent les chenaux observés par Syvitski (1992) comme des formes fuselées d'origine glaciaire. Ces auteurs suggèrent plutôt un bas niveau marin de 45 m sous l'actuel pour la baie des Chaleurs (Shaw *et al.*, 2002). Syvitski et Praeg (1989) ont identifié des paléolignes de rivage à 30 m de profondeur, qui concordent avec l'hypothèse de Schafer (1977) relative à un bas niveau marin de 20 à 30 m sous le niveau actuel, atteint entre 10 et 7 ka BP. Les analyses palynologiques effectuées par Mott *et al.* (2004) dans certains lacs entourant la baie des Chaleurs ont permis de mettre en évidence une période chaude et sèche, durant laquelle le niveau des eaux sous-terraines était bas. Les auteurs associent cette période à un bas niveau marin, qui serait survenu entre 8,5 et 8,4 ka BP.

Tableau 1.3 Bas niveaux marins recensés dans le sud-ouest des Maritimes

Localisation	Profondeur (m)	Âge estimé (ka BP)	Âge estimé (ka cal. BP)	Références
Baie des Chaleurs	20 à 30	Entre 10,0 et 7,0	Entre 11,4 et 7,8	Schafer, 1977
Baie des Chaleurs	90	9,0	10,2	Syvitski, 1992
Baie des Chaleurs	45	-	-	Shaw <i>et al.</i> , 2002
Baie des Chaleurs	-	8,5-8,4	9,5	Mott <i>et al.</i> , 2004
Baie des Chaleurs	30	-	-	Syvitski et Praeg, 1989
Estuaire de Sheepscot (Maine)	55	Entre 11,0 et 10,5	Entre 12,8 et 12,5	Barnhardt <i>et al.</i> , 1995
Estuaire de Sheepscot (Maine)	65	9,5	10,7	Belknap <i>et al.</i> , 1986
Nouvelle-Écosse	40 à 50	10,0	11,4	Shaw <i>et al.</i> 1993; Dyke et Peltier, 2000
Halifax (Nouvelle-Écosse)	70	Entre 12,0 et 11,0	Entre 13,8 et 12,8	Edgecombe <i>et al.</i> , 1999
Plate-forme continentale	65	11,5	13,3	Stea, 2004
Sud et sud-ouest de l'île de Terre-Neuve	jusqu'à 30	Entre 9,5 et 8,2	Entre 10,7 et 9,0	Shaw et Forbes, 1995; Bell <i>et al.</i> , 2003

Dans l'estuaire de Sheepscot, situé dans l'État du Maine, le niveau marin est passé de 70 m au-dessus de l'actuel vers 14 ka BP (Belknap *et al.*, 1986; Barnhardt *et al.*, 1995), à environ 65 m sous le niveau actuel vers 9,5 ka BP (Belknap *et al.*, 1986). Barnhardt *et al.* (1995) ont identifié un paléodelta à 55 m sous le niveau marin actuel, érigé entre 11 et 10,5 ka BP.

Au sud de la province de Terre-Neuve, des deltas marins submergés ainsi que des vallées incisées ont permis d'évaluer des bas niveaux marins allant jusqu'à 30 m sous l'actuel. Ces bas niveaux sont datés entre 9,5 et 8,2 ka BP dans les secteurs au sud et au sud-ouest de la province (Shaw et Forbes, 1995; Bell *et al.*, 2003).

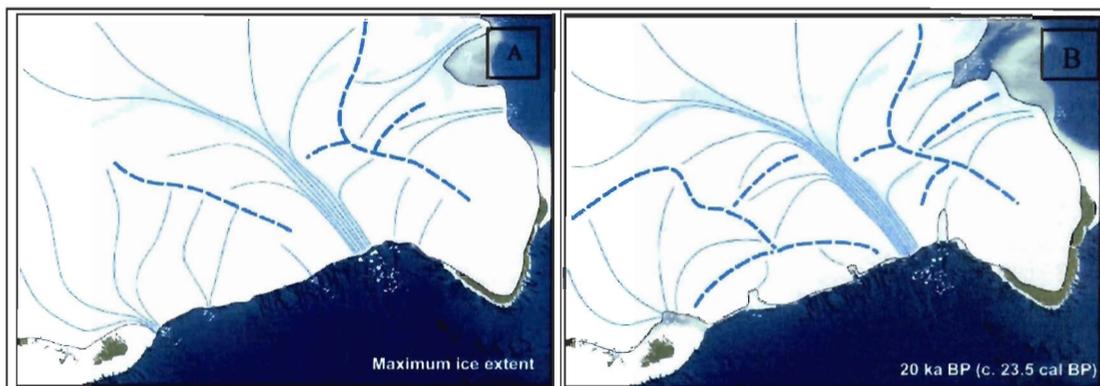
Plus au sud, en Nouvelle-Écosse, le patron des variations du niveau marin est semblable. Il présente un bas niveau marin de l'ordre de 45 à 50 m sous l'actuel vers 10 ka BP, suivi d'une submersion graduelle jusqu'au niveau actuel (Wang et Piper, 1982; Shaw *et al.* 1993; Dyke et Peltier, 2000). Dans le havre d'Halifax, Edgecombe *et al.* (1999) rapportent un bas niveau

marin d'environ 70 m entre 12 et 11 ka BP. Stea *et al.* (1994) ont évalué un bas niveau marin de 65 m sous l'actuel au large de la Nouvelle-Écosse, sur la plate-forme continentale, vers 11,5 ka BP.

À l'échelle de cette partie du golfe, il semble y avoir une croissance nord-sud au niveau des profondeurs atteintes lors de la phase de bas niveau marin : entre 20 et 45 m dans la baie des Chaleurs et à Terre-Neuve allant jusqu'à 65-70 m au large de la Nouvelle-Écosse. L'âge associé à ces bas niveaux traduit une tendance similaire; ils sont atteints entre 7 et 10 ka BP au nord (Nouveau-Brunswick et Terre-Neuve), entre 9,5 et 11,0 ka BP au Maine et vers 11,5 au large de la Nouvelle-Écosse.

1.4 La baie de Gaspé

L'est de la Gaspésie se trouve au carrefour entre le domaine de l'inlandsis Laurentidien et celui de calottes glaciaires régionales (figure 1.4). Or, les relations spatio-temporelles entre la calotte gaspésienne, l'inlandsis Laurentidien et les calottes maritimes ne sont pas établies. L'existence de deux patrons de variations du niveau marin relatif en Gaspésie est liée à cette position géographique par rapport aux masses glaciaires wisconsiniennes. La frontière entre les deux patrons d'émersion doit se trouver quelque part entre la baie des Chaleurs et Rivière-la-Madeleine. L'est de la péninsule est donc une région clé à la fois pour compléter l'histoire glaciaire du golfe du Saint-Laurent et pour localiser la limite entre les deux patrons de variations du niveau marin relatif. La baie de Gaspé a été sélectionnée à ces fins. Il est donc de mise d'exposer les connaissances existantes par rapport à cette région.



1.4 Localisation des masses et écoulements glaciaires (A) au dernier maximum glaciaire et (B) à 20 ka BP (tirées de Shaw *et al.*, 2006). Les écoulements en provenance du Bouclier canadien et convergeant dans le chenal Laurentien correspondent à l'inlandsis Laurentidien; les lignes pointillées rapportent aux crêtes de dispersion des calottes glaciaires régionales couvrant les Maritimes.

1.4.1 Glaciation à l'est de la péninsule gaspésienne

Deux études ont spécifiquement porté sur les écoulements glaciaires de l'est gaspésien. Allard et Tremblay (1979, 1981) ont circonscrit leurs recherches au territoire du Parc national Forillon, au nord de la baie de Gaspé, tout en incluant les secteurs de l'Anse-au-Griffon et de Rivière-au-Renard. Veillette (1988) s'est plutôt concentré sur l'amont de la baie de Gaspé, à partir de l'embouchure de la rivière Saint-Jean, et le nord de la péninsule de Forillon jusqu'à Cloridorme. Sur la péninsule de Forillon, Allard et Tremblay (1981) suggèrent que « [l]e développement de cirques et de glaciers de vallée a probablement précédé et suivi le recouvrement de la péninsule par une calotte locale ». Bien qu'Allard et Tremblay (1979) aient énoncé la possibilité d'une glaciation par une calotte en provenance du centre de la Gaspésie, ces auteurs optent pour un recouvrement glaciaire par une calotte locale sise sur la péninsule de Forillon. Selon ces auteurs, cette calotte n'a pas atteint le littoral nord de la baie de Gaspé, où s'écoulait une langue glaciaire. Selon Veillette (1988), cette langue était alimentée par une masse glaciaire non influencée par la topographie, provenant du centre de la péninsule. Des stries recensées par Coleman (1922), McGerrigle (1952) et Allard et Tremblay (1979) suggèrent effectivement des écoulements vers l'est et l'est-sud-est de part et d'autre de la baie de Gaspé (Allard et Tremblay, 1981).

Bien que Veillette (1988) n'ait répertorié, dans l'est de la péninsule, aucune strie attribuable au passage de l'inlandsis, Allard et Tremblay (1979, 1981) ont remarqué des indices indiquant le contraire au nord de la pointe de Forillon. À Rivière-au-Renard, des marques d'abrasion en forme de clou et des stries s'élargissant vers le sud-ouest témoignent d'une érosion par des glaces en provenance du golfe (Allard et Tremblay, 1981). Sur le replat du camping du Cap-Bon-Ami, des stries de direction nord-sud, les plus anciennes répertoriées, ainsi que des dépôts glacio-marins contenant des éléments précambriens ont été observés. Faute de marqueurs du sens de l'écoulement, Allard et Tremblay (1981) ont associé ces indicateurs à l'écoulement des glaces laurentidiennes sur la plaine côtière. Toutefois, les erratiques précambriens au-dessus de la limite marine sont rares, à l'exception de ceux trouvés à la tête du bassin de la rivière York (McGerrigle, 1952). Bien que l'inlandsis Laurentidien ait pu atteindre la plaine côtière de la péninsule de Forillon (Allard et Tremblay, 1979, 1981), les indices précambriens pourraient provenir de glaciations antérieures ou d'un recouvrement partiel du nord de la péninsule par l'inlandsis. Les cailloux et les blocs grenvilliens auraient alors été remaniés par les langues glaciaires occupant les vallées (Allard et Tremblay, 1981; Veillette, 1988; Maurice, 1995). Les glaces flottantes nourries par l'inlandsis s'écoulant parallèlement au littoral ont aussi laissé des traces, celles-là plus récentes, au nord de Forillon (Allard et Tremblay, 1979).

1.4.2 Variations du niveau marin relatif à l'est de la péninsule gaspésienne

L'âge minimal de la déglaciation et de l'invasion marine dans l'est de la péninsule gaspésienne se situerait entre 13,5 et 13,0 ka BP. Entre Rivière-au-Renard et Chandler (baie des Chaleurs), les datations les plus anciennes sont : 1) 13 420 ± 220 ans BP (QU-1117; Allard et Tremblay, 1981) sur des coquilles récoltées à l'Anse-au-Griffon et 2) 13 100 ± 120 ans BP (CGC-4497; Veillette, 1988) sur un échantillon de *Mya truncata* récolté à Cap-des-Rosiers.

Les premiers travaux effectués dans la région de Gaspé ont permis de proposer une limite marine de 73 m (Bell, 1863, Fairchild, 1918 et Chalmers, 1904; cités par Allard et Tremblay,

1981). Allard et Tremblay (1981) ont souligné des formes d'abrasion marine et de l'argile massive non-fossilifère dont l'origine n'est pas spécifiée (marine, lacustre ou glacio-lacustre) à 76 m d'altitude. Sans écarter cette altitude, ces auteurs mentionnent néanmoins une limite marine plus vraisemblable autour de 30 m. Un diamicton fossilifère trouvé par Veillette (1988) l'incite à proposer une limite marine minimale de 40 m dans le secteur de Cap-des-Rosiers, bien que la nature de ce diamicton reste indéterminée (glacio-marine, marine ou till remaniant un dépôt marin). Cet auteur souligne également la présence de trois blocs erratiques précambriens situés à 79 m d'altitude dans le secteur de Cap-des-Rosiers. Dans le secteur au nord de la péninsule de Forillon, les indices géomorphologiques recensés sur la carte de Veillette et Cloutier (1993) suggèrent que la mer a atteint des altitudes de 38 m à Rivière-au-Renard, 37 m à l'Anse-au-Griffon et 42 m au nord de Cap-des-Rosiers. Pareillement, à l'embouchure de la baie des Chaleurs, les indicateurs supportent des limites marines de 40 m à l'embouchure de la rivière Malbaie, 38 m à Chandler et 46 m à Port-Daniel (Veillette et Cloutier, 1993). Les limites marines au nord et au sud de la baie de Gaspé se situent donc aux environs de 40 m.

Outre les terrasses citées par Allard et Tremblay (1981), les études apportent peu d'éléments concernant l'altitude de la limite marine à l'intérieur même de la baie de Gaspé. Quelques indices géomorphologiques sont recensés dans le tableau 1.4. En conclusion, si le niveau de 30 m ne correspond pas à la limite marine maximale dans la baie de Gaspé, il concorde certainement à un niveau marin stable pour avoir permis la construction de corps sédimentaires et l'érosion de platiers rocheux.

Deux études effectuées sur la péninsule de Forillon abordent certaines hypothèses relatives aux variations du niveau marin relatif à l'extrême est de la Gaspésie. En s'appuyant sur une datation faite à Rivière-au-Renard dans un dépôt de sables et graviers, Allard et Tremblay (1979) ont proposé que le niveau marin relatif était passé sous la cote des 15 m d'altitude vers 10 ka BP. Il faut toutefois souligner que l'altitude de 15 m a aussi été datée à $13\,420 \pm 220$ ans BP (QU-1117) à l'Anse-au-Griffon, dans un dépôt de sables et graviers. Il est possible qu'une des deux dates soit erronée ou que ces deux secteurs appartiennent à des patrons

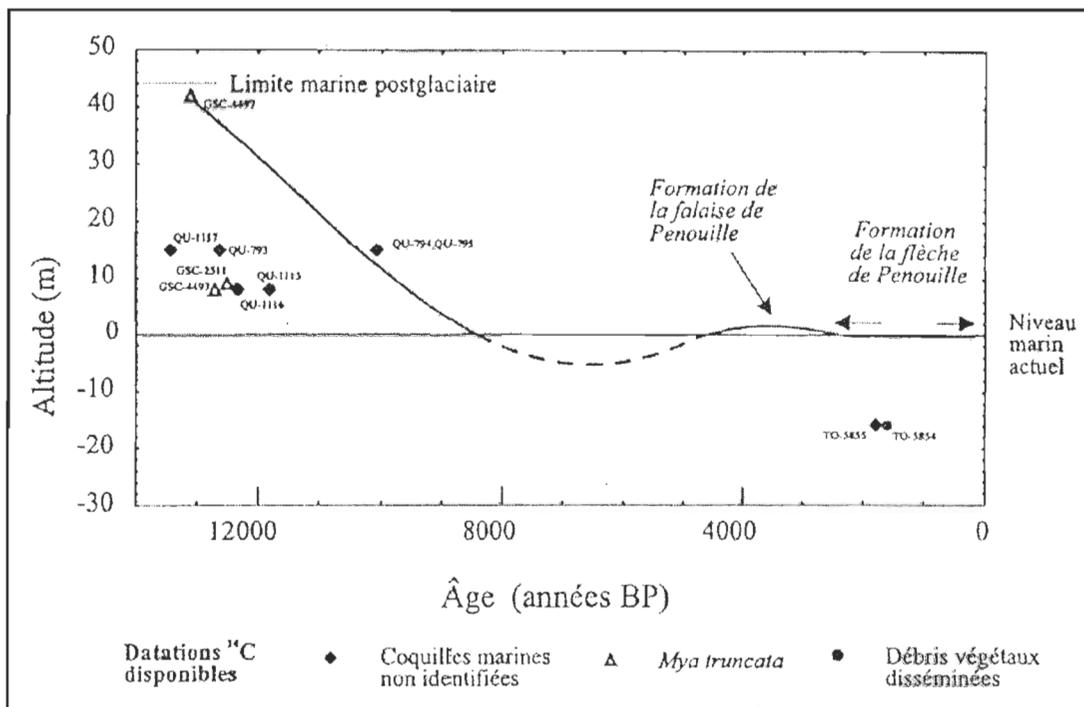
d'émersion des terres différents. Notons qu'à Terre-Neuve à peine une centaine de kilomètres séparent des secteurs présentant des courbes d'émersion différentes, de types A et B (Shaw *et al.*, 2002; Bell *et al.*, 2005).

Tableau 1.4 Indices géomorphologiques liés à la limite marine dans la baie de Gaspé

Localisation	Altitude (m)	Éléments géomorphologiques	Références
Penouille	55	terrasse	Allard et Tremblay, 1981
Gaspé	30	terrasses	Allard et Tremblay, 1981
Prével	27	terrasse	Prest, 1970 (cité par Allard et Tremblay 1981)
Gaspé	30	plages sur roc	Dionne, 1976 (cité par Allard et Tremblay, 1981)
Gaspé	55	terrasse	Coleman, 1922 (cité par Allard et Tremblay, 1981)
Bassin de Gaspé	68-70	ligne de rivage	Chalmers, 1896 (cité par Allard et Tremblay, 1981)
Cap-aux-Os	28	erratique précambrien d'origine paléoglaciale	Carte de Veillette et Cloutier, 1993
Rosebridge	26	delta	Carte de Veillette et Cloutier, 1993
Gaspé	19	encoche	Carte de Veillette et Cloutier, 1993
Vallée de la Saint-Jean	26	encoche	Carte de Veillette et Cloutier, 1993
Vallée de la Saint-Jean	36	niveau de paléo rivage	Carte de Veillette et Cloutier, 1993
Vallée de la Saint-Jean	25	encoche	Carte de Veillette et Cloutier, 1993
Vallée de la Saint-Jean	28	encoche	Carte de Veillette et Cloutier, 1993
Seal Cove	30	encoche	Carte de Veillette et Cloutier, 1993

Parent et Michaud (1996) ont proposé une courbe des variations du niveau marin relatif pour la baie de Gaspé présentant le patron typique de l'estuaire (figure 1.5). L'âge et l'altitude de l'invasion sont basés sur la date de $13\,100 \pm 120$ (GSC-4497) prise par Veillette (1988) dans le diamicton fossilifère de Cap-des-Rosiers. Le niveau de 15 m serait daté de 10 ka BP, selon les échantillons QU-794 ($10\,070 \pm 140$ ans BP) et QU-795 ($9\,980 \pm 130$ ans BP) récoltés par Allard et Tremblay (1981). Ces deux échantillons, placés à la même altitude sur la courbe, ont été pris dans des secteurs différents et à des altitudes différentes, soit respectivement à Rivière-au-Renard (altitude de 15 m) et à Cap-des-Rosiers (altitude de 30 m). Basée sur ces deux dates, la courbe exclut les échantillons QU-1117 ($13\,420 \pm 220$ ans BP) et GSC-2511 ($12\,500 \pm 140$ ans BP) récoltés dans des sables et graviers à l'Anse-au-Griffon. À la suite d'un bas niveau marin hypothétique, les auteurs proposent une légère hausse vers 4 ka BP,

suivie d'une régression et d'une période de stabilisation au niveau marin actuel il y a moins de 3 ka BP. Il est à noter qu'à partir de 10 ka BP, cette courbe repose sur des éléments non-datés. Qui plus est, elle ne prend pas en compte l'ensemble des datations disponibles dans la région. Bien que cette courbe soit tracée pour la baie de Gaspé, elle est basée sur des datations obtenues sur un vaste secteur, s'étendant du Cap-des-Rosiers à l'Anse-au-Griffon et Rivière-au-Renard. Les deux seules datations obtenues dans la baie de Gaspé ne sont pas incluses dans le tracé de la courbe.



1.5 Courbe des variations du niveau marin relatif de la baie de Gaspé (tirée de Parent et Michaud, 1996)

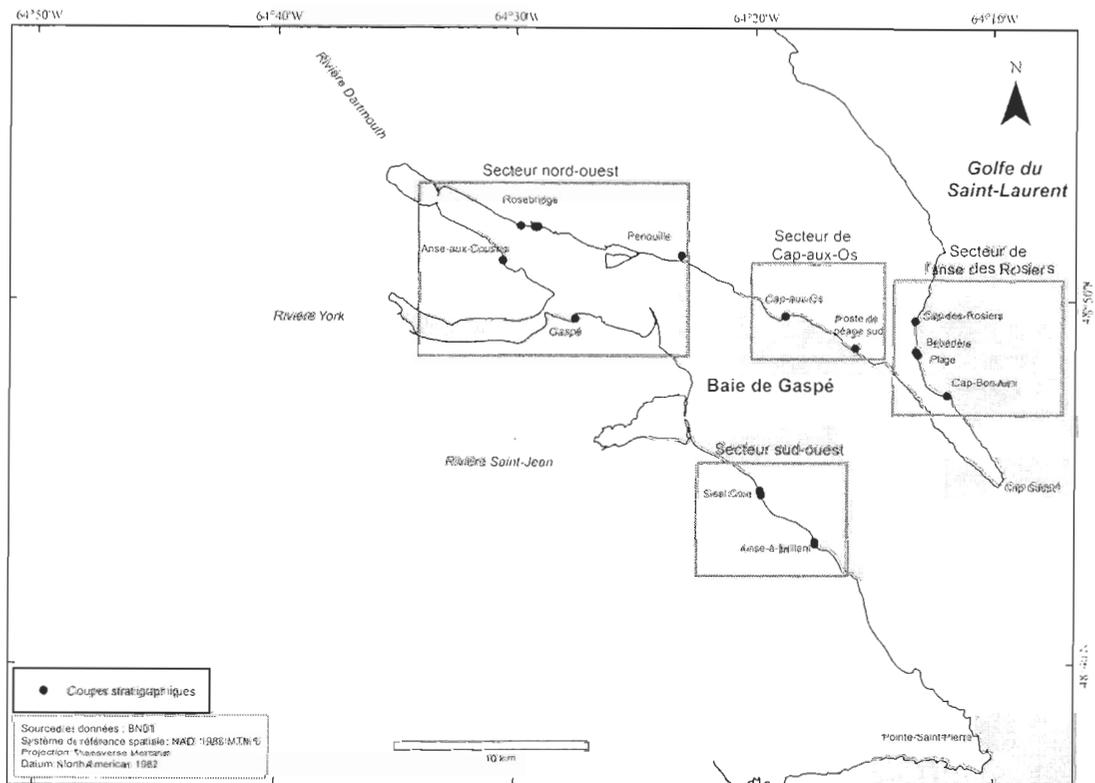
Quelques grandes lignes de l'histoire quaternaire de la région de Gaspé sont déjà tracées. Les écoulements glaciaires au niveau de la baie de Gaspé sont bien répertoriés dans les secteurs du parc Forillon et à l'amont de la baie de Gaspé/rivière Dartmouth. Les écoulements dans le secteur sud-ouest de la baie sont moins bien connus. Plusieurs écoulements glaciaires ont été mis en évidence dans le secteur du Cap-Bon-Ami et du Cap-des-Rosiers, sans que la lumière ne soit faite sur l'origine et la chronologie de ces écoulements. Bien que certaines hypothèses

aient été émises quant aux événements ayant suivi la dernière glaciation, l'histoire postglaciaire reste à être reconstituée sur des bases plus solides. Les connaissances relatives aux étapes et à la chronologie du retrait glaciaire à l'extrémité est de la péninsule sont particulièrement lacunaires. Les deux dates les plus anciennes ont été récoltées à des altitudes différentes et dans des secteurs différents; aucune n'est située dans la baie de Gaspé. Ces dates ont néanmoins servi à étayer les hypothèses relatives à la limite altitudinale atteinte par la Mer de Goldthwait dans la baie de Gaspé et dans le secteur du Cap-des-Rosiers. Autrement, les indices relatifs à la limite marine reposent sur des éléments géomorphologiques, dont certains ne peuvent pas référer exclusivement à l'action marine. La courbe des variations holocènes du niveau marin relatif est basée sur un nombre limité de datations et sur des choix discutables; elle reste donc très hypothétique. Il est de mise de valider cette courbe en se basant sur davantage de données récoltées dans la baie de Gaspé.

CHAPITRE II

DESCRIPTION PHYSIQUE DU TERRITOIRE À L'ÉTUDE

La région de la baie de Gaspé est située à l'extrémité est de la péninsule gaspésienne, dans la région physiographique des Appalaches. Le cap Gaspé, au bout de la presqu'île de Forillon, et Pointe-Saint-Pierre en constituent les extrémités nord et sud (figure 2.1). La baie fait face au golfe du Saint-Laurent. La région à l'étude s'étend entre l'Anse-à-Brillant (48°43'18"N, 64°17'29"O) et Cap-des-Rosiers (48°49'25"N, 64°13'20"O). Les sites étudiés sont compris dans la zone littorale de la baie de Gaspé et du sud-est de la péninsule de Forillon (figure 2.1). La région a été divisée en quatre secteurs : 1) le secteur nord-ouest de la baie de Gaspé, qui inclut les sites de l'Anse-aux-Cousins, de Gaspé, de Rosebridge et de Penouille; 2) le secteur de Cap-aux-Os, qui compte les sites de Cap-aux-Os et du poste de péage sud; 3) le secteur de l'anse des Rosiers, dans lequel sont compris les sites situés au sud-est de la péninsule de Forillon (Cap-des-Rosiers, plage, belvédère et Cap-Bon-Ami); et 4) le secteur sud-ouest de la baie de Gaspé, qui comprend les sites de l'Anse-à-Brillant et de Seal Cove.



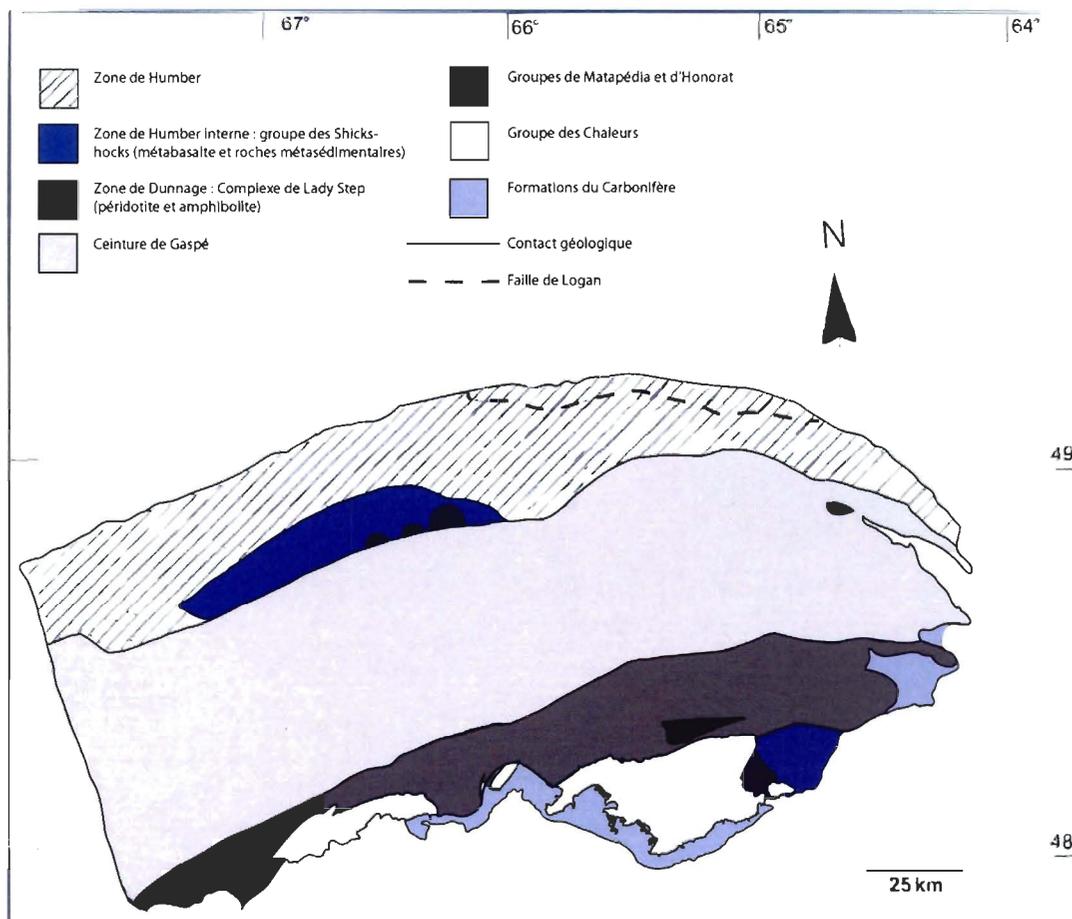
2.1 Localisation des sites d'étude

2.1 Contexte géologique

Les formations géologiques composant la région suivent un axe nord-ouest – sud-est (Allard et Tremblay, 1979), tout comme la baie de Gaspé et la péninsule de Forillon. Trois principaux groupes de formations géologiques sont distingués, du plus vieux au plus jeune : 1) la zone de Humber; 2) la ceinture de Gaspé; et 3) le bassin de Ristigouche, qui fait partie des formations du Carbonifère (figure 2.2). Dans la région à l'étude, trois subdivisions de la ceinture de Gaspé sont exposées, soit le groupe des Chaleurs, les Calcaires Supérieurs de Gaspé et les Grès de Gaspé (figure 2.3).

La zone de Humber, située au nord de la péninsule de Forillon (figure 2.3), est constituée 1) de calcaire, de grès et de mudstone interstratifiés provenant des formations de Romieu et

Rivière Ouelle (Cambrien moyen à Ordovicien inférieur) et 2) de flysch, constituant les formations de Tourelle, Cloridorme et Des Landes (Ordovicien moyen à supérieur). Le mélange de Cap-Chat (Ordovicien moyen à supérieur) est formé de blocs provenant des formations de Rivière Ouelle, Tourelle et Des Landes, incrustés dans une matrice argileuse (Saint-Laurent *et al.*, 2004; Castonguay *et al.*, 2005). Ces formations déposées sur le talus continental du palécontinent Laurentia sont issues de l'accumulation de sédiments formés lors de l'ouverture et de la fermeture partielle de l'océan Iapetus (Saint-Laurent *et al.*, 2004).



2.2 Géologie de la péninsule gaspésienne (modifiée de Saint-Laurent *et al.*, 2004)

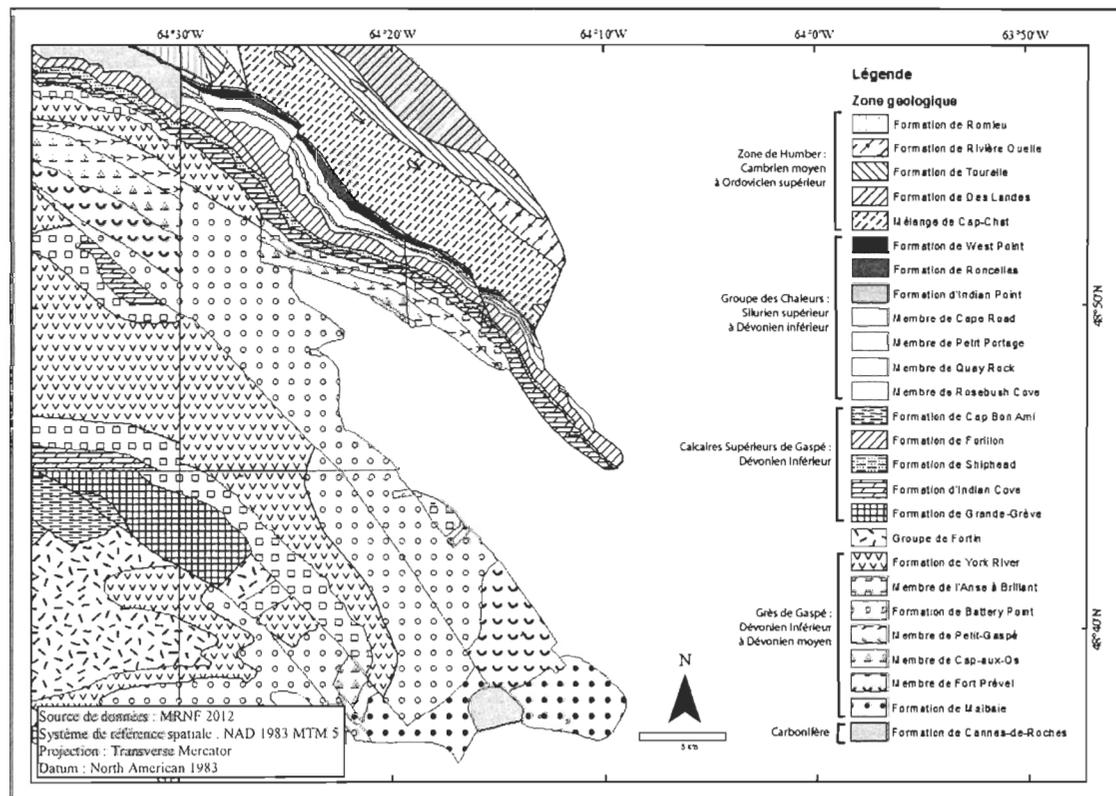
Trois formations comprises dans le groupe des Chaleurs longent le versant nord des crêtes de la péninsule de Forillon (figure 2.3), soit les formations de West Point, Roncelles et Indian

Point (Silurien supérieur à Dévonien inférieur). Celles-ci sont constituées de grès, de silstone, de mudstone et de calcaire. D'autres formations du groupe des Chaleurs affleurent au centre de la péninsule (en amont de la rivière Saint-Jean) et dans la région de Percé. Ces formations réfèrent à l'accumulation sédimentaire sur le talus continental dans un contexte de subsidence (Saint-Laurent *et al.*, 2004; Lavoie et Asselin, 2004).

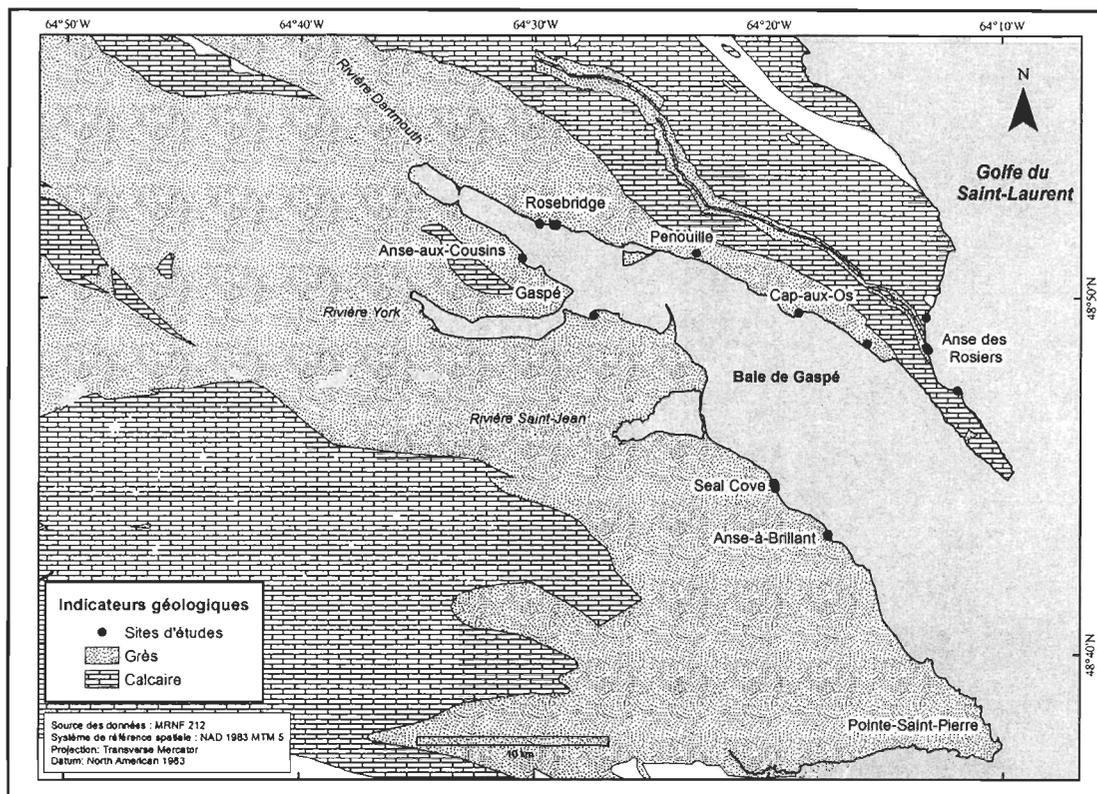
Les Calcaires Supérieurs de Gaspé, sus-jacents au groupe des Chaleurs, ont été déposés au Dévonien inférieur et contiennent les formations de Cap-Bon-Ami, Forillon, Ship Head, Indian Cove et Grande-Grève (figure 2.3). Ils sont principalement composés de calcaire, mais aussi de mudstone et de grès (Saint-Laurent *et al.*, 2004; Castonguay *et al.* 2005). Les faciès appartenant à ce groupe résultent de l'accumulation de sédiments sur le talus continental dans le contexte de subsidence du Dévonien inférieur (Achab *et al.*, 1997; Saint-Laurent *et al.*, 2004; Lavoie et Asselin, 2004).

Les Grès de Gaspé, au sommet de la séquence géologique, sont composés des formations de York River, Battery Point et Malbaie (figure 2.3). La formation de York River (Dévonien inférieur), qui contient le membre de l'Anse-à-Brillant, est constituée d'un assemblage de silstone, de mudstone et de grès prodeltaïques (Rust *et al.*, 1989; Castonguay *et al.*, 2005). Au-dessus, la formation de Battery Point (Dévonien inférieur), qui comprend les membres de Petit-Gaspé, Cap-aux-Os et Fort Prével, est principalement constituée de grès et de grès conglomératique d'origine alluviale (Rust *et al.*, 1989; Castonguay *et al.*, 2005). Le membre de Fort Prével fait la transition avec la formation de Malbaie (Dévonien moyen), composée de grès et de conglomérat rouges d'origine fluviale. La formation de Malbaie est située à l'extrémité sud-est de la baie de Gaspé, formant la Pointe-Saint-Pierre. Elle fait la transition avec les formations carbonifères rouges qui longent la baie des Chaleurs (Rust *et al.*, 1989). Les dépôts sédimentaires des formations dévoniennes traduisent le passage d'un milieu pré littoral (formation de York River) à la plaine alluviale d'une rivière à tresses (formations de Battery Point et Malbaie). Cette évolution paléoenvironnementale est due à l'érection de montagnes au sud de la baie lors de l'orogénèse acadienne (Rust *et al.*, 1989) et à un contexte de régression marine (Saint-Laurent *et al.*, 2004; Lavoie et Asselin, 2004).

La baie de Gaspé est campée dans un synclinal formé durant l'orogénèse acadienne (Allard et Tremblay, 1979; Saint-Laurent *et al.*, 2004). Certaines formations géologiques provenant du groupe de Chaleurs, des Calcaires Supérieurs de Gaspé et des Grès de Gaspé s'emboîtent pour former le synclinal de la baie; elles affleurent en bandes parallèles de part et d'autre de celle-ci (figure 2.3). Les environnements géologiques autour de la baie de Gaspé connaissent donc une succession similaire. Les grès tapissent le fond de la baie et composent les formations directement adjacentes à celle-ci. Les calcaires ceinturent les grès dans l'axe de la baie. Une zone géologique essentiellement constituée de grès affleure dans la région à l'étude (figure 2.4).



2.3 Formations géologiques dans la région de Gaspé



2.4 Délimitation entre les grès et les calcaires dans la région de Gaspé

2.2 Contexte physiographique

Allard et Tremblay (1981) ont distingué trois unités physiographiques du côté nord de la baie de Gaspé. Les crêtes, dont l'altitude varie entre 300 et 550 m, sont constitués de calcaires incisés par des cirques glaciaires. Les versants de la baie de Gaspé, qui présentent des pentes plus douces conformes au pendage des couches (revers des crêtes monoclinaux), sont formés dans la formation de York River. La frange côtière, située entre 15 et 75 m d'altitude, est formée dans les grès de la formation de Battery Point. Cette frange se termine par une falaise littorale d'une quinzaine à une vingtaine de mètres. Un patron similaire est observé du côté sud de la baie de Gaspé. La frange côtière et les versants de la baie de Gaspé sont plus larges et atteignent des altitudes supérieures. De ce côté de la baie, à la place des crêtes, s'étale un plateau incisé qui culmine vers 650 m. Trois rivières principales incisent ce plateau, soit la

Dartmouth, au nord-ouest de la baie, la York, à l'ouest, et la Saint-Jean, au sud-ouest. Celles-ci se jettent dans une ancienne vallée glaciaire en auge, profonde de 195 m : la baie de Gaspé (Allard et Tremblay, 1981).

CHAPITRE III

MÉTHODOLOGIE

La présente étude est basée sur la géomorphologie et la stratigraphie du Quaternaire. Les campagnes de terrain effectuées durant les étés 2011 et 2012 ont permis de valider une partie des analyses géomorphologiques préalablement réalisées et de sélectionner 20 sites où des coupes stratigraphiques ont été effectuées. Sur ces sites, des échantillons ont été récoltés pour les analyses sédimentologiques et pour effectuer des datations au radiocarbone.

3.1 Analyses géomorphologiques

Les formes géomorphologiques de l'ensemble du secteur à l'étude ont été répertoriées par photo-interprétation avec les photographies aériennes de 1963 (échelle 1/15 840) et les orthophotographies de 2001 (échelle 1/40 000). Un modèle d'élévation numérique, généré avec le logiciel ArcGIS 10.0 de ESRI à partir des données LIDAR 2008 et des courbes topographiques (équidistance 10 m), a servi d'outil complémentaire à la validation des formes observées. La nature des sédiments composant les formes d'accumulation sédimentaire a été déterminée à l'aide des cartes de dépôts de surface; leur altitude a été spécifiée avec les données LIDAR, lorsque disponibles, et/ou topographiques. Sur la base de ces observations et des éléments recensés dans la littérature, une cartographie des formes géomorphologiques a été effectuée avec le logiciel ArcGIS 10.0.

L'examen de profils sismiques de la baie de Gaspé a permis d'analyser les formes sous-marines. Ces profils ont été effectués avec un profileur de sous-surface de type Knudsen

320BR (fréquence centrée sur 3,5 kHz) par le Centre interdisciplinaire de développement en cartographie des océans (CIDCO) lors des étés 2010 et 2011.

3.2 Lithostratigraphie

L'étude repose sur l'analyse des séquences sédimentaires dégagées à chacun des sites. Les caractéristiques lithostratigraphiques ont été décrites sur le terrain et photographiées. La caractérisation de chaque unité comprise dans les coupes stratigraphiques comprend les éléments suivants : estimation de la taille des particules et du triage, les structures sédimentaires (stratifications, rythmites, etc.), les structures de déformation, la pétrographie, la biostratigraphie, la géométrie et l'épaisseur des unités, le type de contact entre les unités, le pendage et l'orientation des lits (mesurés avec une boussole Brunton) ainsi que la couleur des sédiments. L'altitude de chaque coupe a été prise à l'aide d'un système mondial de localisation différentielle (DGPS) RTK R8 de Trimble d'une précision de 5 cm en z. En complément aux données stratigraphiques terrestres, l'examen des profils sismiques effectués par le CIDCO a permis d'évaluer la stratigraphie sous-marine de la baie de Gaspé.

Des carottes ont été prélevées dans les marais de Penouille et de Sandy Beach par le Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières lors de campagnes de terrain antérieures. Ces carottes d'environ un mètre de long ont été récoltées à l'aide d'un tuyau en PVC de 4 pouces de diamètre muni d'un « core catcher » à sa base. Seules deux carottes présentant le contact entre l'unité sédimentaire basale et l'unité organique associée au marais ont été utilisées dans cette étude afin de dater le début de la formation des marais. L'altitude de la surface de la carotte a été déterminée à l'aide du DGPS, permettant de déterminer avec précision l'altitude du niveau marin lors du début de la formation du marais.

