

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À RIMOUSKI

CADRE LITHOSTRATIGRAPHIQUE QUATERNAIRE
DU NORD DES ÎLES-DE-LA-MADELEINE

MÉMOIRE
PRÉSENTÉ
COMME EXIGENCE PARTIELLE
DE LA MAÎTRISE EN GÉOGRAPHIE
EXTENSIONNÉE DE
L'UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

PAR
BENOIT VIGNEAULT

MARS 2012

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

Je me dois de remercier mes deux directeurs, Bernard Héту et Pascal Bernatchez, pour leur confiance et leur patience, mais surtout pour la transmission d'une partie de leur savoir et de leur passion pour l'étude de la géomorphologie quaternaire. Leurs conseils judicieux ont permis de grandement bonifier non seulement ce manuscrit mais également ma personne.

Pour ces nombreuses heures passées en compagnie de cailloux parfois peu loquaces, je remercie profondément mes irremplaçables et vaillants assistants de terrain, Catherine Denis, Marc-Olivier Massé, Marie-Noëlle Juneau, et, pour leur aide ponctuelle sur le terrain, Antoine Morissette, Étienne Bachand, Stéphanie Friesinger, Michel Grégoire, Audrey Mercier-Rémillard et Isabelle Turbide. Égide Leblanc, de Pointe-au-Loup, de par sa profonde connaissance de la géologie de l'archipel, a également été d'une aide appréciable. Je me dois de souligner l'apport substantiel de mes étudiants du cours de stage de méthodologie de terrain en géographie de l'automne 2008 a apporté à mes réflexions.

L'identification des fossiles présents dans les dépôts n'aurait pas été aisée sans les connaissances approfondies du professeur-chercheur en biologie et titulaire de la *Chaire de recherche en paléontologie* de l'UQAR, Richard Cloutier ainsi que de l'aide du géologue André Desrochers de l'Université d'Ottawa.

Tous ce travail ne pourrait avoir été accompli sans l'appui de mes parents, Rénald et Chantal, et de ma sœur Annie qui n'ont cessé de m'encourager et de croire à l'aboutissement de ce projet. Merci pour ce support intarissable malgré la distance qui nous sépare.

Bien plus qu'un aboutissement académique et scientifique, ma maîtrise aura favorisée la création de liens d'amitié importants avec certains de mes collègues. Merci à ceux-ci : Étienne Bachand, Catherine Denis, Susan Drejza, Véronique Fournier, Sylvio Demers, Taylor Olsen, François Truchon, Louise-Anne Belzile, Roch Guevremont, Jérémie Guay-Chénard, Stéphanie Friesinger.

Ma copine Marie-Noëlle aura su me donner la motivation dans les moments de découragement et m'épauler pour pousser à terme cette aventure.

Finalement, ce travail n'aurait pu être réalisé sans le soutien financier de la *Chaire de recherche en géoscience côtière et du Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières de l'Université du Québec à Rimouski*, du *CERMIM-FUQAR* et de la *Fondation Gaspésie les Îles*.

TABLE DE MATIÈRES

REMERCIEMENTS.....	ii
LISTE DES FIGURES	vi
LISTE DES TABLEAUX.....	viii
RÉSUMÉ	ix
CHAPITRE I.....	1
1.1 Problématique et travaux antérieurs	1
1.2 Objectifs	5
1.3 Région d'étude.....	5
CHAPITRE-II.....	10
2-Méthodologie	10
2.1 Inventaire et identification des sites d'étude	10
2.2 Géomorphologie et sédimentologie.....	10
2.3 Pétrographie	12
2.4 Datations	13
CHAPITRE III.....	14
3. Description et interprétation des coupes étudiées.....	14
3.1 Pointe-aux-Loups.....	14
3.1.1.1 Description de la coupe 1 : Nord du quai (N 47°31'51,99'' O 61°42'43,05'') .	14
3.1.1.2 Interprétation de la coupe 1 : Nord du quai.....	21
3.1.2.1 Description de la coupe 2 : Sud du quai (N 47°31'37,79'' O 61°42'47,69'') ...	23
3.1.2.2 Interprétation de la coupe 2 : Sud du quai.....	25
3.1.3.1 Description de la coupe 3: Anse-aux-Canards (N 47°31'33,35'' O 61°41'57,24'')	25
3.1.3.2 Interprétation de la coupe 3 : Anse-aux-Canards	28
3.2 Île de la Grande Entrée	29
3.2.1.1 Description de la coupe 4 : La Bluff (N 47°32'43,16'' O 61°33'11,33'').....	29
3.2.1.2 Interprétation de la coupe 4 : La Bluff.....	38

3.2.2.1 Description de la coupe 5 : Bassin aux Huîtres (N 47°33'25,56" O 61°30'37,89")	41
3.2.2.2 Interprétation de la coupe 5 Bassin aux Huîtres.....	45
3.2.3.1 Description de la coupe 6 : Plage du Bassin Est. (N 47° 33' 42, 36" O 61° 30' 01, 40")	46
3.2.3.2 Interprétation de la coupe 6 : Plage du Bassin Est	49
3.2.4.1 Description de la coupe 7: Old Harry (N 47°34'12, 60" O 61°28'03, 50")	50
3.2.4.2 Interprétation de la coupe 7 : Old Harry.....	54
3.2.5.1 Description de la coupe 8 : Plage Sand Cove (N 47°34'10, 80" O 61°29'23, 27")	54
3.2.5.2 Interprétation de la coupe 8 : Plage de Sand Cove.....	60
CHAPITRE IV.	62
4. Interprétation générale et corrélations.....	62
4.1 Éléments glaciaires laurentidiens	63
4.2 Environnement marin.....	66
4.3 Déformations glaciotectioniques et till appalachien.....	69
4.4 Surface d'érosion littorale et remaniement des dépôts.....	71
4.5 Processus éolien	73
CHAPITRE V	75
5.1 Dépôts glaciogéniques laurentidiens	75
5.2 Sédiments marins.....	78
5.3 Till appalachien et déformations glaciotectioniques.....	80
5.4 Transgression marine postglaciaire	82
5.5 Lithofaciès similaires et confusion d'interprétation	83
CONCLUSION.....	84
BIBLIOGRAPHIE.....	86
APPENDICE A.....	101

LISTE DES FIGURES

Figure 1.1 Localisation de la région d'étude.....	6
Figure 1.2 L'archipel des Îles-de-la-Madeleine et les deux zones à l'étude	8
Figure 1.3 Localisation des coupes stratigraphiques présentées dans cette étude	9
Figure 3.1 Localisation des coupes de l'île de Pointe-aux-Loups	15
Figure 3.2 Vue générale de la Coupe 1, Pointe-aux-Loups	15
Figure 3.3 Coupe stratigraphique de la coupe 1, Nord du quai, Pointe-aux-Loups.....	16
Figure 3.4 Cannelures glaciaires incisant les grès carbonifères, coupe 1.	17
Figure 3.5 Unités de la coupe 1, Pointe-aux-Loups.....	17
Figure 3.6 Unité B sur les grès, coupe 1 , Pointe-aux-Loups.....	18
Figure 3.7 Vue générale de la coupe 2. Sud du quai, Pointe-aux-Loups	23
Figure 3.8 Coupe stratigraphique coupe 2. Sud du quai, Pointe-aux-Loups.....	24
Figure 3.9 Vue générale de la coupe 3, Pointe-aux-Loups	25
Figure 3.10 Coupe stratigraphique de la Coupe 3. Anse-aux-Canards, Pointe-aux-Loups.....	26
Figure 3.11 Unité B à support clastique sous l'unité sableuse (unité C), coupe 3	28
Figure 3.12 Localisation des coupes de l'île de la Grande Entrée	30
Figure 3.13 Vue générale de la coupe 4 (La Bluff), île de la Grande Entrée.....	31
Figure 3.14 Coupe stratigraphique de la coupe 4, La Bluff, île de la Grande Entrée	32
Figure 3.15 Unités de la coupe 4. En 2 les contacts schématisés entre les unités	33
Figure 3.16 Contact entre l'unité A2 et l'unité B.....	34
Figure 3.17 Cailloux éclatés de l'unité B.....	36
Figure 3.18 Vue générale de la coupe 5. Bassin aux Huîtres, île de la Grande Entrée	42
Figure 3.19 Coupe stratigraphique de la coupe 5, Bassin aux Huîtres.....	43
Figure 3.20 Photos de la coupe 5, Bassin aux Huîtres, île de la Grande Entrée	45
Figure 3.21 Vue générale de la coupe 6, Plage du Bassin-Est, île de la Grande Entrée	46
Figure 3.22 Coupe stratigraphique coupe 6, Plage du Bassin-Est, île de la Grande Entrée....	48
Figure 3.23 Contacts schématisés et unités de la coupe 6, plage du Bassin Est	49
Figure 3.24 Vue générale des deux affleurements (1 et 2) de la coupe 7. Old Harry	50
Figure 3.25 Coupe stratigraphique Coupe 7 Old Harry, île de la Grande Entrée (Affleurement 1 et 2)	51

Figure 3.26	Section de l’affleurement 1 de la coupe 7, Old Harry	52
Figure 3.27	Détails de l’affleurement 2 de la coupe 7, Old Harry	53
Figure 3.28	Vue générale partielle de la coupe 8. Plage Sand Cove, île de la Grande Entrée	55
Figure 3.29	Coupe stratigraphique coupe 8. Plage de Sand Cove, île de la Grande Entrée....	56
Figure 3.30	Détail d’une section de l’unité A, coupe 8. Plage de Sand Cove	57
Figure 3.31	Contact entre unité A et B, coupe 8. Plage de Sand Cove	58
Figure 3.32	Sable et surface d’érosion, sommet de la coupe 8. Plage de Sand Cove	59
Figure 3.33	Détail de l’unités B, coupe 8. Plage de Sand Cove	60
Figure 4.1	Synthèse chronologique des environnements quaternaires du nord de l’archipel .	64
Figure 4.2	Corrélation entre les éléments laurentidiens des coupes 1, 3 et 4.....	65
Figure 4.3	Corrélation entre les environnements marins des coupes 1 et 3 et 4, 6 et 8	68
Figure 4.4	Corrélation entre les déformations glaciotectioniques des coupes 1, 2, 3, 5, 6 et 7	70
Figure 4.5	Corrélation entre les tills appalachiens des coupes 1 à 7.....	71
Figure 4.6	Corrélation entre les dépôts littoraux des coupes 1, 4 et 8	73
Figure 4.7	Corrélation entre les sédiments d’origine éolienne.	74
Figure A.1	Fabrique UD, coupe 1. Nord du quai, Pointe aux Loups.....	101
Figure A.2	Fabrique UD, coupe 2. Sud du quai, Pointe aux Loups.....	102
Figure A.3	Fabrique Unité C, coupe 4. La Bluff, île de la Grande Entrée.....	102
Figure A.4	Fabrique unité D, coupe 4. La Bluff, île de la Grande Entrée	103
Figure A.5	Fabrique coupe 5. Bassin aux Huîtres, île de la Grande Entrée.....	103
Figure A.6	Fabrique 1, coupe 6. Plage du Bassin Est, île de la Grande Entrée	104
Figure A.7	Fabrique 2, coupe 6. Plage du Bassin Est, île de la Grande Entrée	104
Figure A.8	Fabrique 1, coupe 7, affleurement 1. Old Harry	105
Figure A.9	Fabrique 2, coupe 7, affleurement 2. Old Harry	105
Figure A.10	Courbes granulométriques de la matrice du till appalachien	107
Figure A.11	Courbe granulométrique de l’environnement fluvioglaciaire.....	107
Figure A.12	Courbes granulométriques de l’environnement prodeltaïque	108
Figure A.15	Courbes granulométriques de l’environnement marin.....	109

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1.1 Principales hypothèses sur l'histoire glaciaire des Îles-de-la-Madeleine.....	3
Tableau 3.1 Azimuts et pendage des strates des unités B et C de la coupe 1	20
Tableau 3.2 Azimuts du pendage des strates de l'unité C de la coupe 4	37
Tableau 4.1 Synthèse des indices d'environnements de mise en place des dépôts et des mouvements glaciaires du nord de l'archipel.	63
Tableau A1. Liste et localisation des échantillons granulométriques	106

RÉSUMÉ

Les provinces maritimes canadiennes sont au cœur d'un débat séculaire concernant la nature et l'extension des glaciers qui se sont succédés dans cette région au cours du Quaternaire supérieur. Historiquement, deux théories divergentes se sont opposées quant à la paléogéographie des Maritimes au Wisconsinien supérieur. La théorie minimaliste soutient une englaciation d'origine régionale avec plusieurs dômes glaciaires indépendants centrés sur Terre-Neuve, la Nouvelle-Écosse, le détroit de Northumberland, le Nouveau-Brunswick et la Gaspésie. La théorie maximaliste soutient une englaciation générale par l'inlandsis laurentidien. Dans le cadre de la théorie maximaliste, les calottes régionales seraient apparues durant la déglaciation. Les divergences entre ces deux théories sont en partie attribuables au contexte historique dans lequel elles ont été élaborées. En effet, les théories maximaliste et minimaliste se sont confrontées et cette lutte conceptuelle a peut-être influencé l'interprétation de certaines observations.

Étant situées dans la partie sud du golfe du Saint-Laurent, les Îles-de-la-Madeleine occupent une région clé dans le contexte de ce vieux débat concernant la nature et l'extension des glaciers qui ont recouvert les Maritimes.

Ce projet a pour but de caractériser les différents environnements sédimentaires et géomorphologiques du nord de l'archipel en vue de reconstituer la paléogéographie quaternaire des Îles-de-la-Madeleine.

S'appuyant sur une analyse détaillée des principales unités géomorphologiques et stratigraphiques du nord de l'archipel, les résultats de notre étude révèlent que le nord de l'archipel a connu une riche succession d'environnements au cours du Quaternaire supérieur.

Chronologiquement se succèdent des dépôts attestant un environnement glaciaire (inlandsis laurentidien) provenant du Bouclier canadien via l'île d'Anticosti suivi d'un environnement fluvioglaciaire dans un contexte de hausse du niveau marin relatif.

Ensuite, une récurrence glaciaire provenant de l'est, probablement issue de Terre-Neuve met en place un till d'origine appalachienne. Ces dépôts glaciaires sont accompagnés de nombreuses et éloquentes déformations glaciotectoniques témoignant également d'un mouvement glaciaire provenant de l'est. Suite à la récurrence glaciaire, une hausse du niveau marin relatif met en place des dépôts littoraux. Cette hausse remanie par endroits le till appalachien.

Finalement, à l'Holocène un imposant sol podzolique se développe puis son développement cesse et il est enfoui sous une couverture de sédiments éoliens.

Mots clés : Îles-de-la-Madeleine, stratigraphie du Quaternaire, Wisconsinien, glaciations, golfe du Saint-Laurent.

CHAPITRE I

CADRE THÉORIQUE

1.1 Problématique et travaux antérieurs

Les Îles-de-la-Madeleine sont au cœur d'une controverse qui perdure depuis le XIX^e siècle concernant l'histoire glaciaire du golfe du Saint-Laurent. D'abord, Richardson (1881) déplore l'absence de preuves directes d'une glaciation. Chalmers (1895) et Clarke (1911) en viennent également à la conclusion que les Îles-de-la-Madeleine n'ont pas été englacées au cours du Quaternaire. Ils attribuent la présence de roches allochtones à des dépôts de délestage par des icebergs à une époque où le niveau marin était plus élevé. De son côté, Goldthwait (1915) observe des dépôts non stratifiés incluant des cailloux striés. Il interprète ces dépôts comme étant du till et conclut à partir de ses brèves observations que les Îles-de-la-Madeleine ont été recouvertes par une calotte glaciaire continentale provenant du nord sans préciser par contre à quelle période. Coleman (1919) confirme certaines des observations de Goldthwait mais conclut que les îles ont connu uniquement une glaciation locale, peu érosive et probablement très ancienne étant donné que les processus de météorisation ont eu le temps d'éroder les marques d'érosion glaciaire, peu présentes aux îles. Il attribue lui aussi les blocs erratiques à du délestage glaciomarin. Faisant fi des conclusions de Coleman, Alcock (1941) revient à l'hypothèse d'une englaciation complète des Îles-de-la-Madeleine par un inlandsis originaire du Bouclier canadien. Il base ses conclusions sur l'interprétation des dépôts et des modelés et attribue le peu de marques d'érosion glaciaire à la nature très friable des roches des Îles-de-la-Madeleine.

Hamelin est le premier, en 1959, à faire directement allusion à des processus périglaciaires aux Îles-de-la-Madeleine. Il associe ces processus périglaciaires à une englaciation partielle des Îles par un glacier d'origine laurentidienne sans préciser à quelle période. Pour leur part,

Laverdière et Guimont (1974) soutiennent que les Îles-de-la-Madeleine n'ont pas été récemment englacées (c'est-à-dire au Wisconsinien supérieur). Ils basent leurs conclusions sur la présence de nombreuses formes périglaciaires reliques bien préservées, la rareté des erratiques et le manque de marques d'érosion glaciaire. Les diamictons «glaciaires» identifiés par les chercheurs précédents auraient selon eux une origine locale liée à l'altération et non au transport glaciaire. Par ailleurs, Laverdière *et al.* (1976) attribuent une origine pré-wisconsinienne aux formes et aux dépôts «fluvioglaciaires (esker)» observés dans le nord de l'archipel et une origine précambrienne (Bouclier canadien) aux cailloux qui composent ces dépôts.

Prest *et al.* (1976) s'étonnent que malgré l'absence de preuves directes de glaciations aux Îles-de-la-Madeleine, le concept d'une calotte glaciaire continentale ayant recouvert l'ensemble du golfe du Saint-Laurent persiste toujours. Les auteurs privilégient la thèse du délestage glaciomarin pour expliquer l'origine des cailloux allochtones et ils rejettent la présence d'un glacier aux Îles-de-la-Madeleine pour l'ensemble de la période wisconsinienne. Quelques années plus tard, Dredge et Grant (1986), Grant (1987) et Dredge *et al.* (1992) présentent une nouvelle interprétation des coupes lithostratigraphiques et soutiennent la thèse d'un glacier à base froide au Wisconsinien inférieur avec un écoulement vers l'est ou le sud-est attesté par des déformations glaciotectoniques. De plus, ils rejettent l'hypothèse d'une origine glaciomarine (délestage) mentionnée par les auteurs précédents pour expliquer la présence de blocs erratiques sur les îles. Ces cailloux précambriens et les dépôts qui les contiennent, particulièrement fréquents dans la partie nord de l'archipel, seraient plutôt d'origine glaciaire et dateraient d'une glaciation pré-sangamonienne. Les auteurs envisagent plutôt une englaciation d'origine appalachienne (et non laurentidienne) au Wisconsinien inférieur et l'absence de glacier au Wisconsinien moyen et supérieur. Pour Dubois (1992) et Dubois et Grenier (1993) le sud de l'archipel aurait subi une englaciation au Wisconsinien inférieur par un glacier qui venait de l'ouest. Dubois et Grenier (1993) soutiennent également que les Îles-de-la-Madeleine n'ont pas été affectées directement par les glaciers durant du Wisconsinien moyen et supérieur et comme Laverdière et Guimont (1974), ils soulignent la présence de nombreuses formes associées à un climat périglaciaire.

Le tableau 1.1 résume les différentes positions des précurseurs concernant l'englaciation des Îles-de-la-Madeleine.

Les différentes études susmentionnées sur l'époque Quaternaire aux Îles-de-la-Madeleine n'arrivent pas à des conclusions analogues. De plus, la présentation des résultats dans les différents travaux cités précédemment est très fragmentaire, voire inexistante et les interprétations souffrent d'un manque d'appuis factuels. Ces divergences d'interprétation entraînent des problèmes dans la compréhension des événements et des environnements passés des îles et aussi, par conséquent, au niveau des scénarios régionaux. La divergence entre les différents travaux réalisés peut également être en partie attribuable au contexte historique dans lesquels ils ont été réalisés (Prest *et al.* 1976). En effet, les théories maximaliste et minimaliste de l'extension de l'Inlandsis laurentidien se sont confrontées à la

Tableau 1.1 Principales hypothèses sur l'histoire glaciaire des Îles-de-la-Madeleine

	Wisconsinien supérieur (23 ka à 10 ka)	Wisconsinien moyen (65 ka à 23ka)	Wisconsinien inférieur (80ka à 65ka)	Sangamonien (80 ka à 130ka)
Richardson (1881)	pas de glacier	pas de glacier	pas de glacier	nd
Chalmers (1895)	pas de glacier	pas de glacier	pas de glacier	nd
Clarke (1911)	pas de glacier	pas de glacier	pas de glacier	nd
Goldthwait (1915)	inlandsis laurentidien	inlandsis laurentidien	inlandsis laurentidien	nd
Coleman (1919)	pas de glacier	pas de glacier	pas de glacier	Inlandsis?
Alcock (1941)	inlandsis laurentidien	inlandsis laurentidien	inlandsis laurentidien	nd
Hamelin (1959)	pas de glacier	pas de glacier	pas de glacier	nd
Laverdière <i>et al.</i> (1974)	pas de glacier	pas de glacier	pas de glacier	nd
Laverdière <i>et al.</i> (1976)	pas de glacier	pas de glacier	pas de glacier	Inlandsis?
Prest <i>et al.</i> (1976)	pas de glacier	pas de glacier	pas de glacier	nd
Dredge <i>et al.</i> (1986)	glaciers régionaux	pas de glacier	pas de glacier	Inlandsis
Dredge <i>et al.</i> (1992)	glaciers régionaux	pas de glacier	pas de glacier	Inlandsis
Dubois (1992)	pas de glacier	pas de glacier	glaciers régionaux	nd
Dubois et Grenier (1993)	pas de glacier	pas de glacier	glaciers régionaux	nd
Stea <i>et al.</i> (1998)	glaciers régionaux	non-englacé	glacier appalachien	nd
Stea (2004)				
Dyke <i>et al.</i> (2002)	inlandsis laurentidien	non-englacé	nd	nd
Shaw <i>et al.</i> (2006)	inlandsis laurentidien	inlandsis laurentidien	inlandsis laurentidien	nd
Josenhans (2007)	glaciers régionaux	non-englacé	nd	nd
Vigneault <i>et al.</i> (2012 présente étude)	glaciers régionaux	inlandsis laurentidien	???	???

même époque et cette lutte conceptuelle a peut-être influencé l'interprétation de certaines observations.