3.3 Analyses sédimentologiques

Après avoir été décrite dans leur ensemble, chaque unité des coupes stratigraphiques a été échantillonnée aux fins d'analyses sédimentologiques, soit les analyses granulométriques, les analyses géochimiques et les analyses spectrophotométriques. La granulométrie a permis de valider la nature des environnements sédimentaires à l'origine de chaque unité; la géochimie et la spectrophotométrie ont servi à associer les diamictons similaires et à déterminer leur provenance.

3.3.1 Granulométrie

Les analyses granulométriques ont été faites sur la portion comprise entre 0,04 et 2000 μm de chaque échantillon de sédiment. Ceux-ci ont d'abord été séchés à l'air puis broyés avec un mortier et un pilon en caoutchouc. Un sous-échantillon d'au moins 20 g a été prélevé puis transféré dans 100 ml d'eau. Pour éliminer les carbonates, de l'acide chlorhydrique (HCl) concentré à 10% a été versé dans la solution préalablement chauffée jusqu'à cessation de l'effervescence. La matière organique a ensuite été détruite : 10 g de dioxyde de dihydrogène (H_2O_2) concentré à 33% ont été mélangés à la solution, qui a été chauffée à 90°C durant au moins 8h. Après avoir neutralisé les échantillons avec quelques gouttes d'ammoniac (NH_3), une solution d'héxamétophosphate de sodium concentrée à 20 g/l a été ajoutée. Les échantillons ont été brassés pendant au moins trois heures sur un rotateur-maison. Chaque échantillon a été tamisé humide à 63 μm .

Les analyses granulométriques de la portion inférieure à 63 μm ont été réalisées avec un granulomètre laser Beckman Coulter LS13320. Des analyses ont été effectuées en boucle avec émissions d'ultrasons jusqu'à la stabilisation de la distribution granulométrique (au moins six fois). La portion supérieure à 63 μm a été récoltée, séchée à l'étuve puis pesée à l'aide d'une balance électronique à plateau pour déterminer le pourcentage de sable de chaque échantillon. Un tamisage sec a été effectué sur la portion supérieure à 63 μm à l'aide d'une colonne de tamis de dimensions suivantes : 1400 μm , 1000 μm , 710 μm , 500 μm ,

355 μm , 250 μm , 180 μm , 125 μm , 90 μm et 63 μm . Le tamisage mécanique a été effectué pendant 20 minutes, à une amplitude de 2. Les tamis et l'assiette de récolte ont été pesés avant et après le tamisage pour déterminer la proportion de sédiments associée à chaque intervalle granulométrique.

Les paramètres des distributions granulométriques comprises entre 0,04 et 2000 μm ont été extraits avec le logiciel GRADISTAT 8.0 (©Blott, 2010). Les statistiques utilisées sont celles générées par la méthode logarithmique de Folk et Ward (1957); les classes relatives à chaque indice (tri, asymétrie, kurtosis) sont présentées dans la figure 3.1.

(d) Logarithmic (original) Folk and Ward (1957) graphical measures

Mean	Standard deviation	Skewness	Kurtosis
$M_z = \frac{\phi_{16} + \phi_{50} + \phi_{84}}{3}$	$\sigma_1 = \frac{\phi_{84} - \phi_{16}}{4} + \frac{\phi_{95} - \phi_5}{6.6}$	$Sk_1 = \frac{\phi_{16} + \phi_{84} - 2\phi_{50}}{2(\phi_{84} - \phi_{16})} + \frac{\phi_5 + \phi_{95} - 2\phi_{50}}{2(\phi_{95} - \phi_5)}$	$K_G = \frac{\phi_{95} - \phi_5}{2.44(\phi_{75} - \phi_{25})}$
Sorting (σ_1)	Skewness (Sk_1)		Kurtosis (K_G)
Very well sorted	<0.35	Very fine skewed	<0.67
Well sorted	0.35–0.50	Fine skewed	0.67–0.90
Moderately well sorted	0.50–0.70	Symmetrical	0.90–1.11
Moderately sorted	0.70–1.00	Coarse skewed	1.11–1.50
Poorly sorted	1.00–2.00	Very coarse skewed	1.50–3.00
Very poorly sorted	2.00–4.00		Extremely leptokurtic
Extremely poorly sorted	>4.00		>3.00

3.1 Classification des paramètres granulométriques (tirée de Blott et Pye, 2001)

3.3.2 Géochimie

La composition chimique de la fraction inférieure à 2000 μm des échantillons de sédiments glaciaires et glacio-marins a été déterminée par fluorescence à rayon-X. Les analyses ont été effectuées à l'aide d'un banc Multi Sensor Core Logger (MSCL) de GEOTEK, à l'Institut des Sciences de la Mer (ISMER). Un pourcentage d'erreur de 20% a été déterminé comme seuil d'acceptation des résultats. Seule la concentration des éléments suivants a été mesurée pour

l'ensemble des échantillons : titane (Ti), manganèse (Mn), fer (Fe), rubidium (Rb), strontium (Sr), zinc (Zn) et zirconium (Zr).

Les échantillons ont été séparés par secteur d'échantillonnage afin d'effectuer des tests non-paramétriques de Kruskal-Wallis dans le logiciel R-2.14.1. Ce test a permis de déterminer les éléments chimiques pour lesquels les échantillons d'au moins un secteur présentaient des différences significatives par rapport aux autres ($p < 0,05$). Les concentrations de cinq éléments chimiques ont été centrées et réduites aux fins d'analyse : Fe, Rb, Sr, Zn et Zr.

Des analyses en composantes principales ont été réalisées avec le logiciel PAST 2.14 sur les données centrées et réduites des cinq éléments chimiques retenus. Les deux premières composantes principales ont été retenues, expliquant au moins 75% de la variance. Les résultats relatifs à ces deux composantes principales ont été projetés dans un graphique à deux dimensions pour visualiser la relation entre chaque échantillon.

3.3.3 Spectrophotométrie

La couleur de chaque échantillon de diamicton glaciaire et glacio-marin a été mesurée à l'aide d'un spectrophotomètre Minolta intégré au banc MSCL de l'ISMER. Les analyses ont été effectuées sur la fraction inférieure à 2000 μm des échantillons. La caractérisation des données de spectrophotométrie est basée sur (1) la réflectance mesurée dans chaque bande de couleur (rouge, vert, bleu); et (2) la première dérivée du spectre visible, tel que décrit par Debret *et al.* (2011). Une analyse en composante principale a été effectuée sur la réflectance des échantillons mesurée dans chaque bande spectrale. Cette analyse réfère à la couleur des sédiments. La dérivée du spectre visible sert habituellement à préciser la composition minérale des échantillons (Debret *et al.*, 2011). Dans le cas présent, cette méthode a servi à visualiser le patron de réflectance de chaque échantillon pour les comparer entre eux.

3.4 Écoulements glaciaires et pétrographie

L'orientation de l'ensemble des marques d'abrasion glaciaire (stries, stries s'élargissant, fractures de broutage, broutures) a été relevée sur le plancher rocheux et les blocs striés à l'aide d'une boussole Brunton (déclinaison 19,5° ouest). Des fabriques de 50 cailloux ont été effectuées dans chaque unité de diamicton. Chaque caillou prélevé avait un axe a supérieur à 2 cm; le ratio entre l'axe a et l'axe b était d'au moins 1,5. Le pendage et l'orientation de la plongée des cailloux ont été mesurés à l'aide d'une boussole Brunton. Le logiciel Stéreo32 v1.0.3 a été utilisé afin de générer des stéréogrammes et de calculer les vecteurs principaux des marques d'abrasion glaciaire et des fabriques.

Les cailloux récoltés dans ces fabriques ont été identifiés. Les pourcentages de grès et de calcaire ont été utilisés aux fins d'analyses pour estimer la provenance des unités sédimentaires. Trois indicateurs géologiques ont aussi servi de référence dans l'analyse pétrographique : les grès bourgognes du membre de Fort Prével (formation de Battery Point), les grès orange du membre de l'Anse-à-Brillant (formation de York River) ainsi que les calcaires et conglomérats rouges provenant des formations de Malbaie et de Cannes-de-Roches. Le pourcentage de cailloux striés a finalement été comptabilisé.

3.5 Datations

Les coquillages et les macro-restes végétaux ont été prélevés systématiquement dans les coupes stratigraphiques. Lorsque possible, les échantillons ont été identifiés à l'espèce. La datation des éléments prélevés a été faite à l'aide d'un accélérateur de particules (datation AMS) au laboratoire Keck-CCAMS (Université de Californie). Les dates effectuées dans le cadre de cette étude ainsi que certaines dates faites précédemment dans le secteur ont été calibrées à l'aide du logiciel CALIB 6.1.1. Les échantillons d'origine terrestre ont été calibrés avec la base de données IntCal09 et les échantillons d'origine marine, avec la base de données Marine09. Cette dernière base de données inclut une correction de 400 ans pour

compenser l'effet réservoir des océans. Cette correction peut être ajustée selon l'effet réservoir régional (Stuiver *et al.*, 2005).

Deux données de correction des effets réservoirs régionaux sont répertoriées dans la base de données de Stuiver *et al.* (2005) pour le golfe du Saint-Laurent à proximité des côtes du secteur à l'étude : 220 ans ($\Delta R = 50$ ans) et 240 ans ($\Delta R = 40$ ans). La moyenne des deux a été utilisée pour la calibration régionale des âges des coquilles récoltées sur la côte du golfe (rive nord de la péninsule de Forillon, Percé, Anse-à-Beaufils). Une correction de 230 ans ($\Delta R = 45$ ans) a donc été ajoutée à la base de données Marine09, pour une correction de l'effet réservoir totale de 630 ans ($\Delta R = 45$ ans). Une correction régionale de 425 ans ($\Delta R = 30$ ans) a été retenue pour la calibration des âges des coquilles récoltées dans la baie de Gaspé (moyenne des deux données disponibles : 430 ans $\Delta R = 40$ ans et 420 ans $\Delta R = 20$ ans). L'effet réservoir régional retenu pour la baie des Chaleurs est de 90 ans ($\Delta R = 50$ ans). Le tableau 5.1 montre l'âge des échantillons récoltés dans la région étudiée. Les âges calibrés à deux écarts-types sont présentés. Dans le texte, la médiane des âges calibrés avec l'effet réservoir régional sera utilisée.

Certaines dates obtenues par le Laboratoire de datation au radiocarbone de la Commission géologique du Canada (dates GSC) ont été utilisées dans cette étude. Les datations sur coquillages faites entre 1961 et 2000 par cet organisme n'ont pas été normalisées sur la base de $\delta^{13}\text{C}=25\text{‰}$ comme la plupart des autres datations sur échantillons d'origine marine. Un document présentant les dates GSC normalisées sur la base de $\delta^{13}\text{C}=25\text{‰}$ a donc été publié par la Commission géologique du Canada (McNeely et Brennan, 2005). Ces dates normalisées ont été calibrées selon la méthode présentée ci-haut.

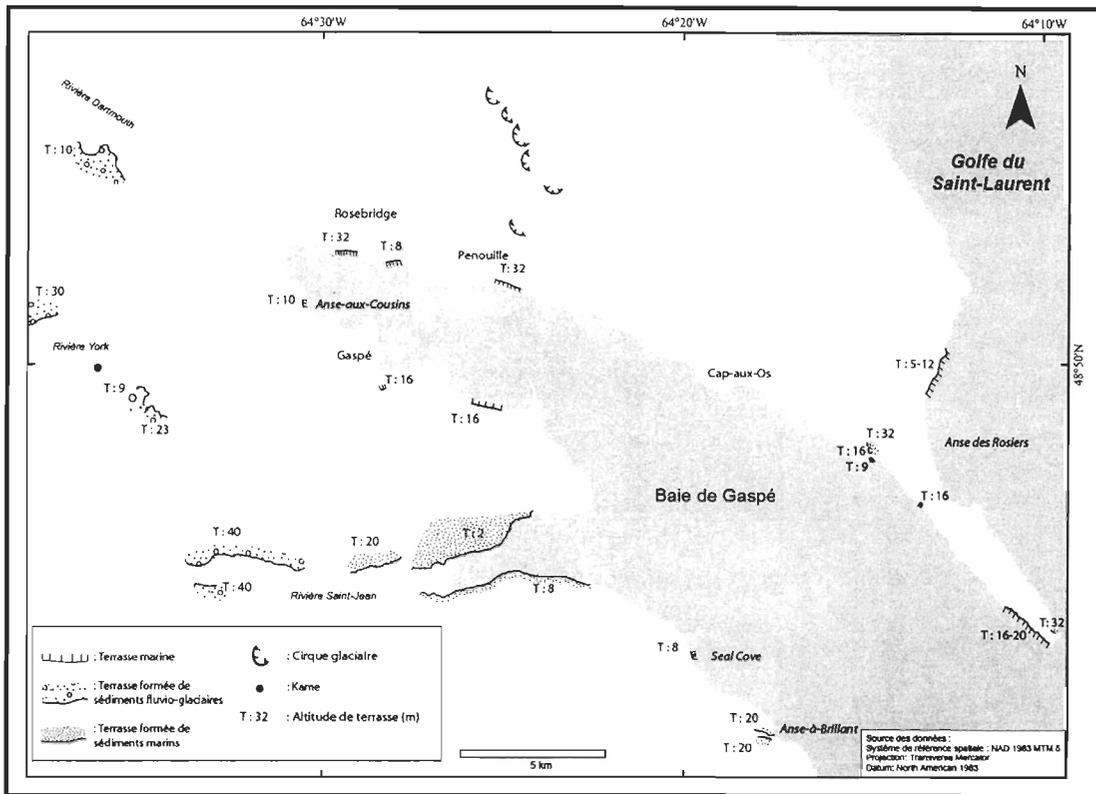
CHAPITRE IV

RÉSULTATS

4.1 Analyse géomorphologique

La région de Gaspé est bordée par une étroite frange côtière menant rapidement à des reliefs élevés. Certaines formes d'érosion modelées par les glaciations ou l'action fluviale ont pu être conservées dans ce paysage. L'auge formant la baie de Gaspé (Allard et Tremblay, 1981) est la plus importante. La conservation de formes d'accumulation sédimentaire dans le secteur de la baie de Gaspé a toutefois été plus restreinte en raison du contexte physiographique (Allard et Tremblay, 1981; Veillette, 1988). La frange côtière, les vallées et la baie ont quand même permis de conserver quelques formes d'érosion et d'accumulation quaternaires. Il sera d'abord question des formes terrestres recensées, puis des formes identifiées au fond de la baie à l'aide des profils sismiques.

La figure 4.1 permet de localiser l'ensemble des formes géomorphologiques terrestres d'âge quaternaire recensées dans la région à l'étude. Six cirques glaciaires ont été identifiés; ceux-ci avaient déjà été localisés par Allard et Tremblay (1981). Un kame a été observé dans la vallée de la rivière York. Ces formes mises à part, seules des terrasses ont été observées dans la région. Les terrasses situées dans les vallées fluviales réfèrent à des dépôts fluvio-glaciaires ou littoraux incisés par un cours d'eau. Le sommet de ces dépôts est plat et le talus d'érosion est d'origine fluviale.



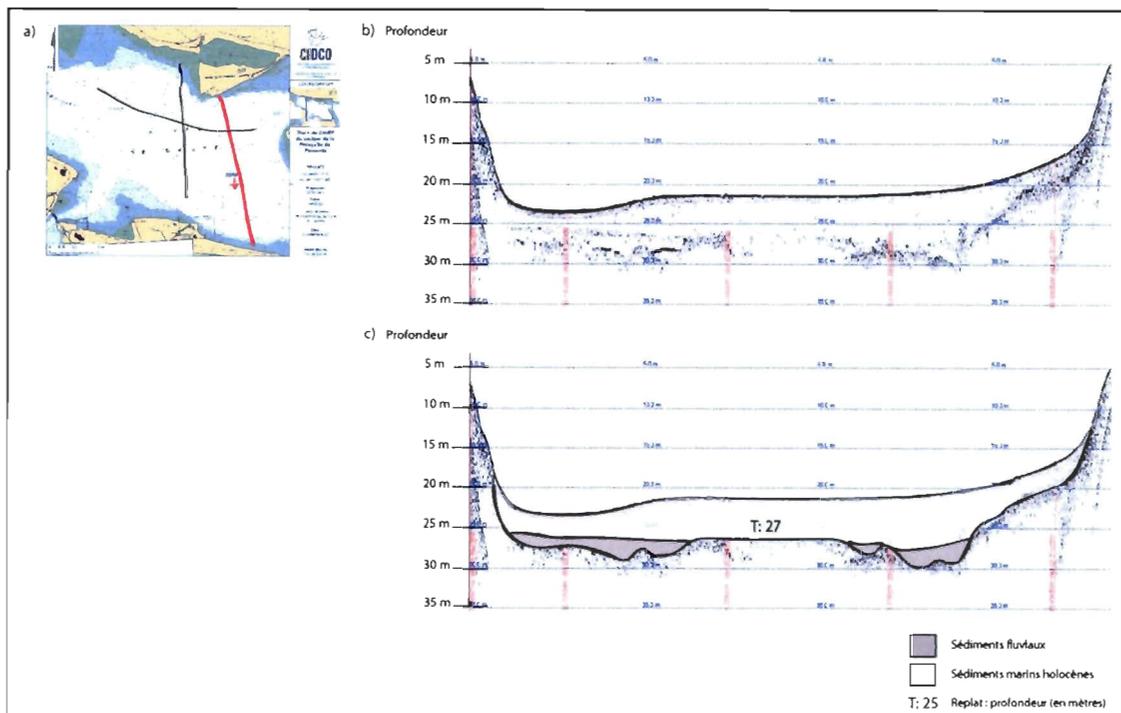
4.1 Cartographie des formes géomorphologiques quaternaires de la région à l'étude

Seulement une terrasse marine a été inventoriée dans le secteur sud-ouest, soit à Seal Cove. Son replat s'élève à 8 m d'altitude. Sept terrasses ont été dénombrées dans les vallées des rivières Saint-Jean et de l'Anse-à-Brillant. Dans la vallée de la Saint-Jean, deux terrasses sont formées de sédiments fluvio-glaciaires. Étant situées à 40 m d'altitude, elles sont les formes les plus élevées. Les autres terrasses sont constituées de dépôts marins. Leurs replats sont situés à des altitudes moindres, soit à 20 m dans la vallée de la rivière de l'Anse-à-Brillant ainsi qu'à 20 m, 8 m et 2 m dans la vallée de la rivière Saint-Jean.

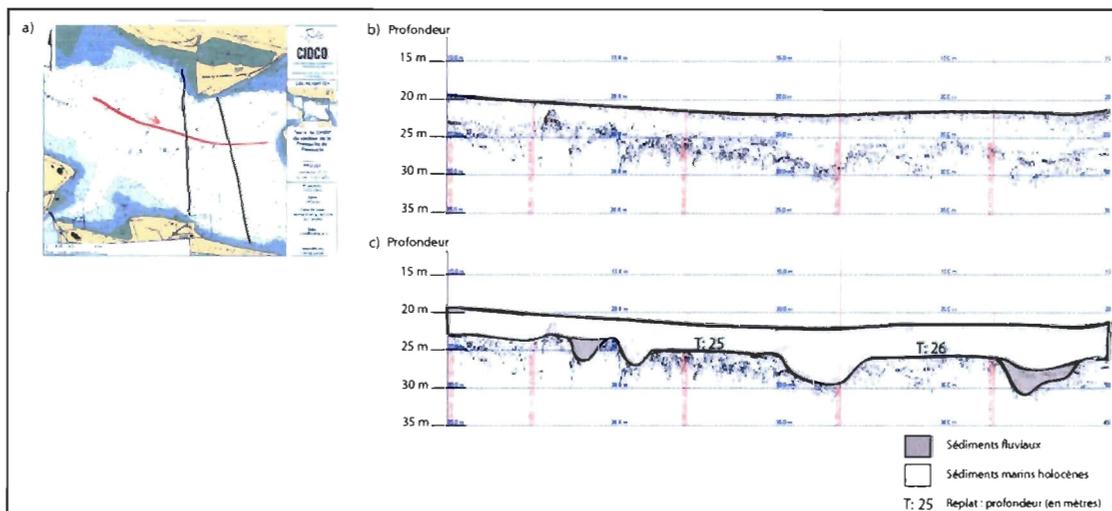
Dans le secteur nord-ouest, les étroites terrasses marines localisées près de Sandy Beach et de la marina de Gaspé s'élèvent à 16 m d'altitude. À Penouille, à l'Anse-aux-Cousins et à Rosebridge, les terrasses marines s'élèvent à 32 m, 10 m et 8 m d'altitude. Dans les vallées des rivières York et Dartmouth, quatre terrasses ont été répertoriées. Situées à des altitudes entre 10 et 30 m, elles sont construites dans des dépôts fluvio-glaciaires.

Au sud-est de la péninsule de Forillon, trois niveaux principaux de terrasses sont relevés, soit 32 m, 16 m et environ 10 m. Constituées de sédiments littoraux, les terrasses à 32 m sont accrochées aux parois des rivières Petit-Gaspé et Cap-Gaspé. Les étroites terrasses situées à 16 m se trouvent à Grande-Grave et à Petit-Gaspé. Cette altitude correspond également aux replats longeant le Cap-Gaspé, qui s'élèvent jusqu'à 20 m d'altitude. Les terrasses marines les plus basses du secteur ont été recensées à Petit-Gaspé et dans l'anse des Rosiers. Dans ce dernier secteur, l'altitude du haut du talus de la terrasse varie entre 5 et 12 m, selon la localisation, et n'est que le début d'une large plaine côtière. La faible pente de cette plaine mène à des altitudes d'environ 30 m au pied des crêtes rocheuses.

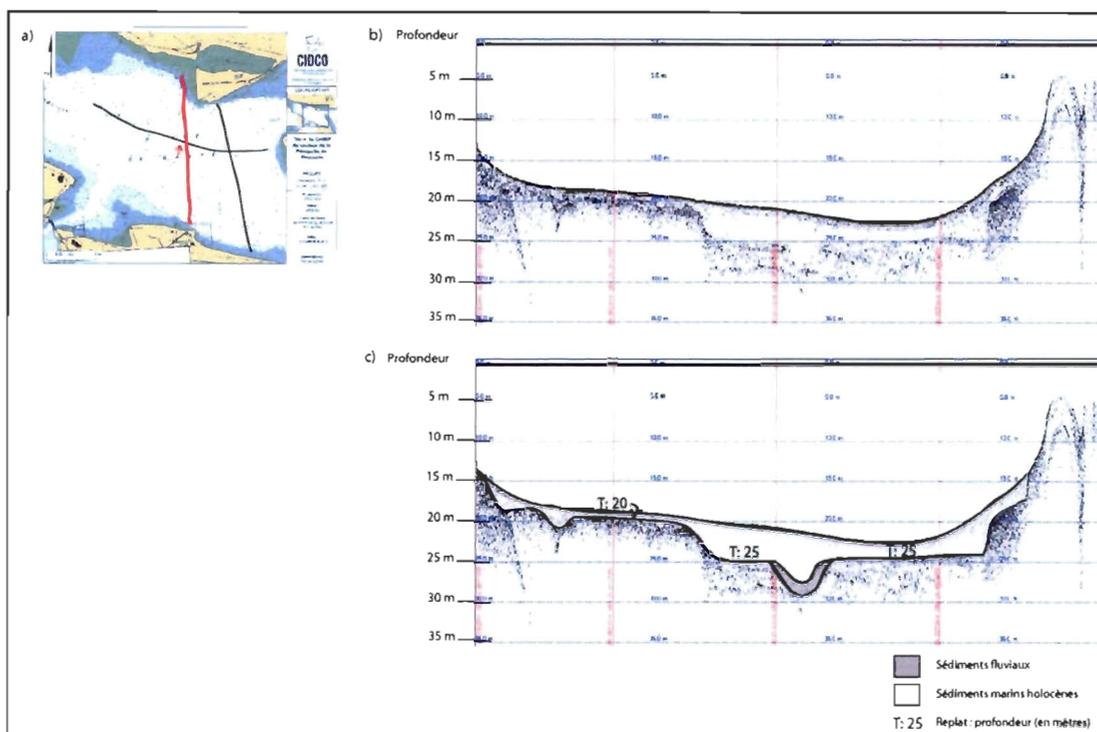
Trois formes géomorphologiques ont été distinguées sur les profils sismiques effectués dans le secteur nord-ouest (figures 4.2 à 4.4). Deux niveaux de replat sont dénotés; le replat situé à 20 m sous le niveau actuel surplombent ceux à environ 25 m sous le niveau actuel. Ces derniers sont incisés par des ravins étroits dont la profondeur varie entre 25 et 30 m sous l'actuel. Certains ravins semblent partiellement comblés par une mince couche sédimentaire localisée. Une unité sédimentaire dont la surface est plane masque les replats, les ravins et les unités sédimentaires localisées dans ces ravins. Cette unité correspond au fond de la baie.



4.2 Profil sismique transversal dans la baie de Gaspé : a) localisation du profil sismique dans la baie (en rouge); b) profil sismique; c) interprétation du profil sismique.



4.3 Profil sismique longitudinal dans la baie de Gaspé : a) localisation du profil sismique dans la baie (en rouge); b) profil sismique; c) interprétation du profil sismique.



4.4 Profil sismique transversal dans la baie de Gaspé : a) localisation du profil sismique dans la baie (en rouge); b) profil sismique; c) interprétation du profil sismique.

Les formes géomorphologiques recensées dans la baie de Gaspé et la péninsule de Forillon témoignent principalement de la déglaciation et de la présence marine dans la région. Quatre niveaux relatifs aux terrasses marines sont dénombrés : 32 m, 20 m, 16 m et autour de 10 m. En se rapportant aux profils sismiques, il est possible d'estimer deux autres niveaux marins correspondant aux replats, soit -20 m et autour de -25 m par rapport à l'actuel. L'altitude de 32 m correspond aux terrasses marines les plus élevées et probablement au niveau marin le plus élevé atteint par la mer. Les autres niveaux de terrasses marines sont récurrents dans la région étudiée.

Ces niveaux marins sont aussi corroborés par l'altitude des replats des terrasses constituées de sédiments marins dans les vallées. Celles-ci indiquent des niveaux marins plus élevés qu'à l'actuel. Les terrasses formées de sédiments fluvio-glaciaires en amont de la rivière Saint-Jean (40 m d'altitude) semblent indiquer que la mer n'est pas allée au-delà de cette altitude. Les terrasses situées à des altitudes moindres peuvent correspondre à des niveaux d'entailles

fluviales formées lors du relèvement glacio-isostatique. Les altitudes de ces terrasses de sédiments fluvio-glaciaires (9 m, 10 m et 23 m) s'apparentent aux niveaux des terrasses marines dans la région et peuvent correspondre à des périodes de stabilisation du niveau marin relatif.

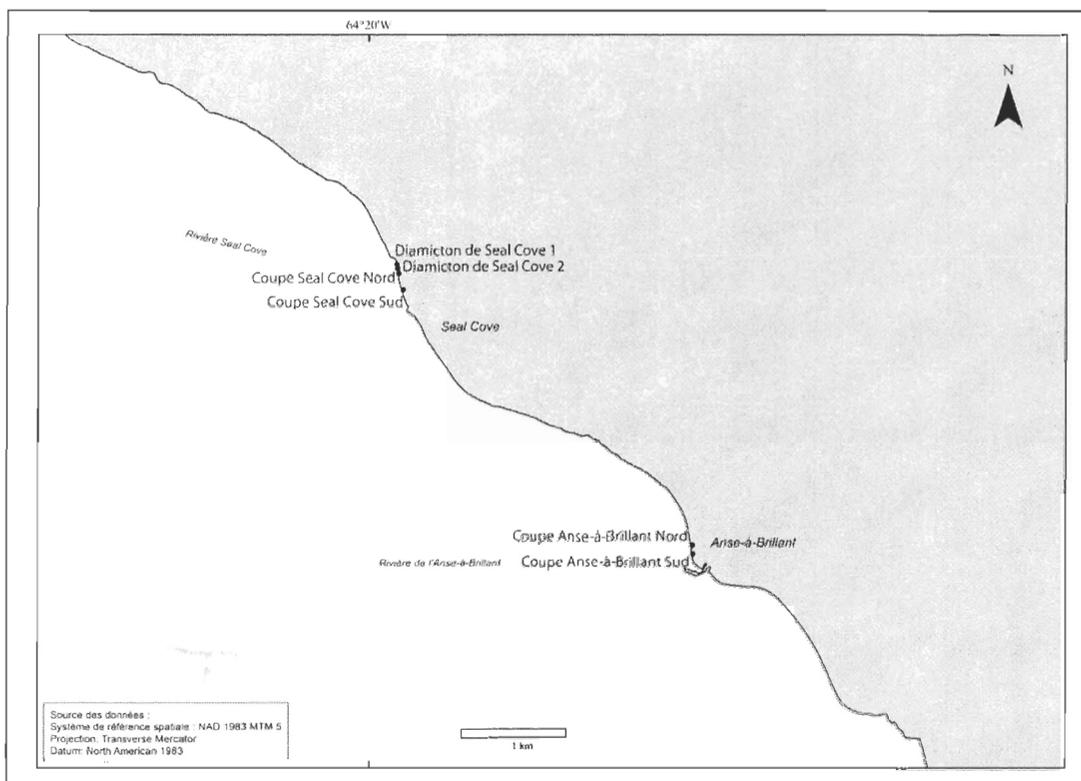
Les terrasses sont attribuables à des pauses dans la régression marine, ayant permis le modelage des terrasses de plage et la construction d'épandages fluvio-glaciaires. L'incision des rivières dans ces sédiments, ayant façonné les terrasses fluviales, témoigne de la régression marine. Les ravins relevés sur les profils sismiques suggèrent que les rivières se sont incisées jusqu'à environ 30 m de profondeur par rapport au niveau marin actuel. Ces formes impliquent une régression marine jusqu'à au moins 30 m sous l'actuel. Les replats à 20 et 25 m de profondeur correspondent probablement à des périodes de stabilisation du niveau marin relatif.

4.2 Description des coupes lithostratigraphiques

Les 20 coupes stratigraphiques étudiées sont présentées ici en fonction des secteurs où elles sont situées. Les coupes du secteur sud-ouest de la baie seront d'abord présentées, puis celles du secteur nord-ouest, du secteur de Cap-aux-Os et du secteur de l'anse des Rosiers.

4.2.1 Secteur sud-ouest de la baie de Gaspé

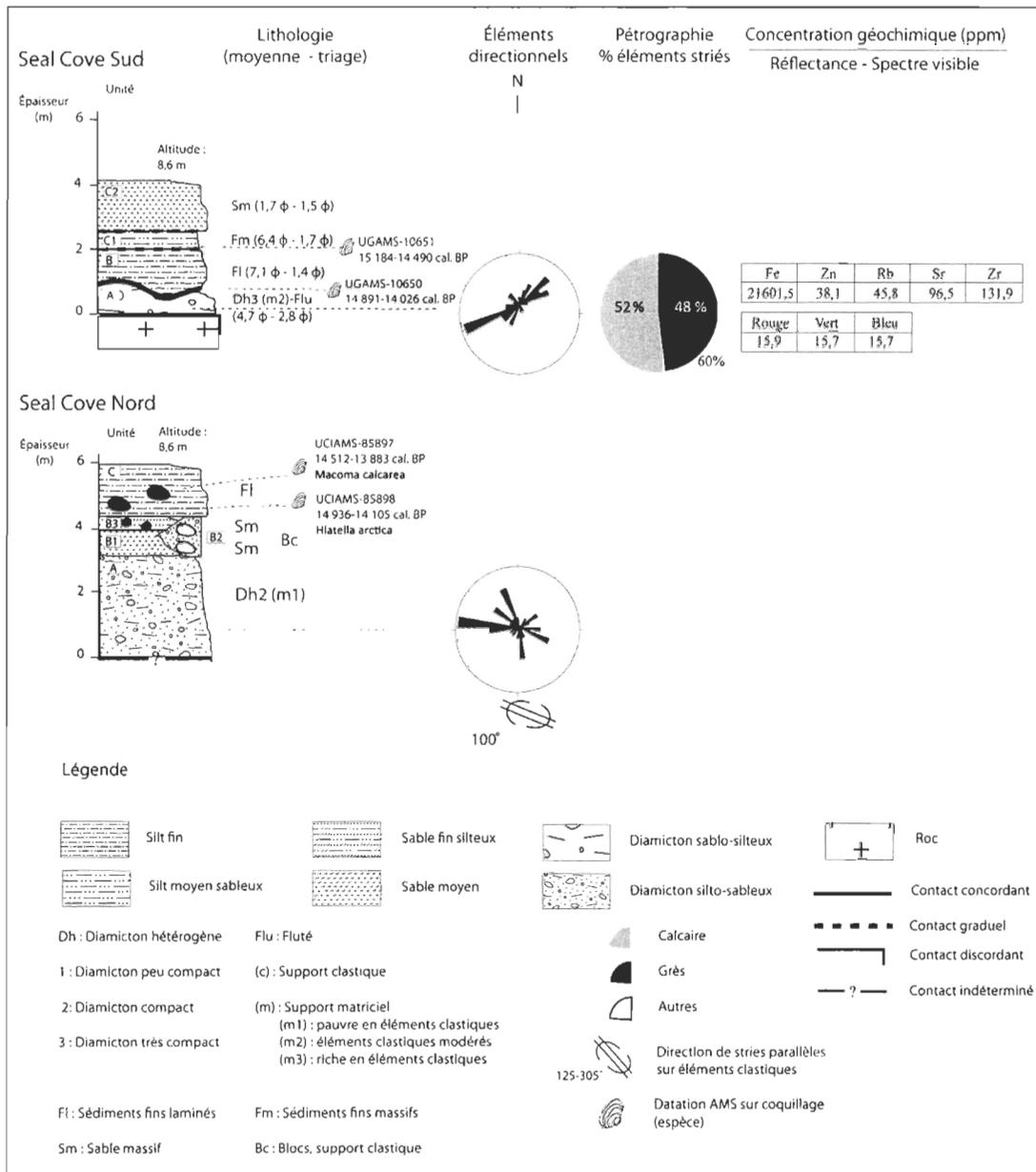
Les coupes stratigraphiques situées dans le secteur sud-ouest de la baie de Gaspé se trouvent au nord de l'embouchure des rivières s'écoulant à Seal Cove et à l'Anse-à-Brillant. Au total, six coupes ont été effectuées dans ce secteur, dont quatre à Seal Cove et deux à l'Anse-à-Brillant (figure 4.5). Des quatre coupes stratigraphiques faites à Seal Cove, on distingue les coupes de Seal Cove Sud et Nord ainsi que des diamictons 1 et 2. Les coupes de l'Anse-à-Brillant sont aussi distinguées en fonction de leur position dans l'anse, soit au sud et au nord.



4.5 Localisation des coupes du secteur sud-ouest de la baie de Gaspé

4.2.1.1 Coupe de Seal Cove Sud

La coupe de Seal Cove Sud repose sur un plancher rocheux de grès gris clair; elle est composée de trois unités (figure 4.6). L'unité basale (A) de la coupe est constituée d'un diamicton gris hétérogène et compact, qui fait environ un mètre d'épaisseur. La matrice sablo-limoneuse (moyenne granulométrique : $4,7 \phi$) est très mal triée (indice de tri : 2,8). La distribution granulométrique est polymodale. Les paramètres suggèrent une courbe platikurtique (indice d'aplatissement : 0,8) et symétrique (indice d'asymétrie : 0,1). La géochimie montre des concentrations plutôt faibles de Zn et Rb (respectivement 38,1 ppm et 45,8 ppm). Les valeurs de réflectance sont similaires dans les trois couleurs du spectre visible (environ 16).



4.6 Coupes de Seal Cove Nord et Seal Cove Sud

La teneur du diamicton en éléments clastiques est modérée. Ces éléments sont polis et 60% sont striés. La proportion de calcaires et de grès est similaire, soit respectivement 52% et 48% des cailloux. La fabrique montre que les cailloux plongent généralement vers le sud-ouest. Le diamicton, dont le sommet est flûté, présente un contact concordant avec l'unité B.

L'unité B, d'un mètre d'épaisseur, est composée de silt fin laminé (moyenne granulométrique : $7,1 \phi$), de couleur gris-bleu. Les sédiments de cette unité sont mal triés (indice de tri : 1,4); la courbe granulométrique, trimodale, a une forme mesokurtique (indice d'aplatissement : 1,1) et symétrique (indice d'asymétrie : 0,1). Des débris de coquillages, dont l'espèce est indéterminée, récoltés à la base de cette unité ont été datés à 14 460 ans cal. BP (UGAMS-10650). Le contact est graduel entre l'unité B et la sous-unité C1.

L'unité C est composée de deux sous-unités de sédiment massif. La sous-unité C1 (0,5 m d'épaisseur) est constituée de silt moyen sableux mal trié (moyenne granulométrique : $6,4 \phi$; indice de tri : 1,7). La distribution granulométrique est polymodale; la courbe est leptokurtique (indice d'aplatissement : 1,2) et symétrique (indice d'asymétrie : -0,02). Des débris de coquillages récoltés dans l'unité C1 sont datés à 14 837 ans cal. BP (UGAMS-10651).

L'unité sommitale C2 fait 1,5 m d'épaisseur. Elle est constituée de sable moyen silteux et mal trié (moyenne granulométrique : $1,7 \phi$; indice de tri : 1,5). La distribution granulométrique unimodale est extrêmement leptokurtique (indice d'aplatissement : 3,1); l'asymétrie est très forte, tendant vers les particules fines (indice d'asymétrie : 0,5).

4.2.1.2 Coupe de Seal Cove Nord

La coupe de Seal Cove Nord a été dégagée par Bernard Héту et Audrey Mercier-Rémillard lors d'une campagne terrain exploratoire à l'été 2010. Les analyses sédimentologiques n'ont pas été effectuées et la lithologie a été estimée sur le terrain. La coupe est composée de trois unités; l'unité centrale est elle-même divisée entre trois sous-unités (figure 4.6).

Le contact entre la base de la coupe de Seal Cove Nord et le roc n'a pas été dégagé. L'unité basale (A) de la coupe fait trois mètres d'épaisseur. C'est un diamicton gris compact, caractérisé par un support matriciel. Les cailloux le composant sont de forme anguleuse à subarrondie et leurs facettes sont polies et striées. La fabrique suggère que l'axe *a* des

cailloux plongent généralement entre l'ouest et le nord-ouest. Les stries relevées sur l'amont d'un bloc profilé présentant une face aval de débitage tournée vers la baie (figure 4.7) indiquent un écoulement glaciaire vers l'est (100°).



4.7 Bloc profilé de l'unité A de la coupe de Seal Cove Nord (photo : Bernard Héту)

L'unité B fait un peu moins d'un mètre d'épaisseur. Elle est constituée de trois sous-unités. La sous-unité B1 est composée de sable moyen et de quelques graviers dispersés dans le sédiment. Quelques litages locaux sont observés, bien que la sous-unité soit massive dans l'ensemble. La sous-unité B2 est une lentille d'un mètre d'épaisseur, composée de blocs et de galets jointifs incorporés dans une matrice sableuse. Sus-jacente, la sous-unité B3 est constituée de sable silteux bien trié, massif et homogène. Quelques galets épars s'y trouvent. L'unité sommitale (C), d'un peu plus de 1,5 m d'épaisseur, est composée de silt laminé gris et montre quelques blocs de délestage. Fossilifère, les espèces *Hiatella arctica* et *Macoma*

calcareae ont été trouvées dans cette unité et donnent respectivement des âges médians de 14 521 ans cal. BP (UCIAMS-85898) et 14 198 ans cal. BP (UCIAMS-85897).

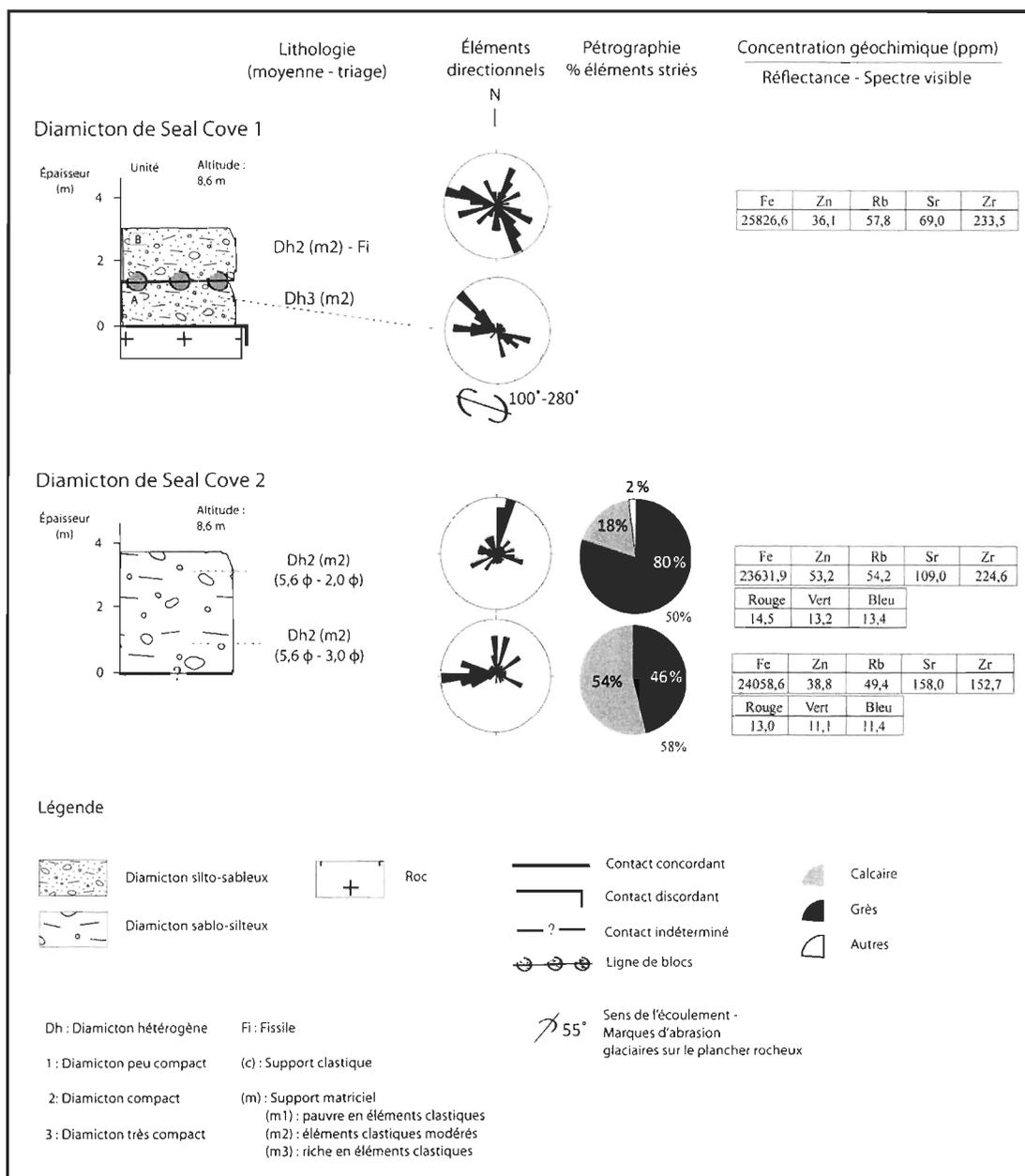
4.2.1.3 Coupes des diamictons de Seal Cove 1 et 2

La coupe du diamicton de Seal Cove 1 a elle aussi été dégagée par Bernard Héту et Audrey Mercier-Rémillard en 2010. Seules les analyses géochimiques du sommet de la coupe ont été effectuées. La coupe du diamicton de Seal Cove 2 a été faite à proximité et peut être présentée en parallèle.

Le diamicton de Seal Cove 1 (figures 4.8 et 4.9) repose sur le roc pourri (grès). Sur ce plancher rocheux, des stries sont orientées est-ouest (100° - 280°). Le diamicton est composé de deux unités, séparées par une ligne de blocs. À la base, le diamicton est très compact. Au-dessus de la ligne de bloc, le diamicton est fissile et un peu moins compact. À ce niveau, les concentrations de Zn et de Sr sont plutôt basses (36,1 ppm et 57,8 ppm) et celle de Zr, élevée (233,5 ppm). Les cailloux composant ces deux diamictons sont pour la plupart polis et striés. La fabrique du bas présente une direction générale de la plongée du grand axe entre l'ouest et le nord-ouest. La fabrique du sommet est diffuse et ne révèle pas d'orientation précise.

Les analyses pétrographiques et sédimentologiques ont été effectuées à deux endroits dans la coupe du diamicton de Seal Cove 2 (figure 4.8) : à un mètre et à trois mètres au-dessus du niveau de la plage de la baie. Aux deux endroits, le diamicton est caractérisée par un support matriciel; la matrice est grise, hétérogène et compacte. Les deux échantillons de matrice présentent des caractéristiques granulométriques similaires : la lithologie est sablo-silteuse (moyenne granulométrie : $5,6 \phi$); les sédiments sont très mal triés (indices de tri de 3ϕ et 2ϕ); les distributions granulométriques sont polymodales; la forme des courbes granulométriques est platikurtique (indices d'aplatissement de 0,7 et 0,9). Seuls les indices d'asymétrie diffèrent, c'est-à-dire que la granulométrie au bas du diamicton tire légèrement vers les particules grossières (indice d'asymétrie : -0,3) alors qu'au haut, la granulométrie tire considérablement vers les particules fines (indice d'asymétrie : 0,1). Au niveau géochimique,

la concentration en Sr est élevée à la base (158,0 ppm); la concentration en Zn est basse (38,8 ppm). La concentration en Zr est particulièrement élevée au sommet du diamicton (224,6 ppm). La réflectance est similaire dans les trois couleurs du spectre visible (entre 11 et 14,5) pour l'ensemble du diamicton de Seal Cove 2.



4.8 Coupes des diamictons de Seal Cove 1 et 2

La teneur en éléments clastiques du diamicton de Seal Cove 2 est modérée. Les cailloux sont polis et le pourcentage d'éléments striés varie entre 58% à la base et 50% au sommet. Cette diminution verticale des éléments striés concorde avec la diminution du pourcentage de calcaires (54% à 18%), plus propices à conserver des marques d'abrasion que les grès. Un grès du membre de l'Anse-à-Brillant a d'ailleurs été répertorié à la base du diamicton. Les fabriques montrent des orientations préférentielles de la plongée des cailloux différentes : vers l'ouest à la base et vers le nord-nord-est au sommet.



4.9 Diamicton de Seal Cove 1 (photo : Bernard Héту)

4.2.1.4 Interprétation de la stratigraphie de Seal Cove

Les diamictons sont présents dans l'ensemble des coupes effectuées à Seal Cove. Leur compacité, la présence d'éléments clastiques striés et le très mauvais triage des matrices indiquent que ces diamictons sont des tills. La pétrographie témoigne à la fois d'une influence locale et régionale, étant donné la présence de calcaire. Les fabriques effectuées dans ces diamictons et les marques d'abrasion glaciaire sur le plancher rocheux et les blocs profilés indiquent un écoulement glaciaire vers l'est puis un second vers le nord-nord-est.

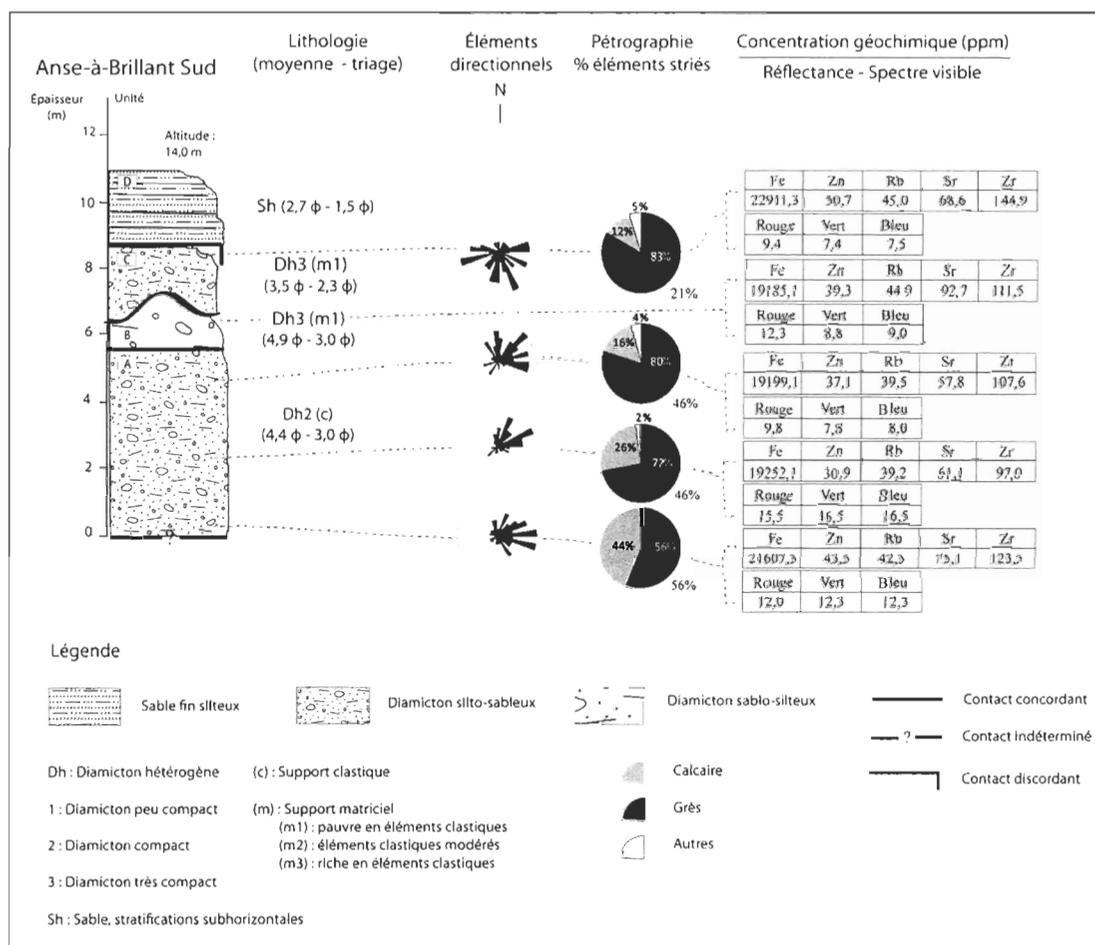
L'unité B de la coupe de Seal Cove Nord s'apparente à une sédimentation fluvio-glaciaire en début de déglaciation. La présence de sable lité dans la sous-unité B1 peut traduire une déglaciation dans la mer. La lentille de blocs jointifs (sous-unité B2) peut témoigner de la proximité du glacier et d'une compétence plus importante des eaux fluvio-glaciaires. La sous-unité B3, dont les sédiments sont plus fins et mieux triés, traduit l'accroissement de l'influence de la mer.

Les faciès de l'unité C de la coupe de Seal Cove Nord et ceux des unités B et C de la coupe de Seal Cove Sud indiquent que la mer talonnait le glacier alors qu'il reculait. Ces unités réfèrent effectivement à de l'accumulation en eau profonde, alors que l'invasion marine était à son apogée vers 14,5 ka cal. BP. Une seconde datation faite dans des sédiments fins suggère que le niveau marin était encore élevé vers 14,1 ka cal. BP. L'unité C, dans laquelle on observe une augmentation graduelle de la taille granulométrique des sédiments, traduit la phase de régression marine.

4.2.1.5 La coupe de l'Anse-à-Brillant Sud

La coupe de l'Anse-à-Brillant Sud est composée de quatre unités, dont trois sont des diamictons hétérogènes (figures 4.10 et 4.11). Dans chaque diamicton, des grès du membre de l'Anse-à-Brillant, qui composent la lithologie locale, ont été répertoriés. Le contact entre le

roc et la séquence stratigraphique n'a pas été dégagé. Or, sous ce diamicton, LaSalle (1987) a observé une unité de sable et gravier stratifiés dont les lits présentent un pendage de 35° vers le sud. Cette unité n'est plus visible.



4.10 Coupe de l'Anse-à-Brillant Sud

Le diamicton beige et compact composant l'unité A fait au moins 5,5 m d'épaisseur. Les trois échantillons de matrice récoltés dans cette unité sont composés de sable moyen silteux très mal trié (moyenne granulométrique : 4,3 ϕ ; indice de tri : 3,0). Les paramètres de la distribution granulométrique polymodale de ces trois échantillons sont les mêmes; la courbe a une forme très platikurtique (indice d'aplatissement : 0,6) et très asymétrique, tendant vers les particules fines (indice d'asymétrie de 0,5). L'unité A est caractérisée par un support

clastique. De bas en haut, la proportion de calcaires diminue au profit des grès; le pourcentage d'éléments striés diminue également. Les fabriques semblent indiquer une légère évolution dans l'orientation de la plongée des cailloux, passant de l'est au nord-est. Au sommet de cette unité, le support devient graduellement matriciel jusqu'à l'unité B, dont le contact est concordant.



4.11 Coupe de l'Anse-à-Brillant Sud. A) diamicton beige de l'unité A; B) diamicton gris et structure de déformation de l'unité B; C) diamicton beige de l'unité C.

L'unité B est un diamicton gris très compact. Son épaisseur est d'un mètre, sauf à l'endroit où le dépôt présente une structure de déformation faisant presque deux mètres de haut (figure 4.11). Cette structure s'apparente à un pli asymétrique : une déformation sous-glaciaire de matériel ductile, répondant à une contrainte simple selon la classification de McCarroll et Rijdsijk (2003). La matrice est composée de silt fin sableux très mal trié (moyenne

granulométrique : 4,9 ϕ ; indice de tri : 3,0). La distribution granulométrique polymodale est platikurtique (indice d'aplatissement : 0,7) et symétrique (indice d'asymétrie : 0,1). Contenant peu d'éléments clastiques, les quelques cailloux présents dans l'unité B sont de la taille des galets. Bien qu'aucun comptage pétrographique n'ait été fait dans l'unité B, la lithologie observée est dominée par les calcaires. On observe quelques gravillons de grès isolés, qui teignent localement la matrice en orange.

La structure de déformation observée à l'interface entre l'unité B et l'unité C témoigne d'un contact de charge. L'unité C est formée d'un diamicton beige très compact dont la matrice, très mal triée (indice de tri : 2,3), est composée de sable très fin silteux (moyenne granulométrique : 3,5 ϕ). La distribution granulométrique polymodale est très leptokurtique (indice d'aplatissement : 1,6) et très asymétrique (indice d'asymétrie : 0,06), tendant vers les particules fines. L'unité C présente un support matriciel. Bien que celle-ci ne contienne que très peu d'éléments clastiques, les grès sont en forte majorité (83%) comparativement aux calcaires (12%); les cailloux relatifs aux autres 5% étaient trop altérés pour en déterminer la lithologie. Peu d'éléments striés ont été répertoriés (21%).

Un contact discordant sépare l'unité C et l'unité D, composée de sable fin silteux stratifié et mal trié (moyenne granulométrique : 2,7 ϕ ; indice de tri : 1,5). La distribution granulométrique de l'unité D est unimodale. Sa forme est très leptokurtique (indice d'aplatissement : 2,0) et présente une asymétrie positive prononcée (indice d'asymétrie : 0,5), tendant vers les particules fines.

Les concentrations géochimiques sont similaires dans l'ensemble des unités A, B et C de la coupe de l'Anse-à-Brillant Sud. Les concentrations sont plutôt faibles, et ce, pour les cinq éléments chimiques analysés. On note néanmoins une concentration plus élevée en Sr dans l'unité B (92,7 ppm) et une concentration plus élevée en Zr à la base de l'unité A et dans l'unité C (respectivement 123,5 ppm et 144,9 ppm).

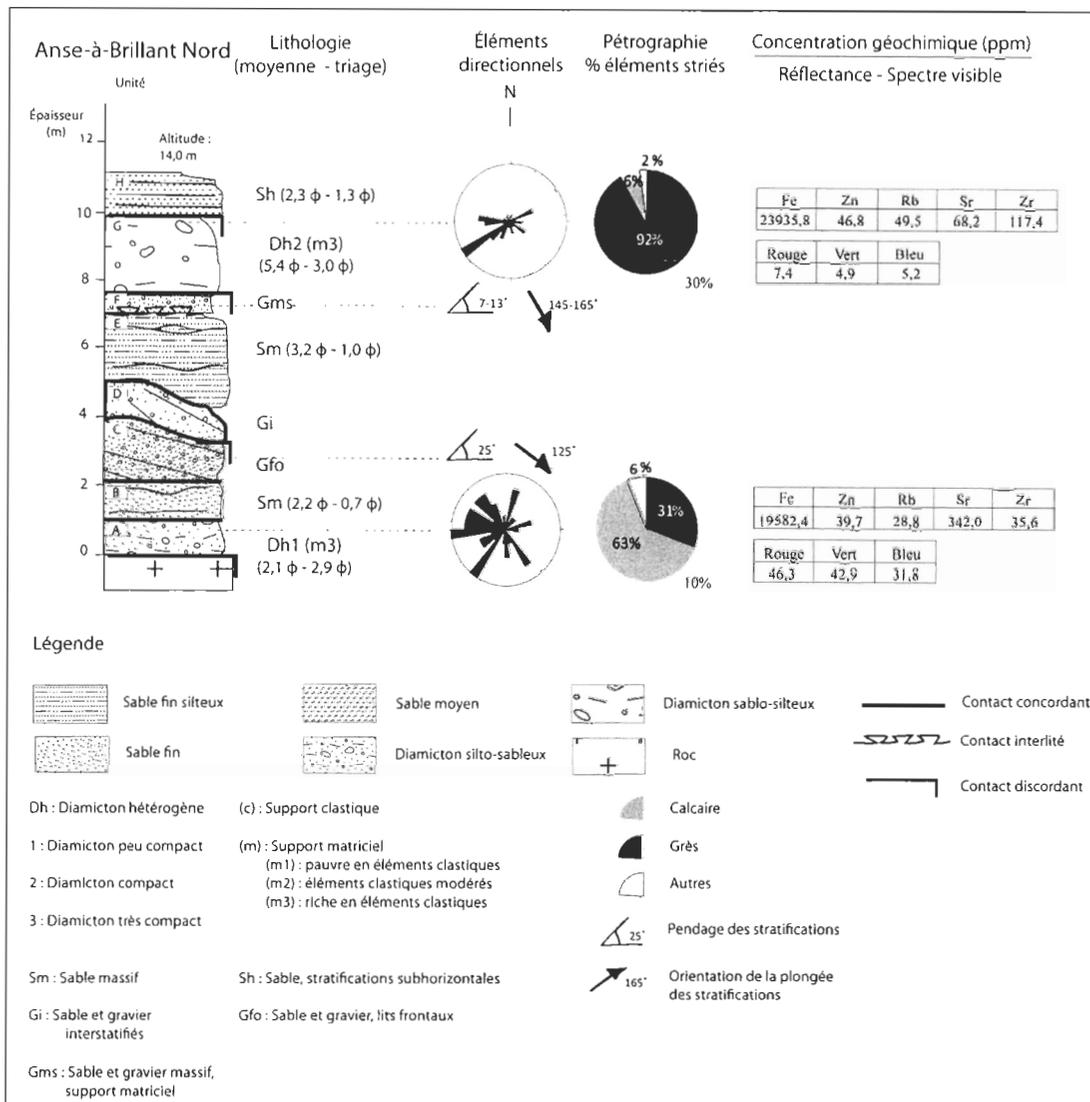
Les valeurs de réflectance sont élevées à la base et au centre de l'unité A, soit environ 12,0 à la base et 16,0 au centre pour les trois bandes spectrales. Au sommet de l'unité A et dans les unités B et C, les valeurs sont plus faibles, soit autour de 8,0 ou 9,0. La valeur de réflectance dans le rouge (entre 9,4 et 15,5) est supérieure par rapport aux autres bandes spectrales.

4.2.1.6 La coupe de l'Anse-à-Brillant Nord

La coupe de l'Anse-à-Brillant Nord contient huit unités (figures 4.12 et 4.13), qui reposent sur un plancher rocheux de grès orange du membre de l'Anse-à-Brillant. L'unité A est constituée d'un diamicton d'un mètre d'épaisseur, lâche et beige. Sa matrice est composée de sable moyen silteux très mal trié (moyenne granulométrique : 2,1 ϕ ; indice de tri : 2,9). La distribution granulométrique est très leptokurtique (indice d'aplatissement : 1,6) et trimodale. La forte asymétrie tend vers les particules fines (indice d'asymétrie : 0,6). Les concentrations géochimiques de Rb et de Zr dans la matrice sont très faibles (28,8 ppm et 35,6 ppm), tandis que la concentration en Sr est très élevée (342,0 ppm). Les valeurs de réflectance de la matrice sont aussi très élevées pour les trois bandes spectrales (entre 38,1 et 46,3).

Le diamicton de l'unité A est caractérisé par un support clastique. La pétrographie est dominée par les calcaires (63%). Près du tiers sont des grès (31%), dont notamment des grès du membre de l'Anse-à-Brillant; les mudstones, les silstones et la dolomie se partagent les 6% restant. Seuls 10% des éléments clastiques sont striés. La fabrique est diffuse et ne permet pas de déterminer un sens spécifique par rapport à la plongée des cailloux incorporés dans l'unité.

Un contact concordant net sépare les unités A et B (figure 4.13A). L'unité B, composée de sable fin silteux et massif d'un mètre d'épaisseur (moyenne granulométrique : 3,0 ϕ), surmonte le diamicton. La distribution granulométrique est unimodale et présente un mauvais tri (indice de tri : 1,3); elle est aussi très leptokurtique (indice d'aplatissement : 1,7) et fortement asymétrique vers les particules fines (indice d'asymétrie : 0,5). Des structures d'écoulement associées à des rides sont présentes à la base et au sommet de l'unité.



4.12 Coupe de l'Anse-à-Brillant Nord

L'unité C, d'un mètre d'épaisseur, est composée de sable et gravier interstratifiés. Le pendage des lits est de 25° et la plongée est orientée à 125° (sud-est). Le contact est érosif entre les unités C et D et il ondule latéralement. L'unité D fait un mètre d'épaisseur; elle est formée de sable et gravier. Les galets, émoussés et imbriqués, sont plus grossiers que dans l'unité C.

L'unité E présente un contact concordant ondulé avec l'unité D. Elle est composée de sable fin silteux massif et mal trié (moyenne granulométrique : 3,2 ϕ ; indice de tri : 1,0). Les

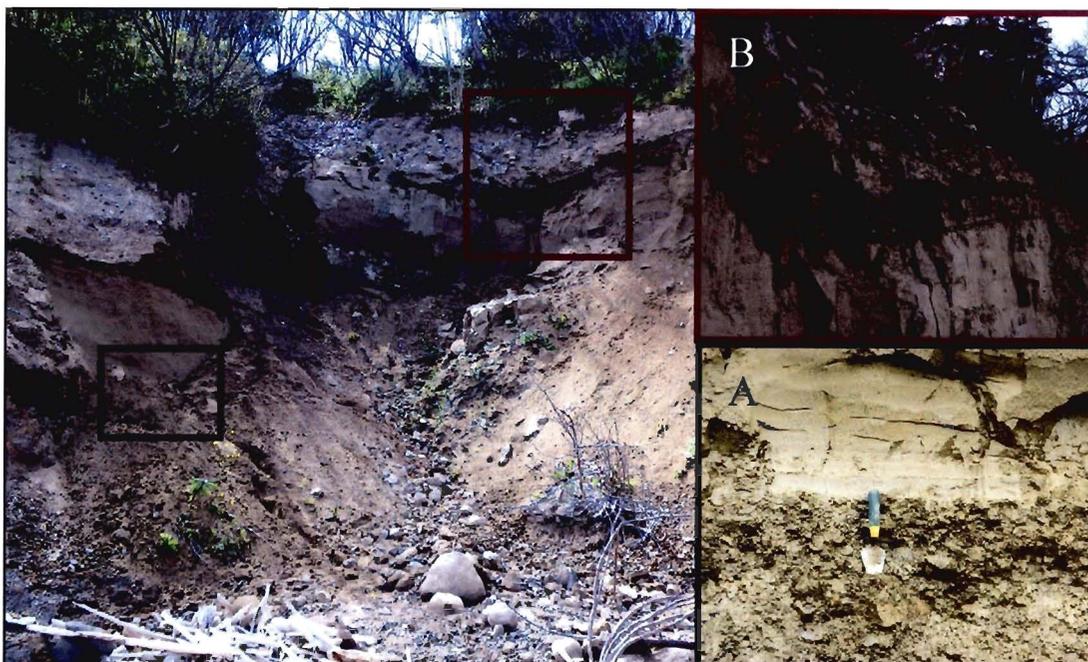
paramètres de la distribution granulométrique sont les mêmes que pour l'unité B, c'est-à-dire qu'elle est unimodale, très leptokurtique (indice d'aplatissement : 1,7) et fortement asymétrique vers les particules fines (indice d'asymétrie : 0,5). Quelques structures de ride sont visibles.

Le contact entre les unités E et F est interlité (figure 4.13B); des lits de sable massif et de sable et gravier alternent. Les graviers font de un à deux centimètres de diamètre et l'épaisseur des lits passent de 10 à 25 cm. Leurs pendages oscillent entre 7° et 13° et l'orientation de la plongée varie entre 145° et 165° (sud-sud-est). Le contact est discontinu entre l'unité F et l'unité G.

L'unité G est composée d'un diamicton beige et compact, caractérisé par un support matriciel. La matrice est composée de silt très fin sableux et elle est très mal triée (moyenne granulométrique : 5,4 ϕ ; indice de tri : 3,0). La distribution granulométrique est polymodale, platikurtique (indice d'aplatissement : 0,7) et asymétrique vers les particules fines (indice d'asymétrie : 0,2). La concentration géochimique en Sr est plutôt faible (68,2 ppm); celle-ci contraste d'ailleurs avec la concentration de l'unité A. Les valeurs de réflectance de la matrice de l'unité G sont très faibles dans l'ensemble des bandes spectrales, quoique légèrement supérieures au niveau du rouge (rouge : 7,4; vert : 4,9; bleu : 5,2).

Riche en éléments clastiques, on remarque la dominance des grès dans la pétrographie de ce diamicton, comptant pour 92% de l'échantillon; les calcaires représentent 6% du comptage. Quatorze grès du membre de l'Anse-à-Brillant ont été identifiés. La fabrique faite dans cette unité est assez précise : les cailloux plongent préférentiellement entre l'ouest et le sud-ouest.

L'unité H est composée de sable fin silteux mal trié (moyenne granulométrique : 2,3 ϕ ; indice de tri : 1,3). La distribution granulométrique est unimodale, très leptokurtique (indice d'aplatissement : 1,9) et très asymétrique (indice d'asymétrie : 0,5), tendant vers les particules fines.



4.13 Coupe de l'Anse-à-Brillant Nord. A) contact entre les unités A et B (diamicton et sable); B) unités E à G et contact interlité entre les unités E et F.

4.2.1.7 Interprétation de la stratigraphie de l'Anse-à-Brillant

On dénombre cinq unités de diamictons à l'Anse-à-Brillant. Les diamictons de la coupe de l'Anse-à-Brillant Sud et de l'unité G de la coupe de l'Anse-à-Brillant Nord correspondent à des tills, étant donné leur compacité, la présence de cailloux striés et le mauvais triage de leur matrice. Hormis la compacité, ces caractéristiques se rapportent aussi au diamicton à la base de la coupe de l'Anse-à-Brillant Nord, qui est interprété comme un till. La lâcheté de sa matrice et sa granulométrie particulièrement grossière peuvent suggérer qu'il s'agit d'un till de fusion ou d'ablation, dont les particules fines ont été délavées par l'eau. La séquence sus-jacente corrobore d'ailleurs la présence d'eau courante.

La séquence d'unités de sable et de gravier sus-jacente au diamicton basal de la coupe de l'Anse-à-Brillant Nord s'apparente à des dépôts fluvio-glaciaires. L'orientation des lits des unités C (125°) et F ($145-165^\circ$) indique une source d'eau de fusion située au nord-ouest de la coupe. Le changement dans les tailles granulométriques, d'abord croissantes, puis

décroissantes et croissantes de nouveau, réfèrent à l'évolution de la compétence de l'eau. Le pendage des lits de l'unité C pourrait correspondre à des fronts deltaïques et l'unité D, à des lits sommitaux. Cela impliquerait un plan d'eau lacustre ou marin situé à environ 7 m d'altitude, dans lequel s'écoulaient les eaux de fonte. Une telle séquence, surmontée par un second till (unité G), n'a été répertoriée nulle part ailleurs dans la région à l'étude. L'hypothèse d'un chenal de fonte isolé, formé durant la glaciation, pourrait également être à l'origine d'un tel dépôt fluvio-glaciaire.

Evans *et al.* (2006) ont décrit les caractéristiques des dépôts dans une cavité sous-glaciaire. Ceux-ci peuvent être composés d'un diamicton et de lentilles de sédiments triés par l'eau présentant un fort pendage. Qui plus est, une cavité sous-glaciaire peut amener le grand axe des cailloux d'un till à plonger vers l'aval de l'écoulement glaciaire (Evans *et al.*, 2006). Les fabriques effectuées dans l'unité A de la coupe de l'Anse-à-Brillant Sud indiquent une plongée préférentielle du grand axe des cailloux entre l'est et le nord-est, suggérant un écoulement glaciaire en provenance de la baie. Or, étant donné le contexte géologique de la baie de Gaspé, une forte proportion de calcaire dans les comptages pétrographiques révèle plutôt une provenance glaciaire de l'ouest. L'axe *a* des cailloux serait donc parallèle à l'écoulement glaciaire mais la plongée n'indique pas sa provenance. L'auge de la baie de Gaspé pourrait présenter un relief assez important pour un glacier s'écoulant depuis les plateaux gaspésiens pour engendrer un tel processus. Il est probable que les séquences de tills et de sédiments fluvio-glaciaires de l'Anse-à-Brillant se soient accumulées dans une cavité sous-glaciaire. Le till de l'unité A de la coupe de l'Anse-à-Brillant Sud et celui de l'unité G de la coupe de l'Anse-à-Brillant Nord seraient alors contemporains, d'autant plus qu'ils surmontent tous deux des sables et graviers stratifiés et que leur courbe granulométrique est similaire.

La concordance entre les trois tills de la coupe de l'Anse-à-Brillant Sud (unités A, B et C) suggère que ces tills sont attribuables à la même masse glaciaire. Les différences au niveau de la granulométrie, de la couleur, de la pétrographie et de la composition en éléments clastiques réfèrent à la proximité des sources géologiques alimentant les glaciers. Les tills

beige orangé (unités A et C) sont composés de grès locaux; le till gris, dont la matrice est plus fine et les éléments clastiques rares, évoque une source en débris calcaires située plus à l'ouest du secteur.

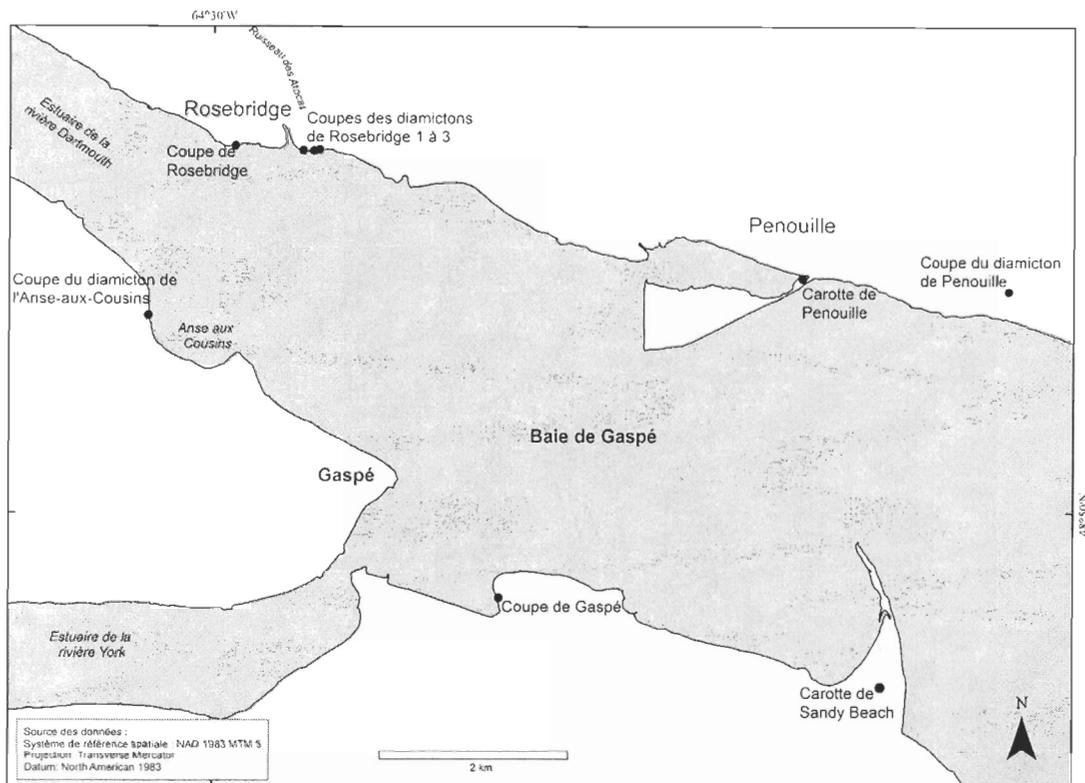
Les unités sommitales (D et H) des deux coupes de l'Anse-à-Brillant sont interprétées comme du sable littoral déposé durant la régression marine.

4.2.2 Coupes du secteur nord-ouest de la baie de Gaspé

Un total de sept coupes stratigraphiques a été effectué dans le secteur nord-ouest de la baie de Gaspé (figure 4.14). Parmi ces coupes, cinq sont exclusivement constituées de diamictons, soit celles des diamictons de Rosebridge, de Penouille et de l'Anse-aux-Cousins. La coupe de Rosebridge est localisée dans la falaise actuelle de Rosebridge; la coupe de Gaspé se trouve dans une baie à l'embouchure de la rivière York, à proximité de Gaspé. Deux carottes ont également été prélevées dans le secteur : une dans le marais de Penouille et une autre dans le marais de Sandy Beach.

4.2.2.1 Coupes des diamictons de Rosebridge 1 à 3

Les coupes des trois diamictons de Rosebridge ont été faites dans la falaise actuelle à l'est de l'embouchure du ruisseau des Atocas (figure 4.14). La coupe la plus près de l'embouchure est celle du diamicton de Rosebridge 1, dont le sommet s'élève à 4,8 m d'altitude. Deux échantillons ont été pris dans cette coupe. La coupe centrale est celle du diamicton de Rosebridge 2; la plus à l'est est la coupe du diamicton de Rosebridge 3. Le sommet de ces deux dernières coupes s'élève à 2,5 m d'altitude.



4.14 Localisation des coupes du secteur nord-ouest de la baie de Gaspé

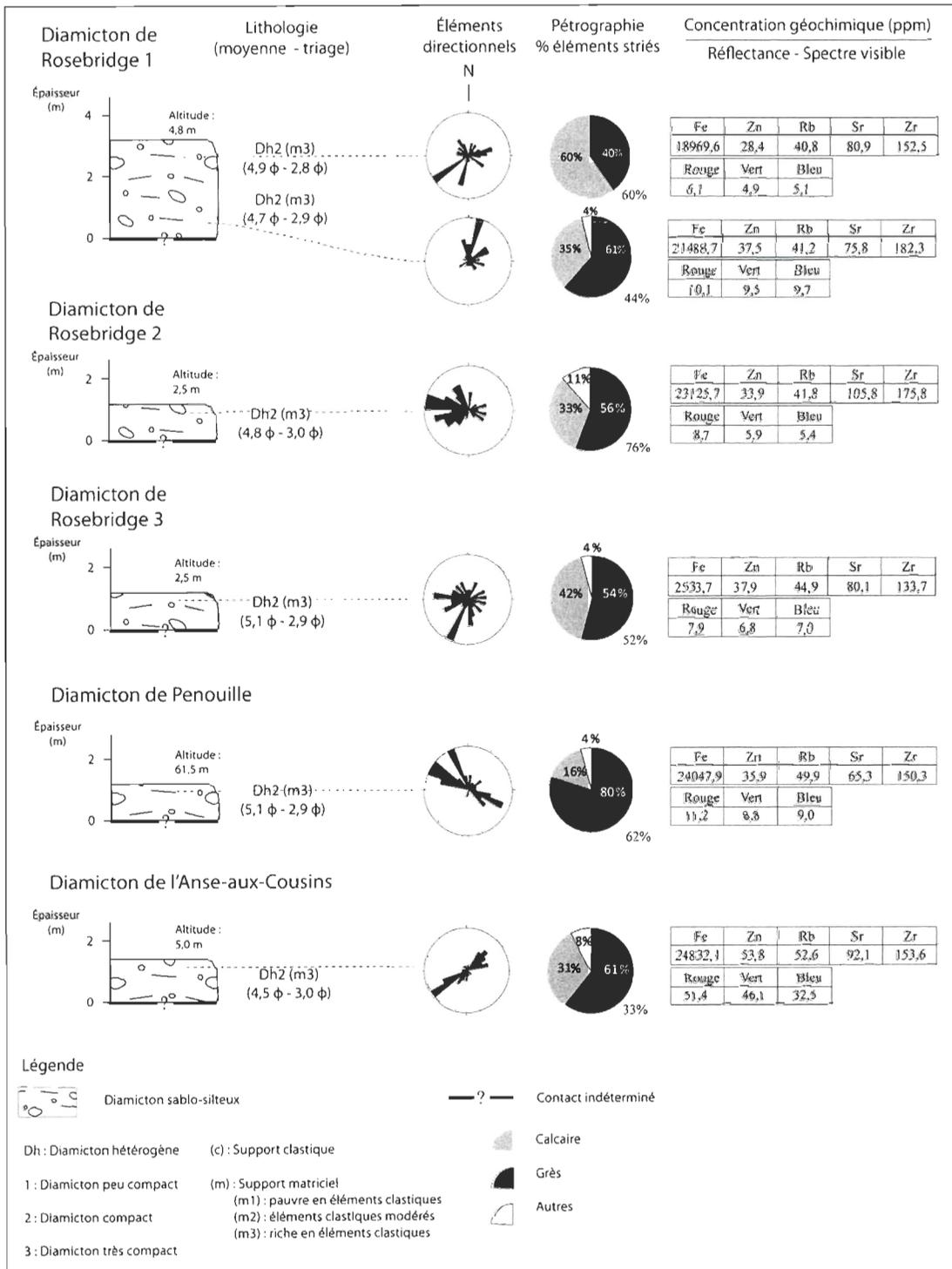
Les trois diamictons de Rosebridge présentent des caractéristiques similaires (figure 4.15). D'abord, la matrice des trois diamictons est sablo-silteuse et très mal triée; les moyennes granulométriques vont de $4,7 \phi$ à $5,1 \phi$ et les indices de tri, de $2,8 \phi$ à $3,0 \phi$. Les distributions granulométriques des deux échantillons du diamicton de Rosebridge 1 et celle du diamicton de Rosebridge 2 sont platikurtiques, avec des indices d'aplatissement entre 0,7 et 0,8. La distribution de la matrice du diamicton de Rosebridge 3 est très platikurtique (indice d'aplatissement : 0,6). L'ensemble des distributions granulométriques présentent des asymétries positives tendant vers les particules fines (indices d'asymétrie entre 0,2 et 0,3).

Les concentrations géochimiques des matrices des trois diamictons de Rosebridge sont semblables, et ce, pour les cinq éléments à l'étude. On constate de faibles concentrations pour les éléments Zn (entre 28,4 et 37,9 ppm) et Rb (entre 40,8 et 44,9 ppm). Les valeurs de réflectance des trois diamictons sont également similaires au niveau des trois bandes

spectrales (entre 4,9 et 8,7); les valeurs de l'échantillon de la partie inférieure du diamicton de Rosebridge 1 sont légèrement plus élevées (autour de 10). Pour les trois diamictons, la réflectance est plus importante dans le rouge.

Les trois diamictons sont caractérisés par un support matriciel, bien que les matrices soient riches en éléments clastiques. Au niveau pétrographique, les proportions de grès et de calcaires sont semblables pour le bas du diamicton de Rosebridge 1 et les diamictons de Rosebridge 2 et 3. Un peu plus de la moitié des cailloux sont représentés par les grès (entre 54% et 61%), notamment des grès du membre de Fort Prével. Au moins le tiers est représenté par des calcaires (33% à 42%); le reste est représenté par les mudstones. Le haut du diamicton de Rosebridge 1 montre une plus forte proportion de calcaire (60%) comparativement aux grès (40%). Le pourcentage d'éléments striés est important dans l'ensemble des diamictons de Rosebridge, allant de 44% à 76%.

Les fabriques effectuées dans ces diamictons indiquent des orientations différentes quant à la plongée des cailloux. Le haut du diamicton de Rosebridge 1 montre une orientation préférentielle vers le sud-ouest, alors que celle au bas est plutôt entre le nord et le nord-est. La fabrique faite dans le diamicton de Rosebridge 2 présente une orientation préférentielle vers l'ouest. La fabrique du diamicton de Rosebridge 3 est plus diffuse; elle semble néanmoins présenter des orientations principales entre l'ouest et le sud-ouest.



4.15 Coupes des diamictons du secteur nord-ouest de la baie de Gaspé

4.2.2.2 Diamicton de Penouille

Un ruisseau entaille le diamicton dans lequel a été ouverte la coupe de Penouille, située à 61,4 m d'altitude, qui a environ un mètre d'épaisseur (figure 4.15). Ce diamicton est hétérogène et présente un support matriciel. Sa matrice est constituée de silt fin sableux très mal trié (moyenne granulométrique : 5,1 ϕ ; indice de tri : 2,9). La distribution granulométrique de la matrice est polymodale, platikurtique (indice d'aplatissement : 0,7) et asymétrique, tendant vers les particules fines (indice d'asymétrie : 0,2). Les concentrations géochimiques de la matrice présentent des concentrations similaires à celles des diamictons de Rosebridge, mais la concentration en Sr est plus faible (65,3 ppm). Les valeurs de réflectance sont similaires à celles du bas du diamicton de Rosebridge 1 (autour de 10), présentant également une valeur supérieure dans la bande spectrale du rouge.

Riche en éléments clastiques, le diamicton de la coupe de Penouille présente une forte dominance des grès (80%). Seuls 16% sont représentés par les calcaires. Notons que quatre cailloux de grès du membre de l'Anse-à-Brillant ont été identifiés dans l'échantillon pétrographique. Un peu plus de 60% des cailloux sont striés. La fabrique est précise et montre que la plongée des cailloux est orientée nord-ouest-sud-est.

4.2.2.3 Diamicton de l'Anse-aux-Cousins

La coupe du diamicton de l'Anse-aux-Cousins (figure 4.15) a été effectuée dans la falaise côtière haute d'environ 5 m constituant l'Anse-aux-Cousins. Cette coupe est constituée d'une unité de diamicton compact à support matriciel. La matrice est composée de sable fin silteux très mal trié (moyenne granulométrique : 4,5 ϕ ; indice de tri : 3,0). La distribution granulométrique est polymodale, platikurtique (indice d'aplatissement : 0,7) et très asymétrique au niveau des particules fines (indice d'asymétrie : 0,3). Les concentrations géochimiques de ce diamicton sont similaires à celles des autres diamictons du secteur, quoique les concentrations en Zn et Rb soient légèrement supérieures (respectivement 53,8 ppm et 52,6 ppm). Les valeurs de réflectance sont très élevées et elles diffèrent

considérablement selon la bande spectrale. On note une valeur de réflectance supérieure dans la bande spectrale du rouge (51,4).

Le diamicton de la coupe de l'Anse-aux-Cousins est riche en éléments clastiques. Les grès représentent plus de 60% de la pétrographie, comparativement à moins d'un tiers pour les calcaires. Les 8% restants correspondent à des mudstones. Il est à noter qu'un grès du membre de l'Anse-à-Brillant a été identifié dans l'échantillon pétrographique. Le tiers des éléments clastiques sont striés. La fabrique montre que les cailloux sont orientés selon une direction sud-ouest–nord-est.

4.2.2.4 Coupe de Rosebridge

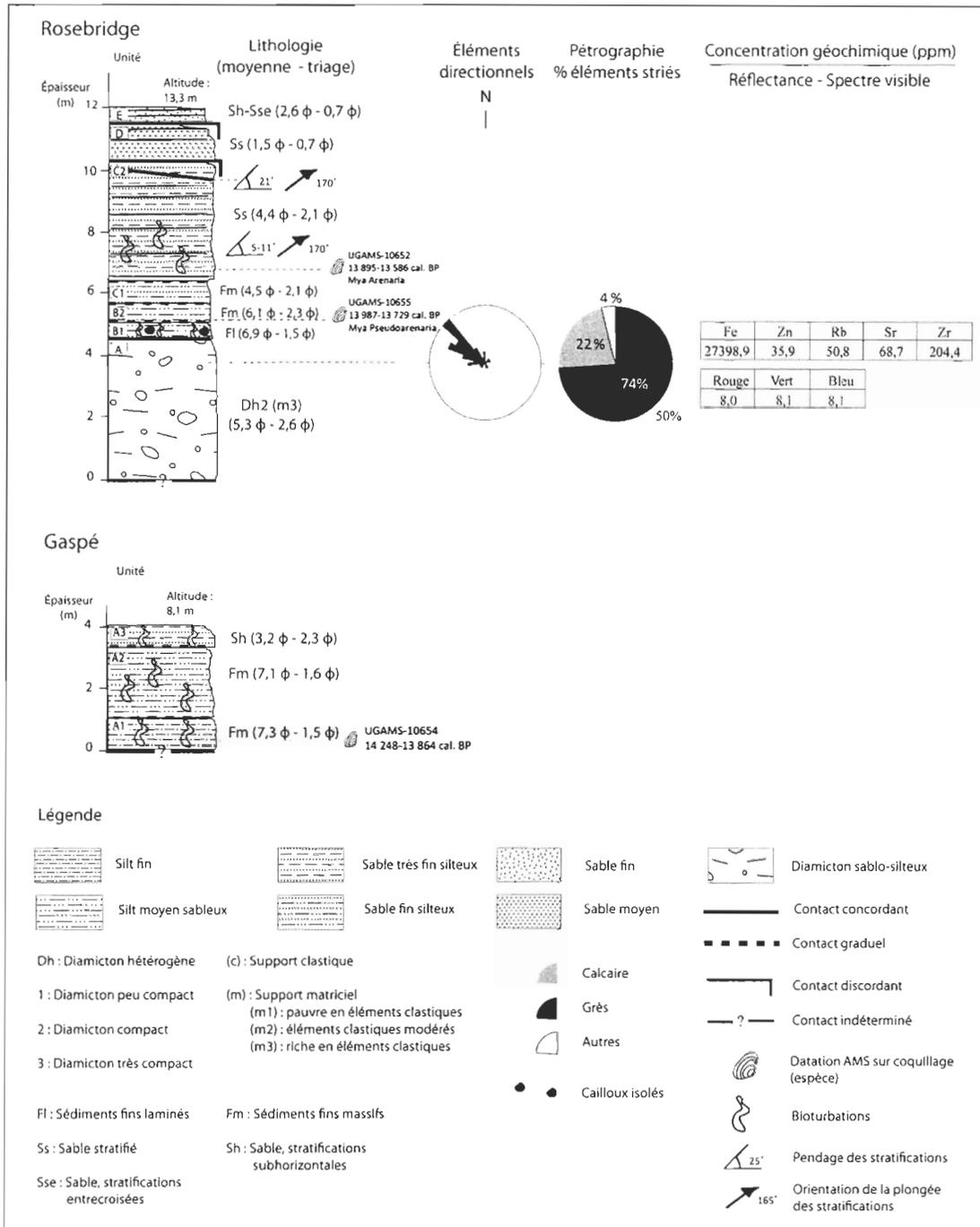
La coupe de Rosebridge (figure 4.16) est située dans la falaise côtière au nord-ouest de l'embouchure du ruisseau des Atocas (figure 4.14). Cette coupe est composée de cinq unités (A à E). Le contact entre la séquence sédimentaire et le plancher rocheux n'a pas été dégagé.