Les divergences conceptuelles ont été particulièrement profondes dans la région des Maritimes (Grant 1989, Prest *et al.* 1976, Quinlan and Beaumont 1981, 1982, Painchaud *et al.* 1984, Shaw *et al.* 2006, Stea *et al.* 1998). Cette divergence opposait les théories minimaliste et maximaliste (Grant, 1989). La première soutient une glaciation d'origine régionale avec plusieurs dômes glaciaires centrés sur le Nouveau-Brunswick, la Nouvelle-Écosse, Terre-Neuve, la Gaspésie et sur le golfe du Saint-Laurent (Dôme d'Escuminac) (Chalmers 1895, Grant 1977, 1989, Hétu et Gray 2000, Painchaud *et al.* 1984, Seaman 2004, Stea 2004, Stea *et al.* 1998). Selon cette théorie, les Îles-de-la-Madeleine ont été soit libre de glace au Wisconsinien supérieur (Grant 1977, 1989, Dredge *et al.* 1986, 1992, Dubois 1992, Dubois et Grenier 1993, Prest *et al.* 1976), soit englacées par une calotte régionale originaire du golfe ou de la Nouvelle-Écosse (Stea 2004 et Stea *et al.* 1998). Selon la théorie maximaliste, les provinces maritimes canadiennes et le golfe du Saint-Laurent (incluant les îles) ont été complètement englacées par l'Inlandsis laurentidien au Wisconsinien supérieur (Goldthwait 1915, Alcock 1941, Dyke 1996, Dyke *et al.* 2002). Dans le cadre de cette théorie, les calottes régionales sont des glaciers résiduels qui se sont individualisés durant la déglaciation.

Avec le retour en force de la théorie minimaliste (Josenhans 2007, Shaw *et al.* 2006, Stea 2004), le débat n'est toujours pas clos. Les modèles conceptuels d'englaciation et de déglaciation quaternaire actuellement proposés pour l'Est du Canada sont en contradiction avec les plus récentes publications concernant le sud du golfe. En effet, les modèles de Stea *et al.* (1998), Stea (2004), Shaw *et al.* (2006) et Josenhans (2007) proposent la présence de glaciers sur les Îles-de-la-Madeleine pour la majeure partie du Wisconsinien supérieur. Or, Dredge et Grant (1987), Dredge *et al.* (1992), Dubois (1992) et Dubois et Grenier (1993) considèrent que les îles étaient exemptes de glaciers au Wisconsinien supérieur. De plus, lorsque les études admettent une englaciation partielle ou totale des îles à une période donnée

(généralement le Wisconsinien inférieur, cf. tableau 1.1), il y a contradiction sur l'origine des glaciers (glaciers locaux, régionaux, inlandsis). Nous croyons que les divergences entre les auteurs concernant l'histoire glaciaire des îles s'expliquent en bonne partie en raison de l'absence d'un cadre lithostratigraphique fermement établi et de l'appartenance des chercheurs à l'une ou l'autre des deux grandes écoles qui s'affrontent depuis plus d'un siècle (maximaliste et minimaliste).

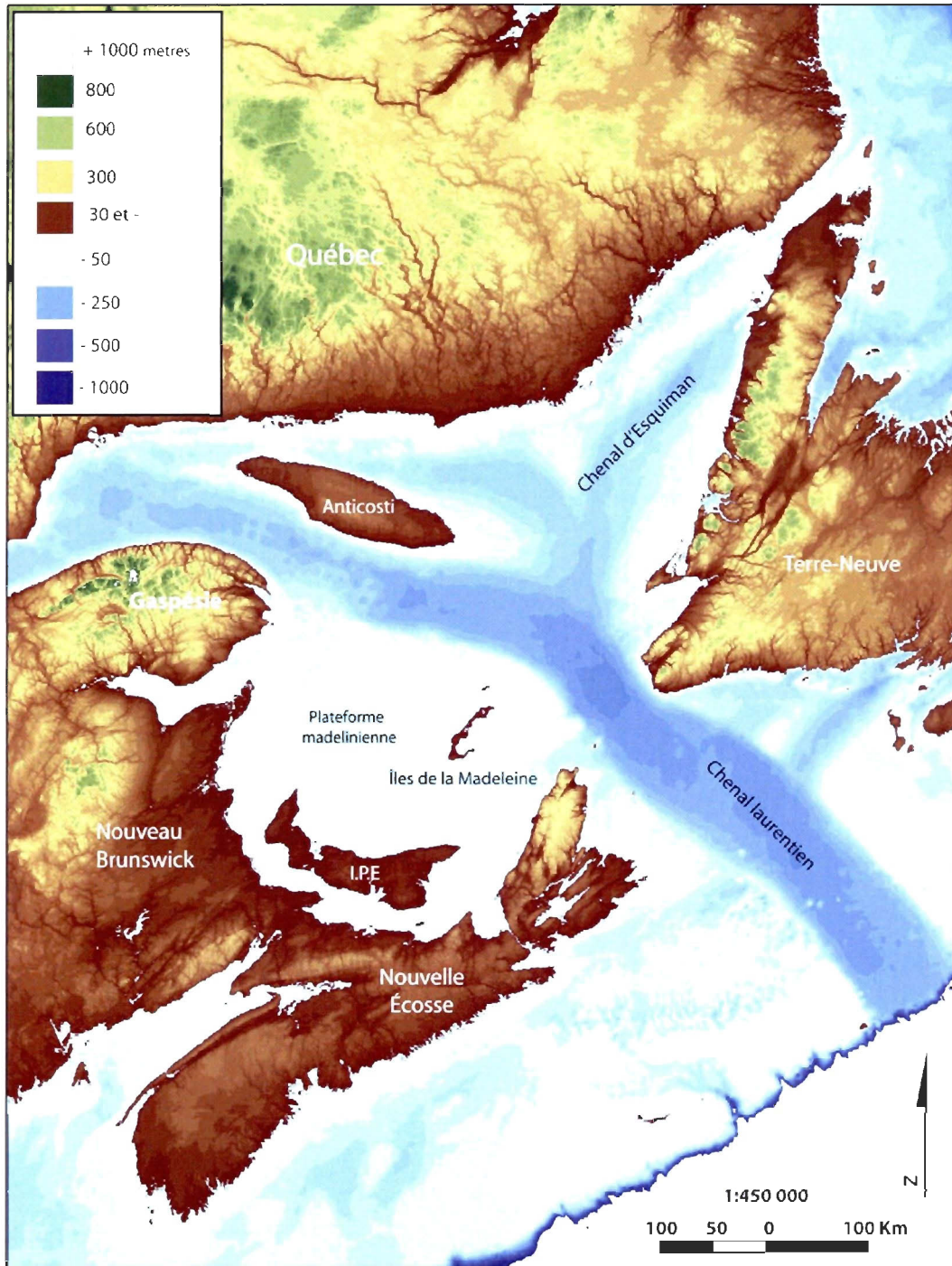
1.2 Objectifs

Ce projet a pour but de caractériser les différents environnements sédimentaires et géomorphologiques en vue de reconstituer la paléogéographie quaternaire du nord des Îles-de-la-Madeleine. Il s'appuie sur une analyse détaillée des principales unités géomorphologiques et stratigraphiques du nord de l'archipel.

1.3 Région d'étude

Les Îles-de-la-Madeleine occupent une position géographique centrale dans le golfe du Saint-Laurent. Elles sont situées à une distance de 205 km au sud-est de Gaspé, à 105 km au nord de l'Île-du-Prince-Édouard, à 140 km à l'ouest de Terre-Neuve et à 160 km au sud de l'île d'Anticosti (Figure 1.1). L'archipel constitue la partie émergée de la plateforme Madelinienne. La profondeur de l'eau n'excède pas 100 m au-dessus de la plateforme comparativement aux profonds chenaux Laurentien (-300 à -520 m) et d'Esquiman (-200 à -300 m), respectivement situés à l'est et au nord-est (figure 1.1) (Josenhan 2007).

La plateforme Madelinienne correspond à un bassin sédimentaire principalement composé de grès rouges et de grès gris-vert d'âge permo-carbonifère (Brisebois 1981). On retrouve également dans l'archipel des roches carbonatées (gypse, albâtre, anhydride), des argilites, des calcaires et des roches volcaniques (basalte, andésite) qui forment les points saillants des îles. La plateforme appartient à la province géologique des Appalaches et, d'un point de vue



(Vigneault 2011)

Figure 1.1 Localisation de la région d'étude

physiographique, aux Basses-terres du golfe Saint-Laurent (Sanschagrin 1964) ou à la plaine des Maritimes (Grant 1989). Les Îles-de-la-Madeleine sont soumises à du diapirisme lié à la présence de dômes de sel associés au bassin sédimentaire carbonifère (Brisebois 1981).

Au plan géomorphologique, les Îles-de-la-Madeleine sont composées principalement de quatre unités: les buttes volcaniques au centre des îles (présentes seulement dans les îles du sud), les piedmonts argileux karstiques, les glacis gréseux légèrement inclinés vers la mer (Pâquet, 1988) et les dépôts non-consolidés comme les flèches littorales, les tombolos, les dunes et d'autres dépôts d'origines indéterminés qui forment le cœur du débat sur l'extension des glaciers quaternaires aux îles (Dubois 1992, Brisebois 1981).

Le sud de l'archipel – soit l'île de Havre-aux-Maisons, l'île du Cap aux Meules, l'île du Havre Aubert et l'île d'Entrée (figure 1.2) – présente des reliefs vigoureux de collines arrondies qui culminent à 170 mètres sur l'île d'Entrée. Ces collines de roches volcaniques sont découpées par des vallées en auge et des têtes de vallées arrondies qui évoquent des vallées et des cirques glaciaires. On y retrouve également de nombreux chenaux à fond plat évoluant souvent en ria (dans les lagunes) ainsi que des glacis très bien développés reliant les buttes volcaniques à la plaine littorale. Ces glacis, qui tronquent la plateforme gréseuse, sont recouverts localement par une mince nappe de cailloux basaltiques anguleux à subanguleux. L'érosion karstique est également présente dans le sud de l'archipel où l'on peut observer de nombreuses dolines.

Le nord de l'archipel, soit Pointe-aux-Loups, Grosse île, l'île de la Grande Entrée, l'île Boudreau et l'île Brion, (figure 1.2 sauf Brion), ont un relief moins influencé par les phénomènes karstiques. Les collines volcaniques sont ici absentes et les grès rouge sont presque omniprésents, à l'exception de Grosse Île et de l'île Boudreau dominées par les calcaires et les argilites.

C'est également dans le nord de l'archipel que l'on retrouve les corps sédimentaires meubles les plus volumineux. Ces derniers sont complexes et variés; la caractérisation de ces dépôts constitue la clé pour résoudre la problématique du présent projet. La figure 1.3 localise les huit affleurements étudiés dans le détail et présentés dans le cadre de ce projet.

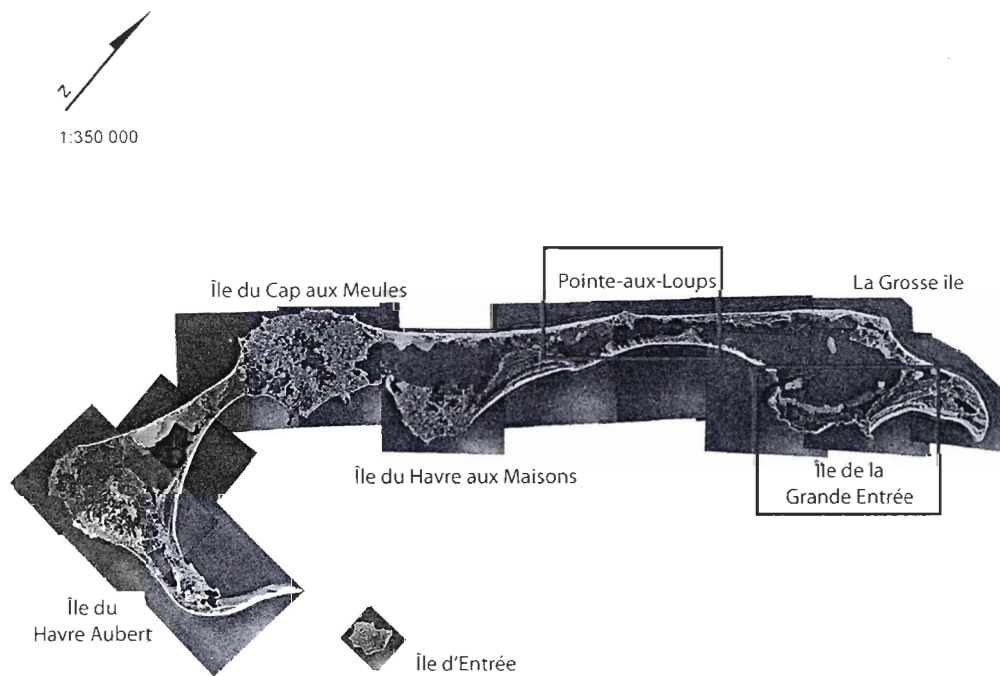
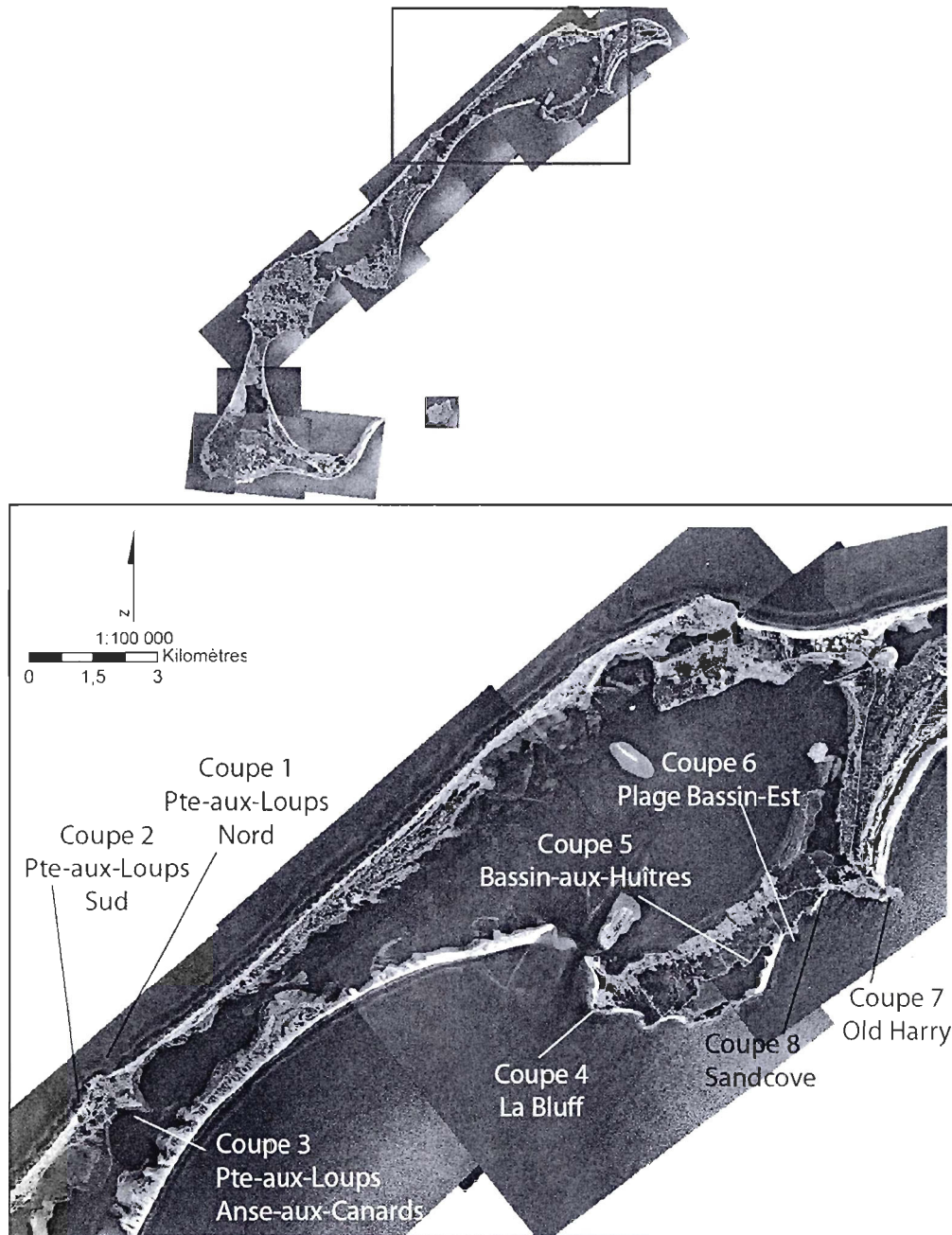


Figure 1.2 L'archipel des Îles-de-la-Madeleine et les deux zones à l'étude



(Orthophotographies 2001. MRNFP)

Figure 1.3 Localisation des coupes stratigraphiques présentées dans cette étude

CHAPITRE-II

MÉTHODOLOGIE

2-Méthodologie

2.1 Inventaire et identification des sites d'étude

L'analyse des cartes topographiques, des photographies aériennes et de la base de données du suivi de l'érosion côtière du *Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières* de l'UQAR a permis de localiser plusieurs sites d'intérêt pour parvenir aux objectifs du présent projet.

La reconnaissance sur le terrain a permis de recenser et d'explorer plus de 70 affleurements de dépôts meubles. Ces affleurements sont principalement des falaises vives liées à l'érosion littorale. Ils comprennent les sites décrits dans les recherches précédentes, qui ont été réévalués et réinterprétés – notamment ceux de Dredge *et al.* (1992), Dubois (1992), Grant (1987), Dredge et Grant (1986), Laverdière *et al.* (1976), Prest *et al.* (1976), Goldthwait (1915) et Richardson (1880) – auxquels s'ajoutent plusieurs sites inédits. Sur ces 70 affleurements, 8 ont été sélectionnés dans le nord de l'archipel pour dresser un portrait représentatif du contexte lithostratigraphique des dépôts meubles de ce secteur (figure 1.3).

2.2 Géomorphologie et sédimentologie

Le contexte géomorphologique local a été caractérisé par exemple selon la pente de surface au sommet de la coupe et de la présence de collines ou de vallées à proximité. Les coupes

étudiées ont été localisées à l'aide d'un GPS *Garmin* d'une précision de ± 10 m. Les altitudes ont été mesurées avec un altimètre *Nova Lynx* avec une précision de ± 1 m.

Toutes les unités propres à chacune des coupes ont été décrites et caractérisées en détail en fonction de critères lithostratigraphiques et sédimentologiques, suivant une méthode s'inspirant de Eyles *et al.* (1983). Les observations stratigraphiques ont été schématisées à l'aide de colonnes stratigraphiques réalisées par à l'aide du logiciel *Illustrator*. Ces schématisations sont inspirées en partie par la méthode proposée par Eyles *et al.* (1983) et Krugër et Kjaer (1999).

Les tailles granulométriques ont été estimées qualitativement sur le terrain et mesurées quantitativement en laboratoire avec un diffracteur laser *Beckman Coulter* LS 13320. L'échantillonnage et les analyses granulométriques ont été utilisés d'une façon non systématique dans le but d'identifier d'éventuelles signatures des environnements. Les résultats des analyses granulométriques sont en annexes.

La direction des paléocourants fluviaux a été déterminée à l'aide d'une boussole *Brunton* en mesurant le pendage et l'orientation des lits et, le cas échéant, en se basant sur l'imbrication des cailloux.

Le sens des écoulements glaciaires présentés dans cette étude a été identifié à partir de l'analyse de rares cannelures, de l'analyse du cortège pétrographique des dépôts et, enfin, par la mesure de l'orientation préférentielle des cailloux allongés dans les diamictons (fabriques). Les fabriques ont été effectuées à l'aide d'une boussole *Brunton* équipée d'un clinomètre. Les échantillons comprennent en général 50 cailloux allongés (rapport $a/c \geq 1,5$) dont l'axe a variait entre 3 et 15 cm. Les mesures d'orientation et de plongée du grand axe des cailloux ont été intégrées dans le logiciel *Stereo32* (version 0.9.4), puis représentées sur des stéréogrammes (hémisphère inférieur, projection à angle équant). À terme, c'est plus de 400 orientations qui ont été mesurées dans le nord de l'archipel.

2.3 Pétrographie

La pétrographie des cailloux dégagés dans les diamictons a été identifiée visuellement soit sur le terrain soit en laboratoire à l'aide d'un guide d'identification des roches et minéraux (Audubon, 1979). Suite à l'identification lithologique, la provenance des différents cortèges pétrographiques allochtone aux Îles-de-la-Madeleine a été déterminée en se basant sur des rapports et des cartes géologiques ainsi qu'à partir de l'observation et la connaissance des environnements géologiques limitrophes. Ainsi, les différents cortèges lithologiques allochtones ont été associés à trois principales sources géologiques à proximité de l'archipel.

1- La première source identifiée est la Côte-Nord du Québec au nord-nord-ouest. Le grand ensemble du Bouclier canadien (Province de Grenville) est représenté aux îles principalement par des anorthosites griss-bleus foncés (Formation de Sept-Îles), des granitoïdes à orthopyroxènes, des syénites, des paragneiss et des métaquartzites (MRNF 2002, Hocq 1994). Dans le texte, ce cortège porte également le nom de laurentidien.

2- Également au nord-nord-ouest de l'archipel, les lithologies de l'île d'Anticosti sont représentées par des calcaires et des calcaires fossilifères du Groupe d'Anticosti, plus précisément associés aux Formations de Chicotte, de Vauréal et de Ellis (Desrochers 2006, MRNF 2002, et Petryk 1981).

3- Finalement, les Appalaches sont représentées par une distribution pétrographique associée à la zone de Humber et aux boutonnières précambriennes de *Steel Mountain* et d'*Indian Head* localisées sur Terre-Neuve (Williams 1995, Van Berkel 1987, Riley 1962). Le cortège appalachien est dominé aux Îles par la présence de gabbro et d'anorthosite. Ces deux types de roches sont également présents sur la Côte-Nord. Cependant, les anorthosites originaires des boutonnières de *Steel Mountain* et d'*Indian Head* sont très pâles et ont des grains grossiers (Van Berkel 1987). Ces caractéristiques permettent de les différencier aisément sur le terrain

des anorthosites de la Formation de Sept-Îles plus foncées. On retrouve également des gabbros dans le sud-ouest de Terre-Neuve dans les plutons de Southwest Brook et de Main Gut (Williams 1995). Les metaquartzites identifiées sont possiblement issues des complexes de *Cormacks Lake* et *Old Man's pond* (Williams 1995). Des affleurements de cherts et de métaquartzites sont également présents dans la Formation Mélange sur la côte ouest de Terre-Neuve notamment sur la presqu'île de Port-aux-Port (Williams 1995). On retrouve également dans le sud-ouest de Terre-Neuve de nombreux affleurements de gneiss, de schistes, de granitoïdes (Williams 1995).

Il faut cependant garder à l'esprit que les cortèges pétrographiques peuvent avoir une certaine «pollution» issue de la reprise en charge de dépôt reposant sur les fonds marins.