L'unité A est constituée d'un diamicton bourgogne compact, caractérisé par un support matriciel. La matrice du diamicton est composée de silt très grossier sableux et elle est très mal triée (moyenne granulométrique : 5,3 ϕ ; indice de tri : 2,6). La distribution granulométrique est polymodale et platikurtique (indice d'aplatissement : 0,8); elle présente une légère asymétrie positive (indice d'asymétrie : 0,2), tendant vers les sédiments fins. La matrice a des concentrations de Fe et de Zr élevées (respectivement 27 398,9 ppm et 204,4 ppm); les concentrations de Zn et de Rb sont plutôt faibles (35,9 ppm et 50,8 ppm). Les valeurs de réflectance sont les mêmes pour les trois bandes spectrales (environ 8,0).

Riche en éléments clastiques, le diamicton de l'unité A est majoritairement composé de grès (74%); moins du quart est représenté par les calcaires. Notons que 24 cailloux de grès du membre de Fort Prével ont été identifiés. Qui plus est, la moitié des éléments clastiques est striée. La fabrique est précise et montre une orientation préférentielle de la plongée des cailloux vers le nord-ouest. Le contact est concordant entre les unités A et B.

L'unité B a environ un mètre d'épaisseur. La sous-unité B1 est composée de silt fin compact et mal trié (moyenne granulométrique : 7,0 ϕ ; indice de tri : 1,5), d'une épaisseur de 50 cm. La couleur des laminations alternent entre gris-bleu et bourgogne, rappelant la couleur du diamicton sous-jacent. La distribution granulométrique est trimodale, mesokurtique (indice d'aplatissement : 1,0) et symétrique (indice d'asymétrie : 0,04). Les sédiments deviennent graduellement massifs et de couleur gris-bleu dans la sous-unité B2, qui est parsemée de bioturbations. Cette sous-unité est composée de silt moyen sableux très mal trié (moyenne granulométrique : 6,1 ϕ ; indice de tri : 2,3). La forme de la courbe granulométrique bimodale est leptokurtique (indice d'aplatissement : 1,1) et présente une asymétrie négative (indice d'asymétrie : -0,1), tendant vers les sédiments grossiers. Des cailloux isolés se retrouvent dans toute l'unité B. À la base de celle-ci, une datation faite sur un échantillon de *Mya sp.* a donné un âge médian de 13 858 ans cal. BP (UGAMS-10655). Le contact est graduel entre les unités B et C.

L'unité C, bioturbée, fait 4,5 m d'épaisseur. La sous-unité C1 est constituée de sable fin silteux massif et très mal trié (moyenne granulométrique : 4,5 ϕ ; indice de tri : 2,1). La sous-unité C1 évolue graduellement vers la sous-unité C2, composée de sable très fin silteux et très mal trié (moyenne granulométrique : 4,4 ϕ ; indice de tri : 2,1). La sous-unité C2 présente des interstratifications plus limoneuses dont la fréquence augmente vers le haut (figure 4.17). Le pendage de ces stratifications varie entre 5° et 11°. Le pendage d'une seule strate, dans le haut de cette unité, a été mesuré à 21°; elle plonge vers la baie de Gaspé (170°). Les distributions granulométriques des deux sous-unités sont bimodales et présentent une asymétrie marquée vers les particules fines (indices d'asymétrie de 0,5 et 0,6). La distribution de la sous-unité C1 est platikurtique (indice d'aplatissement : 0,7) alors que celle de la sous-unité C2 est mésokurtique (indice d'aplatissement : 1,0). Dans la sous-unité C1, à 8 m d'altitude, un âge médian de 13 741 ans cal. BP (UGAMS-10652) a été déterminé sur un échantillon de *Mya arenaria*.



4.16 Coupes du secteur nord-ouest de la baie de Gaspé

Une discontinuité érosive sépare les unités C et D ainsi que les unités D et E. Les unités D et E sont respectivement composées de sable moyen et de sable fin, modérément bien trié. La moyenne granulométrique de l'unité D est de $1,5 \phi$ et son indice de tri de 0,7. Ces paramètres sont respectivement de $2,6 \phi$ et de 0,7 pour l'unité E. Les stratifications sont plus accentuées dans ces unités et il y a quelques litages entrecroisés dans l'unité D.



4.17 Unité C2 de la coupe de Rosebridge

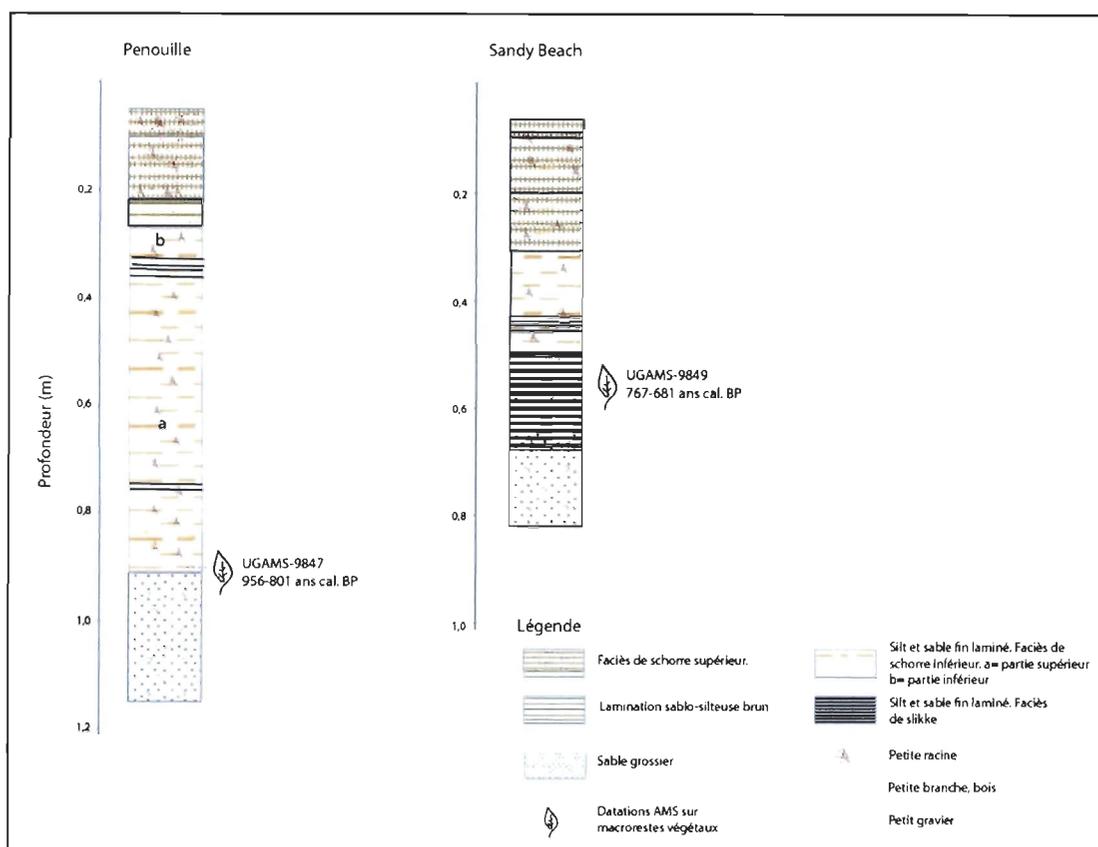
4.2.2.5 Coupe de Gaspé

La coupe de Gaspé (figure 4.16) est constituée d'une seule unité, divisée en trois sous-unités se succédant graduellement. Le contact avec le roc n'a pas été dégagé et les sédiments fins constituant la coupe de Gaspé affleurent sur la plage.

Les sous-unités A1, de couleur gris-bleu, et A2, brunâtre, sont respectivement composées de silt fin et de silt moyen massifs; les sédiments de ces deux sous-unités sont mal triés (moyennes granulométriques : 7,2 ϕ ; indices de tri : 1,5). La sous-unité basale (A1) présente une courbe granulométrique trimodale, symétrique et mésokurtique (indice d'asymétrie : 0,1; indice d'aplatissement : 0,9). La sous-unité centrale (A2) est unimodale, légèrement asymétrique (indice d'asymétrie : 0,2), tendant vers les sédiments fins, et platykurtique (indice d'aplatissement : 0,8). La sous-unité sommitale (A3) contient des sables très fins silteux et très mal triés (moyenne granulométrique : 3,1 ϕ ; indice de tri : 2,3). Les sédiments sont lités subhorizontalement. La distribution granulométrique est polymodale, leptokurtique (indice d'aplatissement : 1,3) et légèrement asymétrique (indice d'asymétrie : 0,1). Des bioturbations ont été relevées dans l'ensemble de la coupe. Des débris de coquillages récoltés à la base de la sous-unité A1 ont un âge médian de 14 056 ans cal. BP (UGAMS-10654).

4.2.2.6 Carottes de Penouille et de Sandy Beach

Les faciès des carottes de Penouille et de Sandy Beach (figure 4.18) ont été analysés et interprétés par Sébastien Pomerleau. Dans les deux carottes, l'unité basale est composée de sable grossier et de petit gravier. Les unités subséquentes sont principalement composées de silt ou de sable fin. Des macrorestes végétaux *in situ* de tourbe de marais ont été observés dans ces unités. Le début de la sédimentation fine a été daté à environ 876 ans cal. BP (UGAMS-9847) à Penouille, et ce, à environ 0,9 cm de profondeur. À Sandy Beach, la sédimentation fine a été datée à environ 724 ans cal. BP (UGAMS-9849). Les macrorestes associés à cet échantillon ont été prélevés à 0,6 m de profondeur, mais la sédimentation fine débute à 0,7 m de profondeur.



4.18 Carottes de Penouille et de Sandy Beach prélevées dans les marais correspondant (croquis réalisés par Sébastien Pomerleau)

4.2.2.7 Interprétation de la stratigraphie du secteur nord-ouest

L'ensemble des diamictons du secteur nord-ouest de la baie de Gaspé, y compris l'unité A de la coupe de Rosebridge, présente des caractéristiques similaires : un support matriciel, une moyenne granulométrique autour de 5ϕ , des indices de tri entre 2,5 et 3,0, une forte proportion de la pétrographie représentée par les grès, au moins le tiers des éléments clastiques striés. Pour ces raisons, ces diamictons sont interprétés comme des tills. Les fabriques suggèrent des écoulements variés; ils sont plutôt entre le nord-est et le sud-est.

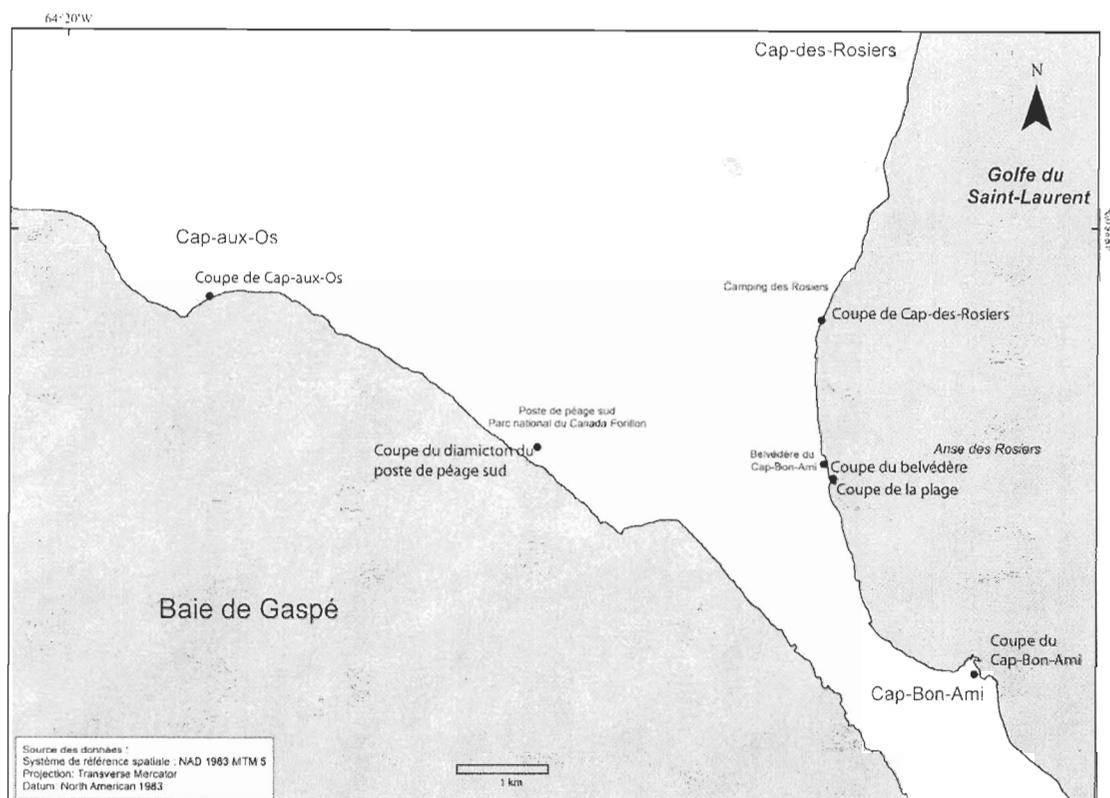
La base de la coupe de Gaspé et l'unité B de la coupe de Rosebridge s'apparentent à des dépôts marins d'eau profonde; elles ont été mises en place lors de l'invasion marine, durant la

déglaciation. Les datations faites dans ces unités situent le début de la déglaciation de la région vers 14,0 ka cal. BP. La taille granulométrique des unités sus-jacentes est croissante. Ces unités correspondent à une diminution de l'épaisseur de la colonne d'eau, alors que le niveau marin relatif s'abaissait. Les unités marquent le passage graduel d'un environnement marin profond à un environnement pré-littoral, puis littoral. La coupe de Rosebridge est localisée à l'aval d'une terrasse marine, dont le sommet de la pente culminait à 32 m d'altitude.

Les unités basales dans les carottes de Penouille et de Sandy Beach n'ont pas fait l'objet d'analyses sédimentologiques permettant de les interpréter. Les unités sus-jacentes sont, dans l'ensemble, associées à des faciès de marais : slikke ainsi que schorres inférieur et supérieur. Le passage à une sédimentation fine témoigne du changement d'environnement sédimentaire. À partir d'environ 879 ans cal. BP à Penouille et d'au moins 725 ans cal. BP à Sandy Beach, les milieux étaient protégés de l'action directe des vagues par des flèches littorales, permettant ainsi la sédimentation fine. Le faciès de schorre inférieur observé dans les carottes permet de tracer un niveau marin à environ un mètre sous l'actuel il y a 879 ans cal. BP.

4.2.3 Coupes du secteur de Cap-aux-Os

Le secteur de Cap-aux-Os comprend deux coupes : la coupe de Cap-aux-Os et le diamicton du poste de péage sud. La coupe de Cap-aux-Os est située sur la berge nord de la rivière de Cap-aux-Os (figure 4.19), qui entaille la terrasse de plage actuelle. La coupe du diamicton du poste de péage est située au nord de la route à proximité du poste de péage du Parc national du Canada Forillon.



4.19 Localisation des coupes des secteurs de Cap-aux-Os et de l'anse des Rosiers

4.2.3.1 La coupe de Cap-aux-Os

La coupe de Cap-aux-Os est composée de trois unités (figure 4.20). L'unité A est constituée d'un diamicton compact, beige et fissile. Le contact avec le roc n'a pas été dégagé à l'endroit de la coupe. Il semble que le diamicton s'étende jusqu'à l'ouest de la plage de Cap-aux-Os, où un diamicton similaire présente un contact avec le plancher rocheux. Ce plancher est constitué de grès et de conglomérat beige de la formation de Battery Point.

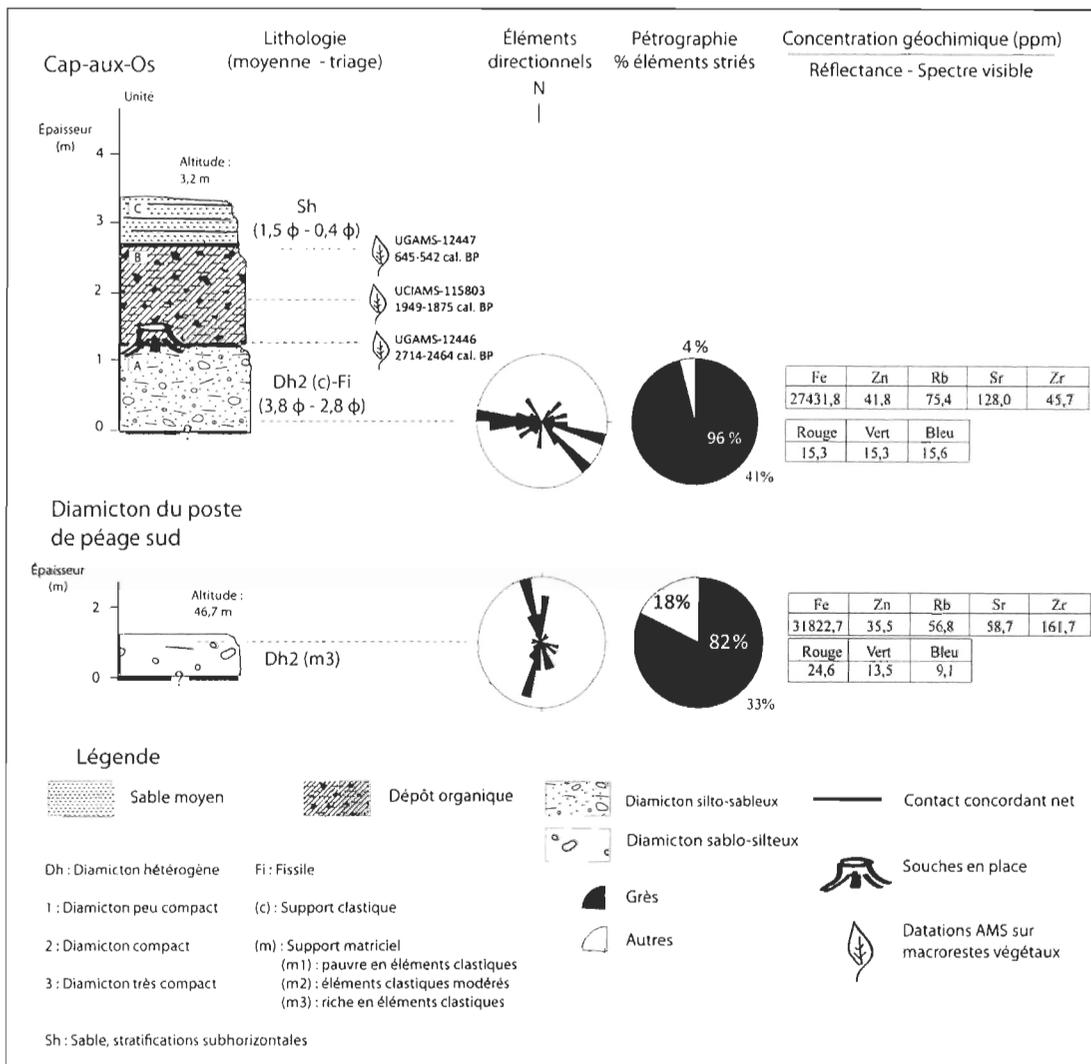
La matrice du diamicton est composée de sable moyen silteux très mal trié (moyenne granulométrique : $3,8 \phi$; indice de tri : 2,8). La distribution granulométrique de la matrice est platikurtique (indice d'aplatissement : 0,9) et très asymétrique vers les sédiments fins (indice d'asymétrie : 0,5). La concentration en Fe est forte (27 431,8 ppm); les concentrations en Zn,

Rb et Sr sont faibles (respectivement 41,8 ppm, 75,4 ppm et 123,0 ppm). Les valeurs de réflectance sont élevées (autour de 15) et similaires pour les trois bandes spectrales.

Caractérisé par un support clastique, le diamicton de l'unité A ne contient aucun calcaire, seulement des grès et des mudstones. Un peu plus de 40% des cailloux examinés étaient striés. La fabrique montre que le grand axe des cailloux est orienté ouest-est.

Des souches en place sont situées au-dessus de l'unité basale. Une unité de matière organique (unité B) de près d'un mètre d'épaisseur enrobe les souches (figure 4.21). Des macro-restes végétaux ont été datés à la base de cette unité, au milieu et au sommet, donnant des âges médians respectifs de 2 589 ans cal. BP (UGAMS-12446), 1 912 ans cal. BP (UCIAMS-115803) et 594 ans cal. BP (UGAMS-12447).

L'unité sommitale C est composée de sable moyen bien trié (moyenne granulométrique : 1,5 ϕ ; indice de tri : 0,4) et lité horizontalement. La distribution granulométrique est unimodale, mésokurtique (indice d'aplatissement : 1,0) et symétrique (indice d'asymétrie : 0,05). Le sommet de cette unité est végétalisé par des plantes herbacées. Des débris de bois de plage parsèment le dessus de cette unité.



4.20 Coupes du secteur de Cap-aux-Os



4.21 Unité organique reposant sur le till - coupe de Cap-aux-Os

4.2.3.2 Diamicton du poste de péage sud

Le diamicton du poste de péage sud n'a pu faire l'objet d'analyses granulométriques. La lithologie a donc été estimée sur le terrain.

Le contact entre le diamicton du poste de péage sud et le roc n'a pas été dégagé. De couleur rougeâtre, le diamicton est situé à un peu plus de 45 m d'altitude (figure 4.20). Il est compact, hétérogène et caractérisé par un support matriciel. Les concentrations géochimiques des éléments Zn et Sr sont faibles (35,5 ppm et 58,7 ppm); la concentration en Fe est très forte (31 822,7 ppm). La valeur de réflectance dans la bande spectrale du rouge est très élevée (24,6).

Riche en éléments clastiques, le diamicton contient une majorité de grès (82%) et aucun calcaire. Le pourcentage restant est apparenté aux mudstones; un échantillon de syénite très émoussé a aussi été répertorié. Le tiers des cailloux sont striés. Le grand axe des cailloux est orienté nord-sud.

4.2.3.3 Interprétation de la stratigraphie dans le secteur de Cap-aux-Os

La compacité et la fissilité du diamicton de l'unité A de la coupe de Cap-aux-Os suggère qu'il s'agisse d'un till de fond. L'absence de calcaire au profit des grès et la direction de la fabrique corroborent un écoulement glaciaire provenant de la baie, dont les formations géologiques constituantes sont exclusivement composées de grès. Le diamicton du poste de péage sud est aussi associé à un till. Le sens d'écoulement ne peut être spécifié par la fabrique. L'absence de calcaire suggère une source glaciaire provenant de la baie de Gaspé, soit du sud-ouest, du sud ou du sud-est.

L'unité organique (B) de la coupe de Cap-aux-Os est interprétée comme une phase forestière suivie d'un entourage vers 2 700 ans cal. BP. L'unité sommitale est une terrasse de plage, associée au niveau marin actuel ou près de l'actuel, mise en place après 594 ans cal. BP.

4.2.4 Coupes du secteur de l'anse des Rosiers

L'anse des Rosiers fait face au golfe du Saint-Laurent. Elle est circonscrite par le cap des Rosiers, au nord, et le cap Bon-Ami, au sud (figure 4.19). Quelques replats rocheux, situés à de faibles altitudes et dont le pendage est orienté vers les hautes falaises en arrière-plan, ont permis de conserver des dépôts sédimentaires, notamment ceux des coupes du Cap-Bon-Ami, de la plage et du belvédère. La coupe du Cap-des-Rosiers, au nord de l'anse des Rosiers, fait aussi partie de ce secteur d'étude.

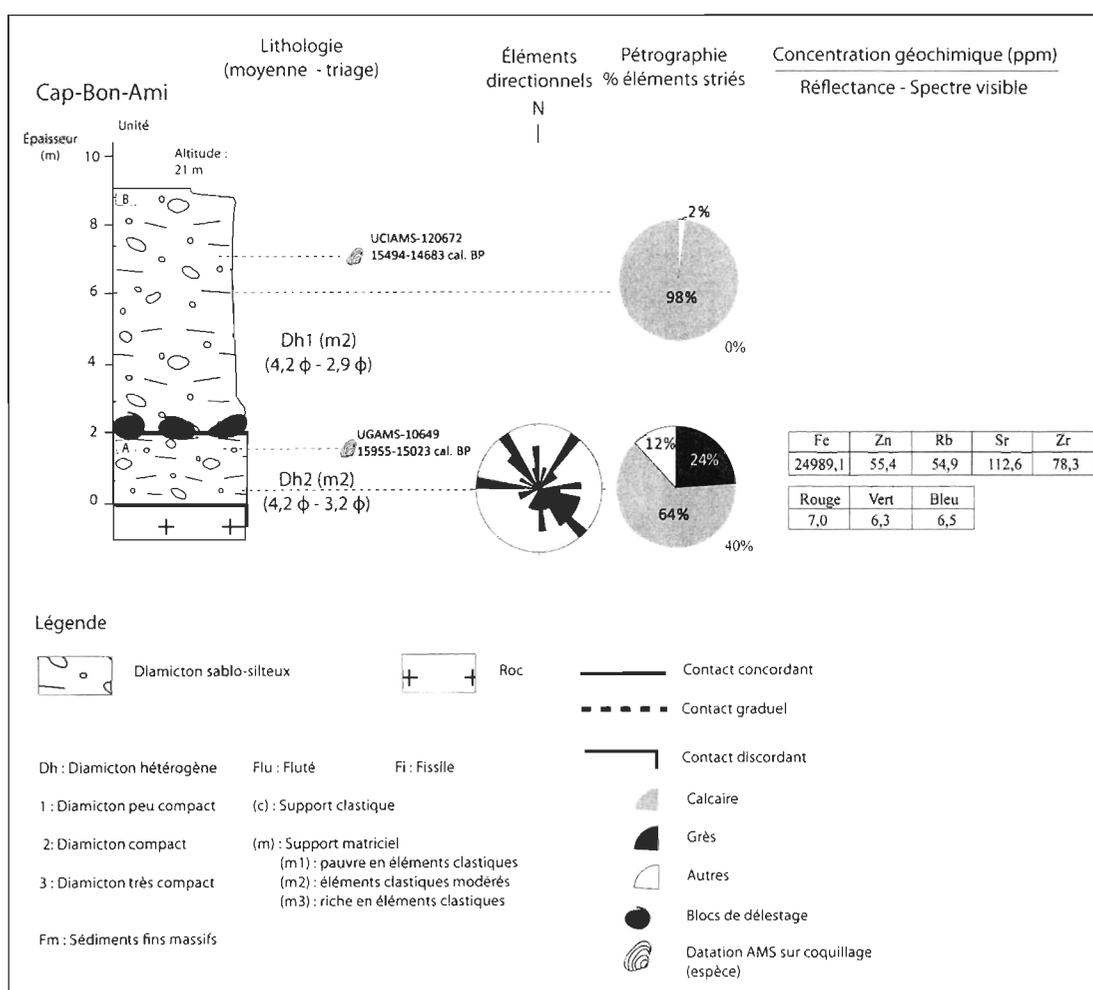
4.2.4.1 Coupe du Cap-Bon-Ami

La coupe du Cap-Bon-Ami est assise sur le cap rocheux Bon-Ami, situé à 13 m d'altitude. Le dépôt, dont le sommet présente une légère pente ascendante vers le sud-ouest, est accroché à la falaise surplombant le cap. L'unité A fait deux mètres d'épaisseur; l'unité B a sept mètres d'épaisseur.

La coupe est constituée de deux diamictons hétérogènes (figures 4.22 et 4.23), dont la matrice est composée de sable fin silteux et très mal trié (moyennes granulométriques : 4,2 ϕ ; indices de tri : 3,2 et 2,9). Les paramètres granulométriques des deux unités sont similaires : les distributions sont polymodales, platikurtiques (0,8) et présentent une asymétrie positive, tendant vers les sédiments fins. L'asymétrie est plus marquée pour l'unité A (0,4) que pour l'unité B (0,3). La matrice de l'unité A présente une concentration élevée en Sr et faible en Zr. Les valeurs de réflectance sont similaires dans les trois bandes spectrales (entre 6,3 et 7,0).

Le contenu en éléments clastiques des deux unités est modéré. La matrice de l'unité A est violacée et parsemée de débris de coquillages. Ceux-ci ont été datés et donnent un âge médian de 15 489 ans cal. BP (UGAMS-10649). Les cailloux de l'unité A sont subanguleux. Le diamicton compte 24% de grès et 64% de calcaire; 40% des éléments clastiques sont striés. La fabrique est diffuse et ne permet pas d'en dégager un sens d'écoulement.

L'unité B, dont la matrice est lâche et de couleur brune, contient presque exclusivement des calcaires (98%) non striés et anguleux; un seul grès émousé a été répertorié. Les deux unités sont séparées par un pavement de blocs contenant notamment des gneiss granitiques (figure 4.24). Des débris de coquillages ont permis de déterminer un âge d'environ 15 089 ans cal. BP (UCIAMS-120672) pour l'unité B. Des os d'oiseaux ont également été trouvés dans cette unité.



4.22 Coupe du Cap-Bon-Ami



4.23 Contact entre les deux unités de la coupe du Cap-Bon-Ami



4.24 Gneiss granitique au contact entre les deux unités de la coupe du Cap-Bon-Ami

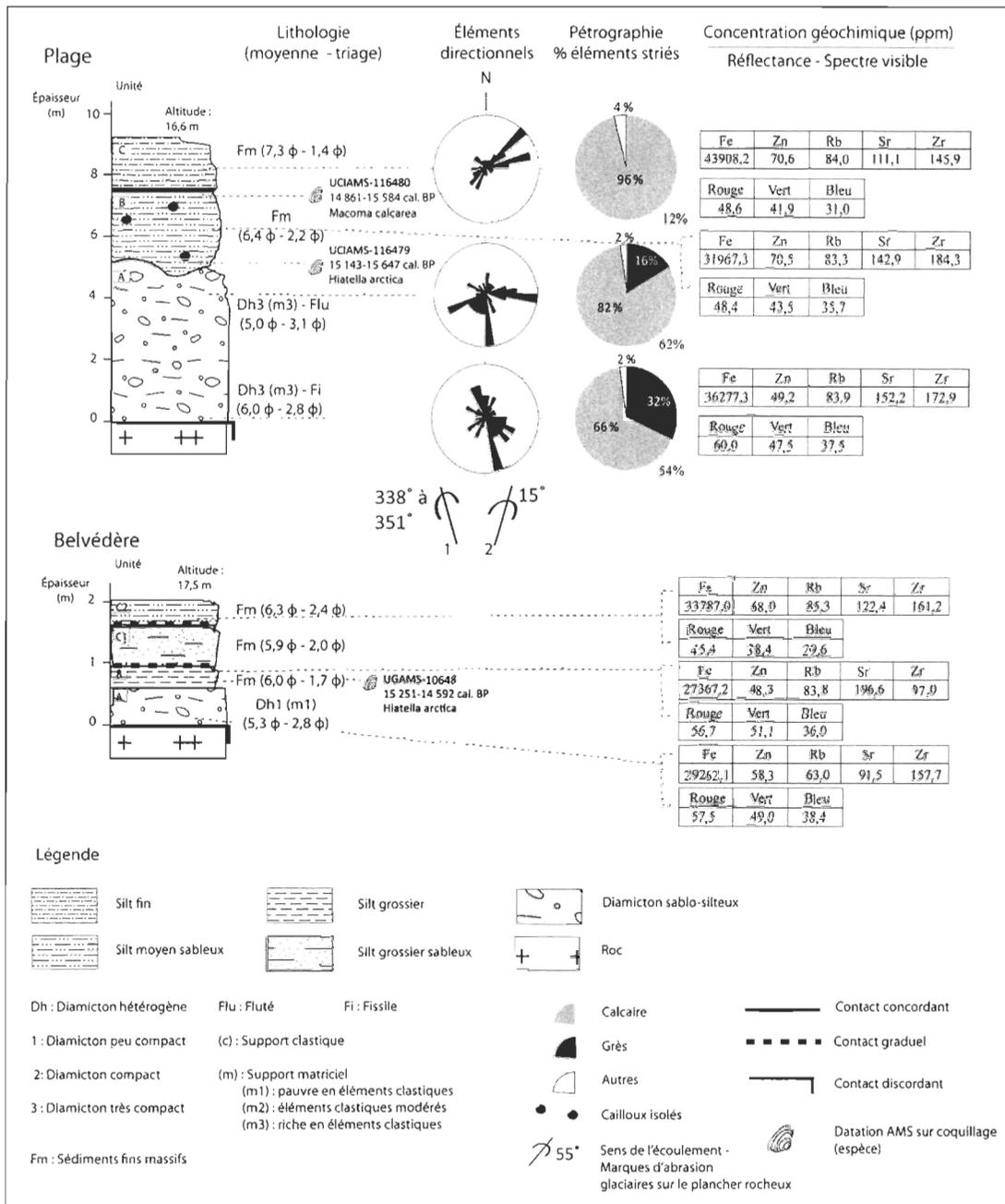
4.2.4.2 Coupe de la plage

La coupe de la plage se trouve sur un cap surplombant une étroite plage de galets, au centre de l'anse des Rosiers. La coupe est située près du belvédère d'observation du Cap-Bon-Ami.

La coupe de la plage compte trois unités (figures 4.25 et 4.26), reposant sur un plancher rocheux calcaire (figure 4.40). Celui-ci a enregistré plusieurs marques d'abrasion glaciaire : fractures de broutage, broutures, stries s'élargissant, têtes de clou et stries. Le vecteur principal de ces marques indique un écoulement glaciaire vers le nord-nord-est (15°). Les marques d'abrasion semblent également témoigner d'un écoulement plus ancien vers le nord-nord-ouest ou le nord.

Le diamicton de l'unité A fait environ cinq mètres d'épaisseur. Deux échantillons ont été analysés dans cette unité. À la base, la matrice brunâtre du diamicton, fissile, est composée de silt fin sableux très mal trié (moyenne granulométrique : $6,0 \phi$; indice de tri : 2,8). La distribution granulométrique est trimodale, platikurtique (indice d'aplatissement : 0,7) et très asymétrique (indice d'asymétrie : -0,4), tendant vers les sédiments grossiers. Au sommet, la matrice est constituée de silt très fin sableux très mal trié (moyenne granulométrique : $5,0 \phi$; indice de tri : 3,1). La distribution polymodale est platikurtique (indice d'aplatissement : 0,7) et symétrique (indice d'asymétrie : 0,08).

Les analyses géochimiques et spectrophotométriques ont été faites seulement pour l'échantillon à la base du diamicton. Il présente des concentrations de Fe, de Sr et de Zr élevées (respectivement 36 277,3 ppm, 152,2 ppm et 172,9 ppm). Les valeurs de réflectance sont également élevées (entre 37,5 et 60,0), particulièrement au niveau des longueurs d'onde du rouge (60,0).



4.25 Coupes de la plage et du belvédère dans le secteur de l'anse des Rosiers

Dans l'unité A, on retrouve surtout des graviers et des galets. Près du tiers des cailloux récoltés à ce niveau sont des grès et 66% sont des calcaires. Au sommet de cette unité, les calcaires sont plus abondants qu'à la base (82%) et les grès, moins représentés (16%). Par

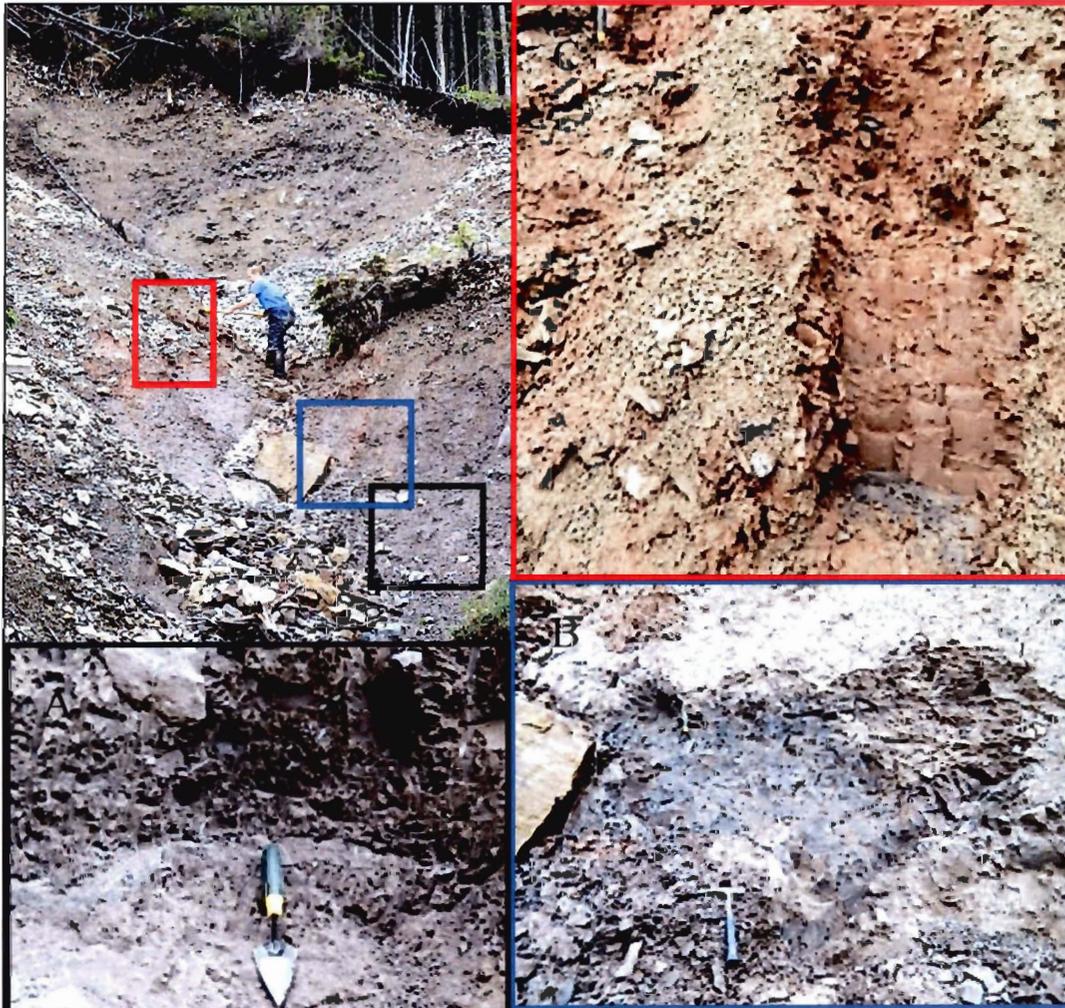
ailleurs, le diamicton contient de nombreux graviers de grès rouge altérés qui n'apparaissent pas dans les comptages pétrographiques. Notons également que le pourcentage d'éléments striés est important autant à la base qu'au sommet, soit respectivement 54% et 62%. La fabrique effectuée à la base de l'unité montre que les cailloux plongent principalement vers le sud-sud-est.

Le contact entre l'unité A, dont le sommet est fluté, et l'unité B est concordant. L'unité B est composée de sédiments fins massifs, soit des silts moyens sableux très mal triés (moyenne granulométrique : 6,4 ϕ ; indice de tri : 2,2). La distribution granulométrique est trimodale, mésokurtique (indice d'aplatissement : 1,0) et symétrique (indice d'asymétrie : -0,05). Les analyses géochimiques effectuées dans cette unité montrent des concentrations plutôt élevées pour l'ensemble des éléments chimiques, et particulièrement au niveau du Fe (31 967,3 ppm). Les valeurs de réflectance sont similaires à celles de l'unité A; la valeur au niveau du rouge est toutefois un peu moins prononcée (48,4).

Quelques gravillons (environ 0,5 cm de diamètre) et blocs de grès rouge (figure 4.27) ainsi que des galets de calcaire (2 à 3 cm de diamètre) ont été répertoriés dans l'unité. L'espèce *Hiatella arctica* domine la base de l'unité alors qu'à partir de 6 m de la base de la coupe, l'unité est dominée par *Macoma calcarea* et *Macoma balthica*. Les datations AMS effectuées à la base (15 395 ans cal. BP; UCIAMS-116479) et au sommet (15 222,5 ans cal. BP; UCIAMS-116480) de l'unité B indiquent une accumulation sur environ 173 ans.

Entre les unités B et C, le contact est concordant et ondulé. L'unité C est composée de silt fin rouge et massif (moyenne granulométrique : 7,3 ϕ). Les sédiments sont mal triés avec un indice de tri de 1,4. La distribution granulométrique est bimodale. La forme de la courbe est mésokurtique (indice d'aplatissement : 1,1) et présente une asymétrie positive (indice d'asymétrie : 0,1). Les sédiments ont une concentration de Fe très élevée (43 908,2 ppm); les concentrations relatives aux autres éléments ainsi que les valeurs de réflectance sont semblables à celles de l'unité B. Des galets anguleux de calcaire sont présents dans toute l'unité, mais plus fréquents à partir de 8 m de la base de la coupe. Seulement 12% des

éléments sont striés. Une fabrication effectuée dans l'unité indique une plongée préférentielle des cailloux vers le nord-est.



4.26 Coupe de la plage. A : diamicton de l'unité A; B : contact concordant entre le diamicton fluté de l'unité A et le diamicton fossilifère de l'unité B; C : unité C composée de sédiment fin rouge.



4.27 Gravillons (A) et blocs (B) de grès rouge retrouvés dans l'unité B de la coupe de la plage

4.2.4.3 Coupe du belvédère

La coupe du belvédère (figure 4.25) est située sur un plancher rocheux calcaire, situé en-deçà du belvédère d'observation du cap Bon-Ami. La coupe, dont le sommet culmine à 17,5 m d'altitude, est constituée de trois unités. L'unité A de la coupe du belvédère est composée d'un diamicton lâche violacé, contenant peu d'éléments clastiques. La matrice du diamicton est composée de silt fin sableux très mal trié (moyenne granulométrique : 5,3 ϕ ; indice de tri : 2,8). Polymodale, la distribution granulométrique est de forme très platikurtique (indice d'aplatissement : 0,7) et son asymétrie est négative (indice d'asymétrie : -0,2), tirant donc vers les particules grossières. Les concentrations géochimiques de la matrice indiquent une forte concentration en Fe (29 262,1 ppm). Les valeurs de réflectance de la matrice par rapport aux trois couleurs du spectre visible sont très élevées, particulièrement dans le rouge (57,5). Cette unité présente un contact concordant ondulé avec l'unité B.