2.4 Datations

Les restes de matière organique rencontrés dans les différents lithofaciès ont été recueillis pour fin de datation au ^{14}C , AMS et conventionnelle au laboratoire du Centre d'étude nordique de l'Université Laval. Les dates ^{14}C conventionnelles ont été calibrées à l'aide du logiciel *CALIB 6.0* disponible en ligne (<http://calib.qub.ac.uk/>). Ce logiciel convertit les datations ^{14}C en calculant la probabilité de la distribution de l'âge réel de l'échantillon. Les résultats sont présentés ici en fonction du minimum et du maximum exprimés par le 2σ , soit une probabilité de 95,4 % que l'âge réel de l'échantillon soit compris dans cet intervalle.

CHAPITRE III

RÉSULTATS

3. Description et interprétation des coupes étudiées

Sur les 70 affleurements examinés, huit coupes principales ont fait l'objet d'une analyse approfondie. Les trois premières – coupes 1, 2 et 3 – sont situées à Pointe-aux-Loup et les cinq autres (coupes 4 à 8) sur l'île de la Grande Entrée (figure 1.3). Ces coupes ont des extensions latérales et verticales très variables. Les coupes stratigraphiques ont été subdivisées en unités décrites du bas vers le haut.

3.1 Pointe-aux-Loups

3.1.1.1 Description de la coupe 1 : Nord du quai (N 47°31'51,99'' O 61°42'43,05'')

La coupe numéro 1 est une falaise littorale vive située à 50 m au nord du quai fédéral de pêche du côté nord-ouest de l'île (figures 3.1 et 3.2). Les dépôts meubles reposent dans une dépression de la plateforme rocheuse gréseuse et leur extension latérale est limitée à environ 60 m. La séquence quaternaire repose sur les grès (unité A). Elle comprend 4 principaux lithofaciès meubles, soit les unités B, C, D et E (figure 3.3)

À la base de la séquence, les grès rouges permien sont incisés par deux cannelures glaciaires ayant respectivement 20 et 22 cm de largeur et 20 et 25 cm de profondeur. Elles présentent les orientations suivantes : N290-110° et N305-125° (figure 3.4).



(Orthophotographie 2001, MNRFP)

Figure 3.1 Localisation des coupes de l'île de Pointe-aux-Loups



(Photo :Bernatchez, 2010)

Figure 3.2 Vue générale de la Coupe 1, Pointe-aux-Loups

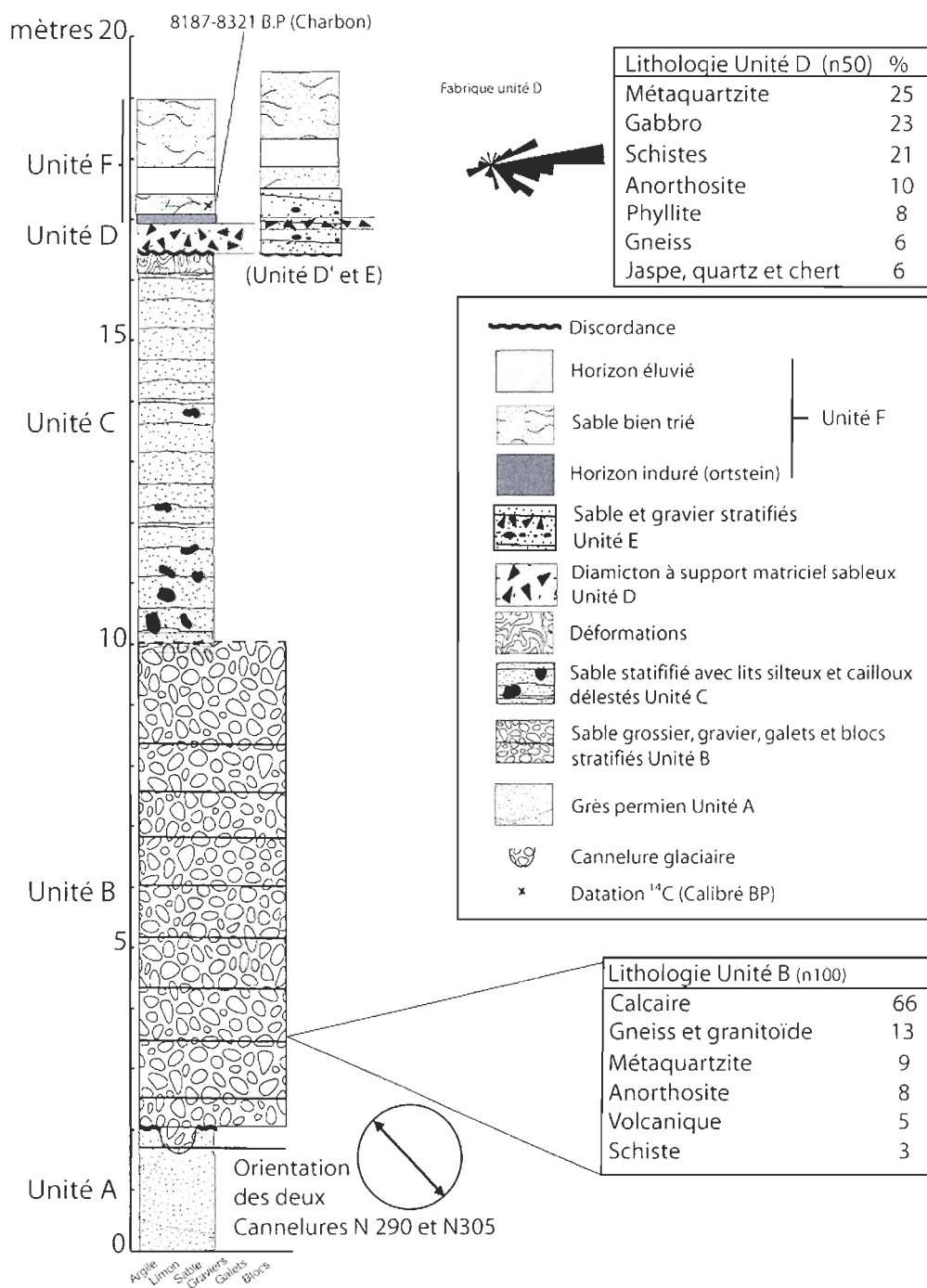
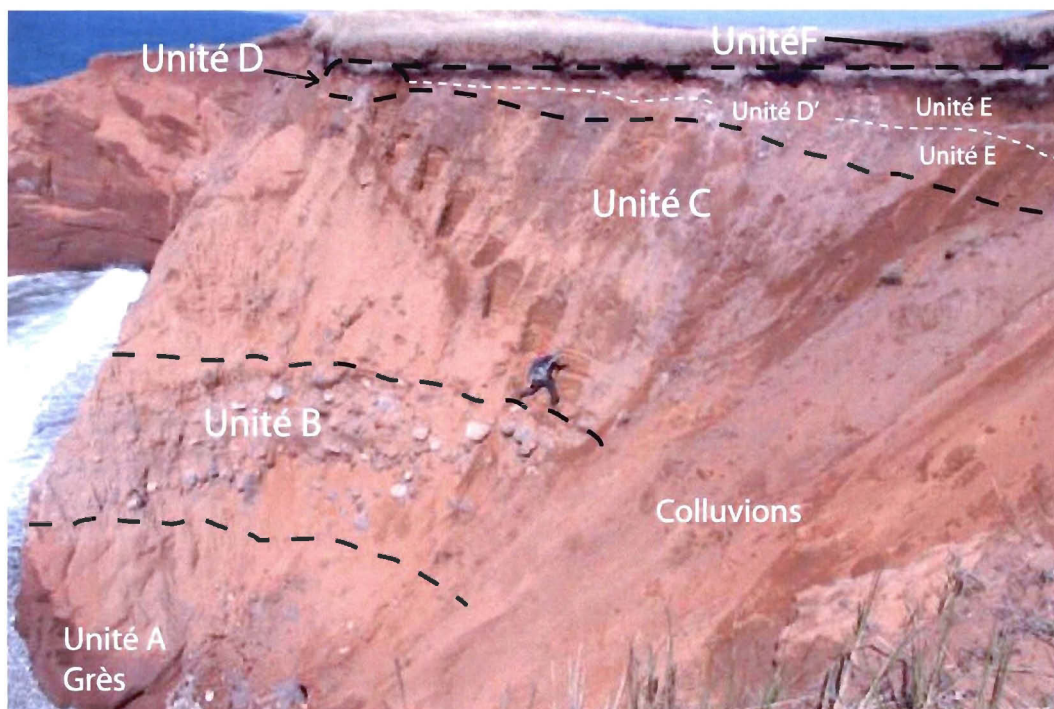


Figure 3.3 Coupe stratigraphique de la coupe 1, Nord du quai, Pointe-aux-Loups



(Photo : Vigneault, 2007)

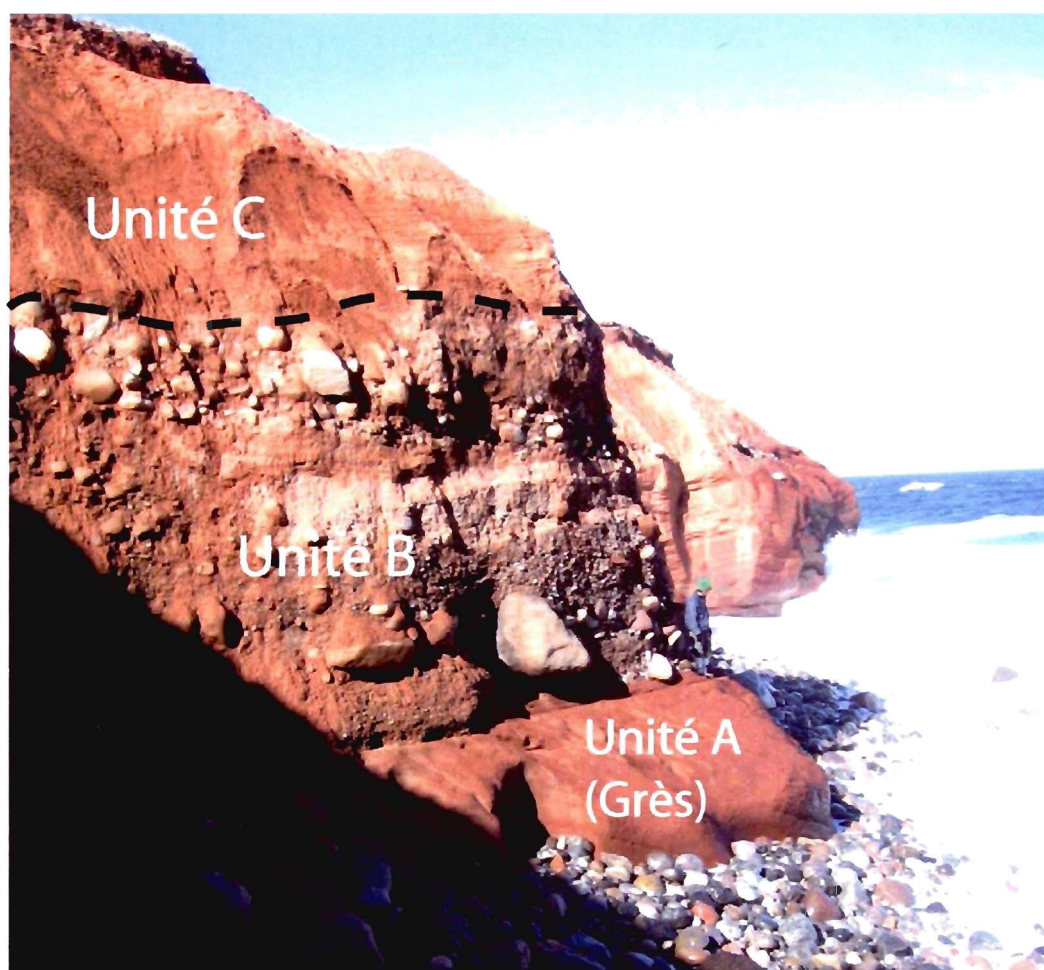
Figure 3.4 Cannelures glaciaires incisant les grès carbonifères, coupe 1.



(Photo : Héту, 2007)

Figure 3.5 Unités de la coupe 1, Pointe-aux-Loups

L'unité B tronque (discordance d'érosion) le grès carbonifère (figure 3.6). Elle comble une dépression dans le roc et fait au maximum 30 à 40 m de largeur avec une épaisseur totale de 8 m. Cette unité stratifiée est composée d'une alternance de lit de sable, de lits de gravier et de lits de blocs d'épaisseurs variables (1 à 50 cm). Certains blocs atteignent jusqu'à 3,5 m de longueur. L'azimut moyen de la plongé des lits mesurés est dans la direction N160° avec une plongée de 4° (tableau 2.1). Ce dépôt de très forte énergie comporte des variations granulométriques importantes, soudaines et fréquentes. Le dépôt est à support clastique avec des vides interstitiels colmatés par des sables grossiers liés à la forte charge sédimentaire.



(Photo: Hétu, 2007)

Figure 3.6 Unité B sur les grès, coupe 1, Pointe-aux-Loups

L'unité B est constituée d'une lithologie à 66 % calcaire. Plusieurs de ces calcaires sont très riches en fossiles notamment en brachiopodes, échinodermes et bryozoaires. Parmi ces calcaires riches en fossiles qui constituent l'unité B, on retrouve des encrinites originaires de la Formation de Chicotte localisée au centre-sud de l'île d'Anticosti (Desrochers 2006, Desrochers communication personnelle 2011). On y retrouve aussi des coraux de la famille des *halysitidae* que l'on peut également rencontrer dans la Formation de Chicotte. De plus, plusieurs biomicrudites présentant des assemblages fossiles correspondants aux identifications de Pétryk (1981). Les assemblages identifiés dans le dépôt correspondent aux Formations de Vauréal et de Ellis affleurant sur l'île d'Anticosti (Petryk 1981). L'unité B comprend également des éléments cristallins précambriens typiques du Bouclier canadien (19%) incluant entre autres des anorthosites, des métaquartzites, des gneiss, des granites et des syénites porphyriques (figure 3.3). La composition lithologique de cette unité est presque complètement allochtone à l'exception de quelques blocs de grès locaux. L'éroussé des cailloux est très bien développé peu importe la taille et la nature pétrographique des éléments. Les éléments de cette unité sont cimentés entre eux par des carbonates issus de la dissolution des cailloux calcaires contenus dans l'unité.

Le contact entre l'unité B et l'unité C est conforme. D'une épaisseur totale de 11 à 12 m, l'unité C est composée d'une alternance cyclique de lits sableux et de fins lits silteux (unité C, figures 3.5 et 3.6). Les lits de sable font quelques centimètres d'épaisseur et les lits de silt quelques millimètres. Ils sont généralement planaires avec quelques rares structures de rides de courants. Quelques lentilles de gravier sont présentes dans l'unité. On y retrouve des cailloux de délestage dont la concentration diminue du bas vers le haut de l'unité. Un total d'au moins 117 lits de silt ont été comptés sur l'ensemble de l'unité et le pendage médian des lits est orienté vers N184° avec une plongée des lits de 7° (tableau 3.1).

Tableau 3.1 Azimuts et pendage des strates des unités B et C de la coupe 1

Unité B (cm de la base de l'unité)	Azimut (0-360)	Pendage (°)	Unité C (cm de la base de l'unité)	Azimut (0-360)	Pendage (°)
325cm	195	3	452cm	240	17
155cm	125	4	267cm	42	7
40cm	160	4	210cm	195	5
			132cm	235	2
			117cm	210	4
Moyenne	160	4	Moyenne	210	5
Médiane	160	4	Médiane	184	7

Cette unité présente des structures de charge et de déformations (des convolutions, des boules et coussinets (*balls and pillows*) et des structures en flammes) dans le dernier mètre, à son sommet. Il y a également des déformations (plis, failles) au sommet de cette unité. L'unité C est tronquée par un diamicton à matrice sableuse moyennement compacte d'une épaisseur d'environ 80 cm (unité D). L'extension latérale du diamicton est limitée ici à environ 5 m dans la section ouest de la coupe. Le diamicton est tronqué par l'érosion côtière actuelle vers l'ouest. Vers l'est, le diamicton évolue en une ligne de cailloux qui souligne une surface d'érosion (*lag*) (unité D'). La lithologie des clastes de l'unité D et de la ligne de cailloux (D') est dominée par un cortège de roches cristallines différent de l'unité B sous-jacente (figure 3.3). Les gabbros et les métaquartzites dominent la distribution et on y retrouve des éléments typiquement appalachiens comme des jaspes et des phyllithes. Ces roches de forme subanguleuse à subarrondie ont souvent une forme profilée de style glaciaire (forme de fers à repasser). Les cailloux du diamicton de l'unité D présentent une forte orientation préférentielle avec une plongée de l'axe a vers l'est (figure 3.3).

Le diamicton de l'unités D est recouvert par l'unité F tandis que l'unité D' est intercalée avec l'unité E. En effet, les cailloux du diamicton délavé (D') sont compris dans l'unité E. L'unité D' s'observant simplement par deux lits de cailloux appalachiens à l'intérieur des stratifications de l'unité E. Cette dernière d'une épaisseur pouvant atteindre près de 3 m est

composée d'une alternance de lits de sable moyen et de lits de sable grossier bien trié peu compacts. Les lits d'une épaisseur variant de moins de 1 cm à 10 cm sont généralement ondulants et subparallèles. L'extension latérale des lits est variable et se termine fréquemment en biseau.

Finalement, l'unité F coiffe le dépôt. D'une épaisseur de 1 à 3 m, elle est composée de sable fin stratifié très bien trié dans lequel s'est développé un important sol podzolique (Guilbault, 1978) aujourd'hui enfoui sous les dépôts éoliens actuels. Un charbon de bois récupéré dans cette unité dans l'horizon pédologique Ah du paléosol sous une dune tronquée par l'érosion côtière a donné un âge ^{14}C de 8 187-8 321 cal. B.P. (ULGAS-1205/ULA-443).

3.1.1.2 Interprétation de la coupe 1 : Nord du quai

Les cannelures à la base de la séquence de la coupe 1 démontrent le passage d'un glacier à bonne capacité abrasive. La linéarité et l'orientation parallèle de ces marques d'érosion glaciaire atteste un écoulement glaciaire dans l'axe nord-ouest/sud-est. L'unité B est interprétée comme étant un dépôt fluvioglaciaire proximal compte tenu du support clastique à matrice infiltrée, de l'imbrication des cailloux, des fortes et soudaines variations de compétence de l'agent hydrodynamique, de l'éroulé très développé des cailloux et du calibre important des cailloux et des blocs. Le pendage des lits ainsi que la composition du cortège pétrographique laurentidien et anticostien fournissent un sens à l'axe des cannelures et indiquent que le glacier était situé au nord-ouest de l'archipel. Ces informations combinées permettent d'affirmer la présence d'un glacier d'origine laurentidienne aux Îles-de-la-Madeleine.

La faible épaisseur des lits dans l'unité C est caractéristique des environnements prodeltaïques (Nichols, 2009). De plus, la transition est graduelle entre l'unité B proximale de haute énergie et l'unité C distale de type prodeltaïque en milieu marin. Le pendage des lits de

l'unité C implique une source sédimentaire au nord-nord-est. La rythmicité des fins lits silteux de l'unité C suggère une alternance d'énergie qui pourrait être liée à une saisonnalité. Le nombre décroissant de cailloux délestés vers le haut de l'unité peut s'expliquer par une position de plus en plus distale de la source sédimentaire.

Le diamicton constituant l'unité D est interprété comme un till d'origine appalachienne. Il en a toutes les caractéristiques : un mauvais triage, la présence de nombreux cailloux parfois striés à façonnement glaciaire de style «fer à repasser», un cortège pétrographique allochtone dominé par les lithologies appalachiennes. L'orientation des troncatures, les déformations au sommet de l'unité C sous le till et la fabrique UD (figure 3.3) démontrent clairement un mouvement glaciaire appalachien provenant de l'est.

L'évolution latérale du till (unité D) vers une ligne de cailloux (unité D') est attribuée à une surface d'érosion. En effet, le délavage de la matrice sableuse du till a provoqué la concentration de blocs, des galets et de gravier au niveau des deux lignes de cailloux intercalées dans l'unité E. Cette surface d'érosion est vraisemblablement le résultat d'un haut niveau marin. L'unité E correspond possiblement à un dépôt littoral. Ces variations intra-faciès, et plus particulièrement cette alternance entre des lits de sable grossier et de sable moyen, sont caractéristiques des environnements littoraux et marins de faible profondeur (Nichols 2009). Par ailleurs, il est également possible que les structures en boules et coussinets et en flammes témoignent d'un écoulement turbulent avec une importante charge sédimentaire possiblement associée à la proximité de la bordure glaciaire appalachienne qui a mis en place l'unité D.

L'unité F bien triée est d'origine éolienne. Les processus de transport éolien sont toujours très actifs dans l'archipel, surtout dans les zones où l'érosion côtière est active (falaises vives). À plusieurs endroits on observe la présence de sédiments éoliens en sommet de falaise. L'unité F recouvre l'ancien sol podzolique très bien développé d'âge holocène. Cet ancien sol holocène est omniprésent dans l'archipel et il a grandement modifié l'aspect des dépôts quaternaires près de la surface (couleur, compacité, lessivage).

3.1.2.1 Description de la coupe 2 : Sud du quai (N 47°31'37,79'' O 61°42'47,69'')

Cette coupe est située au sud du quai fédéral de pêche, côté du golfe, à la limite sud de l’affleurement rocheux de grès faisant face à N300° (figure 3.1). La coupe est perchée sur le premier affleurement de grès au sud-ouest de l’île de Pointe-aux-Loup (figure 3.7). Elle fait plusieurs dizaines de mètres de largeur mais rarement plus de 2 à 3 m de hauteur. Deux unités meubles sont identifiées pour cette coupe.



(Photo : Bernatchez, 2010)

Figure 3.7 Vue générale de la coupe 2. Sud du quai, Pointe-aux-Loups

À la base, les stratifications du grès présentent des déformations importantes sur environ 1,5 m de profondeur (plissements, retroussement des lits, failles inverses) impliquant une poussée vers l’ouest ($\pm 270^\circ$). Sur les grès repose un diamicton à matrice sableuse moyennement compacte de 80 à 100 cm d’épaisseur. Ce diamicton comprend des cailloux hétérométriques à forte dominante cristalline allochtone. Le cortège pétrographique du diamicton est principalement composé de métaquartzites, de gabbros et autres lithologies typiques des Appalaches, notamment quelques jaspes (figure 3.8).

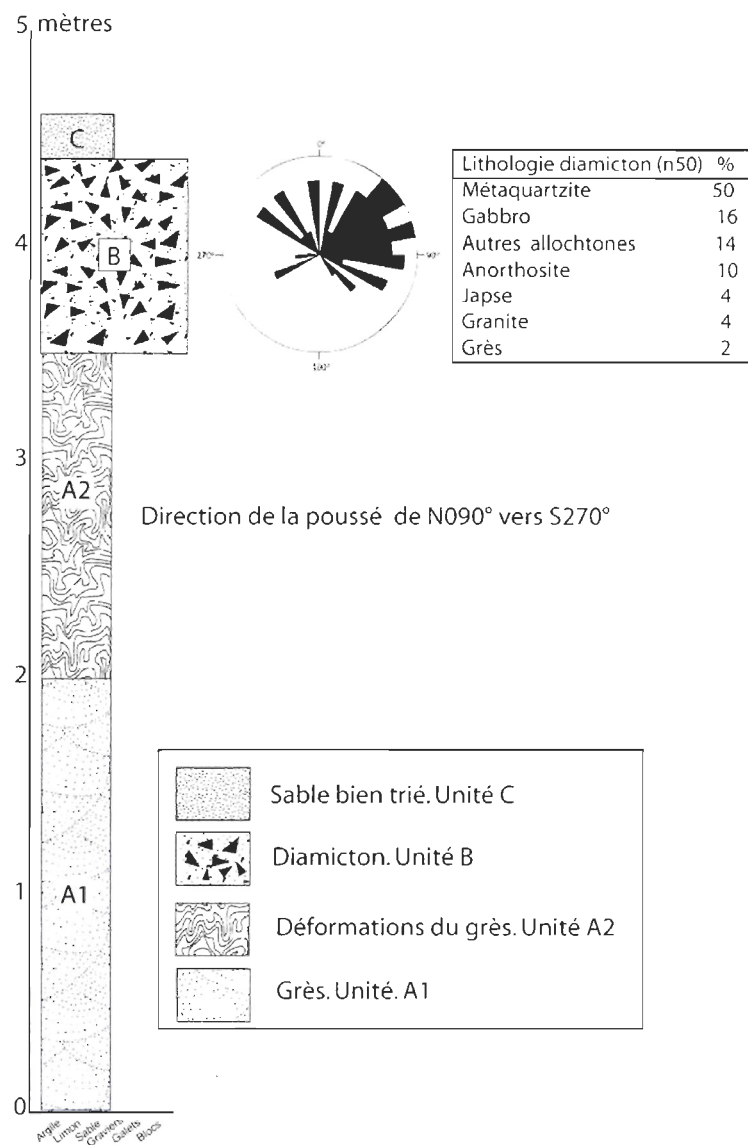


Figure 3.8 Coupe stratigraphique coupe 2. Sud du quai, Pointe-aux-Loups

Une fabrique dans ce diamicton révèle une orientation préférentielle de l'axe a des clastes cohérente avec les vecteurs de déformations des grès sous-jacents, soit un vecteur moyen plongeant vers N077° (figure 3.8). Le lag est absent à cet endroit, le diamicton n'ayant pas subi d'altération. Un dépôt éolien récent (dune perchée) composé de sable stratifié et très bien trié recouvre le diamicton.

3.1.2.2 Interprétation de la coupe 2 : Sud du quai

Le diamicton qui surmonte le grès est analogue à l'unité D de la coupe 1. Sa nature mal trié avec des éléments hétérométriques à façonnement glaciaire permet de l'interpréter comme étant un till. De plus, la forte concentration de la plongée des cailloux du till qui est cohérente avec les vecteurs de déplacement mesurés dans les déformations du grès indiquent une origine glaciotectonique pour les déformations du grès. Les indices d'écoulement glaciaire de la coupe 2, soit la fabrique (figure 3.8), les déformations dans le grès sous-jacent et un cortège pétrographique similaire à l'unité D de la coupe 1, indiquent un écoulement glaciaire de l'est vers l'ouest à partir d'une source appalachienne.

3.1.3.1 Description de la coupe 3: Anse-aux-Canards (N 47°31'33,35" O 61°41'57,24")

Cette coupe s'étale sur une distance d'environ 400 m à l'intérieur de la lagune de l'Anse-aux-Canards (figures 3.1 et 3.9). La hauteur de l'affleurement varie de 4 à 8 m selon les endroits. Cinq unités ont été identifiées dans cette coupe (figure 3.10).



Figure 3.11

(Photo : Bernatchez, 2010)

Figure 3.9 Vue générale de la coupe 3, Pointe-aux-Loups

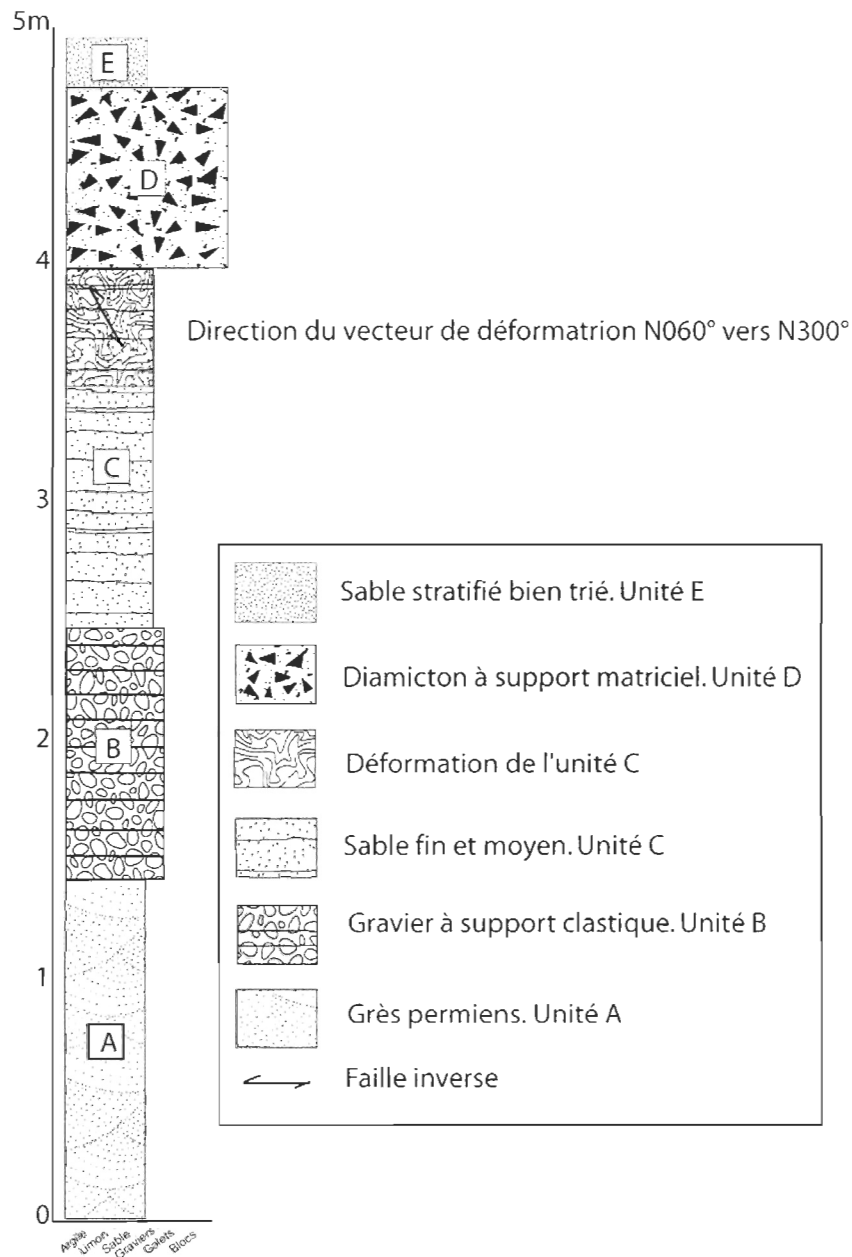


Figure 3.10 Coupe stratigraphique de la Coupe 3. Anse-aux-Canards, Pointe-aux-Loups

À la base de la coupe (unité A, figure 3.10), on observe la plateforme de grès permien sur laquelle, par endroit, apparaît latéralement une unité de graviers et de sables très grossiers stratifiés à support clastique (unité B) (figure 3.11). Les vides entre les clastes sont colmatés

par des sables moyens à grossiers. Les stratifications ne sont pas clairement définies et l'unité est discontinue latéralement. Un ciment calcaire consolide les structures sédimentaires. La lithologie est composée principalement de calcaires et de calcaires fossilifères avec une petite proportion de roches cristallines précambriennes.

Au-dessus des graviers, on observe une alternance de lits horizontaux de sable de 3 à 10 cm d'épaisseur et de lits silteux de quelques millimètres d'épaisseur (unité C). Les lits sont continus et parallèles entre eux avec de faibles ondulations et de rares structures de rides de courants. On observe une alternance cyclique entre les lits fins et les lits plus grossiers. La puissance de cette unité est d'environ 4 m avec une variabilité latérale importante. On observe quelques lentilles de gravier ainsi que quelques rares cailloux délestés. La partie sommitale de l'unité est caractérisée par la présence de déformations sur une épaisseur de 3 mètres par endroit. De nombreux plis, injections et failles inverses sont présents, surtout dans la partie est de la coupe. Les mesures de déplacement le long des plans de failles indiquent un mouvement vers l'ouest-sud-ouest. La contrainte provenait d'une direction comprise entre N60° et N70°.

L'unité sableuse est tronquée par un diamicton (unité D) d'une épaisseur d'environ 1 m où la matrice, moyennement compacte, va du sable grossier au gravier. Le dépôt est hétérogène, non trié et la nature des cailloux est allochtone, composé de roches cristallines, où dominent les gabbros et de métaquartzites. Latéralement, le diamicton est discontinu, évoluant vers une discordance d'érosion soulignée par une ligne de cailloux de la même composition lithologique. La ligne de cailloux (*lag*) est incluse dans une alternance de sables moyen à grossier de moins de 1 m d'épaisseur. Un sol podzolique enfoui bien développé influence la couleur et la compacité du diamicton, du *lag* et de l'unité sommitale. L'horizon Ae fossile fait près de 30 cm d'épaisseur et l'horizon induré (ortstein) Bfe près de 20 cm. L'unité sommitale est composée de sable relativement fin, stratifié et bien trié de 30 cm d'épaisseur environ (unité E).



(Photo : Bernatchez, 2010)

Figure 3.11 Unité B à support clastique sous l'unité sableuse (unité C), coupe 3

3.1.3.2 Interprétation de la coupe 3 : Anse-aux-Canards

L'unité B discontinue à la base de la coupe constituée de graviers à support clastique composée d'une proportion importante de calcaires et de calcaires fossilifères correspond à l'extension géographique de l'unité B de la coupe 1. La source sédimentaire est plus distale qu'à la coupe 1 mais les structures de type fluvioglaciaire avec une matrice injectée liée à une forte charge sédimentaire sont présentes dans l'unité. L'association entre l'unité B de la coupe 1 et l'unité B de cette coupe est d'autant plus probable que les deux unités ont une composition à prédominance calcaire, dont des calcaires fossilifères, ainsi qu'un ciment calcaire consolidant le dépôt. Il s'agit d'un dépôt fluvioglaciaire ayant une source sédimentaire provenant du Bouclier canadien via l'île d'Anticosti.

L'unité C, composée de lits de sable et de lits de silt avec des déformations à son sommet, est un dépôt prodeltaïque. En effet, la rythmicité des lits de silt et de sable et la structure planaire

des lits dans l'unité ainsi que les lentilles de petit gravier et les cailloux délestés témoignent d'une colonne d'eau relativement peu profonde avec un niveau d'énergie variant de façon cyclique possiblement de façon saisonnière avec alternance de couvert de glace et de période d'eau libre. La profondeur des déformations et les structures de charge au sommet de cette unité sont associées à un mouvement glaciaire provenant de l'est.

Le diamicton qui recoupe l'unité déformée est interprété comme un till. En effet, l'unité D, est constituée essentiellement d'une matrice sableuse mal triée moyennement compacte et de cailloux d'origine appalachienne. Il n'y a pas eu de fabrique réalisé dans le till de la coupe 3. Par ailleurs, la présence d'un till sur des déformations ayant comme contrainte une direction est-ouest renforce l'hypothèse du glaciotectonisme pour expliquer les déformations de l'unité C.

L'unité E, composée de sable bien trié, correspond à un dépôt éolien actuel.

3.2 Île de la Grande Entrée

3.2.1.1 Description de la coupe 4 : La Bluff (N 47°32'43,16'' O 61°33'11,33'')

Cet affleurement est situé sur l'île de Grande-Entrée en milieu littoral et son nom découle d'un toponyme vernaculaire. Cette falaise meuble en érosion est orientée est-ouest (figure 3.12). Vers l'est, la coupe domine une dépression alors que du côté ouest elle est adossée sur une colline de grès qui traverse l'île selon un axe NO-SE (figure 3.13). La section étudiée fait environ 30 m de largeur et 28 m de hauteur. Six différentes unités y ont été reconnues (figures 3.14 et 3.15).

Visible sur environ 19 m de hauteur à partir de la plage, l'unité A, à la base, est composée de sables stratifiés horizontaux avec quelques passages silteux et argileux (unité A1,

figure 3.14). Les lits présentent des structures de rides de courant avec de très faibles pentages (1° à 2° vers le sud). Ils sont subparallèles et se terminent latéralement en biseau avec, par endroits, des structures entrecroisées. Les lits de sable moyen font entre 5 et 10 cm d'épaisseur alors que les lits de sable fin font au maximum 2 cm d'épaisseur. Il n'y a pas de cyclicité bien défini entre les lits grossiers et les lits plus fins. Cette unité contient également quelques rares lits argileux et des lits silteux de couleur ocre de moins de 5 mm d'épaisseur. Ces lits ont généralement une faible extension latérale (entre 0,3 et 2 m tout au plus).

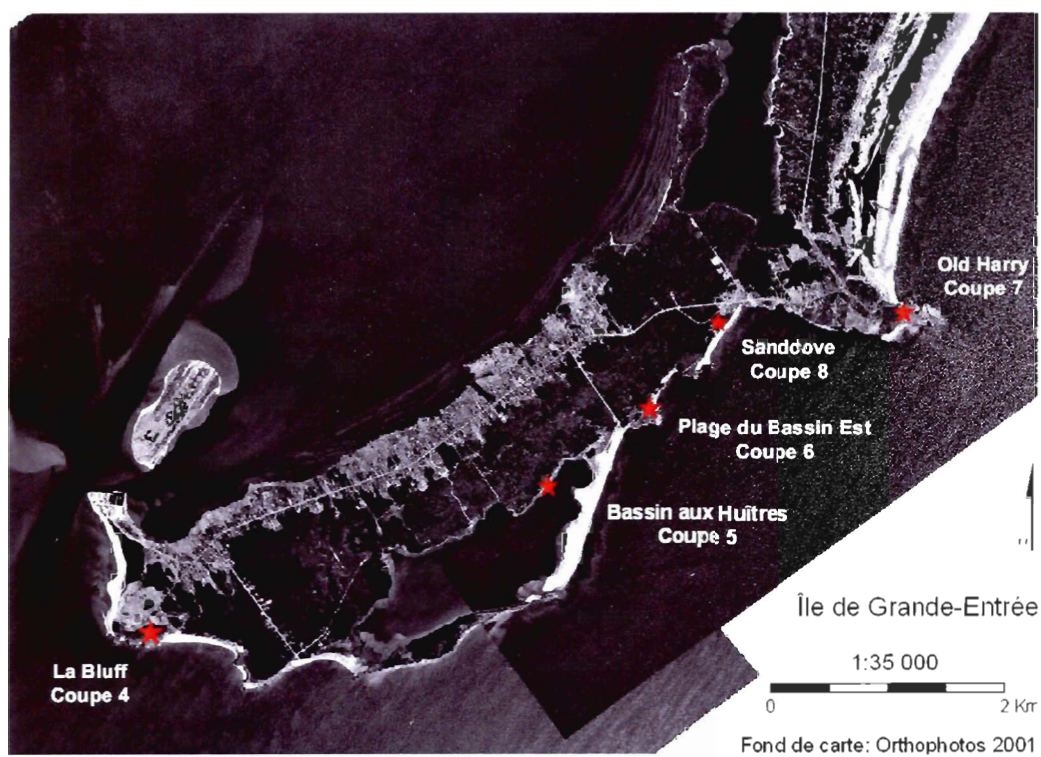


Figure 3.12 Localisation des coupes de l'île de la Grande Entrée



(Photo : Bernatchez, 2010)

Figure 3.13 Vue générale de la coupe 4 (La Bluff), île de la Grande Entrée. La colline de grès derrière la coupe est orientée NO-SE. À noter la dépression à l'est de la coupe (à droite sur la photo)

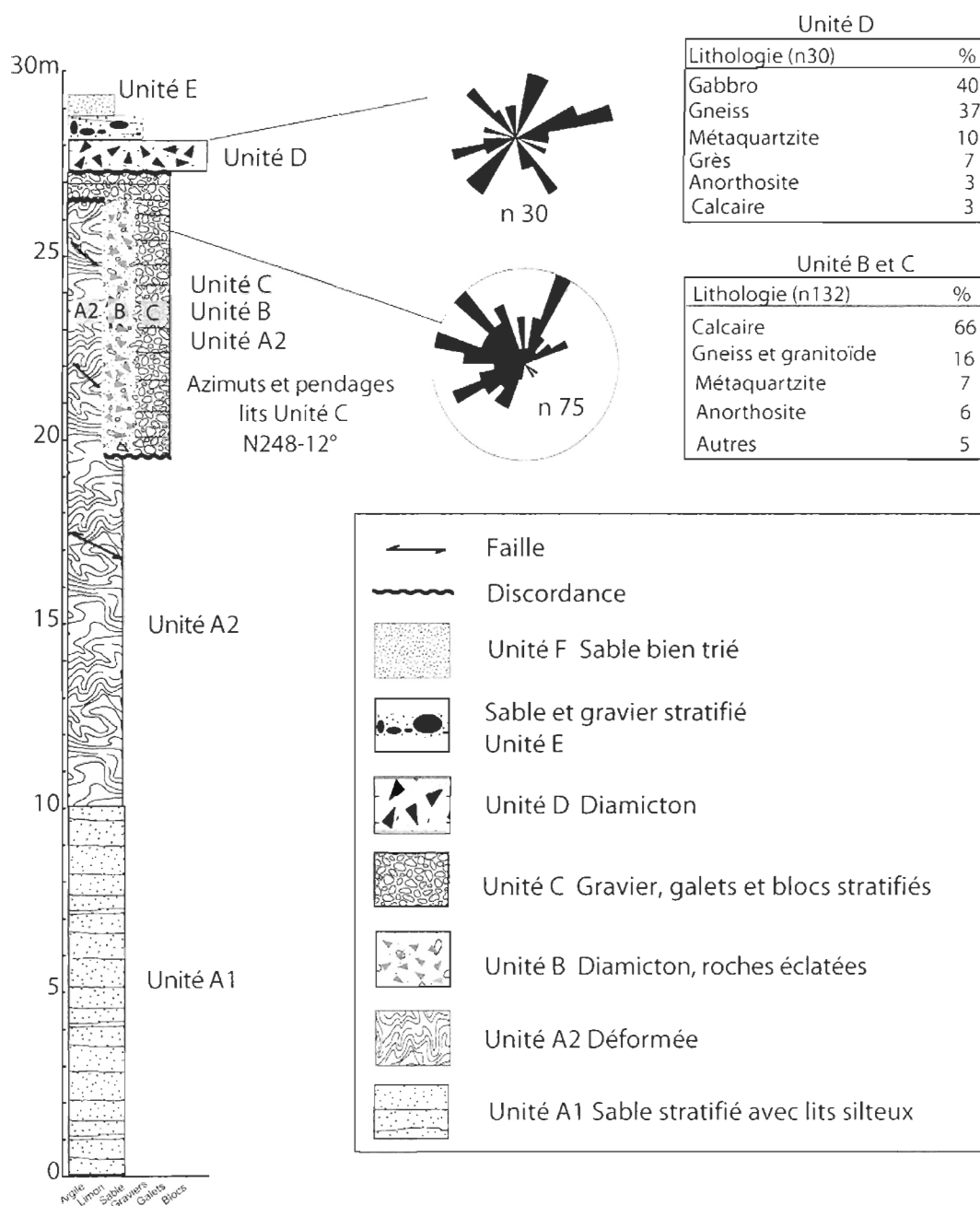
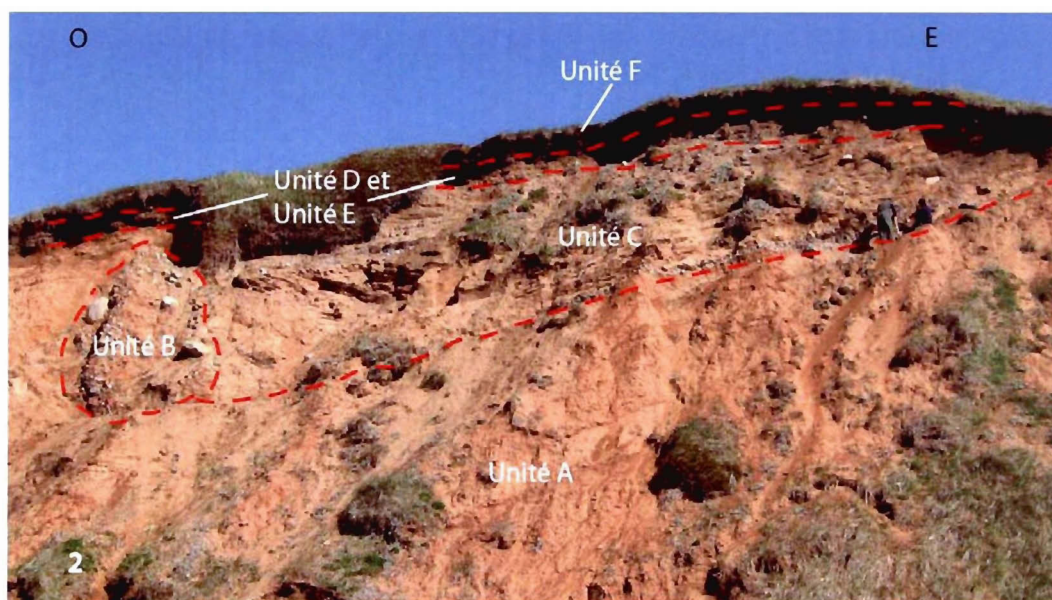
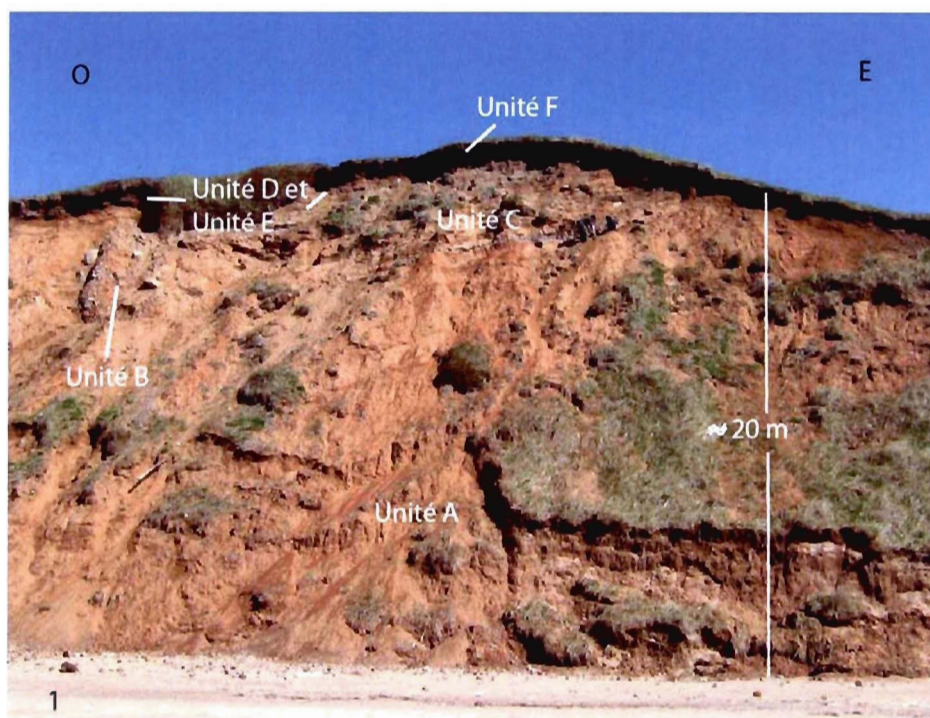


Figure 3.14 Coupe stratigraphique de la coupe 4, La Bluff, île de la Grande Entrée



(Photos : Vigneault, 2008)

Figure 3.15 Unités de la coupe 4. En 2 les contacts schématiques entre les unités

Les 9 m supérieurs de l'unité A ont subi de fortes déformations et présentent plusieurs lits redressés, des plis et des failles inverses complexes d'amplitudes diverses. C'est la raison pour laquelle nous séparons cette unité en deux sous-unités : A1 non déformée et A2 déformée. Les déformations de la sous-unité A2 sont associées à la mise en place de l'unité B. Le contact entre la sous-unité A2 et l'unité B est caractérisée, du côté ouest, par de très imposantes déformations (figure 3.16). Après avoir été redressés à la verticale, les lits de l'unité A2 ont été recoupés par un système très complexe de failles inverses à rejet allant de décimétrique à métrique. Des mesures sur les rejets de failles dégagés sur deux faces dans le dépôt semblent impliquer une poussée en provenance du sud-est ($N120^{\circ} - 300^{\circ}$). Par contre, il est possible que ces déplacements ne soient que relatifs puisque les déformations affectaient un chevauchement de nombreuses lames (écailles peu épaisses) où le mouvement absolu est difficile à distinguer.