Constituée de silt grossier rouge massif et mal trié (moyenne granulométrique : 6,0 ϕ ; indice de tri : 1,7), l'unité B présente une distribution granulométrique unimodale. Elle est mésokurtique (indice d'aplatissement : 1,0) et légèrement asymétrique vers les particules fines (indice d'asymétrie : 0,3). Les concentrations géochimiques de cette unité sont élevées en Sr (196,6 ppm) et faibles en Zr (97,0 ppm). Les valeurs de réflectance sont élevées, surtout

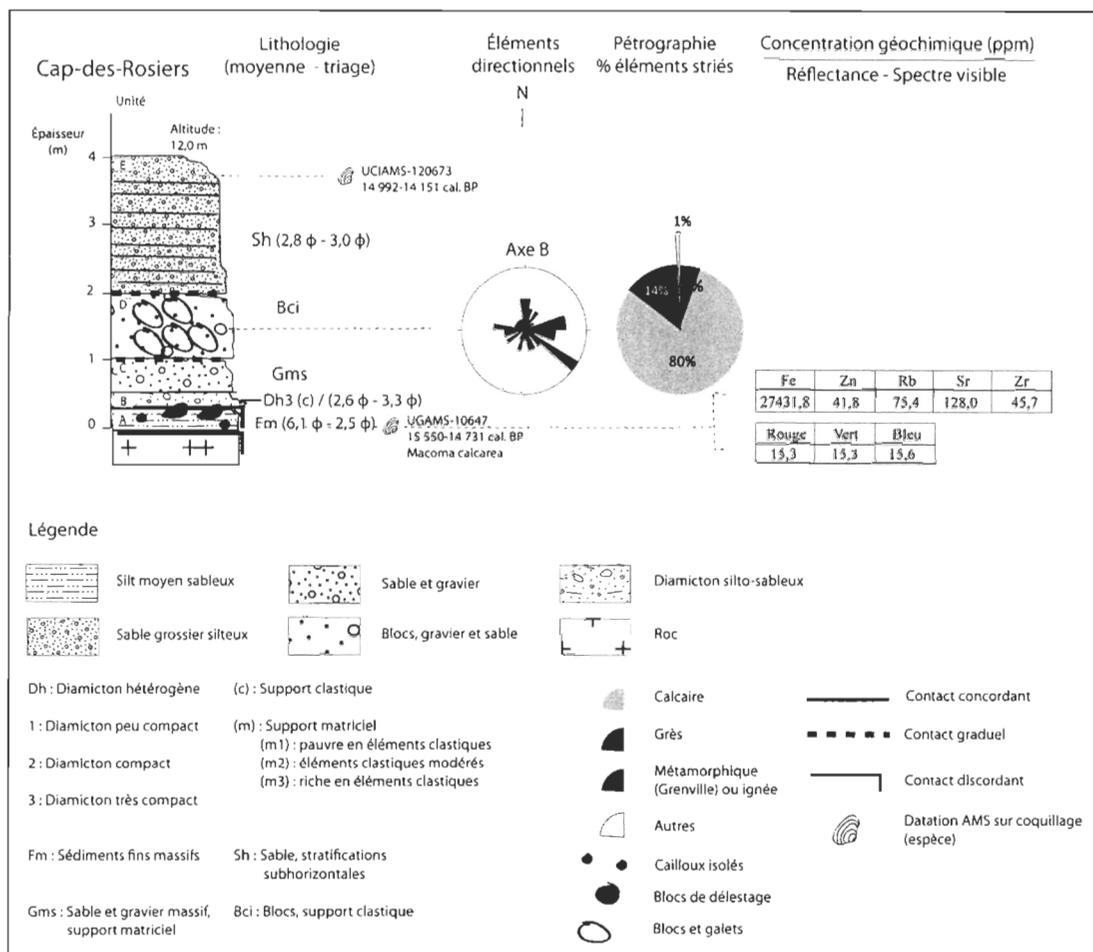
dans le rouge (56,7) et le vert (51,1). Cette unité fossilifère est dominée par *Hiatella arctica*. Les petits trous dans les coquilles de cette espèce dénotent la présence de gastéropodes. Un échantillon de *Hiatella arctica* a été daté à 14 922 ans cal. BP (UGAMS-10648).

Le contact est graduel entre les unités B et C ainsi qu'entre les sous-unités C1 et C2. La couleur des sédiments change graduellement du rouge au gris-bleu. De la sous-unité C1 à la sous-unité C2, les sédiments massifs passent des silts grossiers sableux et mal triés (moyenne granulométrique : 5,9 ϕ ; indice de tri : 2,0) à des silts moyens sableux et mal triés (moyenne granulométrique : 6,3 ϕ ; indice de tri : 2,4). La distribution de la sous-unité C1, bimodale, est mésokurtique (indice d'aplatissement : 1,0) et asymétrique dans la portion des particules fines (indice d'asymétrie : 0,2). Celle de la sous-unité C2, polymodale, est aussi mésokurtique (indice d'aplatissement : 1,0) mais l'asymétrie est négative (indice d'asymétrie : -0,2).

Les analyses géochimiques et spectrophotométriques ont été effectuées dans un échantillon pris dans la sous-unité C2. La concentration en Sr est forte (122,4 ppm); celle en Fe l'est particulièrement (33 787,0 ppm). Les valeurs de réflectance, bien qu'élevées, sont moindres que dans les deux unités sous-jacentes.

4.2.4.4 Coupe du Cap-des-Rosiers

La coupe du Cap-des-Rosiers est effectuée dans la terrasse marine entaillée dans la plaine de l'anse des Rosiers. Cette plaine constitue le sommet de la coupe à une altitude de 12,0 m. Elle présente cinq unités, dont la base repose sur une plate-forme d'érosion schisteuse altérée (figures 4.28 et 4.29).



4.28 Coupe du Cap-des-Rosiers

L'unité basale (A) est composée de silt moyen sableux gris, massif et mal trié (moyenne granulométrique : 6,1 ϕ ; indice de tri : 2,5). D'une épaisseur maximale d'environ 30 cm, l'unité s'amincit vers le nord-ouest. La distribution granulométrique de la matrice de l'unité est polymodale, platikurtique (indice d'aplatissement : 0,8) et symétrique (indice d'asymétrie : -0,03). Les concentrations géochimiques sont élevées au niveau du Sr (128,0 ppm) et faibles au niveau du Zn et du Zr (41,8 ppm et 45,7 ppm). Les valeurs de réflectance sont semblables pour les trois couleurs du spectre visible (15,3 à 15,6).



4.29 Coupe du Cap-des-Rosiers

Plusieurs cailloux et coquillages se trouvent dans l'unité A, notamment les espèces *Hiatella arctica*, *Macoma calcarea* et *Buccinum sp.* Une coquille de *Macoma calcarea* a été datée à 15 141 ans cal. BP (UGAMS-10647). Des blocs, notamment de lithologie gneissique, se trouvent à l'interface érosive entre cette unité et l'unité B.

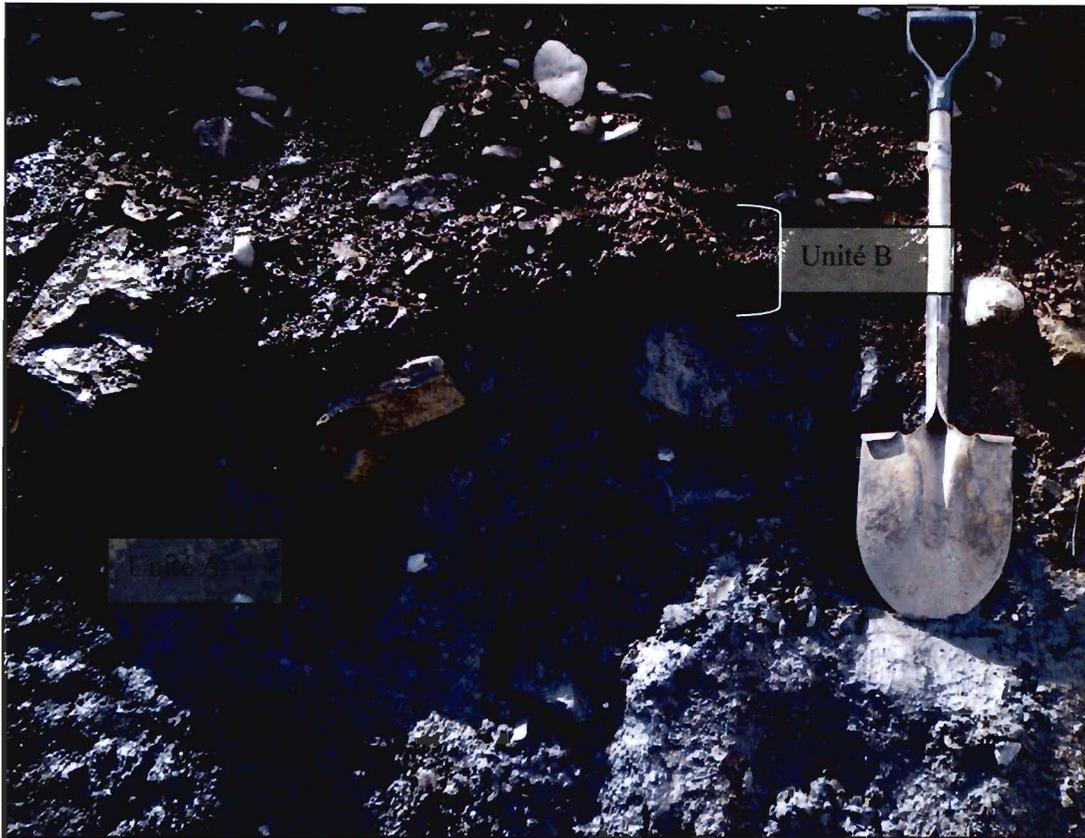
L'unité B, d'une épaisseur de 10 cm, est constituée d'un diamicton très compact. La matrice, très mal triée, est composée de sable très grossier silteux (moyenne granulométrique : 2,6 ϕ ; indice de tri : 3,3). La courbe granulométrique de la matrice est polymodale, très platikurtique (indice d'aplatissement : 0,7) et très asymétrique (indice d'asymétrie : 0,55), s'étirant vers les particules fines. Les graviers de ce diamicton sont polis et subanguleux; les stries sur les éléments clastiques sont rares. Ces graviers sont surtout de lithologie calcaire; des schistes et

des grès ont également été recensés. Des débris de coquillages dont le diamètre est de l'ordre de quelques millimètres ont été répertoriés dans ce diamicton. La figure 4.30 montre les unités A et B.

L'unité C, qui partage un contact net et concordant avec l'unité B, est composée de sable et gravier hétérogènes, ne présentant aucune stratification. Les galets sont imbriqués et la taille granulométrique augmente graduellement vers l'unité D.

L'unité D présente des blocs et des galets émoussés et imbriqués, dont l'axe B varie entre 10 et 70 cm, dans une matrice de sable et gravier. Les blocs sont composés à 80% de calcaire, 14% de grès et 5% d'éléments ignées et métamorphiques (gneiss granitique, granite, andésite). L'axe B de ces blocs est orienté vers l'est et le sud-est. Le contact entre l'unité D et l'unité sommitale (E) est graduel, c'est-à-dire que les blocs se raréfient et la matrice sablo-graveleuse devient de plus en plus sableuse.

L'unité E est composée de sable grossier silteux (moyenne granulométrique : 2,8 ϕ), lité subhorizontalement vers l'est-sud-est (pendage : 7°; orientation 110-115°). La distribution granulométrique est unimodale et les sédiments sont mal triés (indice de tri : 3,0). Platikurtique (indice d'aplatissement : 0,8), la distribution est très asymétrique (indice d'asymétrie : 0,7), tendant vers les particules fines. Des débris de coquillages trouvés au sommet de cette unité témoignent d'un âge de 14 572 ans cal. BP (UCIAMS-120673).



4.30 Contact érosif entre les unités A et B de la coupe du Cap-des-Rosiers

4.2.4.5 Interprétation de la stratigraphie du secteur de l'anse des Rosiers

Les diamictons recensés dans le secteur de l'anse des Rosiers ont été séparés en trois catégories : les tills, le dépôt de versant et les dépôts glacio-marins. Les unités basales des coupes de la plage, du belvédère et du Cap-Bon-Ami ont été associées à des tills. Le diamicton (unité A) de la coupe de la plage est interprété comme un till de fond mis en place par un glacier qui s'écoulait globalement vers le nord. Le diamicton basal de la coupe du Cap-Bon-Ami est interprété comme un till étant donné les roches polies et striées qu'il contient ainsi que les caractéristiques granulométriques du diamicton. Les débris de coquillages et les blocs de délestage à son sommet témoignent de l'influence marine. Cette unité peut marquer la transition entre les phases glaciaire et glacio-marine (dépôt glacio-marin proximal).

Les analyses ne permettent pas d'associer le diamicton de l'unité B de la coupe du Cap-Bon-Ami à un dépôt glaciaire, comme le suggère la classification granulométrique. L'unité B de la coupe du Cap-Bon-Ami a donc été attribuée à un dépôt de versant, étant donné le caractère anguleux des cailloux et la présence quasi exclusive de galets de calcaire locaux. La mer pourrait être à l'origine de la matrice sablo-silteuse du dépôt de versant. Il s'agirait donc d'un talus d'éboulis construit dans la mer, dont les interstices sont comblés par des sédiments marins et littoraux. La datation effectuée dans ce dépôt suggère que vers 15,0 ka BP, la mer était à un maximum de 20 m d'altitude au-dessus de l'actuel.

L'unité B de la coupe de la plage et l'unité A de la coupe du Cap-des-Rosiers sont associées à des dépôts glacio-marins. Cette association est basée sur la présence de coquillages et d'éléments clastiques de différentes grosseurs ainsi que le très mauvais triage et la granulométrie grossière des matrices. Les datations faites dans ces coupes permettent d'estimer la déglaciation du secteur vers 15,5 ka cal. BP.

Dans la coupe de Cap-des-Rosiers, le diamicton glacio-marin est surmonté par un mince diamicton; la compacité et le caractère érosif de ce diamicton permettent de l'attribuer à un till. Celui-ci pourrait correspondre à une courte phase de réavancée des marges glaciaires dans le secteur de l'anse des Rosiers. Cette phase est suivie par une période de fonte, durant laquelle deux unités fluvio-glaciaires ont été mises en place. L'évolution de la taille granulométrique des sédiments suggère une augmentation de la compétence des eaux de fonte entre les unités C et D, puis une diminution entre les unités D et E. L'orientation de la fabrique faite sur l'axe B des blocs de l'unité D de la coupe de Cap-des-Rosiers indique que la source d'eau fluvio-glaciaire à l'origine de ce dépôt se situait entre l'est et le sud-est du site. L'environnement sédimentaire avait déjà changé vers 14,6 ka cal. BP. L'unité E de la coupe du Cap-des-Rosiers est interprétée comme un dépôt littoral, bien que le triage soit très mauvais.

Dans la coupe de la plage, le diamicton glacio-marin est surmonté par une unité rouge de sédiments fins massifs. Étant donné les similitudes (couleur, altitude, paramètres

granulométriques) entre cette unité et l'unité B de la coupe du belvédère, qui contient des espèces de coquillage d'origine marine, ces deux unités correspondent probablement à un dépôt marin ou glacio-marin. Un âge d'environ 14,9 ka cal. BP a été attribué à ces unités. Les galets calcaires anguleux répertoriés dans l'unité C de la coupe de la plage proviennent probablement de l'érosion des falaises adjacentes.

4.3 Interprétation des analyses sédimentologiques à l'échelle régionale

Dans cette section, l'ensemble des résultats relatifs aux analyses sédimentologiques seront abordés selon une échelle régionale. D'abord, les paramètres granulométriques associés aux environnements sédimentaires seront définis. Puis, les données géochimiques et spectrophotométriques permettront d'associer les diamictons glaciaires et glacio-marins présentant des caractéristiques similaires. Les indicateurs d'écoulements glaciaires (lithologie des cailloux et fabriques) recensés dans la région seront ensuite combinés afin de déterminer la provenance et la chronologie des mouvements glaciaires. Une reconstitution paléogéographique des environnements quaternaires dans la région de Gaspé et de l'anse des Rosiers pourra ainsi être effectuée.

4.3.1 Granulométrie

Le tableau 4.1 montre les statistiques descriptives relatives aux indices granulométriques en fonction des six environnements sédimentaires interprétés dans les coupes. Les matrices de tills présentent une variabilité considérable au niveau de la taille des particules : les moyennes granulométriques vont des sables aux silts (2,1 ϕ à 6,0 ϕ). Les trois indices (tri, aplatissement et asymétrie) ont une variabilité plus faible : les matrices de tills sont très mal triées (indice de tri entre 2 et 3,3); au moins la moitié des matrices sont très platykurtiques ou platykurtiques (indice d'aplatissement entre 0,6 et 0,7); les distributions granulométriques tendent surtout vers les particules fines (forte asymétrie positive entre 0,3 et 0,6).

Les cinq unités glacio-marines de l'anse des Rosiers présentent des distributions granulométriques semblables. Les moyennes granulométriques se situent dans la classe des silts ($5,0 \phi$ à $6,4 \phi$). Comme les tills, le triage des sédiments glacio-marins est très mauvais (indice de tri entre 2,0 et 3,1). La forme des distributions granulométriques de ces dépôts est surtout mésokurtique (indice d'aplatissement autour de 1,0) et symétrique (indice d'asymétrie centrée sur 0,0).

Les distributions granulométriques des six échantillons de sédiments marins d'eau profonde, qui incluent les unités rouges de l'anse des Rosiers et les dépôts sus-jacents aux tills de la baie de Gaspé, sont très similaires. Elles présentent une granulométrie légèrement plus fine que les sédiments glacio-marins ($6,0 \phi$ à $7,3 \phi$) et un mauvais triage (indice de tri entre 1,4 et 1,7). L'ensemble des distributions granulométriques des sédiments marins d'eau profonde est mésokurtique (indice d'aplatissement entre 0,9 et 1,1). Les courbes sont soit symétriques, soit légèrement asymétriques tendant vers les particules fines (indice d'asymétrie entre 0,0 et 0,3).

Les sédiments correspondant à la transition entre le milieu marin d'eau profonde et les environnements littoraux sont qualifiés de pré-littoraux. Ils présentent une grande variabilité au niveau de leurs distributions granulométriques. Les moyennes granulométriques varient des sables aux silts (entre $1,5 \phi$ et $6,4 \phi$). Le triage va de modérément bien trié à très mal trié, mais la majorité des échantillons sont très mal triés. Les indices d'aplatissement et d'asymétrie des sédiments pré-littoraux sont similaires à ceux des sédiments marins, bien que certains échantillons présentent une forte asymétrie positive (jusqu'à 0,6).

Les moyennes granulométriques des sédiments littoraux se situent dans la classe des sables, qui vont de moyens à fins ($1,5 \phi$ à $2,7 \phi$). Outre que pour la moyenne granulométrique, les paramètres des sept distributions de sables littoraux sont variables et des caractéristiques particulières ne peuvent en être dégagées. Le triage va de bien trié à très mal trié. La forme des courbes varie de platykurtique à très leptokurtique (indice d'aplatissement entre 0,8 et 3,1) et leur asymétrie est positive (indice d'asymétrie entre 0,1 et 0,7).

Seuls deux échantillons de sable fluvio-glaciaire et un échantillon de matrice de dépôt de versant ont été récoltés. Des particularités régionales relatives à ce type de dépôt ne peuvent donc pas être ressorties. On dénote néanmoins un tri modéré et une forme leptokurtique pour les sables fluvio-glaciaires. Le tri est très mauvais pour le dépôt de versant et sa forme est mésokurtique, comme les sédiments glacio-marins et marins. Pour les trois échantillons, les distributions granulométriques tendent vers les particules fines.

Tableau 4.1 Statistiques descriptives des distributions granulométriques en fonction des environnements sédimentaires (É. C. : écart type)

	Till					
	Moyenne	É. C.	Minimum	Médiane	Maximum	Nombre
Moyenne granulométrique (ϕ)	4,6	1,0	2,1	4,8	6,0	20
Triage	2,9	0,3	2,0	2,9	3,3	20
Indice d'aplatissement	0,8	0,3	0,6	0,7	1,6	20
Indice d'asymétrie	0,2	0,3	-0,4	0,3	0,6	20
	Glacio-marin					
	Moyenne	É. C.	Minimum	Médiane	Maximum	Nombre
Moyenne granulométrique (ϕ)	5,9	0,6	5,0	6,1	6,4	5
Triage	2,4	0,4	2,0	2,4	3,1	5
Indice d'aplatissement	0,9	0,2	0,7	1,0	1,0	5
Indice d'asymétrie	0,0	0,1	-0,2	0,0	0,2	5
	Marin					
	Moyenne	É. C.	Minimum	Médiane	Maximum	Nombre
Moyenne granulométrique (ϕ)	6,9	0,5	6,0	7,1	7,3	6
Triage	1,5	0,1	1,4	1,5	1,7	6
Indice d'aplatissement	1,0	0,1	0,9	1,0	1,1	6
Indice d'asymétrie	0,1	0,1	0,0	0,1	0,3	6
	Prélittoral					
	Moyenne	É. C.	Minimum	Médiane	Maximum	Nombre
Moyenne granulométrique (ϕ)	4,7	2,0	1,5	4,8	6,4	5
Triage	1,8	0,7	0,7	2,1	2,3	5
Indice d'aplatissement	1,1	0,2	0,7	1,1	1,2	5
Indice d'asymétrie	0,2	0,3	-0,1	0,0	0,6	5
	Littoral					
	Moyenne	É. C.	Minimum	Médiane	Maximum	Nombre
Moyenne granulométrique (ϕ)	2,4	0,6	1,5	2,6	3,1	7
Triage	1,5	0,9	0,4	1,5	3,0	7
Indice d'aplatissement	1,6	0,8	0,8	1,3	3,1	7
Indice d'asymétrie	0,4	0,2	0,1	0,4	0,7	7
	Fluvio-glaciaire					
	Moyenne	É. C.	Minimum	Médiane	Maximum	Nombre
Moyenne granulométrique (ϕ)	2,7	0,7	2,2	2,7	3,2	2
Triage	0,8	0,3	0,7	0,8	1,0	2
Indice d'aplatissement	1,4	0,4	1,1	1,4	1,7	2
Indice d'asymétrie	0,3	0,2	0,1	0,3	0,5	2
	Versant					
	Valeur					Nombre
Moyenne granulométrique (ϕ)	4,2	-	-	-	-	1
Triage	2,9	-	-	-	-	1
Indice d'aplatissement	0,9	-	-	-	-	1
Indice d'asymétrie	0,3	-	-	-	-	1

La figure 4.31 met en relation la moyenne granulométrique des unités de chaque coupe stratigraphique étudiée et leur triage. Cette figure permet d'abord de constater le regroupement des échantillons associés aux mêmes environnements sédimentaires, puis de cibler les unités sédimentaires divergentes.

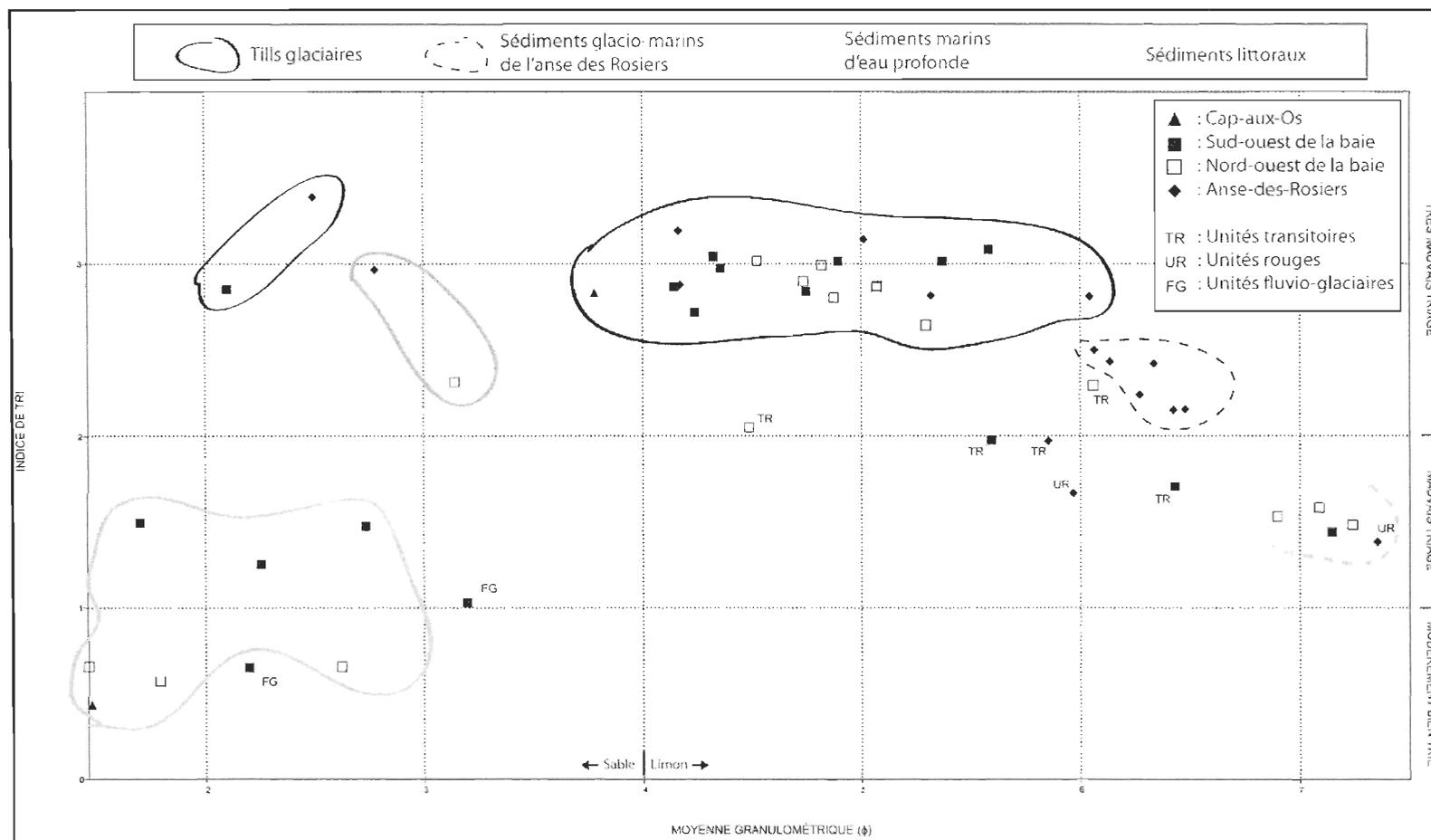
Au niveau des tills, on constate l'homogénéité des indices de tri et la variabilité des moyennes granulométriques (figure 4.31). Le diamicton à la base de la coupe de l'Anse-à-Brillant Sud présente une granulométrie particulièrement grossière, possiblement en raison du lessivage de ses particules fines (till d'ablation). La granulométrie grossière de la mince couche de till de la coupe de Cap-des-Rosiers (unité B) peut être due à une comminution restreinte lors d'une courte période d'avancée glaciaire. L'indice de tri de ces deux tills reste similaire à celui des autres tills de la région.

Les premières unités accumulées à la suite de la déglaciation présentent des caractéristiques différentes, selon qu'elles se situent dans l'anse des Rosiers ou à l'intérieur de la baie de Gaspé. Dans l'anse des Rosiers, ces échantillons correspondent aux diamictons glacio-marins des coupes de la plage et de Cap-des-Rosiers. Ces unités sont similaires au niveau de leurs moyennes granulométriques et de leurs indices de tri. Ces paramètres présentent des valeurs plus élevées pour les échantillons glacio-marins que pour les échantillons de la baie de Gaspé. Ces derniers, récoltés dans les coupes de Rosebridge, de Gaspé et de Seal Cove Sud, ont donc une granulométrie plus fine et un meilleur triage. Un apport différent en sédiments glaciaires selon le secteur peut expliquer cette distinction.

Les unités rouges des coupes de la plage et du belvédère ne correspondent pas aux autres unités glacio-marines du secteur de l'anse des Rosiers; ces deux unités rouges ont une granulométrie plus fine et présentent un meilleur triage. Elles ressemblent davantage aux unités associées à la déglaciation de la baie.

Quelques échantillons pré littoraux transitoires (TR) marquent l'évolution des unités de base vers les unités littorales. La moyenne granulométrique augmente et l'indice de tri également.

Les unités littorales sont constituées des dépôts littoraux sableux. L'échantillon de l'unité littorale de Cap-aux-Os permet de comparer les indices granulométriques d'un dépôt de plage actuel par rapport aux unités déposés durant l'invasion et la régression marine. Le triage de ces dernières est plus mauvais, particulièrement pour le seul dépôt de plage récolté dans l'anse des Rosiers (coupe de Cap-des-Rosiers). Ce mauvais tri du sable littoral peut référer aux sources sédimentaires disponibles lors de la formation des plages, notamment les dépôts glaciaires. Ces dépôts contiennent des sédiments de diverses tailles granulométriques, dont un large éventail a pu être pris en charge et déposé par les courants marins.



4.31 Granulométrie des unités stratigraphiques en fonction du triage

4.3.2 Géochimie

Le tableau 4.2 présente les statistiques descriptives des concentrations géochimiques de Fe, Rb, Sr, Zn et Zr pour l'ensemble des diamictons recensés (glaciaires et glacio-marins); le tableau 4.3 montre les statistiques descriptives des concentrations géochimiques en fonction des secteurs.

Les concentrations en Fe des diamictons des secteurs de l'anse des Rosiers et de Cap-aux-Os sont particulièrement élevées par rapport à la moyenne générale. La concentration maximale correspond à l'unité rouge de la coupe de la plage. Les concentrations en Fe du secteur sud-ouest sont les plus faibles. Les concentrations en Rb présentent une variabilité moindre. Encore une fois, le secteur de l'anse des Rosiers présente les plus fortes concentrations; les autres secteurs détiennent des concentrations plus près de la moyenne régionale. Les concentrations en Sr montrent une grande variabilité régionale. On remarque de faibles concentrations pour le secteur de Cap-aux-Os de même que pour le secteur sud-ouest, bien qu'il y ait quelques concentrations de Sr particulièrement élevées dans le secteur de l'Anse-à-Brillant. La moyenne, dans le secteur sud-ouest, est très influencée par une donnée extrême (concentration en Sr de 132 ppm; unité A de la coupe de l'Anse-à-Brillant Nord). La médiane indique plutôt des concentrations de Sr autour de 70 ppm. Au niveau des concentrations de Zn, les valeurs sont très similaires pour les secteurs du nord-ouest, du sud-ouest et de Cap-aux-Os. Les concentrations en Zn des diamictons de l'anse des Rosiers se démarquent un peu plus, étant plus élevées que la moyenne régionale. Les concentrations en Zr montrent une forte variabilité dans l'ensemble, et principalement pour les secteurs sud-ouest et de l'anse des Rosiers. Les concentrations en Zr sont un peu plus élevées dans les secteurs de Cap-aux-Os et du nord-ouest. Certains diamictons présentent des concentrations élevées dans le secteur sud-ouest.

En bref, les concentrations des secteurs nord-ouest et sud-ouest présentent plusieurs similitudes au niveau de leurs concentrations géochimiques. Les concentrations mesurées

dans le secteur de l'anse des Rosiers sont généralement plus élevées et se démarquent des autres secteurs.

Les analyses en composantes principales corroborent les associations et les distinctions faites dans l'analyse des statistiques descriptives. Deux composantes principales ont été retenues par rapport aux données géochimiques des diamictons échantillonnés sur le territoire à l'étude (figure 4.32). La composante principale 1 (en abscisse) compte pour 49,2% de la variance. La composante principale 2 (en ordonnée) explique 29,9% de la variance (tableau 4.4). Le graphique mettant en relation les deux composantes (figure 4.32) permet de distinguer les quatre groupes associés aux secteurs étudiés : anse des Rosiers, Cap-aux-Os, nord-ouest et sud-ouest.

Le secteur de l'anse des Rosiers se distingue des autres secteurs principalement par la composante 1 (axe des abscisses), qui traduit une différenciation au niveau des concentrations en Fe, Rb et Zn (tableau 4.5). La composante 2 (axe des ordonnées), surtout attribuable aux concentrations en Sr et Zr (tableau 4.5), permet de dissocier les secteurs nord-ouest et sud-ouest. Les échantillons des secteurs de Cap-aux-Os et du nord-ouest donnent des valeurs similaires au niveau de la composante 2. La formation géologique de Battery Point, notamment les membres de Petit-Gaspé et de Cap-aux-Os, entoure ces échantillons. Deux diamictons du site de Seal Cove se dissocient de leur secteur d'appartenance et se rapprochent davantage du secteur nord-ouest par rapport à la composante 2. Il s'agit des échantillons pris au sommet des diamictons de Seal Cove 1 (unité B) et de Seal Cove 2. Cela peut traduire l'influence de la géologie locale de Seal Cove, la même que dans le secteur nord-ouest : la formation de Battery Point.

Tableau 4.2 Statistiques descriptives des concentrations géochimiques des diamictons

	Moyenne	Écart type	Minimum	Médiane	Maximum	Nombre
Fe	25408,3	5900,8	15729,6	24068,5	43908,2	30
Rb	53,7	15,0	28,8	49,7	85,3	30
Sr	102,4	56,9	55,1	86,2	342,0	30
Zn	44,9	11,3	28,4	40,7	70,6	30
Zr	143,7	46,1	35,6	151,4	233,5	30

Tableau 4.3 Statistiques descriptives des concentrations géochimiques par secteur

Fe						
	Moyenne	Écart type	Minimum	Médiane	Maximum	Nombre
Anse des Rosiers	31873,7	6119,6	24989,1	30614,7	43908,2	8
Cap-aux-Os	30666,4	1635,3	29510,1	30666,4	31822,7	2
Nord-ouest	23618,0	2761,1	18969,6	24047,9	27398,9	7
Sud-ouest	21584,6	2843,0	15729,6	21607,3	25826,6	13
Rb						
	Moyenne	Écart type	Minimum	Médiane	Maximum	Nombre
Anse des Rosiers	74,1	12,0	54,9	79,4	85,3	8
Cap-aux-Os	51,7	7,2	46,6	51,7	56,8	2
Nord-ouest	46,5	5,1	40,8	48,4	52,6	7
Sud-ouest	45,3	7,7	28,8	45,0	57,8	13
Sr						
	Moyenne	Écart type	Minimum	Médiane	Maximum	Nombre
Anse des Rosiers	132,2	32,2	91,5	125,2	196,6	8
Cap-aux-Os	63,9	7,4	58,7	63,9	69,2	2
Nord-ouest	80,8	14,0	65,3	76,8	105,8	7
Sud-ouest	101,7	77,4	55,1	69,0	342,0	13
Zn						
	Moyenne	Écart type	Minimum	Médiane	Maximum	Nombre
Anse des Rosiers	57,8	11,0	41,8	56,8	70,6	8
Cap-aux-Os	38,8	4,6	35,5	38,8	42,1	2
Nord-ouest	37,7	7,8	28,4	35,9	53,8	7
Sud-ouest	41,8	7,0	30,9	39,3	53,2	13
Zr						
	Moyenne	Écart type	Minimum	Médiane	Maximum	Nombre
Anse des Rosiers	130,4	50,2	45,7	151,8	184,3	8
Cap-aux-Os	163,1	2,0	161,7	163,1	164,5	2
Nord-ouest	173,1	21,6	150,3	175,8	204,4	7
Sud-ouest	133,0	51,2	35,6	123,5	233,5	13

Les échantillons pris dans les tills à la base du diamicton de Seal Cove 2 et de la coupe de Seal Cove Sud, qui contient un indicateur du membre de l'Anse-à-Brillant, sont apparentés au secteur sud-ouest. Pareillement, le diamicton de l'Anse-aux-Cousins (secteur nord-ouest), dans lequel un élément du membre de l'Anse-à-Brillant a aussi été trouvé, correspond aux échantillons du secteur sud-ouest au niveau de la composante 2. Cette signature géochimique peut témoigner de l'influence de la succession de formations géologiques à l'ouest de l'Anse-aux-Cousins et du secteur sud-ouest, notamment caractérisée par la présence du membre de l'Anse-à-Brillant.

Trois matrices de diamictons ont été récoltées à Pointe-Saint-Pierre et Percé par Bernard Héту et Audrey Mercier-Rémillard lors d'une campagne de terrain à l'été 2010. Les concentrations géochimiques de ces matrices ont été centrées et réduites à partir de la moyenne et de l'écart type de la base de données de la région de Gaspé (sites à l'étude). Ainsi, les valeurs des échantillons de Percé et Pointe-Saint-Pierre n'influencent pas la moyenne et l'écart type; on obtient spécifiquement l'écart entre les concentrations de ces échantillons allochtones et ceux de la région à l'étude. Dans la même optique, les valeurs des composantes des trois échantillons ont été calculées avec les charges issues de l'analyse des diamictons à l'étude (tableau 4.5), de manière à ce que les deux composantes principales ne soient pas influencées par l'ajout de nouvelles données.

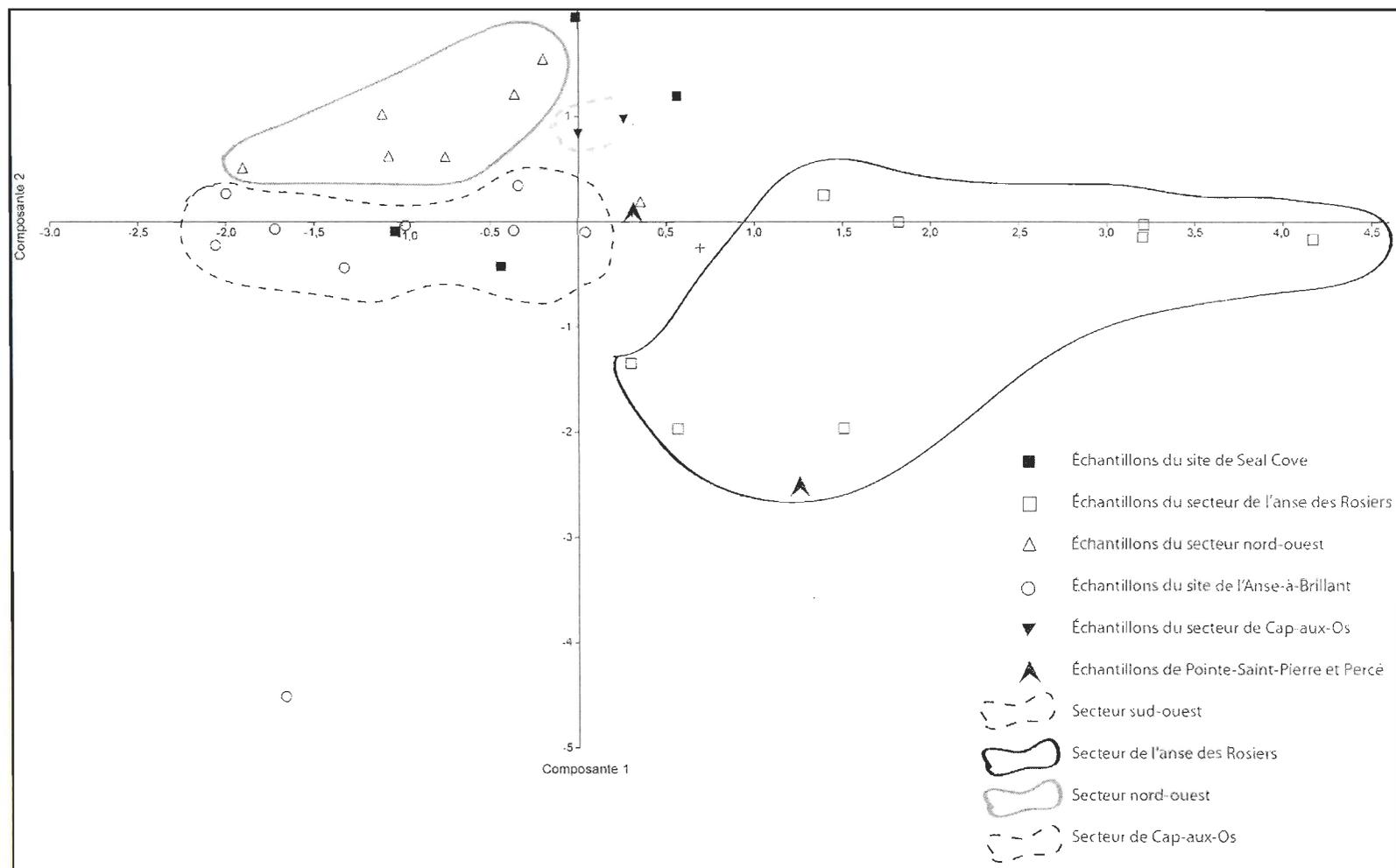
Le graphique de la figure 4.32 permet d'associer les échantillons des diamictons rouges de Pointe-Saint-Pierre et de Percé à ceux du secteur de l'anse des Rosiers par rapport à la composante 1. Les échantillons de Pointe-Saint-Pierre et de Percé, situés dans un environnement géologique dominé par les grès, se comparent aux échantillons du secteur de Cap-Bon-Ami, situés dans un environnement dominé par le calcaire. Ces diamictons semblent avoir une origine géochimique similaire.

Tableau 4.4 Variance expliquée par les composantes principales des concentrations géochimiques et de la réflectance

	Variance expliquée composante 1 (%)	Variance expliquée composante 2 (%)	Total de variance expliquée (%)
ACP-Géochimie Gaspé	49,2	29,9	79,1
ACP-Réflectance couleurs	98,8	1,0	99,8

Tableau 4.5 Charges attribuables à chaque variable en fonction de la composante

	Composante 1	Composante 2
Fe	0,5704	0,0768
Rb	0,5771	-0,0440
Sr	0,1138	-0,6538
Zn	0,5508	-0,1129
Zr	0,1591	0,7429

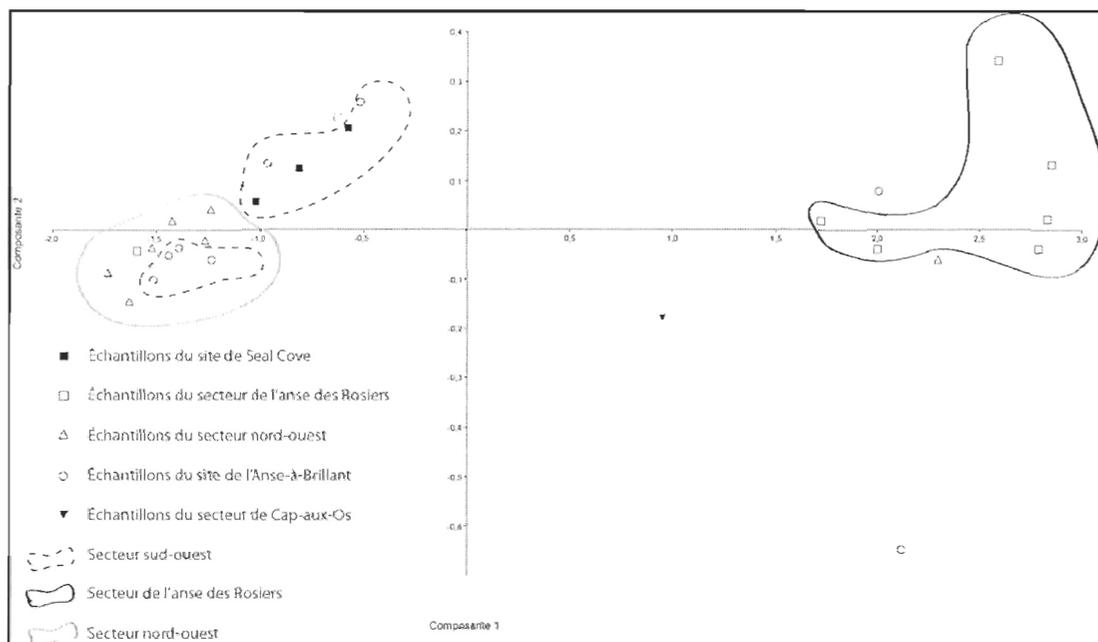


4.32 Analyse en composantes principales des concentrations géochimiques des diamictons de la région de Gaspé et superposition des échantillons de Pointe-Saint-Pierre et de Percé

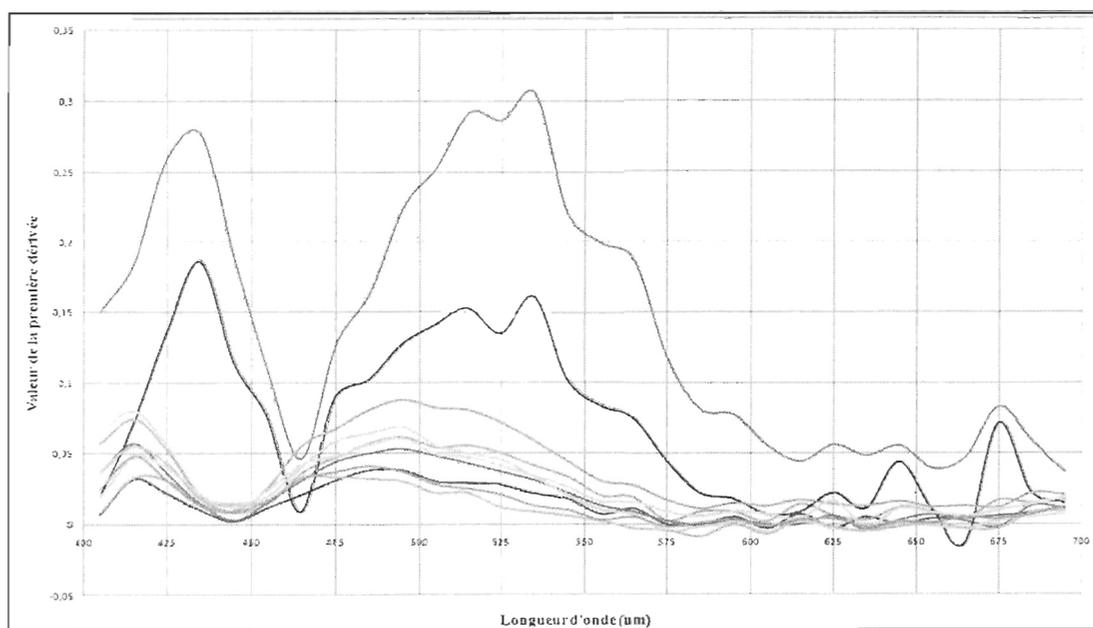
4.3.3 Couleur des diamictons et première dérivée de la réflectance

L'analyse en composantes principales de la réflectance des matrices associée aux intervalles de longueur d'onde des trois couleurs du spectre visible (rouge, vert et bleu) indique une relation presque parfaite entre les trois variables (figure 4.33). Les composantes 1 et 2 comptent respectivement pour 98,8% et 1,0% de la variance (tableau 4.4). La plupart des diamictons du secteur de l'anse des Rosiers sont dissociés des autres échantillons. Bien qu'ils soient très similaires au niveau de leur couleur, on distingue les sites de l'Anse-à-Brillant de ceux du secteur nord-ouest. Les diamictons du site de Seal Cove sont plutôt dissociés des autres secteurs. Une similitude entre certains diamictons des sites de Seal Cove et de l'Anse-à-Brillant se dégage néanmoins des analyses.