(Photo : Vigneault 2008)

Figure 3.16 Contact entre l'unité A2 et l'unité B

L'unité B correspond à une masse relativement restreinte coincée dans l'angle formé par les unités A2 et C (figure 3.15). Ayant 7,7 m de hauteur et 5,1 m de largeur, l'unité B correspond à un diamicton massif dont les éléments, très hétérométriques (entre 0,1 cm à 300 cm d'axe a), sont distribués de façon chaotique à l'intérieur d'une matrice de sable grossier et de gravier. Le cortège pétrographique est dominé par les calcaires (66 %), plusieurs étant fossilifères (biomicrudite et calcaire à encrine). On y observe des brachiopodes, des échinodermes et des bryozoaires. Le reste du spectre pétrographique est représenté par des éléments cristallins allochtones typiques du Bouclier canadien (figure 3.14). Plusieurs cailloux profilés, polis et striés présentent une morphologie glaciaire typique. Cette unité contient enfin plusieurs cailloux éclatés autour d'un point d'impact (écrasement) qui implique une très forte pression ponctuelle (figure 3.17). Le fait que les morceaux soient restés en place après l'éclatement démontre que les cailloux ont été écrasés après la mise en place du dépôt qui les contient.



(Photos : Vigneault 2007)

Figure 3.17 Cailloux éclatés de l'unité B

L'unité C semble correspondre à un chenal comblé; elle repose en discordance érosive sur l'unité A et recouvre l'unité B (figure 3.15). L'extension latérale totale de cette unité est de 29,6 m et son épaisseur est variable, passant de 7,5 m à l'ouest jusqu'à environ 50 cm à l'est. Du côté ouest, l'unité C est appuyée contre l'unité B puis la recouvre. Elle est composée d'une alternance de lits de galets, de gravier et de sable grossier qui passent de l'un à l'autre sans transition. Les éléments qui composent les lits ont un support clastique. Les lits plongent vers le sud-ouest (tableau 3.2). L'orientation du vecteur moyen dans la fabrique réalisé dans l'unité C est de N315° et la plongée de 21° (figures 3.14 et A3). Les déformations observées dans les unités A2 et B y sont absentes. L'unité C a une composition lithologique analogue à l'unité B, soit une prédominance des calcaires, des calcaires fossilifères et des éléments cristallins du Bouclier (figure 3.14).

L'unité D recoupe l'unité C de façon érosive. Elle correspond à un diamicton massif, moyennement compact avec, par endroits à sa base, des lits de sable grossier. La composition lithologique des clastes du diamicton (unité D) est dominée par la présence d'élément appalachien comme des gabbros, des gneiss et des métaquartzites (figure 3.14). Ces cailloux sont subanguleux à arrondis et, dans une bonne proportion, striés et profilés. Les figures 3.14 et A4 présentes la distribution de l'axe a des cailloux de l'unité D sans permettre de discerner de direction préférentielle. Latéralement, l'unité D passe, par endroits, d'un diamicton à des

Tableau 3.2 Azimuts du pendage des strates de l'unité C de la coupe 4

Unité C (cm de la base de l'unité C)	Azimut (0-360)	Pendage (°)
256 cm	200	11
184 cm	265	10
100 cm	260	12
10 cm	235	12
Moyenne	240	11,25
Médiane	247,5	11,5

alternances de sable et gravier marqués par une ligne de cailloux (unité E). L'unité E recouvre l'unité D là où le diamicton n'est pas totalement délavé.

L'unité E d'une épaisseur d'environ 1 à 2 m est composée d'une alternance de lits bien triés de sable grossier et de lits de petits graviers de quelques centimètres d'épaisseur en forme de lentilles allongés subparallèles entre elles. Des structures de rides de courant sont également présentes dans la structure sédimentaire de l'unité. On observe des surfaces d'érosion synsédimentaires soulignées par des lignes de galets et de blocs de cailloux cristallins d'origine allochtone. La composition lithologique de ces lignes de cailloux est analogue aux éléments cristallins de l'unité D, soit d'origine appalachienne.

Les unités D et E sont altérées et perturbées par le développement d'un ancien sol podzolique. On y retrouve un horizon Ae bien développé (environ 20 à 40 cm d'épaisseur) ainsi qu'un horizon d'ortstein riche en manganèse et en fer. Cet ancien sol enfoui modifie grandement le degré de compacité du dépôt, notamment au niveau de l'horizon B. Il est donc difficile par endroits de bien discerner l'unité D de l'unité E.

L'unité F recouvre la coupe d'une mince couche sableuse bien triée d'une épaisseur d'au maximum 20 cm. Bien que le sommet de la coupe soit végétalisé, on remarque que les processus éolien sont très actifs sur cette falaise.

3.2.1.2 Interprétation de la coupe 4 : La Bluff

Les structures sédimentaires de rides de courant, de lits en biseau et la granulométrie à faible variation de l'unité A suggèrent une sédimentation dans une zone d'énergie modérée et constante de type infratidale (Nichols 2009), possiblement en bordure deltaïque vue l'importance de l'accumulation sédimentaire. Les passages argileux et silteux de couleur ocre n'ont pas de récurrence régulière et sont épisodiques comme les structures entrecroisées dans

les sables. Ces structures sont fréquentes dans les environnements marins peu profonds (Nichols 2009). Les vagues de tempête érodent les lits sableux et ces marques érosives sont comblées par des structures entrecroisées lors de la baisse d'intensité des vagues. Pour leur part, les lits fins sédimentent lors de journées de beau temps lorsque la mer est calme en surface. La nature azoïque du dépôt ne permet pas d'identifier avec certitude l'environnement et l'époque de mise en place de cette unité. L'unité sableuse A présente à La Bluff est dépourvue de cailloux de délestage ou de variations soudaines de l'apport sédimentaire qui pourraient indiquer un environnement glaciomarin.

L'unité B correspond probablement aux dépôts morainiques identifiés pour la première fois par Alcock en 1941. Le diamicton de l'unité B présentant des indices éloquents de haute énergie et de forte pression est un dépôt de contact glaciaire ou juxtaglaciaire. Cette hypothèse s'appuie sur les déformations glaciotectoniques des sables de l'unité A et les cailloux éclatés/broyés présentant des marques d'impact ponctuelles.

La composition lithologique de l'unité à prédominance de calcaires, de calcaires fossilifères et de roches cristallines laurentiennes est peu cohérente avec l'orientation du sud-est des rejets mesurés dans l'unité encaissante. Il est possible que les rejets mesurés correspondent à un mouvement relatif d'écailles dans un système de failles inverses complexe et non à la direction générale de la contrainte.

Il est possible que cette unité ait été remaniée par un glacier venant du sud-est. Par contre, l'absence de lithologie propre au sud de l'archipel (basalte, andésite), écarte cette hypothèse. Vue la ponctualité de l'unité B et sa composition lithologique, il est possible que les mouvements du sud-est soient le résultat d'un glacier laurentidien en décrépitude. Cette hypothèse est d'ailleurs celle avancé par la Commission géologique du Canada. En effet, cet affleurement figure comme exemple type de moraine de kame dans les feuillets d'information sur les paysages canadiens (CGC, 2001). De plus, pour Grant (1987) et Grant et King (1984) ce dépôt est un dépôt de contact glaciaire provenant du Bouclier et les indices de cisaillement dans l'unité sous-jacente sont d'origine glaciotectonique ou liés à l'effondrement de culots de

glace. Par contre, la présence des galets broyés implique une réelle poussée, ce qui invalide l'hypothèse de dépôt de décrépitude glaciaire.

Le glacier est venu pousser directement l'unité B contre la partie déformée de l'unité A. La bordure glaciaire était probablement appuyée directement contre le diamicton (moraine de poussée) et la dépression à l'est de la coupe (figure 3.14) était probablement occupée par le glacier. Cette dépression a ensuite été partiellement remplie par des sédiments glaciaires et fluvioglaciaires (unité C). Par contre, cette interprétation ne permet pas d'expliquer la composition lithologique, provenant du Bouclier canadien et la contrainte du sud-est à moins que l'inlandsis Laurentidien ait enveloppé le nord de l'archipel à partir du chenal Laurentien.

La fabrique effectuée dans l'unité C (figure 3.19) présente des résultats peu concentrés pour les plongés de l'axe a. De plus, les cailloux sont très peu inclinés sur le plan a/b. Cette distribution et la faible plongée est attribuable à l'environnement fluvial de mise en place du dépôt. De plus, la structure en chenal de l'unité, les alternances soudaines de granulométrie entre les lits de sable très grossier, de gravier et de galets à support clastique ainsi que le pendage de ces lits suggèrent un environnement de mise en place de type fluvial de haute énergie et de forte charge sédimentaire avec une provenance du N-N-O ou du N-N-E. Cette unité fluvioglaciaire s'appuie sur l'unité B et comble probablement la dépression laissée par le retrait du glacier suite à la poussée qui a mis en place l'unité B.

L'unité C est reliée aux unités fluvioglaciaires des coupes 1 et 3 par ses structures sédimentaires, sa lithologie, le pendage des couches et la fabrique qui implique dans les trois cas une source sédimentaire provenant du N-N-O ou du N-N-E. La lithologie des cailloux des unités B et C de la coupe 4 permet de les associer à l'unité B fluvioglaciaire des coupes 1 et 3 de l'île de la Pointe-aux-Loups de provenance laurentidienne et d'Anticosti.

Le diamicton de l'unité D recoupe l'unité C. Le cortège lithologique appalachien du dépôt ainsi que son absence de tri, sa compacité et les cailloux à façonnement glaciaire soutiennent l'interprétation d'un till. La fabrique de l'unité D du secteur de La Bluff donne une

distribution large avec une faible plongée des cailloux. Cette distribution ne permet pas d'établir une direction claire de mise en place. Il est possible que le dépôt ait été remanié.

D'ailleurs, la présence latéralement de l'unité E composée de sable grossier et de gravier stratifiés ainsi que de surfaces d'érosion indiquent un remaniement du diamicton. La composition de l'unité E avec les lits en lentilles allongées et les structures de rides sont caractéristiques des milieux où les vagues influencent la sédimentation. Les surfaces d'érosion et le contexte géomorphologique du faciès porte vers l'interprétation d'un environnement littoral. L'unité sommitale F qui recouvre la coupe est un dépôt éolien récent et actuel.

3.2.2.1 Description de la coupe 5 : Bassin aux Huîtres (N 47°33'25,56" O 61°30'37,89")

Cet affleurement se situe dans une basse falaise littorale vive dans la lagune du Bassin-aux-Huîtres sur l'île de Grande-Entrée. On y accède par le chemin du *Club de Vacances «les Îles»*. Il est situé à environ 1 km au nord-est de la rampe de mise à l'eau (figures 3.12 et 3.18). La coupe décrite fait environ 10 m de largeur et un peu plus de 4,5 m de hauteur. Elle présente trois unités meubles reposant sur le grès (figure 3.19).



(Photo : Bernatchez 2010)

Figure 3.18 Vue générale de la coupe 5. Bassin aux Huîtres, île de la Grande Entrée

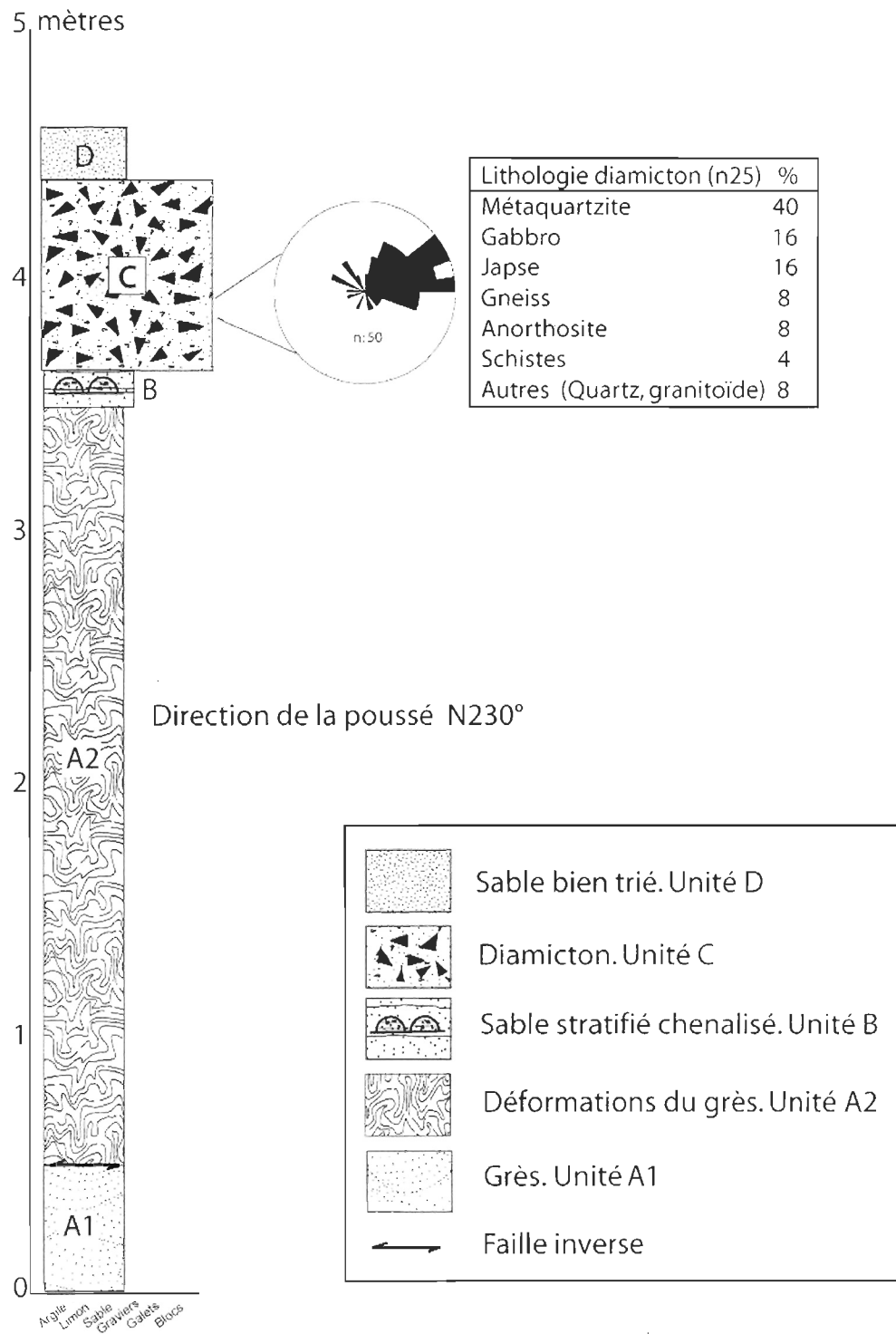


Figure 3.19 Coupe stratigraphique de la coupe 5, Bassin aux Huîtres, île de la Grande Entrée

La base de la coupe est constituée de grès permien altéré, vraisemblablement en place, sous la faille (unité A1). L’affleurement de grès altéré est recoupé à la base par une faille inverse visible sur au moins 6 m de longueur. Le déplacement le long de ce plan de faille est d’environ 2 à 3 m vers N230° (figure 3.20b). Au-dessus de la faille, le grès est fortement déformé sur une épaisseur d’au-moins 2 m (unité A2). Le sommet de l’unité de grès comporte des lits retroussés où les déformations sont cohérentes avec les mouvements de translation de la faille inverse sous-jacente, (figure 3.20). Localement, le sommet du grès est incisé par un chenal d’environ 90 cm de large et d’une profondeur maximale de 10 à 12 cm (unité B). Ce chenal est rempli par des lits de sable et de petit gravier stratifiés bien triés. Le chenal et les grès altérés et déformés sont tronqués par un diamicton (unité C) compact, massif, dont les clastes, de différentes tailles granulométriques, sont d’origine allochtone (figures 3.19 et 3.20). La fabrique réalisée dans cette unité indique que le grand axe des clastes plonge vers le nord-est (vecteur moyen N61°; figure 3.19). Les clastes sont profilés et sont généralement subanguleux à subarrondis. Le diamicton est recouvert d’une unité de sable bien trié d’environ 30 cm d’épaisseur colonisée par une végétation arbustive.

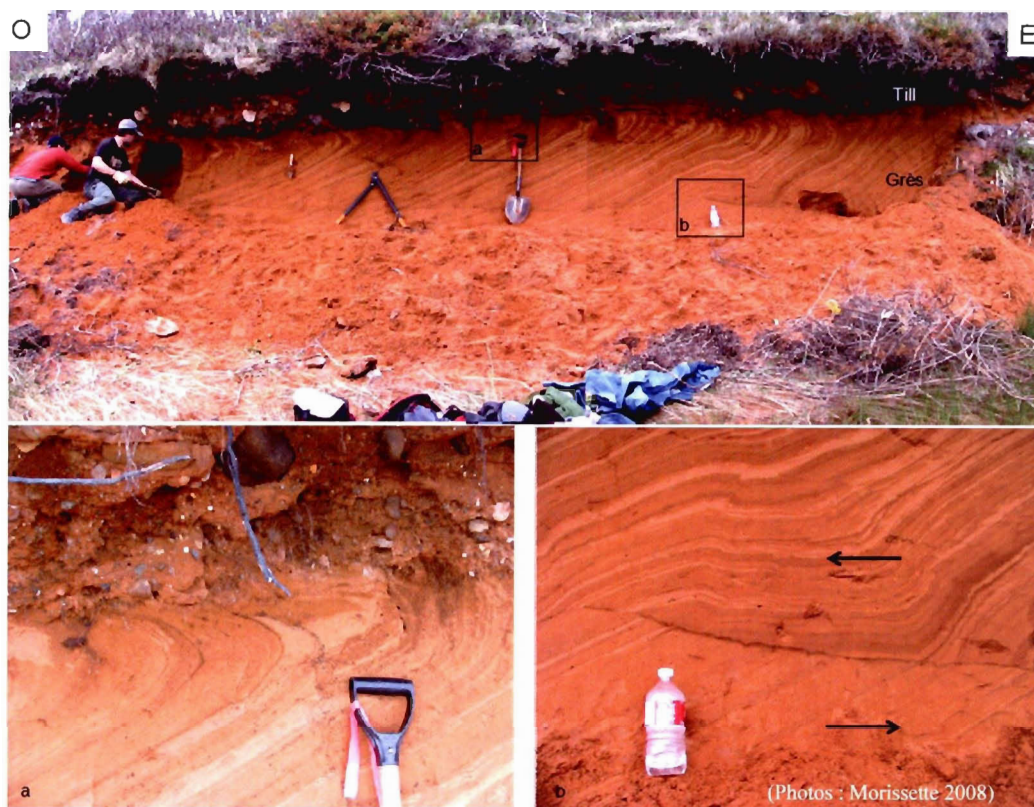


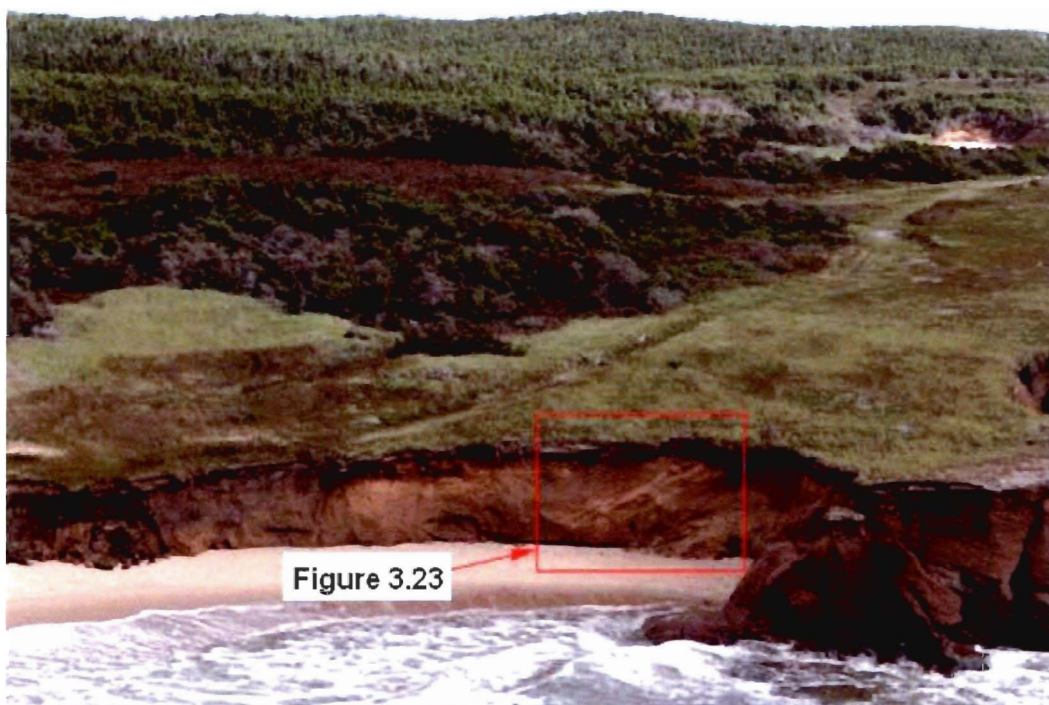
Figure 3.20 Photos de la coupe 5, Bassin aux Huîtres, île de la Grande Entrée

3.2.2.2 Interprétation de la coupe 5 Bassin aux Huîtres

L'ampleur et la profondeur des déformations dans les grès, bien qu'ils soient friables et altérés, ne peuvent être attribuées à un autre processus que du glaciotectonisme vu l'absence de pente de surface. Ces déformations, qui impliquent une déformation vers le sud-ouest attestent du passage d'un glacier à base tempérée sur le nord de l'archipel. En effet, les chenaux comblés par de petit gravier trié entre les grès et le till supposent la présence d'eau sous le glacier. Les lits de grès retroussés, les plans de failles inverses, la fabrique très concentrée dans le diamicton appuient cette interprétation. Le till est d'origine appalachienne et il est associé à un écoulement glaciaire en provenance de l'est. Le sable qui coiffe la coupe est d'origine éolienne récente.

3.2.3.1 Description de la coupe 6 : Plage du Bassin Est. (N 47° 33' 42, 36'' O 61° 30' 01, 40'')

Cette coupe est située à environ 850 m au nord-est de l’affleurement du Bassin aux Huîtres (figure 3.12). Elle est localisée sur l’île de Grande-Entrée, à l’est de la plage du Bassin Est, dans une petite falaise de dépôts meubles en érosion adossée aux grès. À l’ouest de la coupe, on trouve la base de la flèche littorale qui ferme le Bassin aux Huîtres au nord (figure 3.12). Cette coupe qui fait au maximum 3,7 m de hauteur, a été dégagée sur environ 30 m de largeur (figure 3.21). On y trouve trois unités principales (figure 3.22).



(Photo : Bernatchez, 2010)

Figure 3.21 Vue générale de la coupe 6, Plage du Bassin-Est, île de la Grande Entrée

L’unité basale (unité A) est constituée d’une alternance de lits de sable fin et de lits de silt argileux. Cette unité, qui fait environ 3 m d’épaisseur, présente des déformations importantes similaires à celle de la coupe 5, mais cette fois-ci dans des dépôts meubles. Ces déformations

se présentent sur toute l'épaisseur de l'affleurement. Les déformations observées dans l'unité A sont principalement des plis déversés et de failles inverses (figure 3.23).

L'unité A et les déformations qui l'affectent sont tronquées par un diamicton de moins de 50 cm d'épaisseur, moyennement compact à matrice sableuse (unité B). Le contact avec l'unité sous-jacente est net, ondulant et érosif. La matrice du diamicton est constituée principalement de sable grossier dont le triage est mauvais. À la base du diamicton, on retrouve quelques pseudos stratifications dans la matrice, ce qui suppose un environnement avec de l'eau courante. Les cailloux, de forme subanguleuse à subarrondie, sont de tailles hétérogènes et dispersés dans la matrice. Le cortège pétrographique est dominé par les métaquartzites, les gabbros et les schistes d'origine appalachienne (figure 3.22). Les deux fabriques réalisées dans le diamicton sont cohérentes avec les déformations de l'unité basale : elles indiquent une poussée provenant de l'est ou du nord-est (figure 3.22).

Le diamicton est recouvert par une couche de sable fins bien trié de 20 à 30 cm d'épaisseur (unité C). Ce sable recouvre également un ancien sol podzolique. La pédogénèse a influencée la compacité du dépôt, surtout à l'interface entre le diamicton et l'unité A où le drainage est différent.

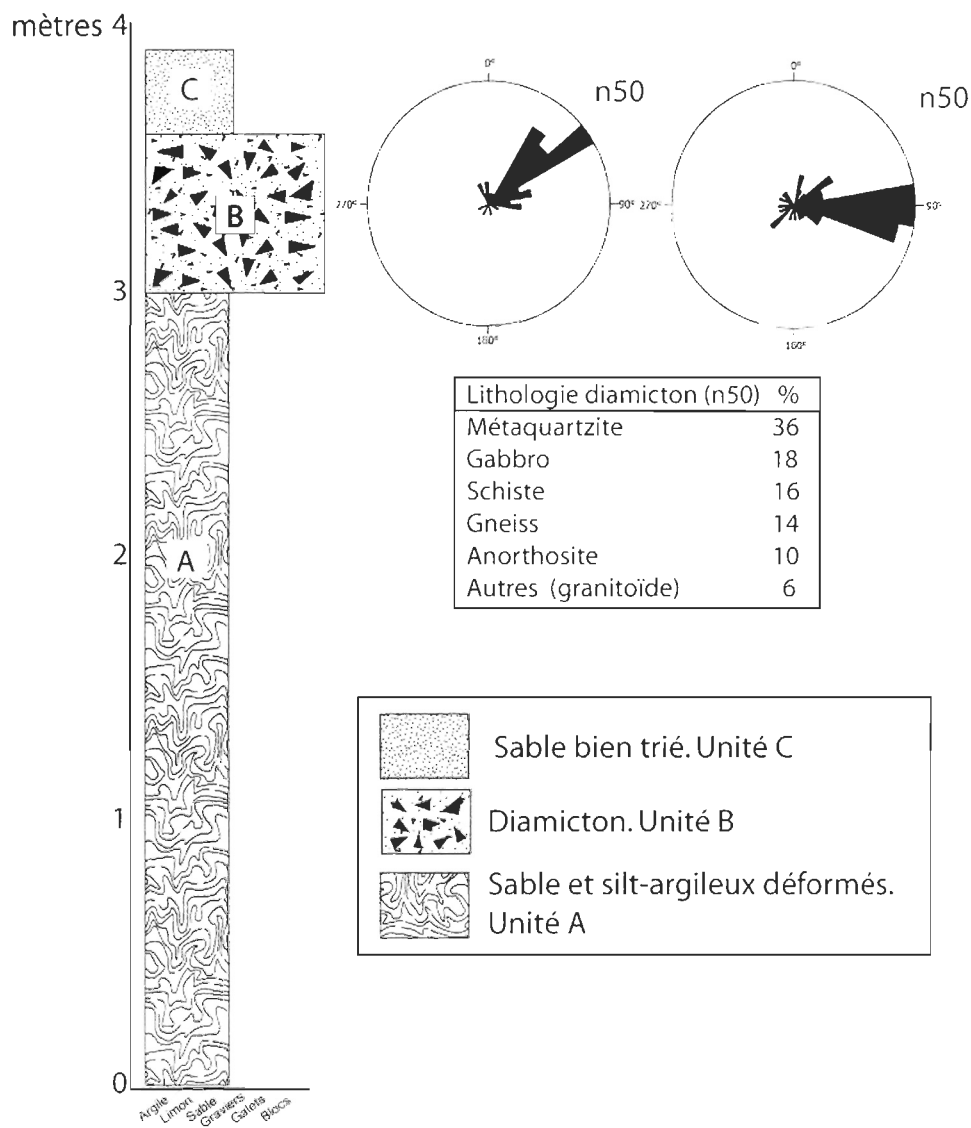
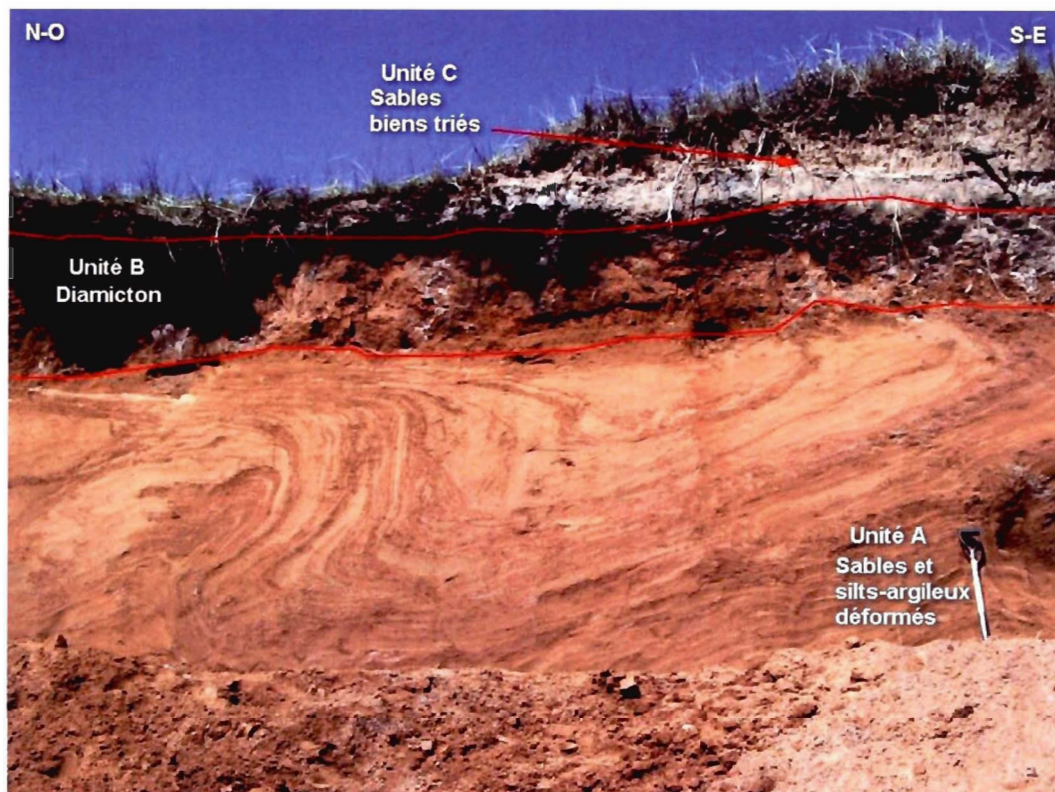


Figure 3.22 Coupe stratigraphique coupe 6, Plage du Bassin-Est, île de la Grande Entrée



(Photo : Vigneault 2007)

Figure 3.23 Contacts schématisés et unités de la coupe 6, plage du Bassin Est

3.2.3.2 Interprétation de la coupe 6 : Plage du Bassin Est

Le sable et le silt argileux qui composent l'unité A sont probablement d'origine marine. Les déformations présentes dans l'unité masquent les structures sédimentaires et rendent l'interprétation difficile. Par contre, la position stratigraphique et les faciès de cette unité (l'alternance entre le sable et le silt argileux) rappellent l'unité A de la coupe 4 (La Bluff) d'origine marine qui se trouve à proximité.

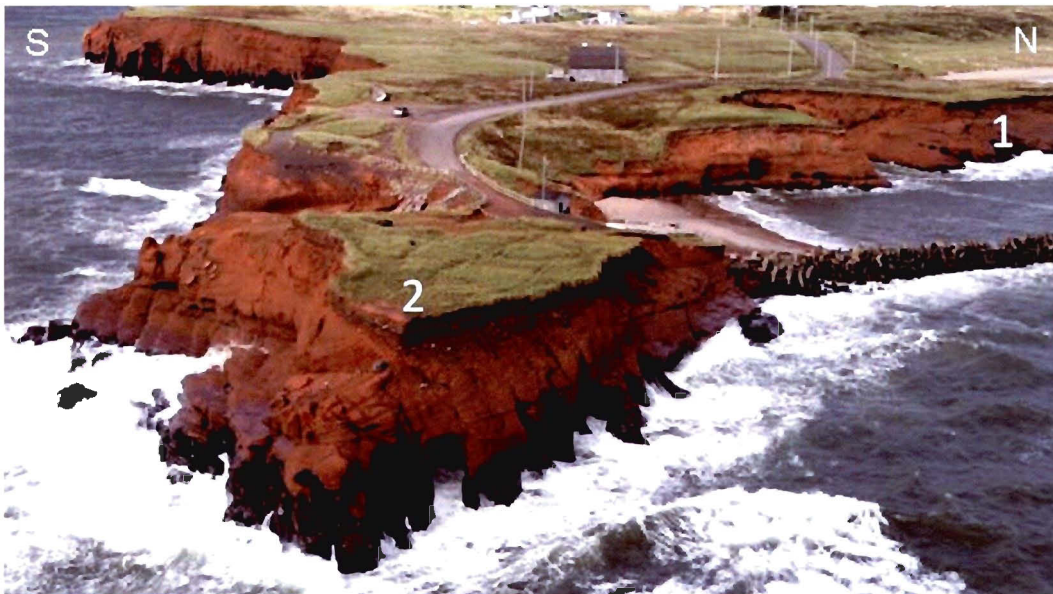
L'unité B correspond à un till d'origine appalachienne. Le sens des déformations observées dans l'unité A est conforme aux tendances directionnelles des deux fabriques réalisées dans l'unité B. Les déformations sont d'origine glaciotectonique contemporain de l'époque de

mise en place du till (unité B). Le glacier à l'origine des déformations et du dépôt de till s'écoulait de l'est vers l'ouest ou du nord-est vers le sud-ouest.

L'unité C de sable bien trié qui couvre la coupe est d'origine éolienne comme en témoignent les processus actuels éoliens très actifs qui édifient le même genre de dépôt au sommet des falaises vives de l'archipel.

3.2.4.1 Description de la coupe 7: Old Harry (N 47°34'12, 60" O 61°28'03, 50")

Deux affleurements ont été étudiés à Old Harry. Le premier est situé au nord-ouest du quai abandonné et le second se trouve à l'est de ce même quai, dans une encoche d'érosion littorale (figures 3.12 et 3.24). Ces deux coupes ont une extension latérale de plus de 10 m et la hauteur des dépôts meubles varient entre de 2,5 et 4,5 m. Elles sont composées de trois unités de dépôts meubles (figure 3.25).



(Photo : Bernatchez, 2010)

Figure 3.24 Vue générale des deux affleurements (1 et 2) de la coupe 7. Old Harry

La base des deux affleurements est composée de grès rouge permien fortement altéré (unité A). Les surfaces dégagées aux deux affleurements n'ont pas permis d'observer le grès non déformé (unité A1). Le grès est déformé (unité A2) sur une profondeur d'au moins 1,5 m. On observe des plis déversés et des failles inverses qui impliquent une poussée venant de N102° pour le premier affleurement et de N035° pour le deuxième (figure 3.25).

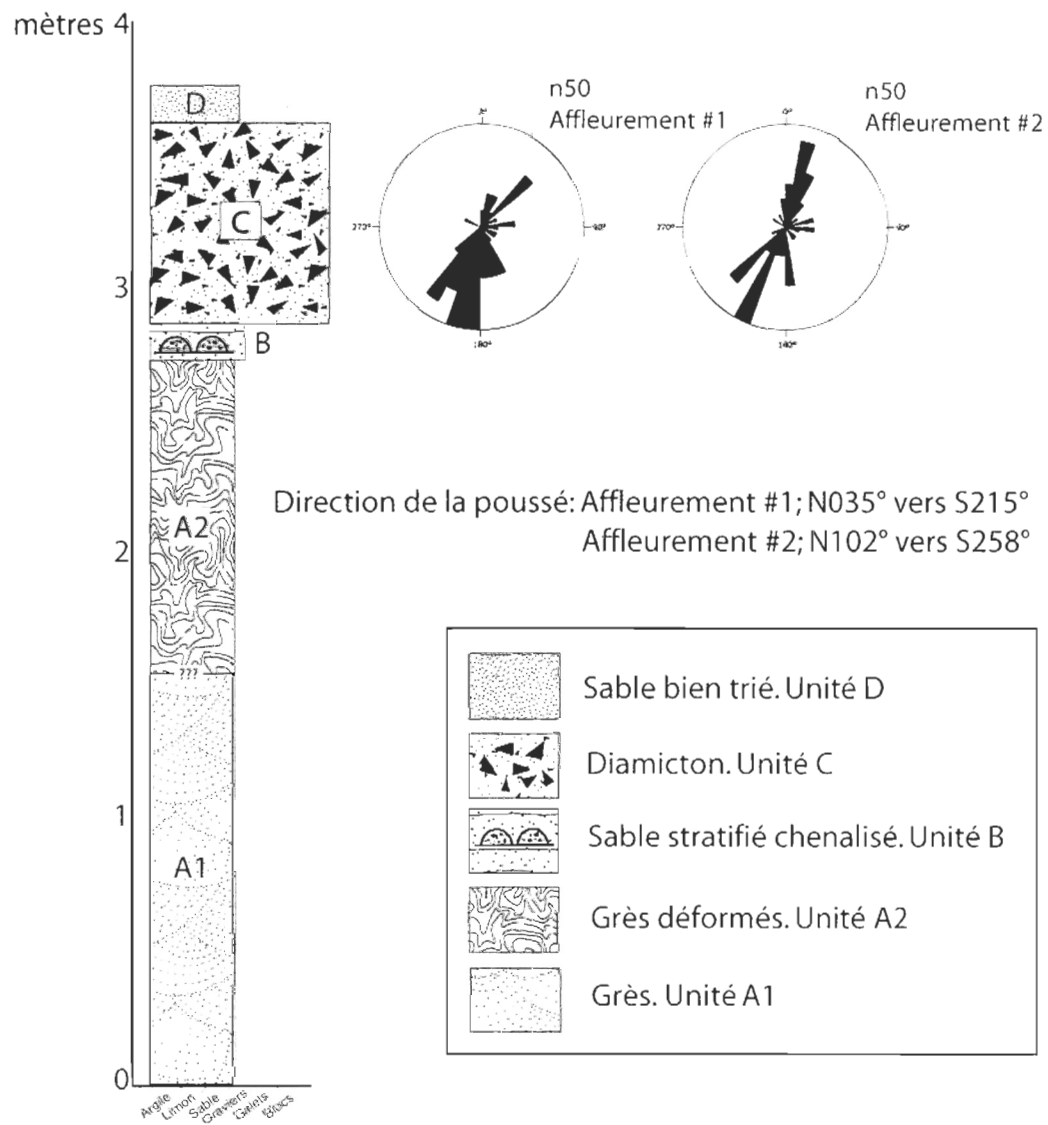
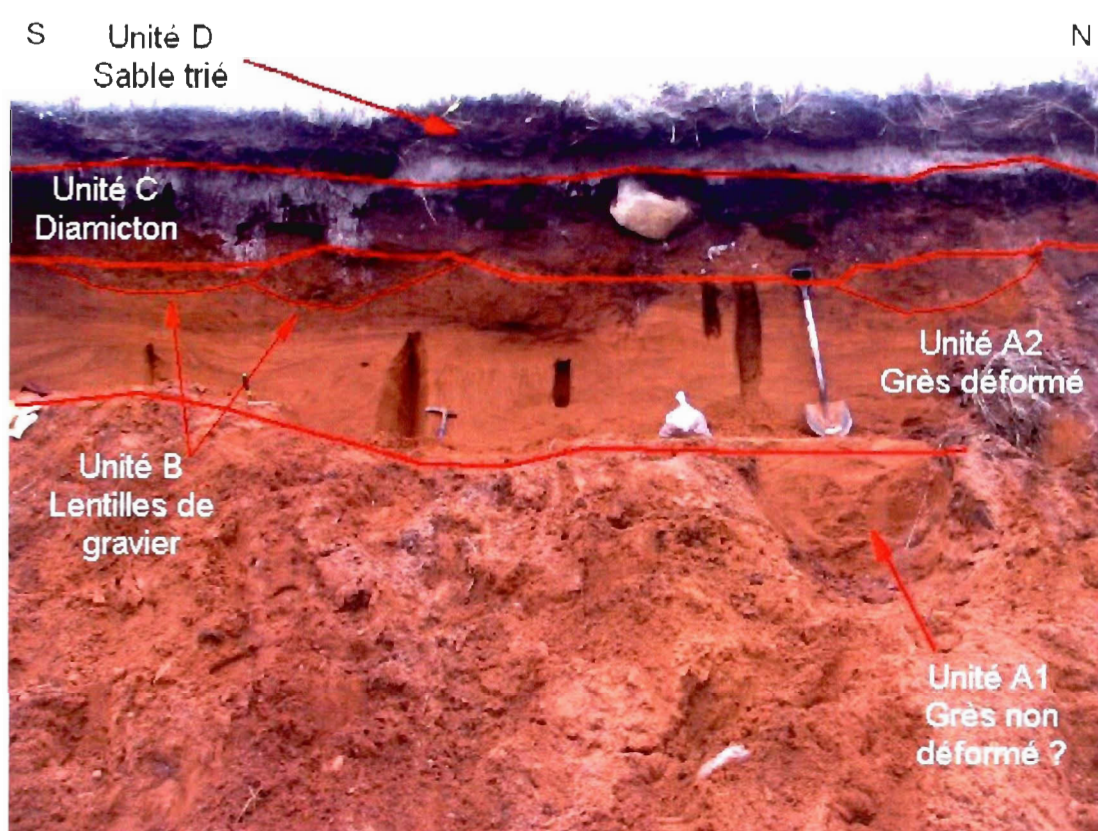


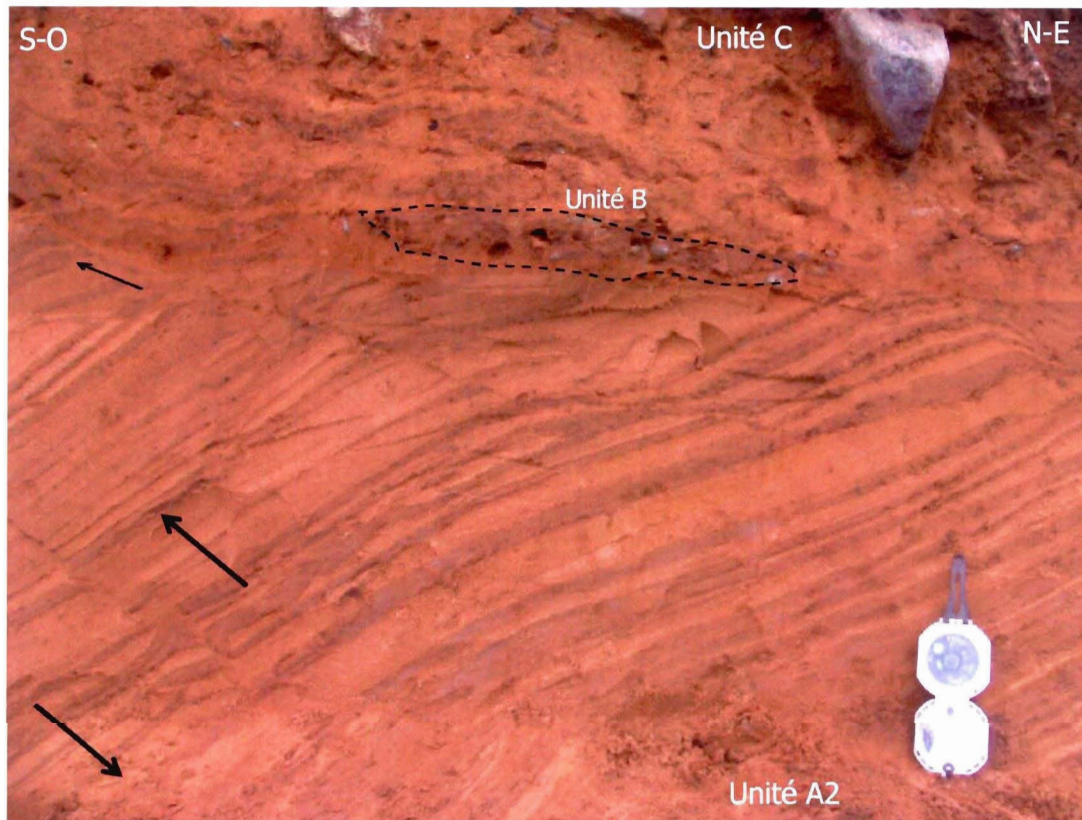
Figure 3.25 Coupe stratigraphique Coupe 7 Old Harry, île de la Grande Entrée (Affleurement 1 et 2)



(Photo : Vigneault 2007)

Figure 3.26 Section de l’affleurement 1 de la coupe 7, Old Harry

Les grès sont recoupés par des petits chenaux comblés par de petit gravier stratifié (unité B, figure 3.27). Ces lentilles de gravier stratifié sont surmontées par un diamicton de 40 à 55 cm d’épaisseur dont la matrice de sable moyen à grossier est moyennement compacte (unité C). Le diamicton est inclus dans l’horizon podzolique induré (Bfe) d’un paléosol, ce qui affecte sa structure et sa compacité. Le cortège pétrographique est dominé par les éléments cristallins allochtones, principalement des gabbros, des métaquartzites et des granitoïdes.