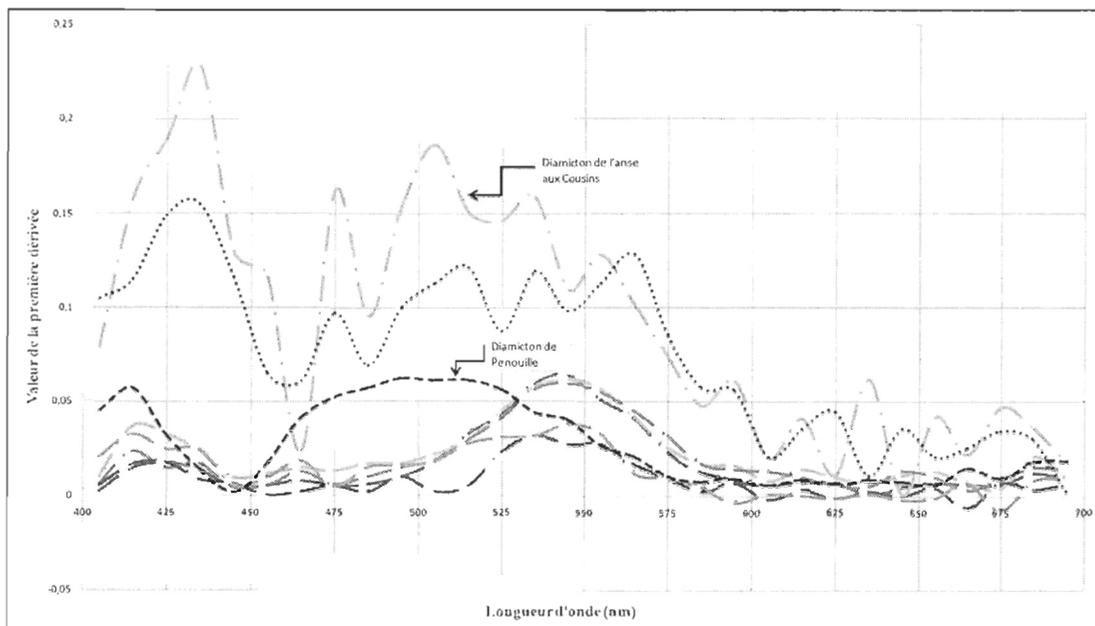
La première dérivée du spectre de réflectance des diamictons (figures 4.34 à 4.36) permet de distinguer trois patrons : 1) une courbe avec un pic étalé entre 490 et 550 nm associée aux échantillons du secteur sud-ouest (figure 4.34); 2) une courbe montrant un pic aux alentours de 540 nm relative aux échantillons du secteur nord-ouest (figure 4.35); et 3) une courbe ayant un pic dominant à 565 nm et un, moindre, à 475 nm, apparentée aux échantillons de Pointe-Saint-Pierre, de Percé et du secteur de l'anse des Rosiers (figure 4.36). La courbe du diamicton de Penouille, associé au secteur nord-ouest (patron 2), s'apparente au patron 1. Ceci peut être dû à la trace des grès du membre de l'Anse-à-Brillant dans cet échantillon. Le patron du diamicton de l'Anse-aux-Cousins se rapproche davantage du patron 1 (secteur sud-ouest). Comme il a été spécifié, la séquence de formations géologiques à l'ouest du site de l'Anse-aux-Cousins et du secteur sud-ouest sont similaires. Le patron du diamicton du poste de péage sud correspond au patron 3 (secteur de l'anse des Rosiers).



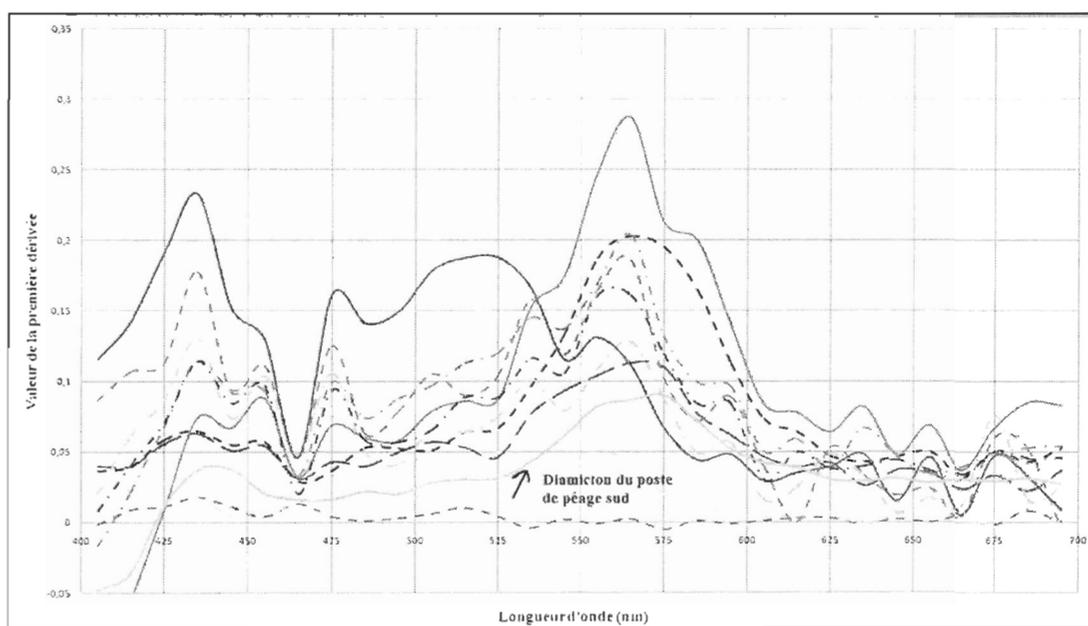
4.33 Analyse en composantes principales de la réflectance des matrices



4.34 Dérivée du spectre de réflectance des matrices du secteur sud-ouest



4.35 Dérivée du spectre de réflectance des matrices du secteur nord-ouest

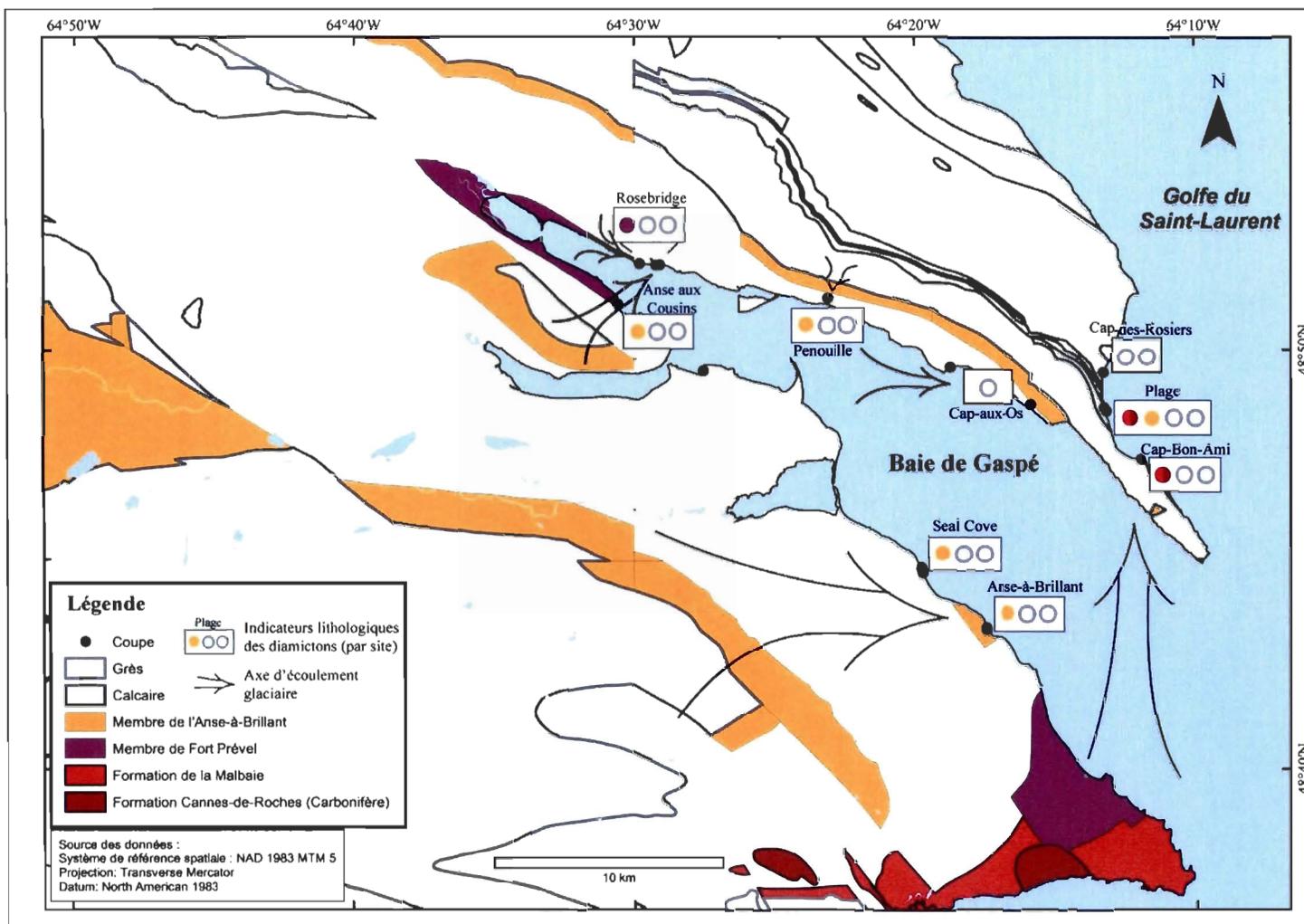


4.36 Dérivée du spectre de réflectance des matrices du secteur de l'anse des Rosiers

4.3.4 Origine glaciaire

La figure 4.37 permet de situer la limite entre les calcaires et les grès, en plus de localiser les formations ayant servi d'indicateurs lithologiques. Les indicateurs lithologiques retrouvés dans les diamictons sont présentés ainsi que les axes d'écoulements glaciaires pouvant en être déduits. Le tableau 4.6 rappelle la proportion de grès et de calcaire contenue dans chaque échantillon pétrographique et la quantité de cailloux associés aux indicateurs lithologiques. Les vecteurs principaux des fabriques effectuées sont aussi inscrits. La figure 4.38 permet de visualiser les vecteurs des fabriques et les marques d'abrasion glaciaire déterminés dans la présente étude; ils ont été superposés aux marques d'érosion glaciaire inventoriées sur la carte de Veillette et Cloutier (1993).

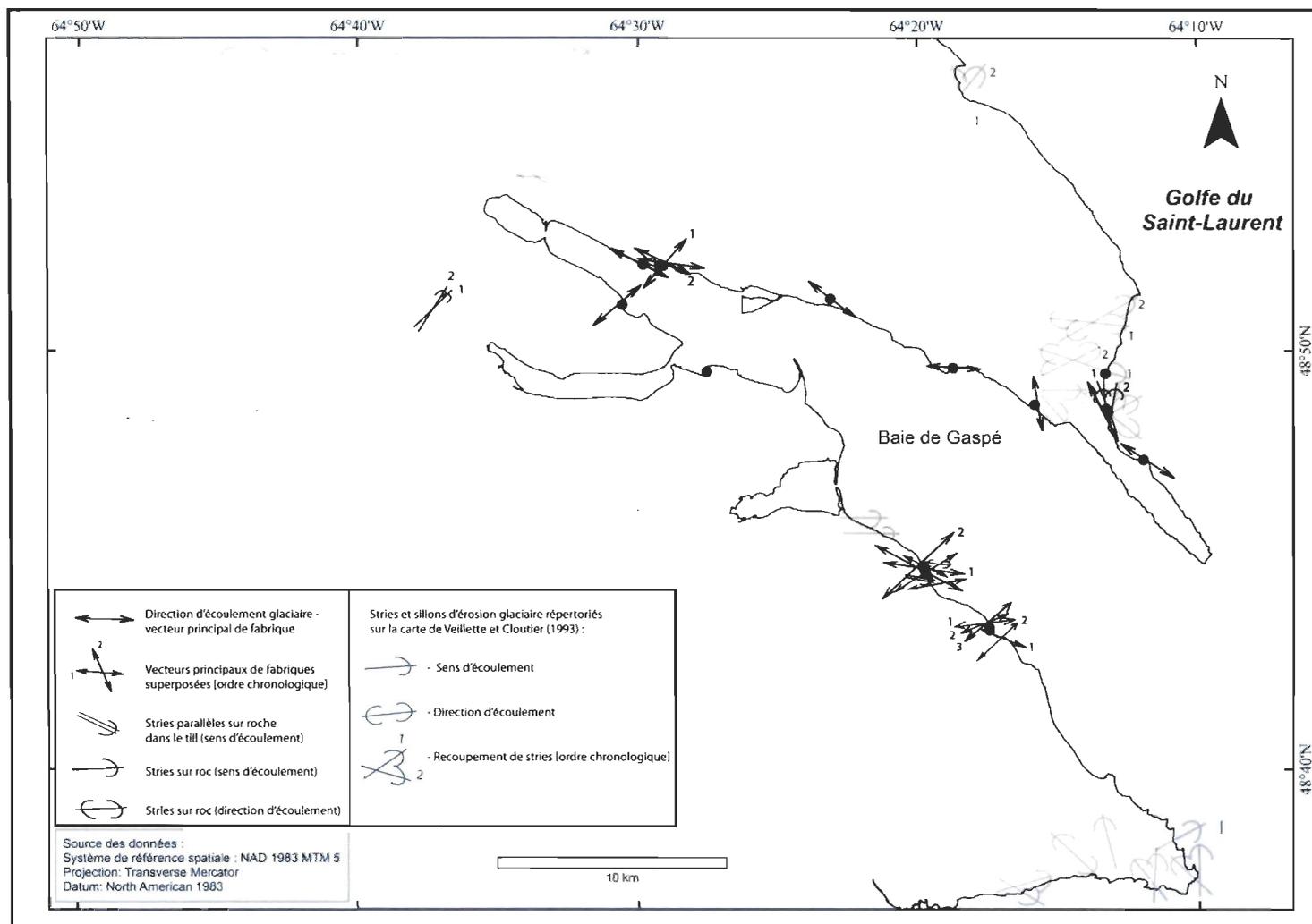
La précision de l'enregistrement de l'écoulement glaciaire par l'orientation des éléments clastiques composant un till fait l'objet d'un débat (Hart, 1994; Carr et Rose, 2003; Evans *et al.*, 2006; Hart *et al.*, 2009). Il a été démontré que plusieurs facteurs pouvaient influencer l'orientation des axes des éléments clastiques et ainsi atténuer le signal de l'écoulement glaciaire. L'épaisseur de la couche de till (Hart, 1994), la force de la contrainte exercée par le glacier (Hart, 1994; Carr et Rose, 2003), la taille et la densité des particules (Carr et Rose, 2003; Evans *et al.*, 2006; Hart *et al.*, 2009), l'eau contenue à la base du glacier (Hart, 1994; Carr et Rose, 2003) et la topographie de la zone glaciaire (Carr et Rose, 2003; Delage et Gangloff, 2007) peuvent engendrer des orientations de l'axe a parallèles à l'écoulement, transversales ou intermédiaires. Bien que les fabriques soient des indicateurs d'écoulement glaciaire faillibles, elles peuvent servir de références complémentaires à d'autres analyses sédimentologiques. Seules les directions d'écoulement glaciaire des fabriques ont été utilisées (figure 4.38), étant donné que la précision de la méthode pour déterminer le sens d'écoulement est discutable.



4.37 Indicateurs lithologiques et axes d'écoulements glaciaires

Tableau 4.6 Indicateurs d'écoulements glaciaires des unités stratigraphiques (position dans l'unité : b - bas; m - milieu; h - haut)

Secteurs	Coupe-Unité	Grès (%)	Calcaire (%)	Indicateurs lithologiques	Vecteurs principaux fabriques
Nord-ouest	Rosebridge-A	74,0	22	24 grès de la formation de Fort Prével	118-298°
	diamicton Rosebridge 1h	60,0	40	4 grès de la formation de Fort Prével	75-255°
	diamicton Rosebridge 1b	61,5	34,6	17 grès de la formation de Fort Prével	41-221°
	diamicton Rosebridge 2	55,8	32,7	7 grès de la formation de Fort Prével	98-278°
	diamicton Rosebridge 3	54,2	41,7	2 grès de la formation de Fort Prével	97-277°
	diamicton de Penouille	80,0	16	4 grès de la formation de l'Anse-à-Brillant	127-307°
	diamicton de l'Anse-aux-Cousins	60,8	31,4	1 grès de la formation de l'Anse-à-Brillant	48-228°
Anse des Rosiers	plage - Ab	32,0	33	1 grès de la formation de l'Anse-à-Brillant et gravillons de grès rouge	152-332°
	plage - Ah	8,0	16	Gravillons de grès rouge	44-224°
	Cap-Bon-Ami - A	24,0	64	1 calcaire rose et 1 conglomérat à matrice rouge	123-303°
	Cap-des-Rosiers - B	-	-	Grès	-
	Cap-des-Rosiers - D	5,2	80,4	Granite, gneiss, conglomérat, andésite, quartzite	-
Sud-ouest	Anse-à-Brillant Sud -Ab	56,0	44	9 grès de la formation de l'Anse-à-Brillant	79-259°
	Anse-à-Brillant Sud -Am	72,0	26	5 grès de la formation de l'Anse-à-Brillant	51-231°
	Anse-à-Brillant Sud -Ah	80,0	16	5 grès de la formation de l'Anse-à-Brillant	44-224°
	Anse-à-Brillant Sud -C	83,3	11,9	23 grès de la formation de l'Anse-à-Brillant	86-266°
	Anse-à-Brillant Nord -A	30,0	63	4 grès de la formation de l'Anse-à-Brillant	110-290°
	Anse-à-Brillant Nord -G	91,8	6,1	14 grès de la formation de l'Anse-à-Brillant	67-247°
	Seal Cove Sud-A	48,1	51,9	1 grès de la formation de l'Anse-à-Brillant	52-232°
	diamicton de Seal Cove 2h	46,0	54		41-221°
	diamicton de Seal Cove 2b	80,0	18		100-280°
	Seal Cove Nord-A	-	-	-	117-297°
	diamicton de Seal Cove 1-A	-	-	-	119-299°
	diamicton de Seal Cove 1-B	-	-	-	139-319°
	Cap-aux-Os	Cap-aux-Os	96,0	0	
poste de péage sud		82,4	0	Syénite	170-350°



4.38 Indicateurs d'écoulements glaciaires

4.3.4.1 Secteur nord-ouest de la baie

Tous les échantillons prélevés dans le secteur nord-ouest de la baie contiennent des calcaires, soulignant des écoulements convergeant vers la baie. Les fabriques faites dans les diamictons de Rosebridge 1 (b-partie inférieure) et de l'Anse-aux-Cousins sont les seules du secteur à présenter des directions d'écoulement sud-ouest—nord-est. Ces diamictons sont respectivement situés aux frontières est et ouest du membre de Fort Prével. L'échantillon du bas du diamicton de Rosebridge 1 contient 17 cailloux de grès du membre de Fort Prével. Aucun caillou du membre de Fort Prével n'a été répertorié dans le diamicton de l'Anse-aux-Cousins. Celui-ci se trouve à l'est du membre de l'Anse-à-Brillant et il contient un spécimen associé à cette lithologie. Les éléments clastiques répertoriés dans ces deux diamictons corroborent une source lithologique située à l'ouest de ces sites, associée à un écoulement glaciaire en provenance du centre de la péninsule gaspésienne. En plus des fabriques, les stries recensées dans la vallée de la rivière York (figure 4.38) suggèrent que cet écoulement avait une tendance vers le nord-est.

Les autres diamictons du secteur nord-ouest, tous pris au sommet des diamictons, sont situés au sud-est du membre de Fort Prével. Des indicateurs du membre de Fort Prével ont été recensés dans tous les diamictons de Rosebridge. L'origine de ces dépôts se situe donc entre le sud-ouest et le nord-ouest des sites de Rosebridge. Les directions d'écoulement indiquées par les fabriques suggèrent des écoulements entre l'est-ouest et l'est-sud-est—nord-nord-ouest (tableau 4.6). Les vecteurs principaux des fabriques se situent dans les intervalles déterminés par les indicateurs lithologiques. Les glaces à l'origine de ces diamictons se seraient approximativement écoulés dans l'axe de la baie de Gaspé, depuis la rivière Dartmouth. Dans l'estuaire de cette rivière, Chalmers (1904) ainsi que Veillette et Cloutier (1993) ont répertorié des stries montrant cette même direction et proposent un écoulement vers le sud-est provenant des hauts plateaux en amont de la rivière Dartmouth. Des blocs de serpentine situés sur les rives de la baie jusqu'à Cap-aux-Os, provenant d'une source lithologique située en amont de la rivière Dartmouth (voir figure 2.2), supportent également un écoulement vers le sud-est dans la baie de Gaspé (Chalmers, 1904).

Le diamicton de Penouille contient un élément du membre de l'Anse-à-Brillant, situé juste au nord du site. La source devait se trouver entre le nord-ouest et le nord-est du site. La fabrique effectuée dans ce diamicton montre une direction sud-est–nord-ouest (127-307°) et corrobore un écoulement provenant de la péninsule de Forillon.

4.3.4.2 Secteur sud-ouest de la baie

Les grès de l'Anse-à-Brillant et les calcaires ont été répertoriés dans le secteur sud-ouest de la baie de Gaspé. Les affleurements géologiques les plus près et les plus importants en termes de superficie se trouvent à l'ouest de ce secteur. À l'Anse-à-Brillant, les grès du membre de l'Anse-à-Brillant marquent l'influence de la lithologie locale et ne peuvent préciser un écoulement glaciaire. De plus, aucune marque d'abrasion glaciaire n'a été observée pour préciser le sens de l'écoulement. Les fabriques effectuées dans ce secteur (tableau 4.6) ainsi que les calcaires répertoriés dans ces tills permettent de proposer un écoulement glaciaire provenant du centre de la péninsule, probablement vers l'est et/ou le nord-est.

À Seal Cove, des stries parallèles mesurées sur le roc sous le diamicton de Seal Cove 1 et sur un bloc incorporé dans le diamicton de la coupe de Seal Cove Nord montrent une direction est-ouest (100°-280°). Ce bloc présente également une face de débitage (figure 4.7). Le débitage est formé par la « présence de vide » sur la face aval d'un bloc due au décollement de la glace (Laverdière et Guimont, 1980). La face de débitage de ce bloc fait face à la baie. Elle corrobore donc un écoulement glaciaire vers l'est. Un peu plus au nord, Veillette et Cloutier (1993) ont également répertorié des stries allant dans ce sens.

La majorité des fabriques effectuées dans le secteur sud-ouest suggère un écoulement général est-ouest ou est-sud-est–ouest-nord-ouest (tableau 4.6), relatif à cet écoulement vers l'est. Les fabriques effectuées au sommet des diamictons proposent une déviation de l'écoulement vers

le nord-est–sud-ouest en fin de glaciation. Davantage d'indicateurs seraient nécessaires pour valider cette déviation.

4.3.4.3 Secteur de l'anse des Rosiers

Les stries et autres marques d'abrasion glaciaire (broutures, fractures de broutage, stries s'élargissant, têtes de clou) au pied de la coupe de la plage ont été mesurées sur quatre zones (tableau 4.7). La division des zones a été faite en fonction du pendage du plancher rocheux strié, qui diffère légèrement (figure 4.39).

Les marques d'abrasion dans le secteur de l'anse des Rosiers témoignent de deux écoulements glaciaires similaires : un premier ayant une tendance nord-nord-ouest, suivi d'un second vers le nord-nord-est. Le vecteur principal de la fabrique effectuée à la base du diamicton de la coupe de la plage est sud-sud-est–nord-nord-ouest (152° - 332°). Une provenance lithologique au sud du secteur est corroborée par la présence de grès dans tous les échantillons, alors que celui-ci est situé dans un environnement géologique de calcaire, au nord de la limite des grès de Gaspé. Qui plus est, les gravillons de grès rouges recensés dans les diamictons des coupes de la plage et du Cap-Bon-Ami ainsi que le calcaire rose et le conglomérat rouge trouvés dans le diamicton basal de la coupe du Cap-Bon-Ami permettent d'associer les dépôts aux formations de Malbaie et/ou du Carbonifère, situées au sud (figure 4.37).



4.39 Plancher rocheux strié à la base de la coupe de la plage

Tableau 4.7 Marques d'abrasion glaciaire au site de la coupe de la plage

Zones coupe de la plage	Vecteurs principaux marques d'abrasion - direction (°)	Vecteurs principaux marques d'abrasion - sens (°)	Marques d'abrasion plus anciennes - sens (°)
1	10,5	16,8	338; 344; 345; 347; 351; 15; 16; 20; 28; 76
2	11,6	15,1	350; 21; 22; 15; 40
3	346,9	355,1	290
4	332,1	341,0 88,0	-
Zones 1 à 4	355,2	14,7	6,4

Trois orientations de stries sont illustrées sur la carte de Veillette et Cloutier (1993) dans le secteur du Cap-Bon-Ami. Celles-ci semblent correspondre aux trois systèmes de stries indiqués dans l'article d'Allard et Tremblay (1981) dans le même secteur. Toutefois, deux rectifications doivent être faites quant aux sens d'écoulement glaciaire illustrés sur la carte de Veillette et Cloutier (1993) par rapport au secteur du Cap-Bon-Ami. D'abord, le territoire représenté sur les cartes de l'article d'Allard et Tremblay (1981) a subi une rotation d'environ 45° vers l'ouest. C'est-à-dire que la flèche du nord ne pointe pas le haut du cadre de cartographie; elle est déviée de 45° dans le sens anti-horaire. Une déviation équivalente est appliquée aux symboles indiquant le sens d'écoulement glaciaire. Or, cette rotation n'a pas été ajustée sur la carte de Veillette et Cloutier (1993), dont le cadre de cartographie est standard (nord pointant le haut de la carte). Le sens d'écoulement glaciaire de ce secteur présente donc un biais de 45°, qui a été corrigé sur la figure 4.38. En second lieu, Allard et Tremblay (1981) présentent sur leur carte le sens d'écoulement glaciaire, lequel a été reproduit sur la carte de Veillette et Cloutier (1993). Or, le texte indique qu'il s'agit de stries indiquant une direction d'écoulement glaciaire; le sens a été déterminé par l'interprétation faite par les auteurs (Allard et Tremblay, 1981). Il faut donc se référer à l'article d'Allard et Tremblay (1981) pour l'orientation véritable des stries dans le secteur du Cap-Bon-Ami et seules les directions d'écoulement peuvent être considérées.

Ceci étant dit, les systèmes de stries observés dans ce secteur présentent des directions nord-sud, nord-ouest-sud-est et nord-est-sud-ouest. Les traces d'un écoulement vers le nord tel que déterminé dans la présente étude ont donc été rapportées antérieurement, bien qu'elles

aient été attribuées à un sens d'écoulement opposé. Les indicateurs associés aux écoulements nord-ouest-sud-est présentés par Allard et Tremblay (1981) n'ont pas été observés dans le cadre de la présente étude.

4.3.4.4 Secteur de Cap-aux-Os

Les diamictons de la coupe de Cap-aux-Os et du poste de péage ne contiennent aucun calcaire, indiquant vraisemblablement une source lithologique issue de la baie de Gaspé. La fabrique de la coupe de Cap-aux-Os indique un écoulement est-ouest (94-274°). L'absence de calcaire et la direction de la fabrique corroborent un écoulement glaciaire provenant de la baie, n'ayant pas localement traversé de formations géologiques constituées de calcaire.

La fabrique du poste de péage sud (170°-350°) affiche une direction d'écoulement similaire à celles du secteur de l'anse des Rosiers. Toutefois, l'absence d'indicateur lithologique tel que trouvé dans ce dernier secteur ne permet pas de confirmer la source géologique de ce diamicton. Le caillou de syénite émoussé identifié dans le comptage pétrographique pourrait plutôt s'apparenter aux intrusions ignées des monts McGerrigle, au centre de la péninsule gaspésienne. Les marques d'abrasion glaciaire identifiées par Veillette et Cloutier (1993) à proximité du site indiquent un écoulement vers l'est et un écoulement vers le sud-est pouvant concorder avec une telle source lithologique. Des roches ignées auraient néanmoins pu être reprises d'un écoulement glaciaire précédent. Par exemple, une langue glaciaire issue de la calotte gaspésienne a pu s'avancer dans la baie de Gaspé avant le passage d'un glacier provenant du sud.

4.4 Reconstitution paléogéographique dans la région de Gaspé

À l'échelle régionale, les analyses sédimentologiques relatives aux tills ont permis de mettre en évidence deux écoulements glaciaires principaux : un dans la baie de Gaspé et un dans le secteur de l'anse des Rosiers.

À Seal Cove, les marques d'abrasion glaciaires témoignent d'un écoulement vers l'est, provenant du centre de la péninsule. Les analyses lithologiques et géochimiques faites à l'Anse-à-Brillant et à l'Anse-aux-Cousins permettent de confirmer l'étendue de ce glacier à ces deux secteurs. Dans le secteur de l'Anse-aux-Cousins et de Rosebridge, le glacier a pu adopter une tendance nord-est. Le glacier a possiblement atteint la frange côtière nord de la baie de Gaspé au niveau de Rosebridge et de Cap-aux-Os. Vers la fin de la glaciation, les écoulements glaciaires dans la baie de Gaspé ont pu se réorganiser. Dans le secteur nord-ouest, les analyses lithologiques semblent témoigner d'une migration de l'écoulement vers le sud-est, alors que les glaces provenaient des hauts plateaux en amont de la rivière Dartmouth. Dans le secteur sud-ouest, l'écoulement semble avoir migré vers le nord-est, possiblement influencé par l'écoulement vers le nord qui s'opérait à l'embouchure de la baie de Gaspé et dans le secteur de l'anse des Rosiers.

Dans le secteur de l'anse des Rosiers, les marques d'abrasion glaciaires et les indicateurs lithologiques ont permis de mettre en lumière un écoulement glaciaire majeur vers le nord (figures 4.37 et 4.38; tableau 4.7). Bien que les indices de cet écoulement soient localisés sur la côte de l'anse des Rosiers, les analyses lithologiques et spectrophotométriques montrent que le till du poste de péage sud pourrait s'apparenter aux dépôts de l'anse des Rosiers.

Les plus vieilles dates associées à la déglaciation dans la région à l'étude présentent des âges d'environ 15,5 ka cal. BP et les spécimens datés proviennent du secteur de l'anse des Rosiers (figure 4.40). Deux faciès relatifs à la déglaciation ont été distingués, dont les différences granulométriques peuvent correspondre à la proximité de la marge glaciaire et/ou à l'apport sédimentaire des glaciers. Le premier environnement glacio-marin du secteur de l'anse des Rosiers marque le début de la déglaciation. La matrice grossière ainsi que les blocs et les galets contenus dans les unités glacio-marines correspondant à cet épisode témoignent de l'apport sédimentaire des glaces à proximité. Une mince couche de till surmontant une de ces unités glacio-marines suggère que les glaces ont fluctué dans l'anse à la suite du premier épisode glacio-marin. Ces glaces s'étaient retirées à 14,6 ka cal. BP. L'orientation de la plongée des blocs de la séquence fluvio-glaciaire sus-jacente indique que l'eau de fusion

provenant du golfe (est ou sud-est) a atteint le littoral de l'anse des Rosiers. La lithologie des cailloux trouvés dans ce till reflète la lithologie locale : calcaire, schiste et grès. Elle ne permet pas d'appuyer davantage la provenance de cette masse glaciaire.

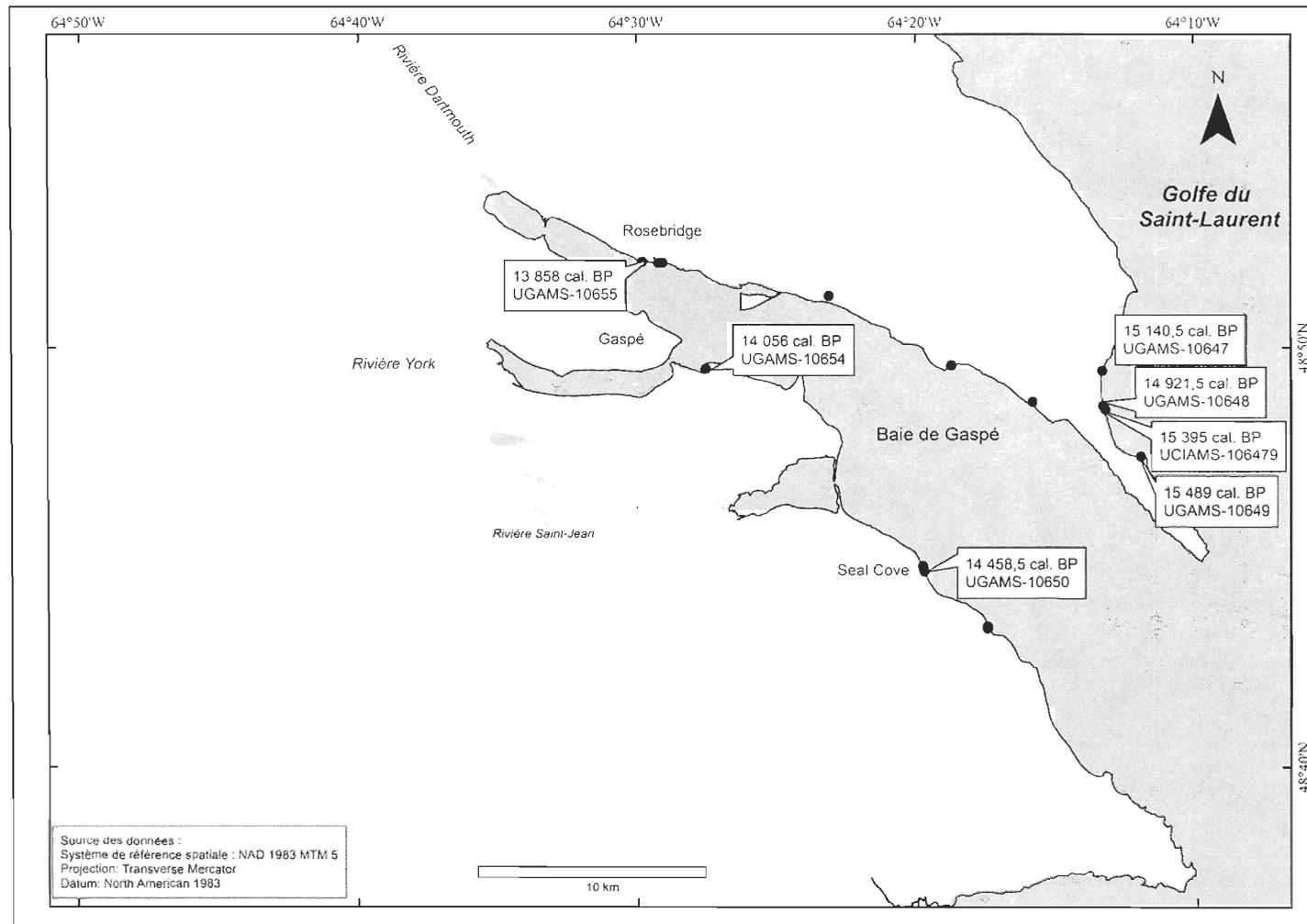
Le second environnement glacio-marin identifié correspond à une faible influence glaciaire sur la sédimentation et à un niveau marin élevé, puisque les silts fins ont dû être déposés par décantation. Celui-ci s'est mis en place vers 14,9 ka cal. BP dans l'anse des Rosiers (figure 4.40) et concorde avec les unités de sédiments fins rouges. Le contact concordant net observé entre l'unité rouge et l'unité glacio-marine sous-jacente traduit un changement clair d'environnement sédimentaire.

Les premières dates relatives à la déglaciation de la baie de Gaspé sont similaires à celle de l'unité rouge de l'anse des Rosiers; elles proviennent du site de Seal Cove (figure 4.40). Le recul des marges glaciaires dans la baie de Gaspé s'est fait entre 14,8 et 13,9 ka cal. BP. Cette dernière date rapporte à la libération de la côte dans le secteur nord-ouest. Une date intermédiaire associée à un site situé un peu plus en aval de la baie mais toujours dans le secteur nord-ouest donne un âge de 14,1 ka cal. BP pour la déglaciation du secteur. La chronologie semble supporter un recul des marges glaciaires selon l'axe de la baie de Gaspé. Les environnements marins d'eau profonde indiquent que le niveau marin est monté au-delà du niveau actuel et que la mer talonnait les glaces en recul.

Les formes géomorphologiques recensées sur le territoire à l'étude suggèrent une limite marine d'environ 32 m. L'ensemble des coupes stratigraphiques effectuées dans la baie de Gaspé montrent une séquence de régression marine. Le niveau semble s'être momentanément stabilisé aux altitudes de 20 m, 16 m et 10 m ainsi qu'aux profondeurs de 20 m et 25 m. Les chenaux incisant les sédiments marins ou fluviaux accumulés durant cette phase régressive indiquent un bas niveau marin d'environ 30 m par rapport à l'actuel.

La transgression marine subséquente a débuté par une période de comblement des chenaux fluviaux du fond de la baie. Le niveau est resté sous l'actuel jusqu'à au moins 879 ans cal. BP,

date à laquelle il atteint le zéro géodésique (1 m en-deçà du niveau marin actuel). La séquence de tourbe à Cap-aux-Os indique que le niveau n'a d'ailleurs pas pu dépasser l'altitude de 2 m jusqu'à 545 ans cal. BP.



4.40 Dates associées à la déglaciation dans l'anse des Rosiers et la baie de Gaspé

CHAPITRE V

DISCUSSION

La reconstitution paléogéographique a permis de mettre en lumière une succession d'événements s'étant produits dans la baie de Gaspé et l'anse des Rosiers depuis la dernière glaciation. Le sens des écoulements glaciaires a été déterminé ainsi que la chronologie des étapes de déglaciation et quelques niveaux marins relatifs. Il convient de corrélérer les résultats obtenus avec ceux des études antérieures.

5.1 La dernière glaciation

Comme l'ont mentionné Allard et Tremblay (1981), les traces d'un écoulement vers l'est sur la rive sud d'une baie d'axe nord-ouest-sud-est témoignent d'une masse glaciaire affranchie de l'influence de la topographie. Celle-ci a été associée à l'extension orientale de la calotte régionale gaspésienne lors du dernier maximum glaciaire (Veillette, 1988; Charbonneau et David, 1993; Olejczyk et Gray, 2007).

La carte de Veillette et Cloutier (1993) montre des écoulements glaciaires radiaux à partir des hautes altitudes de la péninsule gaspésienne pouvant être associés à la calotte gaspésienne. Les stries recensées par ces auteurs permettent de situer la transition entre deux sens d'écoulement à l'intérieur de cette calotte au nord de la vallée de la rivière York. Un axe d'écoulement vers l'est s'étend jusqu'au littoral sud-ouest de la baie de Gaspé; un axe d'écoulement vers le nord-est est identifié en amont de la rivière Dartmouth. Les stries

mesurées à Seal Cove (écoulement vers l'est) et dans la vallée de la rivière York (écoulement vers le nord-est) ainsi que les indicateurs observés dans les secteurs nord-ouest et sud-ouest concordent avec les données de Veillette et Cloutier (1993). Ils permettent de confirmer l'extension de la calotte gaspésienne sur le littoral sud-ouest de la baie de Gaspé entre l'Anse-aux-Cousins et l'Anse-à-Brillant. La limite sud de cette masse glaciaire doit se trouver au-delà de la zone d'étude, soit entre l'Anse-à-Brillant et Pointe-Saint-Pierre. Aucun indicateur (lithologique ou marques d'abrasion glaciaire) n'est répertorié dans ce secteur sur la carte de Veillette et Cloutier (1993).

Les travaux antérieurs ont suggéré que lors de la dernière glaciation, la baie de Gaspé était occupée par une langue glaciaire provenant des plateaux gaspésiens qui ne s'étendait pas au-delà du rivage nord de la baie (Coleman, 1922; Allard et Tremblay, 1981). Selon Allard et Tremblay (1981), la calotte gaspésienne n'a pas traversé les crêtes de la péninsule de Forillon. Les indicateurs lithologiques d'un écoulement vers l'est au nord des crêtes de la péninsule de Forillon ont été associés à une calotte glaciaire locale, distincte de la calotte gaspésienne. Bien que quelques indicateurs permettent de suggérer que la calotte gaspésienne a atteint la frange côtière aux environs de Rosebridge et de Cap-aux-Os, les résultats de la présente étude ne permettent pas de spécifier l'étendue de la calotte gaspésienne sur la péninsule de Forillon.

Dans l'anse des Rosiers, les indicateurs d'écoulement glaciaire témoignent d'un scénario de glaciation bien différent de celui de la baie de Gaspé. Les plus vieilles stries répertoriées dans le secteur sont de direction nord-sud (Allard et Tremblay, 1981). Faute d'indicateurs supplémentaires, Allard et Tremblay (1981) ont associé cet écoulement à l'avancée des glaces laurentiennes sur la frange côtière depuis le chenal Laurentien. La présence de grès, notamment de grès rouges, ainsi que les marques d'abrasion glaciaire observées (broutures, fractures de broutage, stries s'élargissant, têtes de clou) montrent que le glacier provenait du sud et non du nord. À Percé, à l'Anse-à-Beaufils et à Pointe-Saint-Pierre, les marques d'abrasion montrent également un écoulement vers le nord (LaSalle, 1987; Veillette et Cloutier, 1993). La localisation des pointes rocheuses dans le golfe du Saint-Laurent

implique une source située dans le golfe du Saint-Laurent, au sud de la péninsule gaspésienne. Cela exclut une glaciation de l'anse des Rosiers par l'inlandsis Laurentidien.

Un écoulement vers le nord ou le nord-est provenant du golfe du Saint-Laurent a été identifié pour deux phases glaciaires dans la littérature selon la nomenclature de Stea *et al.* (2011) : 1) la phase d'Escuminac, attribuée à la crête de dispersion glaciaire de la calotte d'Escuminac (Grant, 1989; Pronk *et al.*, 1989; Parkhill et Doiron, 2003; Stea, 2004; Shaw *et al.*, 2006; Stea *et al.*, 2011); et 2) la phase Écossaise, durant laquelle un écoulement vers le nord-nord-ouest issu de la calotte Écossaise et passant par le détroit de Northumberland aurait dévié vers le nord-est pour atteindre le chenal Laurentien (Stea *et al.*, 2011). Il est à noter que Stea *et al.* (2011) ont estimé la déviation vers le nord-est de l'écoulement en provenance de la calotte Écossaise à partir du modèle de Shaw *et al.* (2006) et non à partir d'indicateurs d'écoulement glaciaire tangibles. Il reste difficile de déterminer précisément la calotte glaciaire à l'origine des écoulements vers le nord observés dans l'anse des Rosiers. Les dates obtenues dans le secteur permettent seulement d'affirmer qu'ils se sont produits avant 15,1 ka cal. BP, ce qui permet d'envisager les deux phases de Stea *et al.* (2011).

Quelques analogies entre la stratigraphie de l'anse des Rosiers et celle du chenal Laurentien peuvent toutefois être soulignées pour évaluer l'origine de cet écoulement glaciaire en provenance du sud du golfe du Saint-Laurent. Deux unités observées dans l'anse des Rosiers présentent des caractéristiques similaires à certaines unités du chenal Laurentien décrites par Josenhans et Lehman (1999) : un till brun-rouge massif, modérément calcaire, surmonté par une unité glacio-marine notamment composée de cailloux de grès rouge. Selon ces auteurs, ce till, appelé till moyen, aurait été mis en place avant 15,3 ka cal. BP. Le till moyen a été attribué à l'extension de la calotte d'Escuminac aux abords du chenal Laurentien (Stea *et al.*, 2011). L'écoulement vers le nord répertorié dans l'anse des Rosiers, corrélé avec le till moyen de Josenhans et Lehman (1999), correspond vraisemblablement à la limite septentrionale des glaces d'Escuminac. Il se serait produit au dernier maximum glaciaire. Cette masse glaciaire aurait alors coexisté avec la calotte gaspésienne s'étendant dans la baie de Gaspé. La rencontre entre les deux masses glaciaires pourrait d'ailleurs expliquer la déviation vers le

nord-nord-est d'un glacier s'écoulant d'abord vers le nord-nord-ouest dans l'anse des Rosiers (Allard et Tremblay, 1981), à Percé et à Pointe-Saint-Pierre, tel qu'observé sur la carte de Veillette et Cloutier (1993).

La chronologie glaciaire dans la région à l'étude se termine par une réorganisation des écoulements glaciaires dans la baie de Gaspé. Dans le secteur nord-ouest, un écoulement vers le sud-est semble se faire dans l'axe de la baie, marquant l'influence de la topographie locale. Sur la carte de Veillette et Cloutier (1993), on dénote un écoulement majeur vers le sud-est en provenance des plateaux en amont de la rivière Dartmouth. La chronologie de cet écoulement par rapport aux autres n'est pas spécifiée sur la carte. Celui-ci pourrait témoigner de l'influence de la topographie sur la calotte gaspésienne en fin de glaciation. Les glaces, dont l'accumulation se faisait encore sur les hauts sommets gaspésiens, s'écoulaient probablement par les vallées principales pour converger dans l'auge de la baie de Gaspé.

5.2 Les étapes de la déglaciation

Les résultats permettent de dénombrer trois étapes de déglaciation. La figure 5.1 permet d'évaluer l'étendue relative à l'erreur des dates AMS et d'estimer les périodes associées aux étapes de déglaciation. Celles-ci ont été estimées à partir de la calibration des dates récoltées dans la présente étude, dans les études précédemment faites dans le secteur et celles publiées par Josenhans et Lehman (1999) dans leur étude de la stratigraphie du chenal Laurentien (tableau 5.1).

La première phase de déglaciation est enregistrée dans l'anse des Rosiers et est associée au recul des marges glaciaires dans ce secteur. Cet événement a dû se produire vers 15,5 ka cal. BP, mais cette première période de déglaciation pourrait remonter jusqu'à 16,0 ka cal. BP. Veillette (1988) a observé un diamicton fossilifère d'origine indéterminée à 42 m d'altitude à Cap-des-Rosiers, daté entre 16,3 et 14,9 ka cal. BP (GSC-4497; tableau 5.1). L'incertitude

associée à cette date est plutôt large. Elle peut néanmoins s'inscrire dans cette phase précoce de déglaciation (figure 5.1).

Un scénario similaire semble s'être réalisé dans la baie des Chaleurs. Des âges compris entre 16,9 et 16,2 ka cal. BP (Hétu et Bernatchez, communications personnelles) et entre 16,9 et 15,5 ka cal. BP (QU-275; Lebuis et David, 1977) ont été déterminés sur des échantillons respectivement récoltés à Ristigouche (18 m d'altitude) et à Miguasha (45 m d'altitude). Ceux-ci impliquent une première déglaciation dans le secteur de la baie des Chaleurs à peu près contemporaine à celle de l'anse des Rosiers. Cette phase de déglaciation reste peu reconnue dans la littérature. Différents chercheurs évaluent plutôt l'âge de la déglaciation de la baie des Chaleurs à 12,2 ka BP, soit environ 13,6 ka cal. BP (Bail, 1983; Grant, 1989; Pronk *et al.*, 1989; Richard *et al.*, 1997; Josenhans et Lehman, 1999).

Cette divergence relative à l'âge de la déglaciation de la baie des Chaleurs peut s'expliquer par un épisode de réavancée glaciaire survenu entre une première phase de déglaciation et la déglaciation finale de la baie. Shaw *et al.* (2006) suggèrent qu'après une première déglaciation de la baie vers 16,2 ka cal. BP (QU-275 : 13,9 ka BP; Lebuis et David, 1977), un courant de glace a réavancé dans la baie des Chaleurs. L'âge de cet événement concorde avec la réavancée glaciaire mise en évidence par Josenhans et Lehman (1999) à l'embouchure de la baie des Chaleurs, survenue entre 16,4 ka cal. BP (OS-4865) et un maximum de 14,9 ka cal. BP (OS-4389). Les limites de leurs sites d'étude, concentrés aux abords du chenal Laurentien, ne leur ont toutefois pas permis de se prononcer quant à l'étendue du retrait des glaces dans la baie des Chaleurs précédant cette réavancée. Les deux sites d'étude étant relativement éloignés, un étant à la tête de la baie des Chaleurs et l'autre sur le flanc ouest du chenal Laurentien, il reste difficile de certifier la correspondance entre ces deux épisodes de réavancée. Les marges glaciaires de deux glaciers distincts ont néanmoins pu avancer de façon contemporaine, répondant aux mêmes conditions climatiques.

5.2.1 Une réavancée glaciaire dans l'anse des Rosiers ?

Quelques évidences montrent donc qu'une masse glaciaire a avancé au large de l'anse des Rosiers après 16,4 ka cal. BP (Lebuis et David, 1977; Josenhans et Lehman, 1999; Shaw *et al.*, 2002). Dans la région à l'étude, seule la séquence stratigraphique de Cap-des-Rosiers permet de présupposer que l'anse des Rosiers ait pu être touchée par cette réavancée : un mince diamicton glaciaire a été observé juste au-dessus d'une unité glacio-marine associée à la première phase de déglaciation. Celui-ci a été mis en place entre 15,5 ka cal. BP et un maximum de 14,2 ka cal. BP (figure 5.1). Bien que les deux événements ne puissent être reliés avec certitude, l'intervalle de temps relatif à la réavancée glaciaire dans le golfe du Saint-Laurent concorde avec la mise en place du diamicton du Cap-des-Rosiers.

Les relevés effectués dans la séquence fluvio-glaciaire surmontant le diamicton de Cap-des-Rosiers sont les seuls indices relatifs à la localisation du glacier. La plongée du plan B des cailloux récoltés dans la séquence fluvio-glaciaire montre une orientation préférentielle vers le sud-est. Cela suggère que la source des eaux de fonte à l'origine de ce dépôt était située au sud-est du site, dans le golfe du Saint-Laurent. Une relation directe entre l'orientation des cailloux déposés par les eaux fluvio-glaciaires et le sens d'écoulement glaciaire du till sous-jacent ne peut être apportée avec certitude. Elle peut toutefois traduire la présence d'une masse glaciaire dans le golfe du Saint-Laurent à l'ouest du chenal Laurentien après 15,5 ka cal. BP (UGAMS-10647).

L'origine du diamicton du Cap-des-Rosiers reste indéterminée dans le cadre de cette étude. Néanmoins, les relevés effectués antérieurement dans la région permettent d'émettre l'hypothèse qu'un écoulement vers le nord-ouest, survenu en fin de glaciation (Allard et Tremblay, 1981; Bail, 1985; LaSalle, 1987; Veillette et Cloutier, 1993; Maurice, 1995), a pu être à l'origine de ce dépôt compact. Les pointes de l'extrémité est de la Gaspésie, soit celles de la presqu'île de Forillon, de Pointe-Saint-Pierre et de Percé/Anse-à-Beaufils, présentent toutes des marques d'un écoulement vers le nord-ouest (Allard et Tremblay, 1981; LaSalle, 1987; Veillette et Cloutier, 1993). Au Cap-Bon-Ami et à Pointe-Saint-Pierre, l'écoulement vers le nord-ouest est noté comme étant ultérieur à celui vers le nord (Allard et Tremblay,

1981; Lasalle, 1987), également relevé dans la présente étude. Davantage de relevés terrain sont nécessaires pour valider le lien entre cet écoulement et le diamicton du Cap-des-Rosiers et mettre cet écoulement vers le nord-ouest dans un cadre spatio-temporel.

5.2.2 Une seconde phase de déglaciation

Dans la coupe de la plage (secteur de l'anse des Rosiers), le contact concordant net entre l'unité glacio-marine associée à la première phase de déglaciation et l'unité de sédiments marins d'eau profonde (rouge) suggère une interruption entre les deux environnements sédimentaires à l'origine de ces dépôts. Cette interruption dans la sédimentation glacio-marine pourrait être attribuable à la réavancée glaciaire dans le golfe du Saint-Laurent après 16,4 ka cal. BP. À Saint-Jogues, dans la baie des Chaleurs, Bail (1983) a identifié un dépôt limono-argileux rouge, dont la source sédimentaire a été attribuée à une masse glaciaire située au sud-est, la dernière manifestation glaciaire dans la région. En admettant que les unités rouges de l'anse des Rosiers et de St-Jogues soient contemporaines et associées au même glacier, elles sont attribuables à la dernière phase de déglaciation. La date associée à ces unités rouges marquerait le début de cette phase dans l'anse des Rosiers vers 15,0 ka cal. BP (UGAMS-10648). La marge d'erreur des âges ne permet toutefois pas de dissocier avec certitude les unités rouges de la première phase de déglaciation.

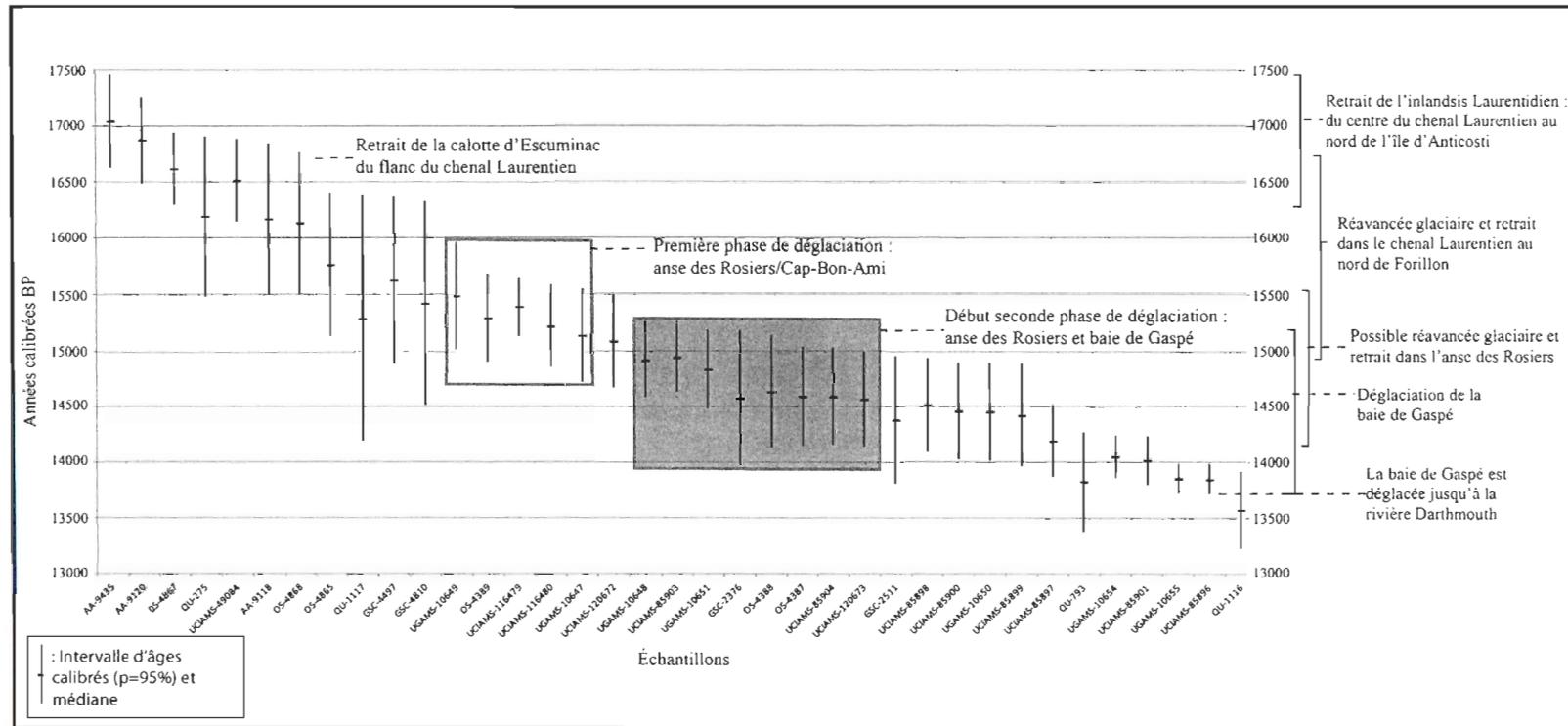
L'ensemble des dépôts marins de la baie de Gaspé, à l'exception d'un échantillon récolté à Seal Cove, présentent des âges postérieurs à la phase de réavancée glaciaire mise en lumière au large de la baie des Chaleurs (< 15,0 ka cal. BP). L'absence de discontinuité dans les séquences marines sus-jacentes aux tills de Seal Cove et de Rosebridge suggère qu'une seule phase de déglaciation continue est recensée dans la baie de Gaspé. L'erreur associée aux datations indique que le début de cette phase a aussi pu être plus tardif, soit entre 14,5 et 14,0 ka cal. BP.

Le retrait de la calotte gaspésienne dans la baie de Gaspé s'est opéré entre 15,0 et 13,9 ka cal. BP. En un maximum de 1300 ans, la baie de Gaspé entre Seal Cove et Rosebridge était

envahie par la mer. Les dates obtenues dans des unités glacio-marines et littorales à Percé (UCIAMS-85904), l'Anse-à-Beaufils (UCIAMS-85903) et à Barachois (UCIAMS-85900; UCIAMS-85899) se tiennent entre 14,9 et 14,5 ka cal. BP et peuvent correspondre à cette seconde phase de déglaciation. À Nouvelle, un dépôt glacio-marin âgé de 13,9 ka cal. BP et situé à 2,5 m d'altitude (UCIAMS-85901; Bernatchez, communications personnelles) témoigne aussi de cette seconde phase de déglaciation.

Tableau 5.1 Intervalles d'âges relatifs à la déglaciation dans la région de Gaspé et la baie des Chaleurs

Numéro de laboratoire	Localisation	Espèce datée	Environnement sédimentaire	14C âge BP	Delta R régional	Erreur delta R	Âge maximal (correction régionale)	Âge minimal (correction régionale)	Âge médian (correction régionale)	Altitude (m)	Références
AA-9435	Chenal Laurentien	N pachyderma	Glacio-marin	14485±165	230	45	17457	16633	17045,0	-	Josenhans et Lehman 1999
AA-9120	Chenal Laurentien	N pachyderma	Glacio-marin	14420±165	230	45	17257	16494	16875,5	-	Josenhans et Lehman 1999
OS-4867	Anticosti	Benthos	Glacio-marin	14150±75	230	45	16933	16305	16619,0	-	Josenhans et Lehman 1999
QU-275	Miguasha	Coquilles	Littoral	13890±160	90	50	16899	15486	16192,5	45	Lebuif et David, 1977
UCIAMS-49084	Ristigouche	Coquilles	Marin	13925±30	90	50	16877	16152	16514,5	18	Hétu et Bernatchez, inédit
AA-9118	Chenal Laurentien	N labradorica	Glacio-marin	13960±120	230	45	16839	15503	16171,0	-	Josenhans et Lehman 1999
OS-4868	Cap Breton	Benthos	Glacio-marin	13900±70	230	45	16765	15507	16136,0	-	Josenhans et Lehman 1999
OS-4865	Cap Breton	Benthos	Glacio-marin	13650±80	230	45	16389	15139	15764,0	-	Josenhans et Lehman 1999
QU-1117	Anse-au-Griffon	Coquille	Sable et gravier	13420±220	230	45	16376	14204	15290,0	15	Allard et Tremblay, 1981
GSC-4497	Cap-des-Rosiers	Mya truncata	Diamicton	13 500 (13100)±120	230	45	16359	14896	15627,5	40	Veillette, 1988
GSC-4810	Grande Rivière	Hiatella arctica	Diamicton	13 200 (12800)±150	230	45	16324	14524	15424,0	2	LaSalle, dans Veillette et Cloutier, 1993
UGAMS-10649	Coupe du Cap-Bon-Ami	Débris	Glacio-marin	13535±35	230	45	15955	15023	15489,0	13	Présente étude
OS-4389	Chenal Laurentien, Gaspé	Benthos	Glacio-marin	13450±45	230	45	15681	14913	15297,0	-	Josenhans et Lehman 1999
UCIAMS-116479	Coupe de la plage	Hiatella arctica	Glacio-marin	13570±30	230	45	15647	15143	15395,0	13,2	Présente étude
UCIAMS-116480	Coupe de la plage	Macoma calcarea	Glacio-marin	13385±40	230	45	15584	14861	15222,5	14,8	Présente étude
UGAMS-10647	Coupe du Cap-des-Rosiers	Mya sp.	Glacio-marin	13370±35	230	45	15550	14731	15140,5	7,3	Présente étude
UCIAMS-120672	Coupe du Cap-Bon-Ami	Débris	Versant	13020±35	230	45	15494	14683	15088,5	20	Présente étude
UGAMS-10648	Coupe du belvédère	Hiatella arctica	Glacio-marin	13310±35	230	45	15251	14592	14921,5	17,8	Présente étude
UCIAMS-85903	Anse-à-Beaufils	Coquilles	Littoral	13005±35	230	45	15249	14643	14946,0	9	Présente étude
UGAMS-10651	Seal Cove	Débris	Prélittoral	13415±35	425	30	15184	14490	14837,0	9	Présente étude
GSC-2376	Rivière-au-Renard	Mya truncata	Diamicton	13 100 (12700)±170	230	45	15174	13980	14577,0	8	Lowdon et Blake, 1978
OS-4388	Chenal Laurentien, Gaspé	Benthos	Glacio-marin	13150±110	230	45	15134	14141	14637,5	-	Josenhans et Lehman 1999
OS-4387	Chenal Laurentien, Gaspé	N labradorica	Glacio-marin	13100±50	230	45	15033	14158	14595,5	-	Josenhans et Lehman 1999
UCIAMS-85904	Perce	Coquilles	Glacio-marin	13100±35	230	45	15023	14165	14594,0	7	Présente étude
UCIAMS-120673	Coupe du Cap-des-Rosiers	Débris	Littoral	12760±45	230	45	14992	14151	14571,5	10	Présente étude
GSC-2511	Anse-au-Griffon	Mya truncata	Argile	12 900 (12500)±140	230	45	14953	13819	14386,0	9	Lowdon et Blake, 1978
UCIAMS-85898	Seal Cove	Hiatella arctica	Marin	13225±25	425	30	14936	14105	14520,5	7	Présente étude
UCIAMS-85900	Barachois	Coquilles	Glacio-marin	12985±35	230	45	14897	14038	14467,5	10	Présente étude
UGAMS-10650	Seal Cove	Débris	Marin	13165±35	425	30	14891	14026	14458,5	4,9	Présente étude
UCIAMS-85899	Barachois	Coquilles	Glacio-marin	12940±35	230	45	14884	13973	14428,5	10	Présente étude
UCIAMS-85897	Seal Cove	Macoma calcarea	Marin	13060±35	425	30	14512	13883	14197,5	7	Présente étude
QU-793	Anse-au-Griffon	Coquille	Diamicton	12620±180	230	45	14278	13386	13832,0	15	Allard et Tremblay, 1981
UGAMS-10654	Coupe de Gaspé	Débris	Marin	13050±35	425	30	14248	13864	14056,0	4,9	Présente étude
UCIAMS-85901	Nouvelle	Coquilles	Glacio-marin	12680±30	90	50	14238	13807	14022,5	1	Présente étude
UGAMS-10655	Coupe de Rosebridge	Mya	Marin	12820±35	425	30	13987	13729	13858,0	6,7	Présente étude
UCIAMS-85896	Rosebridge	Coquilles	Marin	12810±35	425	30	13982	13720	13851,0	1	Présente étude
QU-1116	Anse-au-Griffon	Coquille	Diamicton	12340±170	230	45	13917	13235	13576,0	8	Allard et Tremblay, 1981
UGAMS-10652	Coupe de Rosebridge	Mya arenaria	Prélittoral	12720±35	425	30	13895	13586	13740,5	8	Présente étude
OS-4386	Chenal Laurentien, Gaspé	Benthos	Glacio-marin	11900±35	230	45	13310	13060	13185,0	-	Josenhans et Lehman 1999
AA-9117	Chenal Laurentien	N labradorica	Glacio-marin	11820±80	230	45	13282	12795	13038,5	-	Josenhans et Lehman 1999
OS-4864	Anticosti	Benthos	Glacio-marin	10800±60	230	45	12094	11396	11745,0	-	Josenhans et Lehman 1999
QU-794	Rivière-au-Renard	Coquille	Sable et gravier	10070±140	230	45	11146	10450	10798,0	15	Allard et Tremblay, 1981
QU-795	Cap-des-Rosiers	Coquille	Sable et gravier	9980±140	230	45	11088	10305	10696,5	30	Allard et Tremblay, 1981
OS-4866	Chenal Laurentien, Gaspé	N pachyderma	Glacio-marin	9570±80	230	45	10419	9897	10158,0	-	Josenhans et Lehman 1999



5.1 Intervalles d'âges des datations effectuées dans la région et étapes de déglaciation

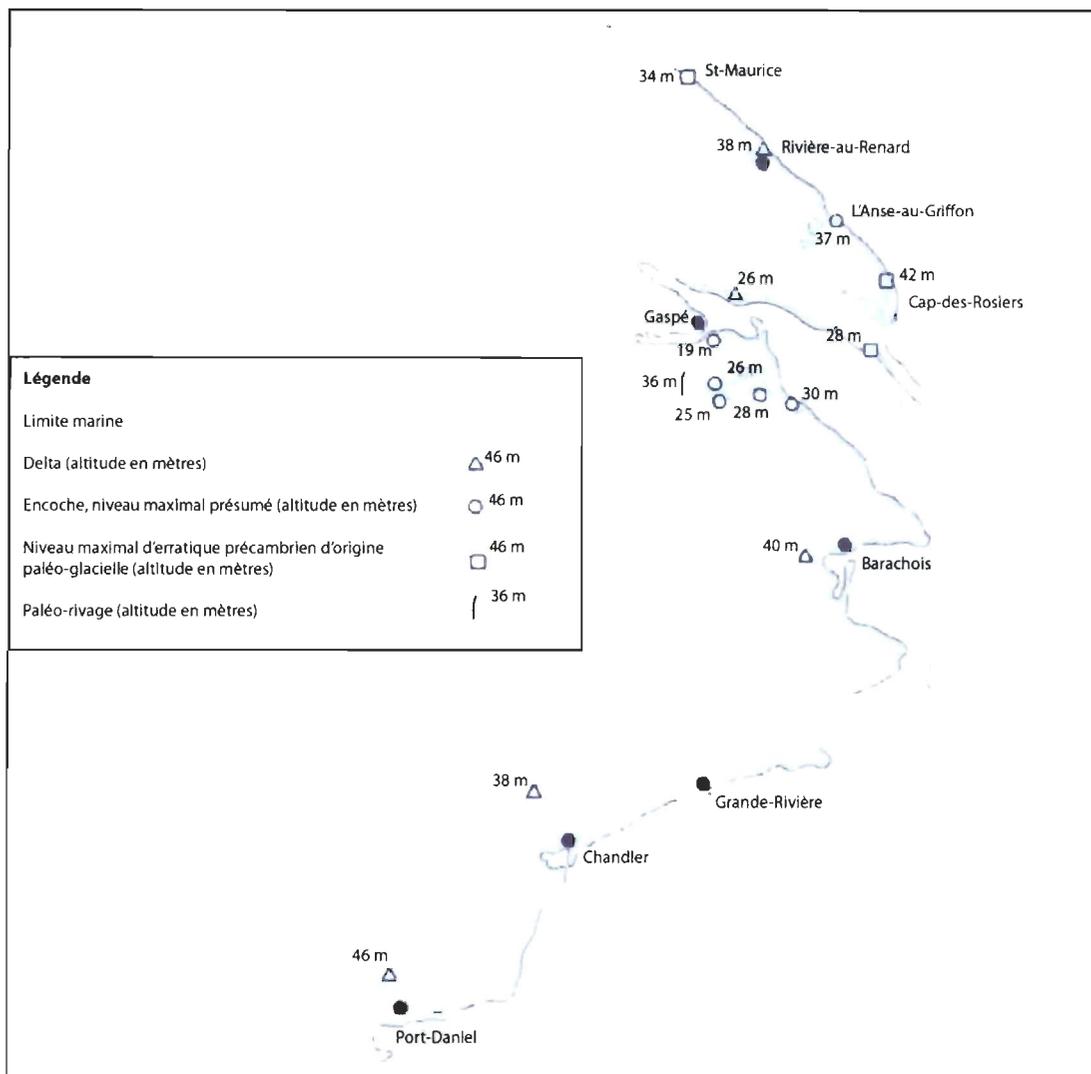
5.2.3 Limite marine

Il n'y a actuellement pas de consensus quant à la limite altitudinale atteinte par la Mer de Goldthwait dans la région étudiée. Dans le secteur nord de la péninsule de Forillon, Allard et Tremblay (1981) ont proposé que le niveau marin ait pu atteindre 76 m, en se basant sur des encoches d'érosion dans les falaises et un dépôt d'argile massive non-fossilifère, dont l'origine reste indéterminée. Ces auteurs ainsi que Dionne (1976) estiment toutefois plus vraisemblable un niveau marin maximal à 30 m, d'après les formes géomorphologiques recensées à Rivière-au-Renard et à Cap-des-Rosiers. Veillette (1988) a observé un diamicton fossilifère situé à 42 m d'altitude à l'anse des Rosiers, daté à 15,6 ka cal. BP (GSC-4497). Si ce dépôt est d'origine glacio-marine, cette date pourrait s'inscrire dans la phase précoce de déglaciation et expliquerait l'altitude élevée de cet échantillon. Lors du premier retrait glaciaire dans l'anse des Rosiers, le niveau marin a pu être supérieur au niveau de 30 m estimé pour la dernière invasion marine. L'argile grise massive et les encoches d'abrasion, si elles sont d'origine marine, ainsi que les erratiques précambriens paléo-glaciels recensés au nord de Cap-des-Rosiers (à 42 m et 79 m d'altitude) pourraient témoigner d'un premier niveau marin plus élevé que 42 m, tel que proposé par Veillette (1988). Or, l'origine de ce diamicton fossilifère reste indéterminée. Il pourrait aussi s'agir d'un till ayant remanié un dépôt marin. Ce till et les erratiques situés au-delà de 30 m d'altitude auraient alors pu être mis en place lors d'une réavancée glaciaire ultérieure à 15,6 ka cal. BP.

Les limites marines maximales recensées au pourtour de la péninsule gaspésienne marquent une légère diminution de l'ouest vers l'est (Veillette et Cloutier, 1993; Richard *et al.*, 1997; Héту et Gray, 2002). Les indices identifiés au nord de la péninsule sur la carte de Veillette et Cloutier (1993) permettent d'estimer une limite marine d'environ 34 m à St-Maurice, 38 m à Rivière-au-Renard, 37 m à l'Anse-au-Griffon, 30 (ou au-delà de 42 m) à Cap-des-Rosiers. Les limites marines semblent être de 40 m à Barachois, 38 m à Chandler, 46 m à Port Daniel (figure 5.2). Dans la baie de Gaspé, les indicateurs attribuables à la limite marine semblent légèrement inférieures (figure 5.2). Des erratiques précambriens paléoglaciels ont été observés à une altitude de 28 m à Petit-Gaspé; à Rosebridge, un delta a été identifié à 26 m

d'altitude; une encoche d'abrasion marine située dans la vallée de la rivière Saint-Jean marque un niveau maximal de 36 m (Veillette et Cloutier, 1993). Prest *et al.* (1968) ont également estimé une limite marine de 29 m sur la rive sud de la baie de Gaspé. Dans la présente étude, l'altitude de terrasses marines supérieures à Rosebridge, Penouille, Petit-Gaspé et Cap-Gaspé a été mesurée à 32 m. Pareillement, les plaines d'épandage fluvio-glaciaire situées dans les vallées des rivières Dartmouth, Saint-Jean et Anse-à-Brillant sont à des altitudes entre 30 et 40 m. Bien que les deltas localisant la rencontre des eaux fluvio-glaciaires et marines n'aient pu être répertoriés en aval de ces épandages fluvio-glaciaires (en raison de l'absence de coupes), ceux-ci marquent une altitude maximale à laquelle la mer n'est pas montée.

À Penouille, Allard et Tremblay (1979) ont observé d'étroites terrasses marines allant jusqu'à 55 m d'altitude, tout comme Coleman à Gaspé, en 1922. Les formes de terrasses observées par Allard et Tremblay (1979) ont été repérées à l'aide des données LIDAR; il semble y en avoir jusqu'à une altitude de 67 m. Notons que la frange côtière de la rive sud de la baie de Gaspé est composée de grès, pouvant présenter une texture semblable à celle du sable littoral par photo-interprétation. Qui plus est, la frange côtière semble avoir été modelée par des submersions marines antérieures à celle de la Mer de Goldthwait (Allard et Tremblay, 1981), qui ont pu laisser ces traces confondantes dans le paysage. Une validation terrain serait de mise afin de valider la nature des matériaux composant ces terrasses. En se basant sur l'ensemble des indices répertoriés dans la région à l'étude, une limite marine de 32 m semble plus probable.



5.2 Limites marines atteintes par la Mer de Goldthwait dans la région (modifiée de Veillette et Cloutier, 1993)

5.3 Variations du niveau marin relatif

Dans la baie de Gaspé et l'anse des Rosiers, les traces des variations du niveau marin relatif sont limitées, faute de matériel datable. Dans la baie de Gaspé, aucun échantillon n'a pu être rapporté à un niveau marin précis. À l'extérieur de la baie de Gaspé, et notamment dans l'anse des Rosiers, quelques indicateurs ont pu guider l'interprétation relative aux variations

postglaciaires du niveau marin relatif. Entre 15,0 et 14,4 ka cal. BP, le niveau marin se situait entre 10 et 20 m au-dessus de l'actuel. Le niveau marin était égal ou en-deçà de 20 m vers 15,0 ka cal. BP dans l'anse des Rosiers (UCIAMS-116480); il était supérieur à 9 m vers 14,4 ka cal. BP à l'Anse-au-Griffon (GSC-2511; Lowdon et Blake, 1978). Le niveau de 10 m a été atteint entre 14,6 et 14,9 ka cal. BP au Cap-des-Rosiers (UCIAMS-120673) et à l'Anse-à-Beaufils (Hétu, communications personnelles). Dans la baie de Gaspé, ce niveau semble avoir été atteint plus tardivement, puisqu'il était quelque peu supérieur à 8 m vers 13,7 ka cal. BP (UGAMS-10652). Les terres auraient d'abord commencé à émerger à l'extrémité de la baie de Gaspé et de la baie des Chaleurs, alors que la baie de Gaspé était encore englacée.

Des coquillages trouvés dans des dépôts de sable et gravier à Cap-des-Rosiers et à Rivière-au-Renard ont respectivement été datés à 10,7 ka cal. BP (QU-795; niveau de 30 m) et 10,8 ka cal. BP (QU-794; niveau de 15 m) (Allard et Tremblay, 1981). Ces dates semblent incohérentes : le même âge est attribué à des coquilles récoltées à des altitudes différentes (15 et 30 m), même s'ils ont été trouvés dans des dépôts semblables. Qui plus est, ces échantillons sont plus jeunes que des coquilles situées à des niveaux marins plus bas. Cette incohérence implique que ces dates ne peuvent pas servir de référence dans le tracé de la courbe des variations du niveau marin relatif dans la région de Gaspé/anse des Rosiers.

À titre comparatif, l'âge du niveau de 10 m se situe entre 10 et 9 ka cal. BP sur les courbes d'émersion de l'estuaire (Dionne, 1988b-c, 2002; Dionne et Coll, 1995; Hétu et Gray, 2002). Dans les Maritimes et au Maine, ce niveau correspond à un âge variant entre 14,0 et 13,0 ka cal. BP (Bail, 1983; Belknap *et al.*, 1986; Barnhardt *et al.*, 1995; Shaw et Forbes, 1995; Bell *et al.*, 2003). L'émersion des terres s'est opérée plus rapidement dans la région à l'étude que dans l'estuaire. En se référant à l'âge du niveau de 10 m, il semble que la région à l'étude a connu un taux d'émersion rapide. En assumant un taux de régression décroissant à partir du niveau maximal et de celui de 10 m, on peut estimer que le niveau marin est passé sous l'actuel dans la région à l'étude vers 13,0 ka cal. BP, ou du moins qu'il y était déjà à 12,0 ka cal. BP.

Des niveaux de terrasses et des chenaux incisés dans le fond de la baie de Gaspé témoignent du passage sous l'actuel du niveau marin, pour atteindre une profondeur d'environ 30 m. Cet épisode de bas niveau marin n'a pu être daté.

Le bas niveau marin entre 0 et 10 m sous l'actuel survenu entre 7 et 6 ka BP dans l'estuaire du Saint-Laurent (Dionne, 1988b; Dionne et Coll, 1995; Dionne 2002; Hétu et Gray, 2002) semble trop peu profond pour correspondre avec celui de la baie de Gaspé. D'autres bas niveaux marins ont été rapportés à des profondeurs entre 25 et 50 m (Silverberg, 1978; d'Anglejan, 1981; Syvitski *et al.*, 1983; Praeg *et al.*, 1992; Dionne, 2002), sans que ceux-ci ne soient datés avec précision. Seul Silverberg (1978) a pu évaluer que la période de bas niveau marin s'était produite avant 5,2 ka BP. Bien que la profondeur du bas niveau marin estimée dans la baie de Gaspé puisse concorder avec certaines de ces observations, il reste difficile de les associer au même épisode de bas niveau marin.

Dans la baie des Chaleurs, la profondeur du bas niveau marin la plus plausible attestée par des profils sismiques et des données paléocéologiques serait autour de 20 à 30 m sous le niveau actuel (Schafer, 1977). Ces résultats sont aussi confirmés par la présence de paléolignes de rivage à -30 m dans la baie des Chaleurs (Syvitski et Praeg, 1989). Les paléochenaux signalés à -90 m et initialement interprétés par Syvitski (1992) comme étant relatifs à un bas niveau marin ont été réinterprétés à l'aide de levés multifaisceaux; ces formes correspondraient plutôt à des marques d'écoulements glaciaires (Shaw *et al.*, 2006). Les analyses palynologiques faites par Mott *et al.* (2004) suggèrent que le bas niveau aurait été atteint entre 8,5 et 8,4 ka cal. BP (environ 9,5 ka cal. BP). Cette estimation se rapproche de celle de Syvitski d'environ 10,2 ka cal. BP (1992) et concorde avec l'intervalle d'âge proposé par Schafer (1977) pour ce bas niveau marin (entre 11,4 et 7,8 ka cal. BP).

Une profondeur de 30 m est également attribuée au bas niveau marin au sud de la province de Terre-Neuve (Shaw et Forbes, 1995; Bell *et al.*, 2003). Les formes géomorphologiques submergées attribuées à ce bas niveau ont des âges proches du bas niveau marin de la baie des Chaleurs, soit entre 10,7 et 9,0 ka cal. BP (Shaw et Forbes, 1995; Bell *et al.*, 2003).

Les événements postglaciaires décrits dans la baie de Gaspé dévoilent des caractéristiques similaires à celles de la baie des Chaleurs et du sud de la province de Terre-Neuve. Les trois régions sont d'ailleurs situées à des latitudes similaires dans le golfe du Saint-Laurent et présentent des configurations glaciaires comparables, en marges de calottes glaciaires régionales. Les limites marines sont plutôt basses (entre 30 et 50 m) et un rapide taux d'émersion des terres a mené à un bas niveau marin d'environ 30 m sous l'actuel. Ces concordances suggèrent que le patron des variations du niveau marin relatif de la région de Gaspé s'apparente davantage à celui du sud-ouest des Maritimes. En se basant sur la période de bas niveau marin estimée dans la baie des Chaleurs ainsi qu'au sud de Terre-Neuve, le bas niveau marin observé dans la baie de Gaspé a vraisemblablement été atteint entre 11,0 et 9,0 ka cal BP. C'est à partir de cette période que la hausse du niveau marin relatif s'est entamée pour se poursuivre jusqu'à aujourd'hui. L'augmentation de la profondeur de l'eau dans la baie des Chaleurs est d'ailleurs attestée à partir d'analyses de foraminifères (Schafer, 1977). Les profils sismiques montrent que cette période de transgression marine est d'abord marquée par une phase d'aggradation des chenaux de rivières coulant jadis au fond de la baie de Gaspé.

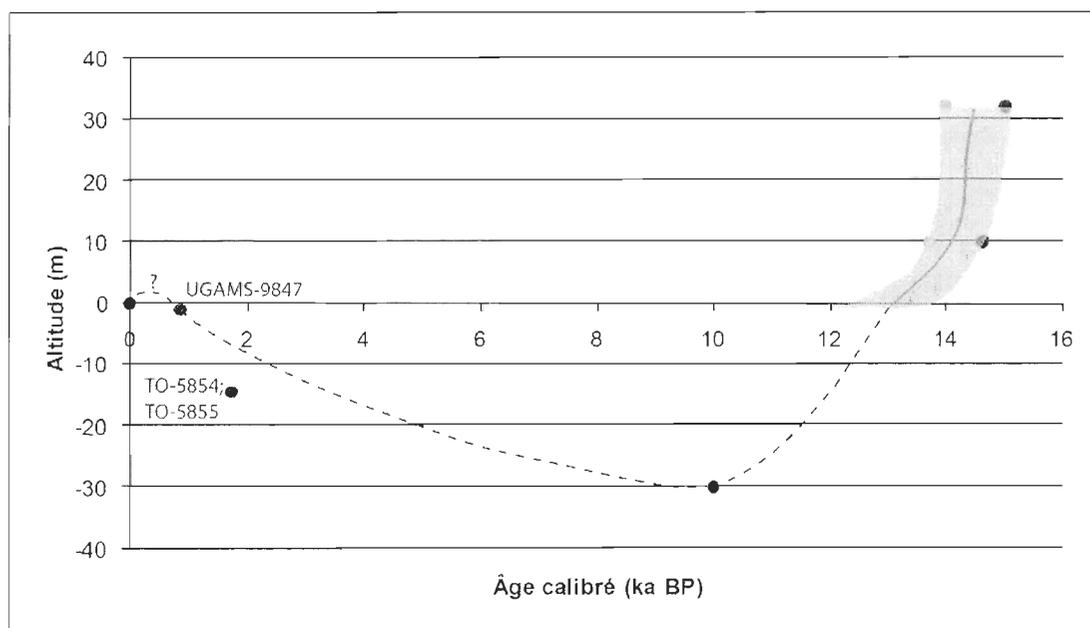
Le niveau marin passant vite sous l'actuel, les dates et les traces relatives à l'évolution du niveau marin au-delà du niveau marin actuel sont limitées dans le secteur à l'étude. Aucune date n'a été relevée entre 13,8 et 2,7 ka cal. BP. Jusqu'à cette dernière date, le niveau marin est minimalement resté sous l'altitude de 2,1 m. Une date intermédiaire obtenue dans une unité de matière organique terrestre enfouie sous un marais à Saint-Omer indique que le niveau marin était au moins 1 m sous l'actuel entre 4,8 et 4,5 ka cal. BP (Quintin, 2010). Des débris végétaux et coquilliers récoltés dans une unité prodeltaïque à 14,5 m de profondeur à l'extrémité ouest de la flèche de Penouille ont respectivement donné des âges de $1\ 720 \pm 60$ ans BP (TO-5854) et de $1\ 800 \pm 50$ ans BP (TO-5855; par Parent et Michaud, 1996), soit environ 1 630 ans cal. BP. Le niveau marin était donc supérieur à -14,5 m à ce moment. L'analyse des carottes relevées dans les marais de Penouille et de Sandy Beach suggère que le niveau marin était à environ un mètre sous l'actuel vers 879 ans cal. BP (UGAMS-9847); le niveau était au-dessus de 0,6 m de profondeur vers 724 ans cal. BP (UGAMS-9849). C'est donc dire qu'entre 4,8 ka cal. BP et 879 ans cal. BP (UGAMS-9847), le niveau marin relatif

est resté sous l'actuel; entre 879 ans cal. BP et environ 594 ans cal. BP (UGAMS-12447), âge du sommet de la tourbière de Cap-aux-Os, le niveau marin n'a pas pu s'élever au-delà de 2,1 m d'altitude.