(Photo : Vigneault 2007)

Figure 3.27 Détails de l’affleurement 2 de la coupe 7, Old Harry

Les fabriques des cailloux réalisées dans le diamicton à l’affleurement 1 (au nord-ouest du quai) révèlent une orientation préférentielle de la plongée de l’axe a de $N193^\circ$ tandis que la fabrique réalisée à l’affleurement 2 (à l’est du quai) montre une tendance de plongée de l’axe a vers $N199^\circ$ (figures 3.25). La plongée des cailloux est très faible, notamment pour la fabrique de l’affleurement 2 (voir annexe, figure A.7). L’inclinaison du versant au sommet des deux affleurements est de 3° vers le nord ($N335^\circ$).

Une unité de sable fin bien trié coiffe le dépôt (unité D). Cette unité fait environ 10 à 30 cm d’épaisseur. Elle comprend une partie (horizon Ae) de l’ancien sol podzolique bien développé (figure 3.26

3.2.4.2 Interprétation de la coupe 7 : Old Harry

Le diamicton qui tronque les grès à Old Harry comporte les mêmes caractéristiques lithostratigraphiques que le till d'origine appalachienne de l'ensemble des autres coupes décrites à l'exception des valeurs des fabriques. Les deux fabriques dans le till de Old Harry ont révélé des orientations différentes dans le till par rapport aux autres localités du nord de l'archipel. Le résultat des fabriques a possiblement été affecté par des processus de solifluxion ou de reptation vu la faible plongée des cailloux mesurés ainsi que l'orientation dans le sens de la pente de surface du site (notamment affleurement 2).

Par contre, les déformations glaciotectoniques mesurées dans les grès aux deux affleurements de Old Harry sont comparables et cohérentes avec les mouvements mesurés au Bassin-aux-Huîtres, à la Plage du Bassin-Est et sur l'île de Pointe-aux-Loups soit des mouvements provenant de l'est ou du nord-est. L'unité B composé de sable et gravier sous forme de chenaux suppose la présence d'eau sous le glacier qui a mis en place le till. Les sables bien triés qui coiffent les dépôts sont issus de processus éoliens.

3.2.5.1 Description de la coupe 8 : Plage Sand Cove (N 47°34'10, 80'' O 61°29'23, 27'')

Ce corps sédimentaire est le plus volumineux du nord de l'archipel. Il fait 600 m de longueur et environ 15 à 20 m d'épaisseur apparente (figure 3.12 et 3.28). On y observe trois unités principales (figure 3.29).



(Photos : Vigneault 2008)

Figure 3.28 Vue générale partielle de la coupe 8. Plage Sand Cove, île de la Grande Entrée

L'unité A (figure 3.30), à la base (au niveau de la plage), est relativement homogène. Elle est composée de sable stratifié, blond, de fin à moyen, avec des lits en biseaux et par endroit des structures entrecroisées. Les lits présentent des structures de rides de courant et font de 3 à 20 cm d'épaisseur pour le sable moyen et au plus 1 à 2 cm pour le sable fin. Les lits sont subparallèles avec un faible pendage entre 1° et 3° vers le sud et le sud-ouest. On rencontre sporadiquement des lits argileux de moins de 5 mm d'épaisseur. L'épaisseur apparente de l'unité A, du niveau de la plage actuelle à l'unité sus-jacente, est de 20 m avec d'importantes variations latérales.

L'unité A est recoupée par l'unité B (figure 3.31). Ce contact discordant est marqué par une surface d'érosion soulignée par de gravier et des blocs cristallins allochtones appartenant au cortège appalachien (figure 3.32). Faisant environ 1 à 2 m d'épaisseur, l'unité B est constituée d'une alternance de lits de sable stratifié moyen à grossier de couleur rouille. Les lits sont réguliers et parallèles entre eux. On y retrouve quelques lentilles de gravier, de galets et de blocs qui soulignent des surfaces d'érosion (*lags*) synsédimentaires (figures 3.32 et 3.33).

L'unité B est recouverte par une couche de sable blond dont l'épaisseur varie entre quelques décimètres et plus de 3 m. Ce sable fossilise un ancien sol podzolique dont l'horizon Ae, de plus de 35 cm d'épaisseur, est très bien développé. Un charbon provenant de l'horizon Ah fossile a donné une date ^{14}C de 5 329-5 582 cal. B.P. (figure 3.28) (ULGAS-1214, ULA-447).

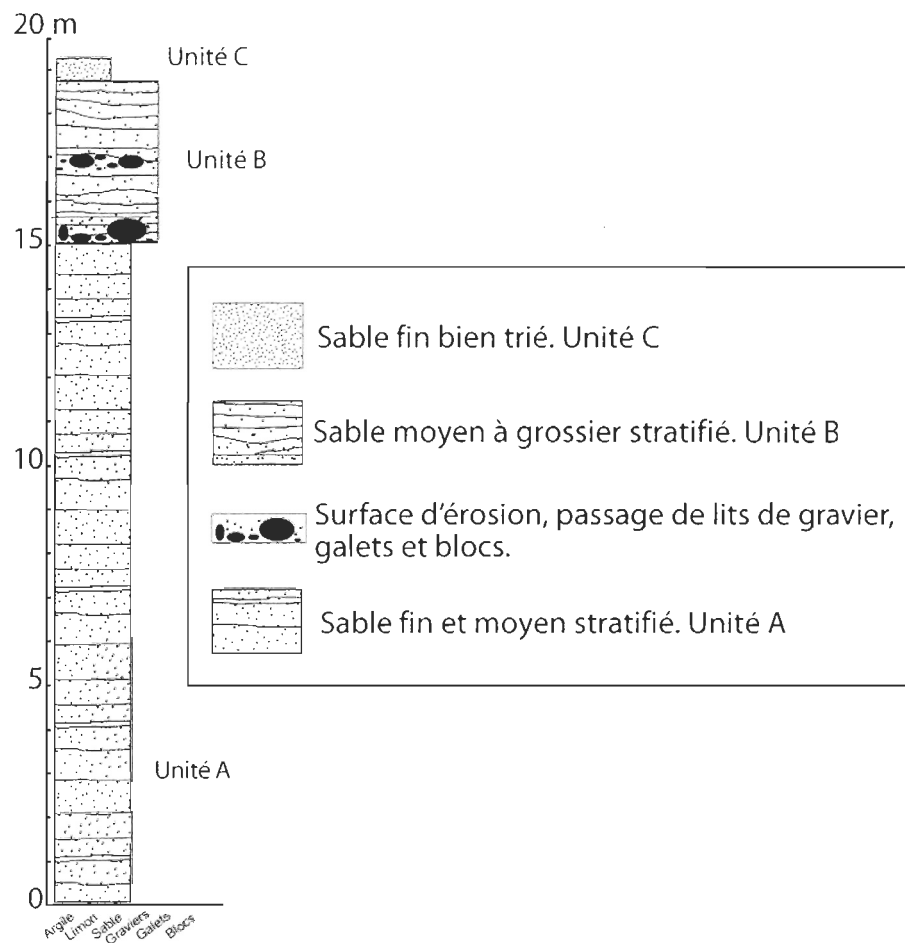
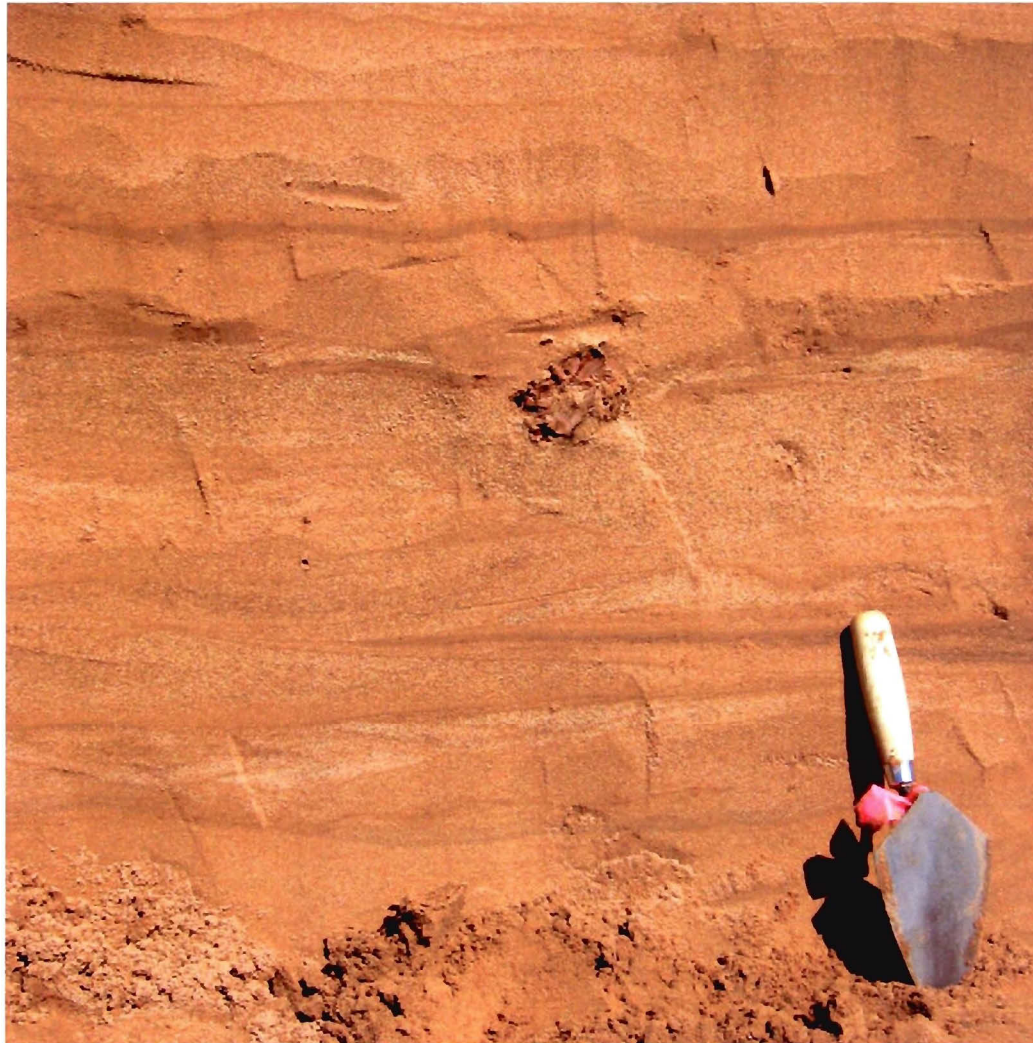
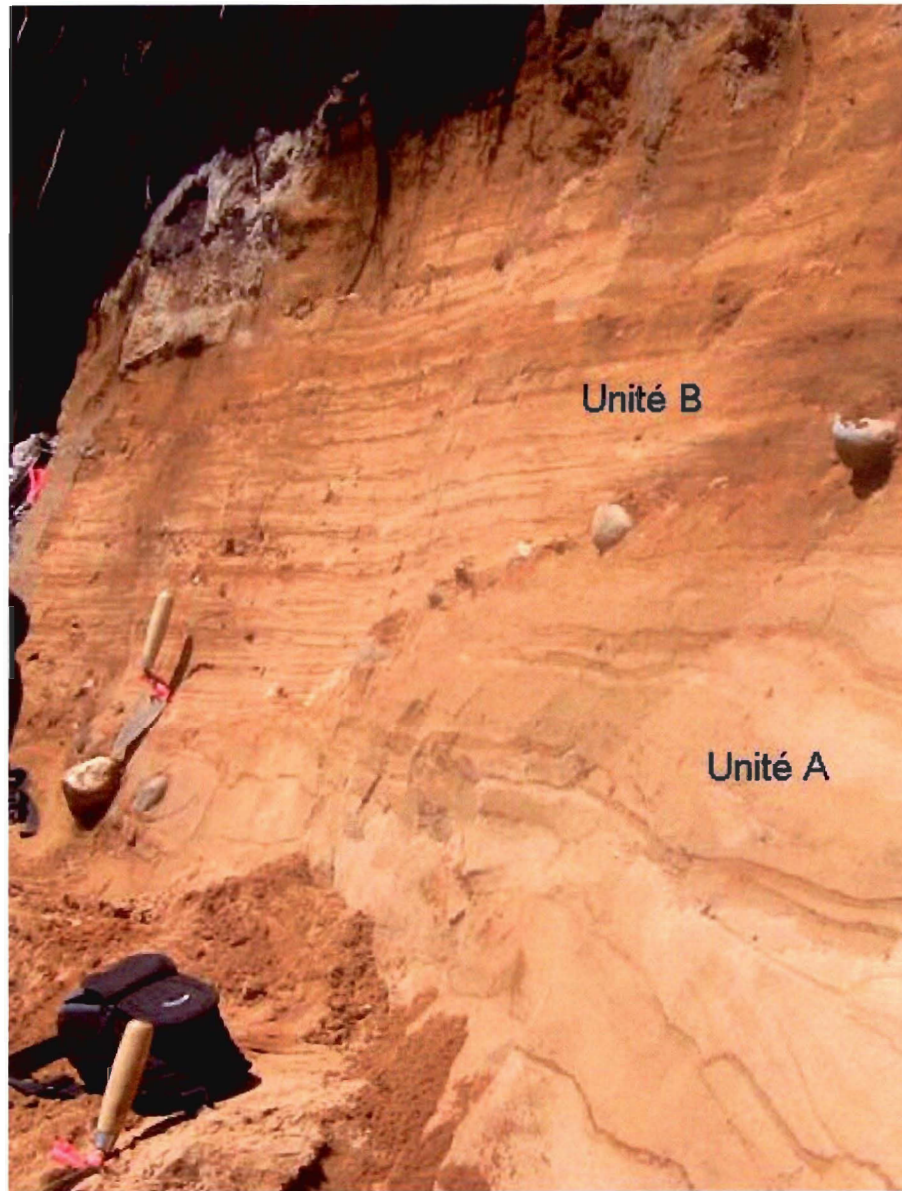


Figure 3.29 Coupe stratigraphique coupe 8. Plage de Sand Cove, île de la Grande Entrée



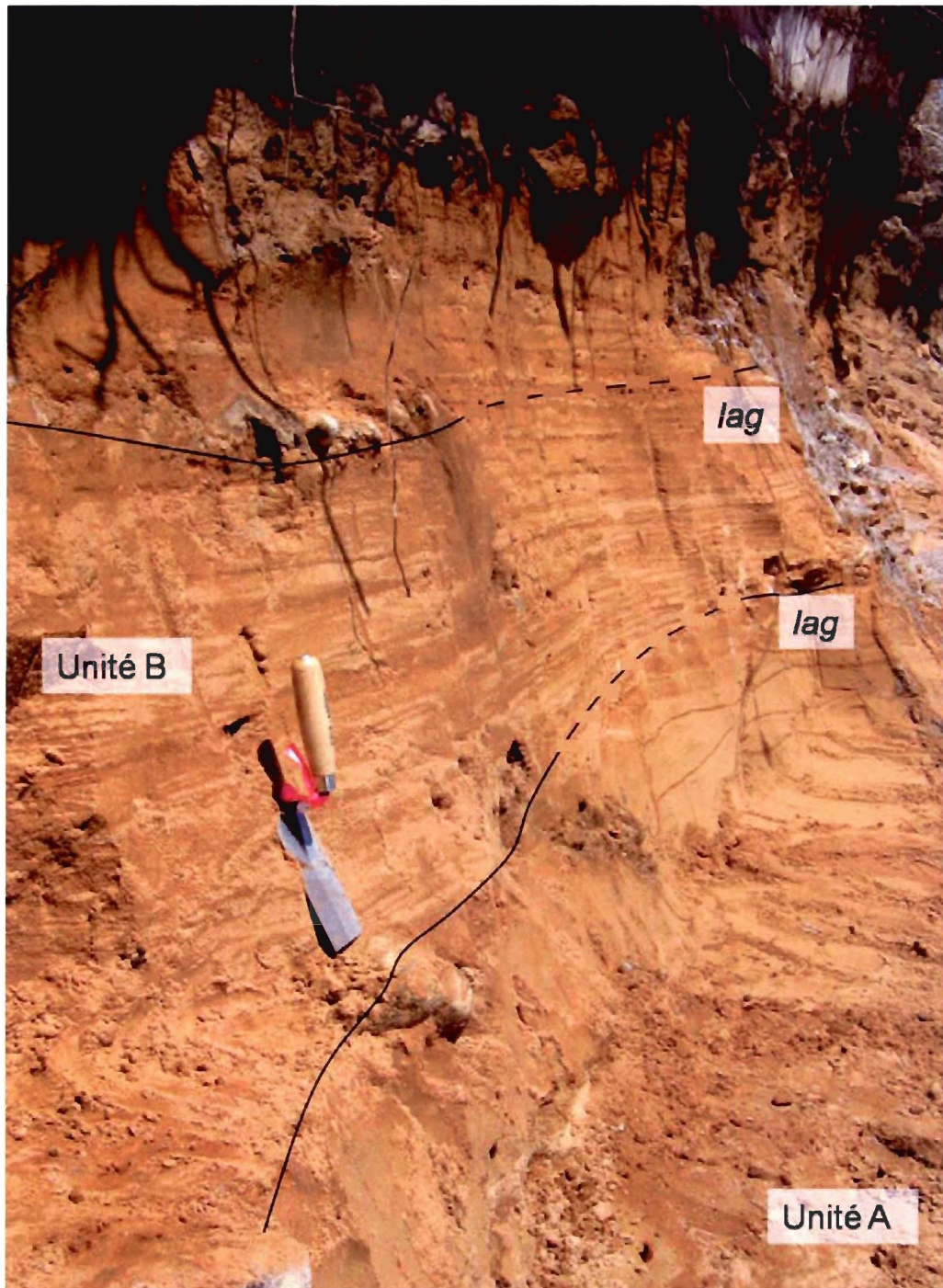
(Photos : Vigneault 2008)

Figure 3.30 Détail d'une section de l'unité A (au centre, un morceau d'argile), coupe 8. Plage de Sand Cove



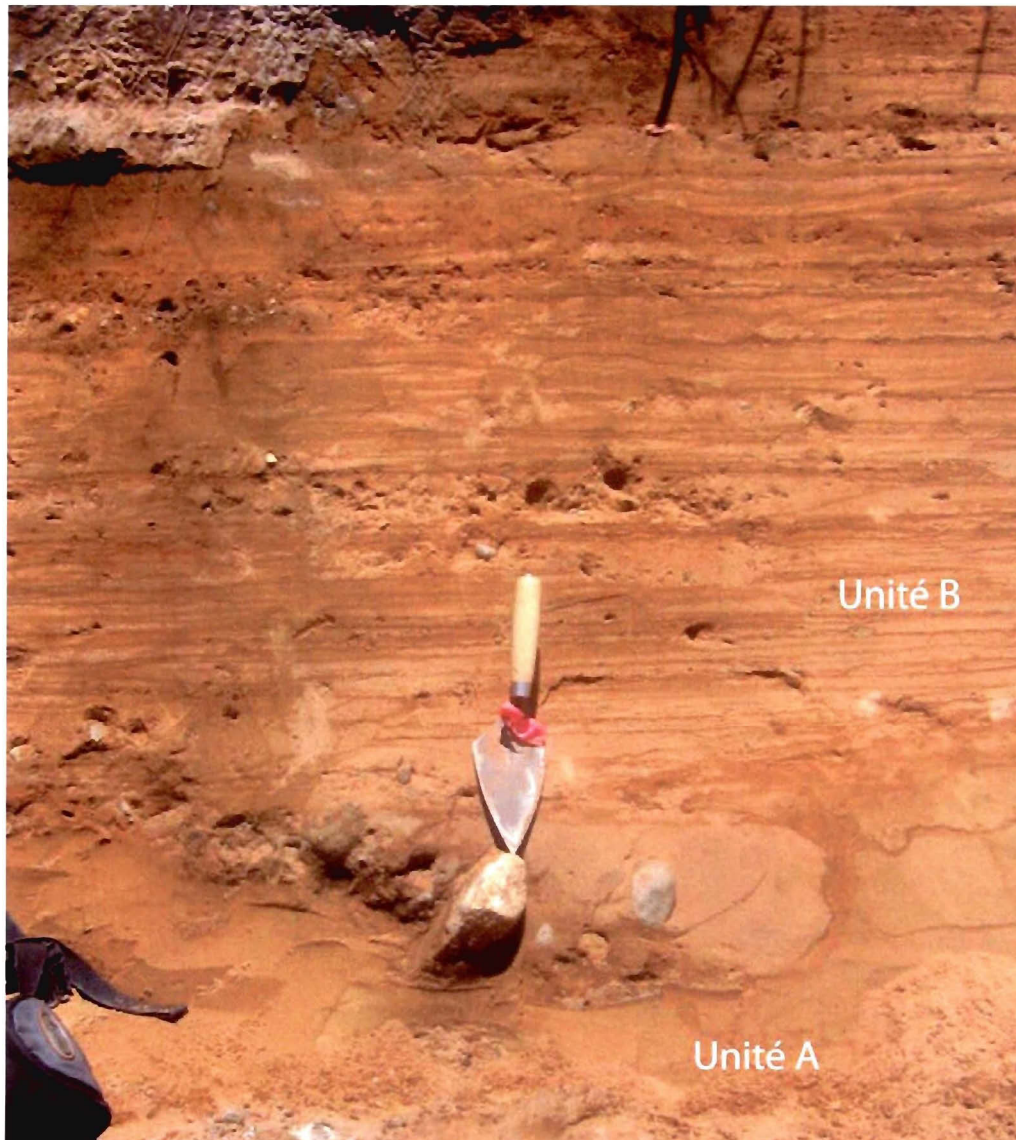
(Photos : Vigneault 2008)

Figure 3.31 Contact entre unité A et B, coupe 8. Plage de Sand Cove



(Photo Vigneault, 2008)

Figure 3.32 Sable et surface d'érosion, sommet de la coupe 8. Plage de Sand Cove



(Photos : Vigneault 2008)

Figure 3.33 Détail de l'unités B, coupe 8. Plage de Sand Cove

3.2.5.2 Interprétation de la coupe 8 : Plage de Sand Cove

L'unité A de la coupe 8 est très similaire à l'unité A marine de la coupe 4 (La Bluff). L'alternance de lits de sable fin et de sable grossier à structure en biseau et les rides de courant suggèrent un environnement de sédimentation d'énergie modérée à faible variation

de type infratidal. Les structures entrecroisées résultent d'évènements érosifs liés à de fortes tempêtes tandis que les lits plus fins représentent des périodes d'accalmie en surface (Nichols, 2009). Les passées argileuses proviennent sans doute d'un apport sédimentaire ponctuel de la côte où l'on rencontre à proximité des argilites de la même couleur. Par ailleurs, cette hypothèse de sable marin quoique très probable n'est toutefois pas démontrée hors de tout doute étant donnée l'absence de fossile témoignant d'une vie marine.