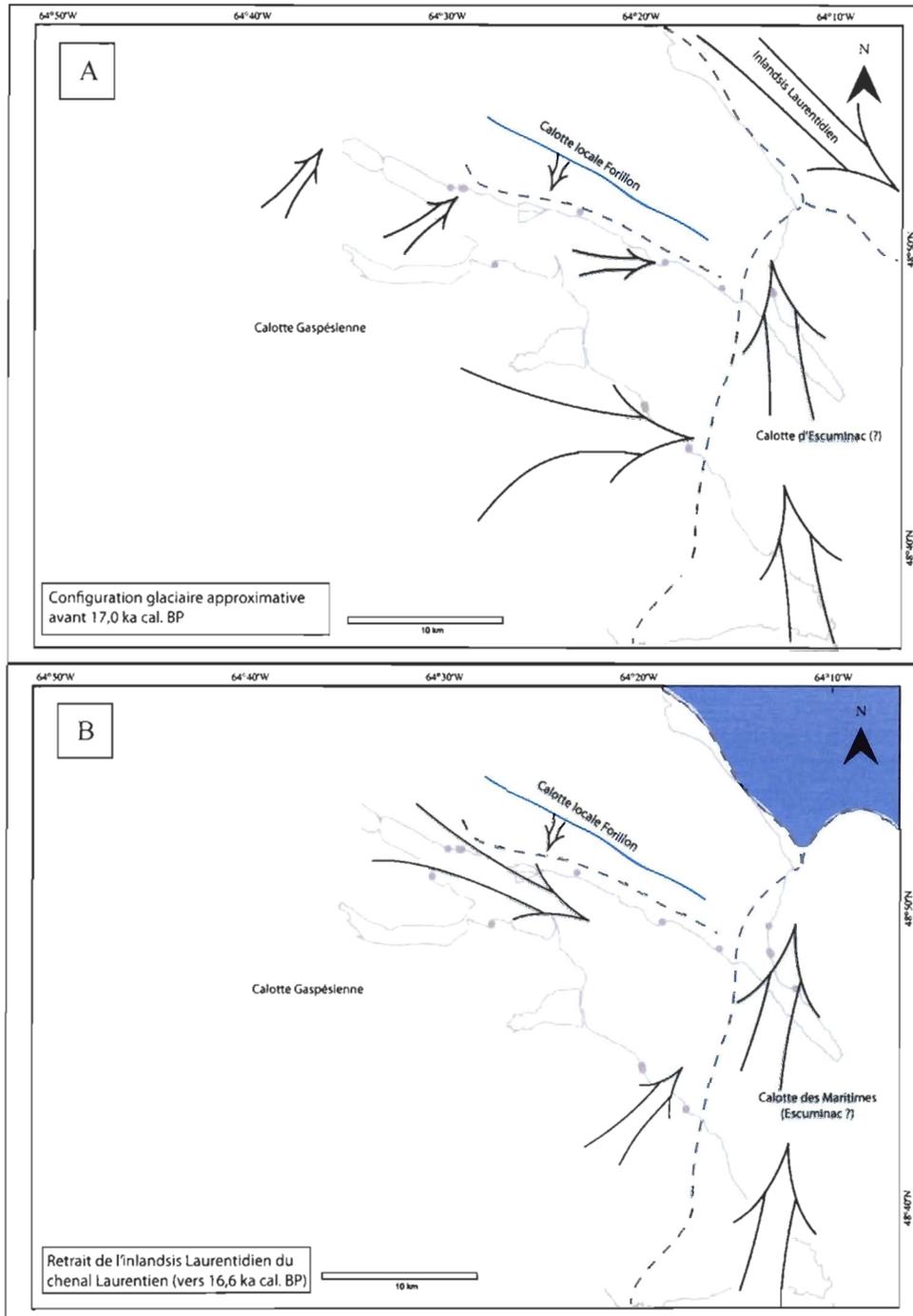
La figure 5.3 présente la courbe approximative des variations du niveau marin pour la région à l'étude. Ces données ne concordent pas avec l'interprétation faite par Parent et Michaud (1996) de l'évolution du niveau marin relatif des derniers millénaires dans la baie de Gaspé. Leur courbe se base sur le patron de l'estuaire du Saint-Laurent et indique une période de niveau marin au-dessus de l'actuel entre 4,5 et 2,0 ka BP (environ 5,2 et 1,9 ka cal. BP), suivie d'une stabilisation au niveau actuel jusqu'à aujourd'hui. Les données présentées ici suggèrent plutôt que le niveau marin relatif est resté sous le niveau actuel jusqu'au dernier millénaire. La présence d'une série de cordons littoraux émergés constituant la flèche de Penouille indique possiblement une légère fluctuation du niveau marin relatif après 879 ans cal. BP (Bernatchez *et al.*, 2003).

À la lumière des données présentées dans cette section, on peut maintenant avancer que la région de Gaspé présente un patron des variations du niveau marin relatif similaire à celui du sud-ouest des Maritimes et de l'île de Terre-Neuve, soit une courbe de type B, selon la nomenclature de Quinlan et Beaumont (1981). Ceci est cohérent avec les modèles géophysiques de Gherels *et al.* (2004) et de Koohzare *et al.* (2008), qui indiquent que la baie de Gaspé et le secteur de l'anse des Rosiers sont inclus dans une zone actuellement en subsidence. La limite entre cette zone et celle en régression se trouve donc quelque part au nord de la péninsule gaspésienne, entre le Cap-des-Rosiers et Rivière-la-Madeleine.

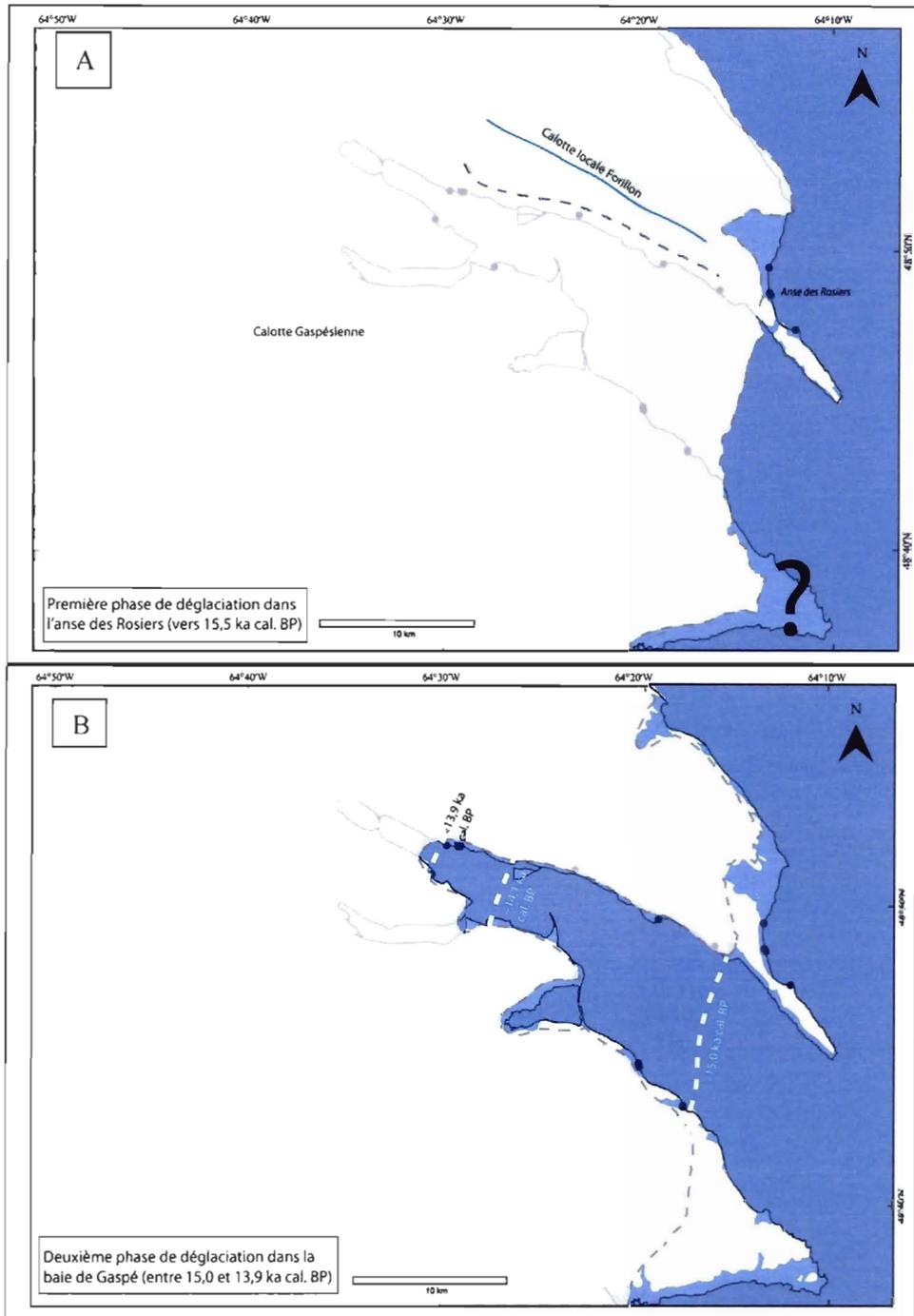
Les résultats obtenus dans la présente étude relativement aux écoulements glaciaires du Wisconsinien supérieur, aux étapes de déglaciation et aux principaux niveaux marins relatifs sont illustrés aux figures 5.4 à 5.6. Celles-ci intègrent également des informations issues de la littérature et constituent un résumé de la paléogéographie des régions de la baie de Gaspé et de l'anse des Rosiers.



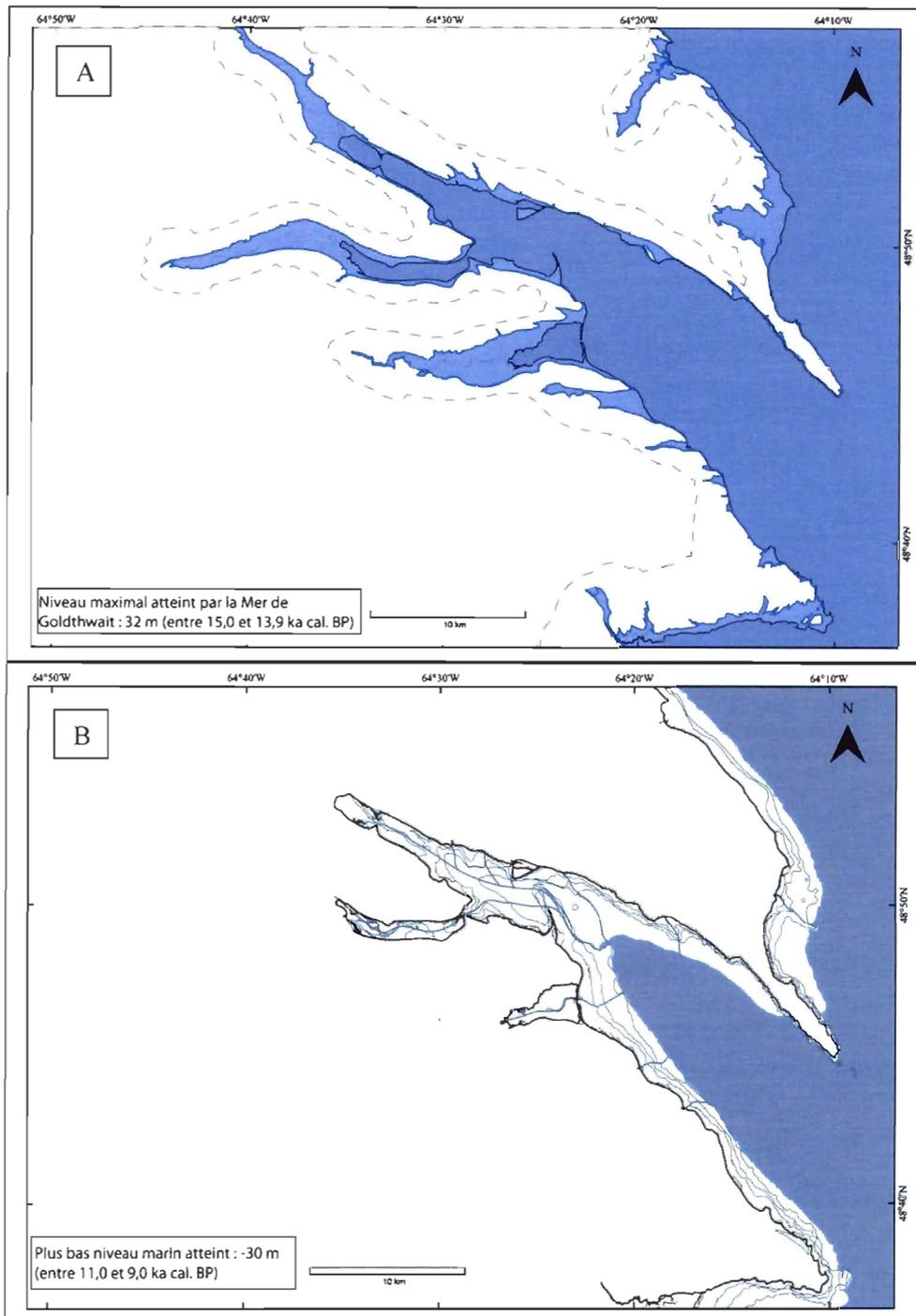
5.3 Courbe approximative des variations du niveau marin relatif dans la région de Gaspé



5.4 Écoulements glaciaires au Wisconsinien supérieur. A) configuration glaciaire dans la région de Gaspé avant 17,0 ka cal. BP; B) réorganisation de l'écoulement dans la baie de Gaspé, retrait de l'inlandsis Laurentidien et avancée d'une masse glaciaire sur le flanc ouest du chenal Laurentien vers 16,6 ka cal. BP. Le trait pointillé présente les limites approximatives des marges glaciaires.



5.5 Déglaciation dans la région de Gaspé et invasion marine. A) première phase de déglaciation localisée dans l'anse des Rosiers vers 15,5 ka cal. BP; B) seconde phase de déglaciation impliquant le recul de la calotte gaspésienne dans la baie de Gaspé entre 15,0 et 13,9 ka cal. BP. Le trait pointillé présente les limites approximatives des marges glaciaires.



5.6 Variations du niveau marin relatif dans la baie de Gaspé associées à une courbe de type B. A) niveau marin maximal de 32 m atteint par la Mer de Goldthwait; B) bas niveau marin de -30 m entre 11,0 et 9,0 ka cal. BP, impliquant l'incision des rivières au fond de la baie.

CHAPITRE VI

CONCLUSION

L'étude menée dans le cadre du présent mémoire de maîtrise a permis d'approfondir les connaissances relatives à la dernière glaciation, aux étapes de déglaciation et aux variations du niveau marin relatif dans la baie de Gaspé et l'anse des Rosiers. L'avancée des glaces de la calotte gaspésienne en provenance de l'ouest sur le littoral sud de la baie de Gaspé a été validée, conformément aux études antérieurement menées dans la région. La glaciation sur la rive nord de la baie de Gaspé s'est terminée par un écoulement glaciaire suivant l'axe de la baie de Gaspé. L'extension vers l'est de la calotte gaspésienne ainsi que son interaction avec une calotte locale située sur la péninsule de Forillon n'ont toujours pas été déterminées avec certitude. La baie de Gaspé pourrait bien être la zone de confluence de ces glaciers. L'étude approfondie de la stratigraphie et des formes glaciaires sous-marines du fond de la baie permettrait de préciser davantage l'historique glaciaire dans ce secteur.

Des indices d'une masse glaciaire s'écoulant vers le nord avaient été observés de façon sporadique sur les pointes rocheuses de l'extrémité est de la Gaspésie. Cet écoulement a été confirmé dans le secteur de l'anse des Rosiers et devra être intégré aux modèles glaciaires du golfe du Saint-Laurent. Par conséquent, la baie de Gaspé se situe à la charnière entre les écoulements du complexe glaciaire des Maritimes et ceux de la calotte gaspésienne. D'éventuelles investigations devront être portées sur l'extension de cette masse glaciaire sur la péninsule gaspésienne, non seulement dans le secteur de l'anse des Rosiers, mais aussi à Pointe-Saint-Pierre et à Percé où des indices de cet écoulement vers le nord ont été répertoriés. Il faudra notamment valider la masse glaciaire à l'origine de ces écoulements et spécifier leurs interactions avec la calotte gaspésienne et le courant de glace s'écoulant de la

baie des Chaleurs. L'est de la baie des Chaleurs entre Paspébiac et la baie de Gaspé reste une région peu étudiée en ce qui a trait aux événements quaternaires.

La déglaciation de la région à l'étude se divise en deux phases. Une première phase de déglaciation correspond au retrait précoce des marges glaciaires dans le secteur de l'anse des Rosiers vers 15,5 ka cal. BP, probablement associé au recul de la calotte d'Escuminac. La sédimentation glacio-marine engendrée dans cette première phase semble avoir été interrompue. Ce hiatus pourrait être dû à la réavancée d'un lobe glaciaire au large de l'anse des Rosiers, dans le golfe du Saint-Laurent. Quelques indices pouvant être attribuables à cet épisode ont été observés dans l'anse des Rosiers, mais leur interprétation reste très hypothétique. Cet épisode est très peu documenté; il n'est pas non plus signalée dans les étapes glaciaires du Wisconsinien supérieur selon le plus récent modèle de glaciation des Maritimes. Effectivement, l'hypothèse de cette réavancée est basée sur des indices stratigraphiques distancés, situés à la tête et au large de la baie des Chaleurs. Cet épisode de réavancée glaciaire ainsi que l'empiètement des glaces à l'extrémité est de la péninsule gaspésienne restent à être confirmés. La région submergée entre la baie des Chaleurs et le chenal Laurentien ainsi que les côtes adjacentes pourraient apporter davantage d'informations à cet effet. Une seconde phase de déglaciation est survenue vers 15,0 ka cal. BP et correspond au recul des marges glaciaires de la calotte gaspésienne dans la baie de Gaspé. La baie était libérée des glaces à 13,9 ka cal. BP.

L'altitude de la limite atteinte par la Mer de Goldthwait est vraisemblablement de 32 m, selon les formes géomorphologiques recensées dans la présente étude. Toutefois, plusieurs indices relevés dans les études précédentes maintiennent une incertitude à cet effet. Il a été question des traces d'une limite marine supérieure à 32 m dans le secteur de l'anse des Rosiers et de Penouille. Des hypothèses ont été émises quant à leur origine et ces indices pourraient très bien être dissociés de la dernière invasion marine.

La reconstitution des variations du niveau marin relatif s'est avérée difficile, étant donné le manque de matériel datable et le contexte structural de la baie de Gaspé. Néanmoins, une

courbe approximative des variations du niveau marin relatif a pu être tracée pour la région à l'étude. Son tracé est surtout basé sur des évidences géomorphologiques; seules quelques datations ont permis de déterminer un rapide taux de régression marine suivant l'invasion et de placer le niveau marin sous l'actuel dans les derniers millénaires. Ceux-ci ont tout de même conduit à situer la région de la baie de Gaspé dans le contexte régional d'émersion des terres. Contrairement à ce qui avait été proposé auparavant, la courbe de la région de Gaspé en est une de type B, c'est-à-dire qu'elle s'apparente à celles tracées pour le sud-ouest des Maritimes et de l'île de Terre-Neuve. Ce tracé impliquerait donc que la région est en subsidence depuis quelques millénaires et subit une transgression marine continue. Davantage de dates attribuables à un niveau marin précis, récoltées en milieux terrestre et submergé, permettraient de préciser le tracé de la courbe au niveau de la chronologie.

Il semble que la limite entre le patron des variations du niveau marin relatif des Maritimes et celui de l'estuaire se trouve au nord de la région de Gaspé. Conformément aux modèles géophysiques effectuées pour les Maritimes, cette limite pourrait bien se trouver à proximité de Rivière-au-Renard. Ce secteur présente d'ailleurs plusieurs formes d'accumulation et d'érosion bien construites traduisant une régression marine plus lente que dans la baie de Gaspé et les Maritimes. De telles formes sont d'ailleurs observées dans plusieurs secteurs au nord de la Gaspésie, dont le patron des variations du niveau marin relatif est de type B modifié.

Finalement, la présente étude a permis d'établir que le niveau marin n'avait rejoint le niveau actuel que durant le dernier millénaire. Or, les analyses stratigraphiques permettent seulement de confirmer que le niveau marin n'a pas dépassé l'altitude de deux mètres durant le dernier millénaire. D'autres types d'analyses effectuées à une échelle temporelle plus récente et précise pourront apporter davantage d'informations en ce qui a trait aux variations du niveau marin relatif des derniers siècles. Ces informations pourront certainement guider la compréhension de l'évolution actuelle et future de la mer et des systèmes côtiers qui la bordent.

La reconstitution paléogéographique de la baie de Gaspé a permis de déterminer la configuration des masses glaciaires et la chronologie des écoulements lors de la dernière glaciation. L'histoire glaciaire est à la base de la compréhension de l'évolution du milieu littoral de la région de Gaspé puisqu'elle assure une meilleure compréhension du patron de réajustement glacio-isostatique. La connaissance des événements quaternaires permettra de comprendre l'évolution actuelle du paysage et d'anticiper son évolution future. De telles études régionales s'avèrent très pertinentes dans le contexte de changements environnementaux actuels.

RÉFÉRENCES

- Achab, A., Asselin, E. et Lavoie, D., 1997. Chitinozoan assemblages from the third-order transgressive-regressive cycles of the Upper Gaspé Limestones (Lower Devonian) of eastern Canada I. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 97, p. 155–175.
- Alcock, F. J., 1944. Further information on glaciation in Gaspé. *Transactions Royal Society of Canada*, volume 38, série 3, section 4, p. 15-21.
- Allard, M. et Tremblay, G., 1979. Étude géomorphologique : Parc national Forillon, Québec. Laboratoire de géomorphologie, Département de géographie de l'Université Laval, Québec, 449 p.
- Allard, M. et Tremblay, G., 1981. Observations sur le Quaternaire de l'extrémité orientale de la péninsule de Gaspé, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 35(1), p. 105–125.
- d'Anglejan, B., 1981. Évolution post-glaciaire et sédiments récents de la plate-forme infralittorale, baie de Saint-Anne, estuaire du Saint-Laurent, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 35(2), p. 253-260.
- Argus, D. F. et Peltier, W. R., 2010. Constraining models of postglacial rebound using space geodesy: a detailed assessment of model ICE-5G (VM2) and its relatives. *Geophysical Journal International*, 181, p. 697–723.
- Bail, P., 1983. Problèmes géomorphologiques de l'englacement et de la transgression marine pléistocènes en Gaspésie sud-orientale. Thèse Ph. D., Department of Geography, McGill University, Montréal, 148 p.
- Bail, P., 1985. Un mouvement glaciaire vers le nord-ouest dans la région de Saint-Godefroi, Gaspésie, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 22, p. 1871–1876.
- Barnhardt, W. A., Gehrels, W. R., Belknap, D. F. et Kelley, J. T., 1995. Late Quaternary relative sea-level change in the western Gulf of Maine: Evidence for a migrating glacial forebulge. *Geology*, 23(4), p. 317–320.
- Belknap, D. F., Shipp, R. C. et Kelley, J. T., 1986. Depositional Setting and Quaternary Stratigraphy of the Sheepscot Estuary, Maine: A Preliminary Report. *Géographie physique et Quaternaire*, 40(1), p. 55–69.

- Bell, R., 1863. On the superficial geology of the Gaspé Peninsula. *Canadian Nature and Geology*, 8, p. 175-183.
- Bell, T., Batterson, M. J., Liverman, D. G. E. et Shaw, J., 2003. A new late-glacial sea-level record for St. George's Bay, Newfoundland I. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 40, p. 1053–1070.
- Bell, T., Daly, J., Batterson, M. J., Liverman, D. G. E., Shaw, J. et Smith, I. R., 2005. Late Quaternary relative sea-level change on the west coast of Newfoundland. *Géographie physique et Quaternaire*, 59(2-3), p. 129–140.
- Bernatchez, P., 2003. Évolution littorale holocène et actuelle des complexes deltaïques de Betsiamites et de Manicouagan-Outardes : synthèse, processus, causes et perspectives. Thèse de doctorat, Université Laval, Québec, 460 p.
- Bernatchez, P., Quintin, C., Fraser, C., Neumeier, U., Jolivet, Y., Houde-Poirier, M., Hétu, B., Gibeault, C., Boucher-Brossard, G. et Marie, G., 2013. Dynamique de l'écosystème côtier de la péninsule de Penouille dans un contexte de changements climatiques, Parc national du Canada Forillon : rapport final. Rapport remis au Parc national du Canada Forillon. Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières, Université du Québec à Rimouski, mai 2013, 410 p.
- Bhiry, N., Garneau, M. et Filion, L., 2000. Macrofossil record of a Middle Holocene drop in relative sea level at the St. Lawrence Estuary, Québec. *Quaternary Research*, 54(2), p. 228–237.
- Blott, S. J., et Pye, K., 2001. GRADISTAT: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26(11), p. 1237-1248.
- Brookes, I.A., 1969. Late-glacial marine overlap in western Newfoundland. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 6, p. 1397-1404.
- Brookes, I.A., 1974. Late-Wisconsin glaciation of southwestern Newfoundland (with special reference to the Stephenville map-area). *Geological Survey of Canada, Paper 73-40*, 31 p.
- Carr, S.J. et Rose, J., 2003. Till fabric patterns and significance: particle response to subglacial stress. *Quaternary Science Reviews*, 22, p. 1415-1426.
- Castonguay, S., Wilson, R. A., Brisebois, D., Desrochers, A. et Malo, M., 2005. Carte de compilation géologique Anticosti-Gaspé-Campbellton, Ponts géologiques de l'Est du Canada, Transect 4, Québec-Nouveau-Brunswick [document cartographique]. Dossier public 4883. Commission géologique du Canada. Échelle 1:125000

- Chalmers, R., 1896. Pleistocene marine shore lines of the south side of the Saint Lawrence Valley. *American Journal of Science*, 4(1), 302-308.
- Chalmers, R., 1904. Géologie des dépôts superficiels de la partie orientale de la province de Québec. Commission géologique du Canada, compte rendu sommaire, p. 257-270.
- Chalmers, R., 1906. Surface geology of eastern Quebec. Geological Survey of Canada. Annual Report for 1904, Part A, p. 250-263
- Charbonneau, R. et David, P. P., 1993. Glacial dispersal of rock debris in central Gaspésie, Quebec, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 30, p. 1697-1707.
- Coleman, A.-P., 1922. Physiography and glacial geology of Gaspé Peninsula, Québec. Geological Survey of Canada, Bulletin n°34, 54 p.
- David, P. P. et Leblond, J., 1985. Glacial maximum and deglaciation of western Gaspé, Québec, Canada. P. 85-109. *In*: Borns H. W., LaSalle P. et Thompson W. B., (Eds), Late Pleistocene History of Northern New England and adjacent Quebec. Geological Society of America, Special paper 197, 159 p.
- Debret, M., Sebag, D., Desmet, M., Balsam, W., Copard, Y., Mourier, B., Susperregui, A.-S., Arnaud, F., Bentaleb, I., Chapron, E., Lallier-Vergès, E. et Winiarski, T., 2011. Spectrocolorimetric interpretation of sedimentary dynamics: the new "Q7/4 diagram". *Earth-Science Reviews*, 109, p. 1-19.
- Delage, M. et Gangloff, P., 2007. Façonnement du modelé drumlinoïde par deux écoulements glaciaires successifs au sud-ouest de Montréal. *Géographie physique et Quaternaire*. 61(2-3), p. 119-143.
- Dionne, J.-C., 1976. La mer de Goldthwait au Québec (État de nos connaissances), Québec, Environnement Canada, Dir. Terres, Rap. Préliminaire, 109 p.
- Dionne, J.-C., 1988a. Évidence d'un bas niveau marin durant l'Holocène à Saint-Fabien-sur-Mer, estuaire maritime du Saint-Laurent. *Norois*, 35, p.19-34.
- Dionne, J.-C., 1988b. Holocene relative sea-level fluctuations in the St.Lawrence estuary, Québec, Canada. *Quaternary Research*, 29, pp .233-244.
- Dionne, J.-C., 1988c. Note sur les variations du niveau marin relatif à l'Holocène, à Rivière-Ouelle, côte sud du Saint-Laurent. *Géographie physique et Quaternaire*, 42(1), p. 83-88.
- Dionne, J.-C., 1990. Observations sur le niveau marin relatif à l'Holocène, à Rivière-du-Loup, estuaire du Saint-Laurent, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 44(1), p. 43-53.

- Dionne, J.-C., 1997. Nouvelles données sur la transgression Laurentienne, côte sud du moyen estuaire du Saint-Laurent, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 51(2), p. 201–210.
- Dionne, J.-C., 1999. Indices de fluctuations mineures du niveau marin relatif à l'Holocène supérieur, à l'Isle-Verte, côte sud de l'estuaire du Saint-Laurent, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 53(2), p. 277–285.
- Dionne, J.-C., 2001. Le tombolo du cap Enragé, parc du Bic, Bas-Saint-Laurent. *Géographie physique et Quaternaire*, 55(2), p. 181–191.
- Dionne, J.-C., 2002. Une nouvelle courbe du niveau marin relatif pour la région de Rivière-du-Loup (Québec). *Géographie physique et Quaternaire*, 56(1), p. 33–44.
- 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*, 49(3), p. 363–380.
- Dionne, J.-C. et Occhietti, S., 1996. Aperçu du Quaternaire à l'embouchure du Saguenay, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 50(1), p. 5–34.
- Dionne, J.-C. et Pfalzgraf, F., 2001. Fluctuations holocènes du niveau marin relatif à Rivière-Ouelle, côte sud du moyen estuaire du Saint-Laurent : données complémentaires. *Géographie physique et Quaternaire*, 55(3), p. 289-300.
- Dyke, A. S. et Peltier, W. R., 2000. Forms, response times and variability of relative sea-level curves, glaciated North America. *Geomorphology*, 32(3-4), p. 315–333.
- Dyke, A. S., Andrews, J.T., Clark, P.U., England, J.H., Miller, G.H., Shaw, J. et Veillette, J.J., 2002. The Laurentide and Innuitian ice sheets during the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*, 21, p. 9-31.
- Edgecombe, R. B., Scott, D. B. et Fader, G. B., 1999. New data from Halifax Harbour: paleoenvironment and a new Holocene sea-level curve for the inner Scotian Shelf. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 36, p. 805–817.
- Evans, D.J.A., Phillips, E.R., Hiemstra, J.F. et Auton, C.A., 2006. Subglacial till : Formation, sedimentary characteristics and classification. *Earth Science Reviews*, 78, p. 115-176.
- Fairchild, H. S., 1918. Post-glacial uplift of Northeastern America. *Geological Survey of Canada, Bulletin* 29, p. 187-238.
- Folk, R. L. et Ward, W. C., 1957. Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, 27, p. 3-26.

- Forbes, D.L., Shaw, J. et Eddy, B.G., 1993. Late Quaternary sedimentation and the postglacial sea-level minimum in Port au Port Bay and vicinity, west Newfoundland. *Atlantic Geology*, 29(1), p. 1-26.
- Gauthier, R. C., 1978. Quelques interprétations de l'inventaire des dépôts de surface, péninsule nord-est du Nouveau-Brunswick. *In* : Report of activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 78-1A, p. 409-412
- Gehrels, W. R., Milne, G. A, Kirby, J. R., Patterson, R. T. et Belknap, D. F., 2004. Late Holocene sea-level changes and isostatic crustal movements in Atlantic Canada. *Quaternary International*, 120, p. 79-89.
- Grant, D. R., 1989. Le Quaternaire de la région des Appalaches atlantiques du Canada. p. 421-474. *In*: Fulton, R.J. (Rédacteur scientifique). Le Quaternaire du Canada et du Groenland (Géologie du Canada n°1). Commission géologique du Canada, 907 p.
- 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*, 38(3), p. 229-242.
- Gray, J.T., 1987. *In*: French, H.M. et Richard, P., (Rédacteurs). Union Internationale pour l'Étude du Quaternaire, Processus et paléo-environnements du quaternaire dans la Péninsule Gaspésienne et le Bas Saint-Laurent - Livret guide excursion C-4. Conseil national de recherches du Canada, Ottawa, 84 p.
- Hart, J.K., 1994. Fabric associated with deformable beds. *Earth Surface Processes and Landforms*, 19, p. 15-32.
- Hart, J.K., 2009. Subglacial clast behaviour and its implication for till fabric development: new results derived from wireless subglacial probe experiments. *Quaternary Science Reviews*, 28, p. 597-607.
- Hétu, B., 1998. La déglaciation de la région de Rimouski, Bas-Saint-Laurent (Québec) : indices d'une récurrence glaciaire dans la Mer de Goldthwait entre 12 400 et 12 000 BP. *Géographie physique et Quaternaire*, 52(3), p. 325-347.
- Hétu, B. et Gray, J. T., 1985. Le modelé d'érosion glaciaire de la Gaspésie septentrionale. *Géographie physique et Quaternaire*, 39(1), p. 47-66.
- Hétu, B. et Gray, J. T., 2000. Les étapes de la déglaciation dans le nord de la Gaspésie (Québec) : les marges glaciaires des Dryas ancien et récent. *Géographie physique et Quaternaire*, 54(1), p. 5-40.

- Hétu, B. et Gray, J. T., 2002. L'apport de la géomorphologie à l'archéologie des périodes paléoindienne et archaïque dans l'est du Québec. Une géoarchéologie à (ré)inventer? *Recherches amérindiennes au Québec*, 32 (3): 76-90.
- Josenhans, H. et Lehman, S., 1999. Late glacial stratigraphy and history of the Gulf of St. Lawrence, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 36, p. 1327-1345.
- Kranck, K., 1972. Geomorphological development and post-Pleistocene sea level changes Northumberland Strait, Maritime provinces. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 9, p. 835-844.
- Koohzare, A., Vaníček, P. et Santos, M., 2006. Compilation of a map of recent vertical crustal movements in Eastern Canada using geographic information system. *Journal of surveying engineering*, 132(4), p. 160-168.
- Koohzare, A., Vaníček, P. et Santos, M., 2008. Pattern of recent vertical crustal movements in Canada. *Journal of Geodynamics*, 45, p. 133-145.
- LaSalle, P., 1987. De Mont-Saint-Pierre à Gaspé : morphologie glaciaire et littorale. p. 45-56. *In*: French, H.M. et Richard, P., (Rédacteurs). *Union Internationale pour l'Étude du Quaternaire, Processus et paléo-environnements du quaternaire dans la Péninsule Gaspésienne et le Bas Saint-Laurent - Livret guide excursion C-4. Conseil national de recherches du Canada*, 85 p.
- Laverdière, C. et Guimont, P., 1980. Le vocabulaire de la géomorphologie glaciaire, IX. Terminologie illustrée des formes mineures d'érosion glaciaire. *Géographie physique et Quaternaire*, 34(3), p. 363-377.
- Lavoie, D. et Asselin, E., 2004. A new stratigraphic framework for the Gaspé Belt in southern Quebec : implications for the pre- Acadian Appalachians of eastern Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 41, p. 507-525.
- 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*, 31(3-4), p. 275-296.
- Lowdon, J. A. et Blake, W., 1979. Geological Survey of Canada radiocarbon dates XVIII. *Geological Survey of Canada*, paper 78-7.
- Maurice, Y. T., 1995. The significance of various garnet types in surficial materials in southeastern Gaspe Peninsula, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 32, p. 730-740.
- McCarroll, D. et Rijdsdijk, K., 2003. Deformation styles as a key for interpreting glacial depositional environments. *Journal of Quaternary Science*, 18 (6), p. 473-489.

- McGerrigle, H. M., 1952. Pleistocene glaciation of Gaspe Peninsula. Transactions Royal Society of Canada, volume 46, série 3, section 4, p. 37-51.
- McNeely R. et Brennan, J., 2005. Geological Survey of Canada revised shell dates. Geological Survey of Canada, Open file 5019.
- Mott, R.J., Jetté, H., Guiot, J. et Cloutier, A., 2004. Postglacial vegetation, climate history and land-sea interaction at island Lake, baie des Chaleurs, New Brunswick, as documented by palynological analysis. Géographie physique et Quaternaire, 58(1), p. 109-122.
- Occhietti, S., Parent, M., Shilts, W. W., Dionne, J.-C., Govare, E. et Harmand, D., 2001. Late Wisconsinan glacial dynamis, deglaciation, and marine invasion in southern Québec. Special Paper of the Geological Society of America 351, p. 243- 270.
- Occhietti, S., Govare, E., Klassen, R., Parent, M. et Vincent, J.-S., 2004. Late Wisconsinan-Early holocene deglaciation of Québec-Labrador. Developments in Quaternary Science 2 (Part B), p. 243-273.
- Olejczyk, P. et Gray, J.T., 2007. The relative influence of Laurentide and local ice sheets during the last glacial maximum in the eastern Chic-Chocs Range, northern Gaspé Peninsula, Quebec. Canadian Journal of Earth Sciences, 44, p. 1603-1625.
- Parent, M. et Michaud, Y., 1996. Dynamique littorale de la presqu'île de Penouille, Parc national Forillon. Commission géologique du Canada, 34 p.
- Parkhill, M. et Doiron, A., 2003. Quaternary geology of the Bathurst Mining Camp and implications for base metal exploration using drift prospecting. Economic Geology, 11, p. 631-660.
- Peltier, W.R., 1999. Global sea level rise and glacial isostatic adjustment. Global and Planetary Change, 20, p. 93-123.
- Praeg, D., D'Anglejan, B. et Syvitski, J.P.M., 1992. Seismostratigraphy of the Middle St. Lawrence Estuary: A Late Quaternary glacial marine to estuarine depositional/erosional Record. Géographie physique et Quaternaire, 46(2), p. 133-150.
- Prest, V. K., 1970. Quaternary geology in Canada. *In*: Douglas, R. J. W. (Ed). Geology and Economic minerals of Canada, 5^{ième} édition, Geological Survey of Canada, Report No. 1, p. 676-764.
- Prest, V. K., Grant, D. R et Rampton, V. N., 1968. Glacial map of Canada [document cartographique]. Geological Survey of Canada, carte 1253A. Échelle 1 : 5 000 000

- Pronk, A.G., Bobrowsky, P.T. et Parkhill, M.A., 1989. An interpretation of Late Quaternary glacial flow indicators in the Baie des Chaleurs region, northern New Brunswick. *Géographie physique et Quaternaire*, 43(2), p. 179–190.
- Quinlan, G. et Beaumont, C., 1981. A comparison of observed and theoretical postglacial relative sea level in Atlantic Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18, p. 1146–1163.
- Quintin, C., 2010. Effets des facteurs environnementaux dans l'évolution des marais intertidaux du barachois de la rivière Nouvelle, Baie des Chaleurs, Québec. Mémoire de maîtrise, Département de biologie, chimie et géographie, Université du Québec à Rimouski, 115 p.
- Rampton, V. N., Gauthier, R. C., Thibault, J. and Seaman, A. A., 1984. Quaternary geology of New Brunswick. Geological Survey of Canada, Mémoire 416, 77 p.
- Rémillard, A. M., Héту, B., Bernatchez, P. et Bertran, P., 2013. The Drift des Demoiselles on the Magdalen Islands (Québec, Canada): sedimentological and micromorphological evidence of a Late Wisconsinan glacial diamict. *Canadian journal of Earth sciences*, 50, p. 545-563.
- Richard, P. J. H., Veillette, J., Larouche, A. C., Héту, B., Gray, J. T. et Gangloff, P., 1997. Chronologie de la déglaciation en Gaspésie : nouvelles données et implications. *Géographie physique et Quaternaire*, 51(2), p. 163–184.
- Rodrigues, C. G., Ceman, J. A. et Vilks, G., 1993. Late Quaternary paleoceanography of deep and intermediate water masses off Gaspé Peninsula, Gulf of St. Lawrence: foraminifera evidence. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 30, p. 1390–1403.
- Rust, B. R., Lawrence, D. A. et Zaitlin, B. A., 1989. The sedimentology and tectonic significance of Devonian and Carboniferous terrestrial successions in Gaspé, Quebec. *Atlantic Geology*, 25, p. 1–13.
- Saint-Laurent, C., Lebel, D., Lavoie, D., Malo, M. et St-Hilaire, C., 2004. Integration and spatial analysis of high-resolution geophysical and geological data, eastern Gaspé Peninsula. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 41, p. 603–618.
- Schafer, C. T., 1977. Distribution and depositional history of sediments in Baie des Chaleurs, Gulf of St. Lawrence. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 14, p. 593–605.
- Seaman, A. A., 2006. An new interpretation of the late glacial history of central New-Brunswick: the Gaspereau Ice Centre as a Younger Dryas ice cap. *In*: Martin, G. L. (Ed). *Geological Investigations in New Brunswick for 2005*. New Brunswick

- Department of Natural Resources; Minerals, Policy and Planning Division, Mineral Resource Report 2006-3, p.1-36.
- Shaw, J. et Forbes, D. L., 1995. The postglacial relative sea-level lowstand in Newfoundland. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 32, p. 1308–1330.
- Shaw, J., Gareau, P. et Courtney, R. C., 2002. Palaeogeography of Atlantic Canada 13 – 0 kyr. *Quaternary Science Reviews*, 21, p. 1861–1878.
- Shaw, J., Piper, D. J. W., Fader, G. B. J., King, E. L., Todd, B. J., Belt, T., Batterson, M. J. et Liverman, D. G. E., 2006. A conceptual model of the deglaciation of Atlantic Canada. *Quaternary Science Reviews*, 25, p. 2059–2081.
- Shaw, J., Taylor, R. B. et Forbes, D. L., 1993. Impact of the Holocene transgression on the Atlantic coastline of Nova Scotia. *Géographie physique et Quaternaire*, 47(2), p. 221–238.
- Silverberg, N., 1978. Sediments of the Rimouski shelf region, lower Saint Lawrence estuary. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 15, p. 1724–1736.
- Stea, R. R., 2004. The Appalachian Glacier Complex in Maritime Canada. In Ehlers, J. et Gibbard, P.L. (Eds). *Quaternary Glaciations - Extent and Chronology, Part II : North America*. Elsevier, New York, p. 213–232.
- Stea, R. R., Boyd, R., Fader, G., Courtney, R. C., Scott, D. B. et Pecore, S. S., 1994. Morphology and seismic stratigraphy of the inner continental shelf off Nova Scotia, Canada: Evidence for a -65 m lowstand between 11 650 and 11 250 ¹⁴C yr B. P. *Marine Geology*, 117, p. 135-154.
- Stea, R. R., Piper, D. J. W., Fader, G. B. J. et Boyd, R., 1998. Wisconsinan glacial and sea-level history of Maritime Canada and the adjacent continental shelf: A correlation of land and sea events. *GSA Bulletin*, 110(7), p. 821–845.
- Stea, R. R., Seaman, A. A., Pronk, T., Parkhill, M. A., Allard, S. et Utting, D., 2011. The Appalachian Glacier Complex in Maritime Canada. In Ehlers, J., Gibbard P. L. et Hugues, P. D. (Eds). *Quaternary Glaciations - Extent and Chronology*. Elsevier, New York, p. 631–659.
- Stuiver, M., Reimer, P.J. et Reimer, R., 2005. CALIB Radiocarbon Calibration. [En ligne] adresse URL : <http://calib.qub.ac.uk/calib/>
- Syvitski, J. P. M., 1992. Marine geology of Baie des Chaleurs. *Géographie physique et Quaternaire*, 46(3), p. 331–348.

- Syvitski, J. P. M., Silverberg, N., Ouellet, G., et Aspery, K.W., 1983. First observations of benthos and seston from a submersible in the Lower St. Lawrence Estuary. *Géographie physique et Quaternaire*, 37, p. 227-240.
- Syvitski, J. P. M., Beattie, D. D., Praeg, B. B. et Schafer, C. T., 1987. Marine geology of Baie des Chaleurs [document cartographique]. Dossier public 1375. Commission géologique du Canada. Échelle 1 : 100 000
- Syvitski, J. P. M., et Praeg, B. 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*, 43(3), p. 291-310.
- Thompson, W.B., Crossen, K.J., Borns, H.W. and Anderson, B.G. Jr., 1989. Glaciomarine deltas of Maine and their relation to late Pleistocene-Holocene crustal movements. *In* Anderson, W.A. et Borns, H.W. Jr (Éditeurs). *Neotectonics of Maine*. Maine Geological Survey Bulletin, 40, p. 205-208.
- Veillette, J., 1988. Observations sur la géologie glaciaire du nord de la Gaspésie, Québec. Commission géologique du Canada, Recherche en cours, partie B, Étude 88-1B: 209-220.
- Veillette, J. et Cloutier, M., 1993. Géologie des formations en surface, Gaspésie, Québec [document cartographique]. Commission géologique du Canada, carte 1804A. Échelle 1 : 125 000
- Vigneault, B., 2012. Cadre lithostratigraphique quaternaire du nord des Iles-de-la-Madeleine. Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Rimouski, Rimouski, 109 p.
- Wang, Y. et Piper, D. J. W., 1982. Dynamic geomorphology of the drumlin coast of southeast Cape Breton Island. *Maritime Sediments and Atlantic Geology*, 18: 1-27.