L'unité B est en discordance érosive sur l'unité A. Elle est caractérisée par des surfaces d'érosion synsédimentaires à l'intérieur de son faciès. Ces surfaces d'érosion sont marquées par une concentration d'éléments granulométriques grossiers (gravier, galets et blocs) résultant d'un tri dû aux limites de compétence de l'agent érosif. L'unité B et les *lags* sont le résultat d'une sédimentation en milieu intertidal où les courants de marée et les vagues ont trié les sédiments. La composition lithologique des galets et des blocs de l'unité B est principalement d'origine appalachienne, analogue au till appalachien, et les cailloux présentent des indices de façonnement glaciaire.

L'unité C au-dessus de l'horizon Ae podzolique, correspond à une couverture de sédiments éoliens récents. On retrouve latéralement des dunes tronquées par l'érosion côtière actuelle. Sous l'une d'elles, dans le paléosol, une date ^{14}C provenant d'un charbon vient réaffirmer l'âge holocène de l'ancien sol obtenu au sommet de la coupe 1 (8 187- 8 321 cal. B.P. (ULGAS-1205/ULA-443).

CHAPITRE IV.

INTERPRÉTATION GÉNÉRALE ET CORRELATIONS

4. Interprétation générale et corrélations

Ce chapitre est une synthèse des interprétations générales des huit coupes présentées précédemment. Il présente également les principales corrélations entre les unités de celles-ci. De nombreux indices relevés dans la présentation des résultats permettent d'associer les coupes entre elles. Le tableau 4.1 résume les différents environnements de mise en place des dépôts et leurs distributions dans le nord de l'archipel.

Chacun des environnements est abordé, interprété et corrélié avec les observations dans le nord de l'archipel. La figure 4.1 présente une synthèse stratigraphique des unités de l'ensemble des coupes. L'ordre de présentation des unités respecte la logique chronologique de mise en place. Les figures 4.2 à 4.7 illustrent, quant à elles, les relations entre ces unités dans les différentes coupes pour chacun des types environnements de sédimentation. L'ordre de présentation respecte également la logique chronologique établie par la figure 4.1.

Tableau 4.1 Synthèse des indices d'environnements de mise en place des dépôts et des mouvements glaciaires du nord de l'archipel.

X=Présence d'indices et O= absence d'indice

No de coupe (localité)	Lithologie laurentidienne	Lithologie appalachienne	Indices de mouvement glaciaire NO-SE	Indices de mouvement glaciaire E-O	Indices d' env. Marin	Indices env. Littoral
1 (Pointe aux Loups Nord)	X	X	Cannelures	Fabrique de till Déformations glaciotectoniques	X	X
2 (Pointe aux Loups Sud)	O	X	O	Fabrique de till Déformations glaciotectoniques	O	O
3 (Pointe aux Loups (Canards))	X	X	O	Déformations glaciotectoniques Till appalachien	X	O
4 (La Bluff)	X	X	O	O	X	X
5 (Bassin aux Huîtres)	O	X	O	Fabrique de till, déformations glaciotectoniques	O	O
6 (Plage du Bassin Est)	O	X	O	Fabriques de till, déformations glaciotectoniques	X	O
7 (Old Harry)	O	X	O	Déformations glaciotectoniques Till appalachien	O	O
8 (Plage Sand Cove)	O	X	O	O	X	X

4.1 Éléments glaciaires laurentidiens

Plusieurs preuves de la présence de l'Inlandsis laurentidien sur le nord de l'archipel ont été observées (tableau 4.1 et figures 4.1 et 4.2). D'abord les cannelures à la base de l'unité fluvioglaciaire de la coupe 1 (Pointe-aux-Loups nord). Ensuite, le dépôt de contact glaciaire

composé d'éléments laurentidiens de l'unité B de la coupe numéro 4 (La Bluff) et, finalement, avec la dimension des blocs présents dans cette unité fluvioglacière et le surtout en raison du cortège pétrographique, cette unité est sans doute juxtaglaciaire ou proximale de l'inlandsis.

Les unités fluvioglacières des coupes 3 et 4, ont également une origine laurentienne et anticostienne. Les indices de sources sédimentaires sont cohérents avec un glacier situé au NE ou au NO de l'archipel. Les cannelures identifiées à la coupe 1 sont les seules marques d'érosion glaciaire répertoriées dans le nord de l'archipel. Elles indiquent un mouvement dans l'axe NO-SE. Couplées au cortège lithologique de l'unité fluvioglacière, elles

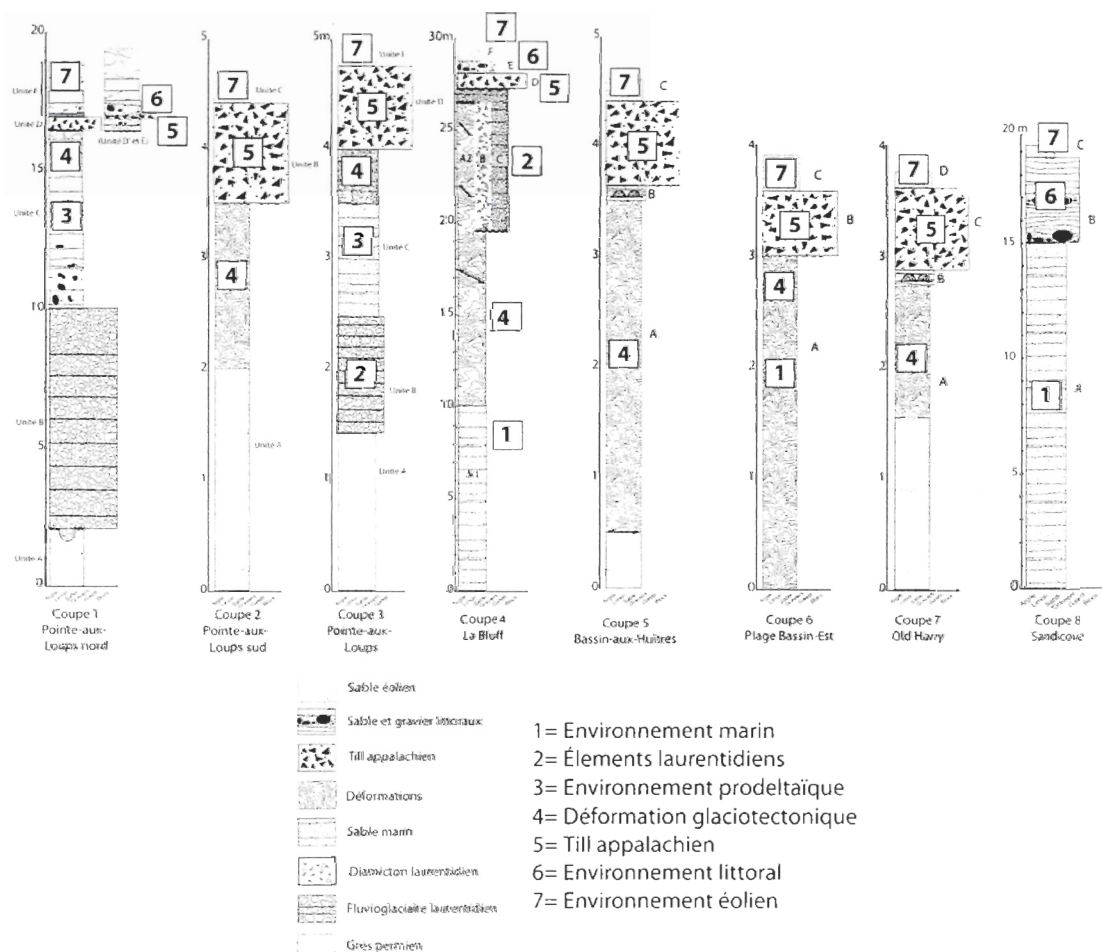
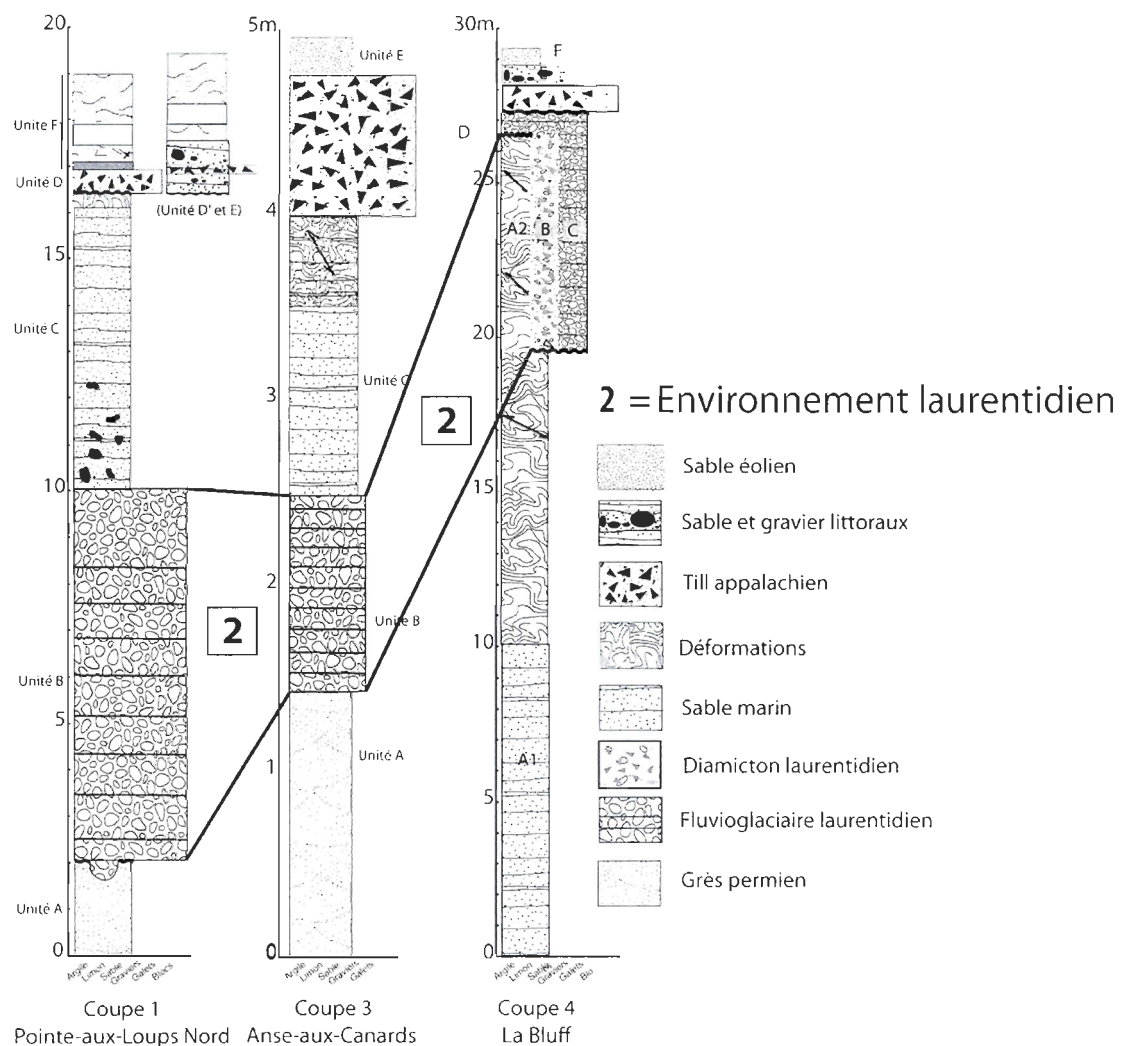


Figure 4.1 Synthèse chronologique des environnements quaternaires du nord de l'archipel

démontrent la présence d'un glacier à forte capacité abrasive venant du Bouclier canadien via l'île d'Anticosti. La transition progressive vers un faciès prodeltaïque distal entre l'unité B et C de la coupe 1 et la diminution graduelle des cailloux de délestages indiquent un éloignement graduel de la source sédimentaire.



L'époque de mise en place de ces dépôts laurentidiens demeure difficile à déterminer. On sait que les dépôts de contact glaciaire de l'unité C de la coupe 4 (La Bluff) recourent des sédiments marins (voir section 4.2). Par contre, on ne connaît pas l'âge absolu de ces dépôts.

4.2 Environnement marin

Des indices d'environnement marin sont présents dans cinq des huit coupes décrites (tableau 4.1 et figures 4.1 et 4.3). Les seuls endroits où les unités marines sont absentes sont les affleurements où le till appalachien repose directement sur les grès (coupe 2, 5 et 7). Les corps sédimentaires les plus volumineux du nord de l'archipel sont composés de sable d'origine marine d'eau relativement peu profonde. Deux faciès d'époques différentes se distinguent.

D'abord, le plus ancien, le faciès des coupes 4, 6 et 8 composé de lits de sable et de silt. Le faciès marin de ces unités n'a pas de cyclicité dans la récurrence des lits de silt. Les faibles variations granulométriques du faciès sont associées aux variations d'énergie en mer peu profonde. La source sédimentaire, bien qu'importante pour la mise en place d'un corps sédimentaire aussi volumineux, est probablement distale, car elle n'a pas d'influence directe sur les structures sédimentaires du faciès. Une source sédimentaire distale a une influence atténuée sur la sédimentation en milieu marin. L'absence de cailloux de délestage dans ce faciès ne permet pas de l'associer à un environnement glaciomarin avec couvert de glace.

Ce dépôt marin est antérieur aux dépôts glaciaires laurentidiens. En effet, il est recoupé et déformé par la mise en place des sédiments de contact glaciaire et fluvioglaciaire de la coupe 4 (La Bluff). La position stratigraphique et le faciès similaire des unités marines des coupes 4, 6 et 8 permettent de les associer. Des datations ^{14}C dans des sédiments intertidaux à l'Anse à la Cabane (île de Havre Aubert) ont donné des âges de 46 357-47 253 cal. B.P. (ULGAS1227-ULA453) à une altitude de 12 à 13 m (Rémillard *et al.* en préparation). Il est

possible que les unités marines du nord de l'archipel soient contemporaines de ce haut niveau marin observé dans le sud des Îles.

Par ailleurs, Dredge *et al.* (1992), observent des dépôts organiques recouverts de sédiments marins datant du Sangamonien à Bassin dans le sud de l'archipel. Ces dépôts sont aujourd'hui au niveau marin actuel. Il n'est cependant pas impossible que les dépôts marins du nord soient corrélés chronologiquement à ces dépôts sangamonien.

Le second faciès marin, le plus récent, est composé de sédiments sableux en alternance cyclique avec du silt (tableau 4.1 et figures 4.1 et 4.3). Ce faciès se rencontre aux coupes 1 et 3. Ce grand volume de sédiments provient probablement d'un complexe prodeltaïque. Les cycles entre les lits de sable et de silt indiquent des variations périodiques d'énergie et d'apport sédimentaire. De plus, la transition graduelle entre l'unité fluvioglaciaire (unité B, coupe 1) et l'unité prodeltaïque (unité C, coupe 1) appuie l'idée d'un environnement marin à proximité d'une importante source sédimentaire qui s'éloigne graduellement. Cet éloignement graduel explique pourquoi on retrouve de moins en moins de cailloux de délestage dans le haut du faciès.

De plus, l'omniprésence du paléopodzol où les ortsteins sont très bien développés appuie cette interprétation. Ces indurations apparaissent dans un contexte de baisse du niveau marin. Ils se forment rapidement après l'exondation des terres et protègent les surfaces contre l'érosion hydrique (Dubois *et al.* 1990).

Le second faciès marin est un environnement glaciomarin peu profond en contexte de bordure glaciaire, près d'une source sédimentaire importante. Elle succède au passage de l'inlandsis dans le nord de l'archipel.

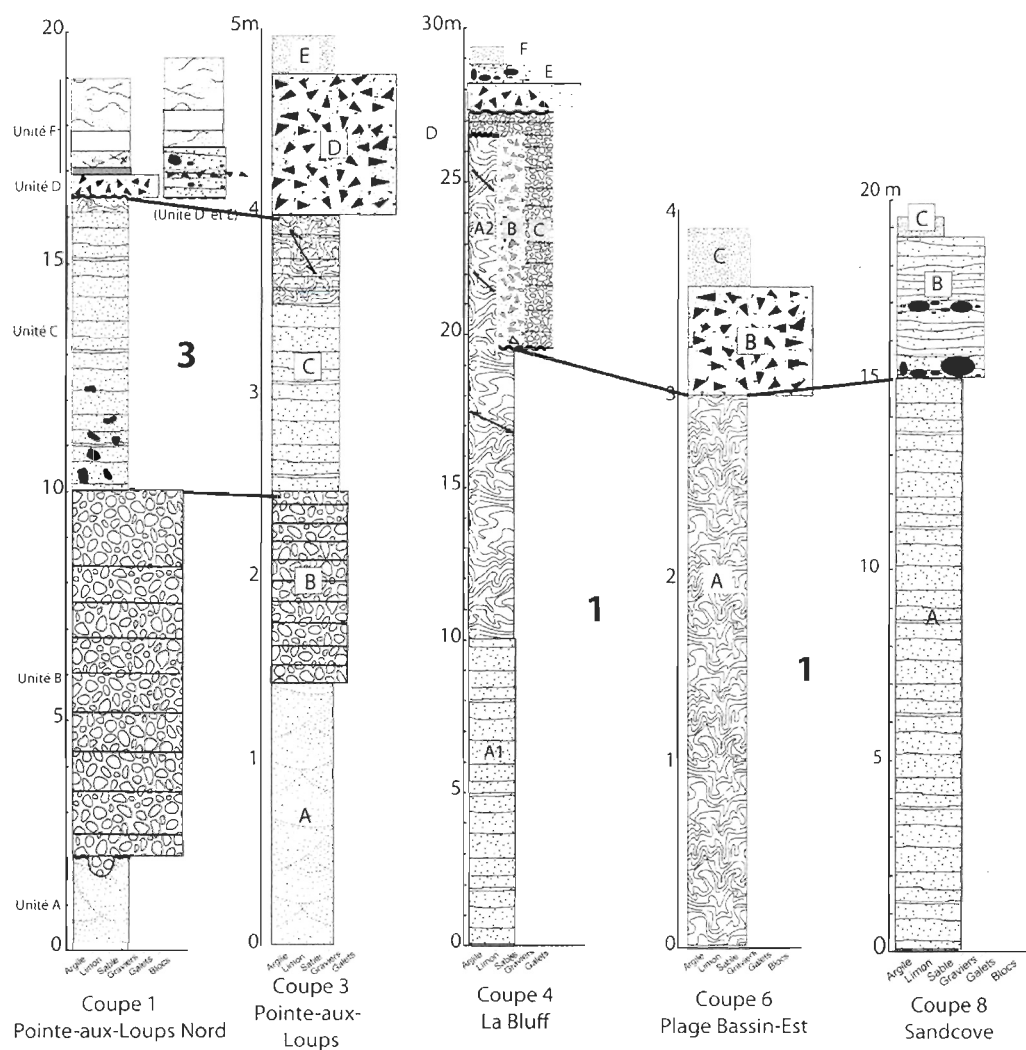


Figure 4.3 Corrélation entre les environnements marins des coupes 1 et 3 et 4, 6 et 8

4.3 Déformations glaciotectoniques et till appalachien

Des déformations glaciotectoniques ont été identifiées à de nombreux sites dans le nord des Îles-de-la-Madeleine, notamment aux coupes 1, 2, 3, 4, 5, 6 et 7 (tableau 4.1 et figures 4.1 et 4.4). Ces déformations sont présentes autant dans les grès que dans les dépôts meubles. Elles se présentent sous forme de plis, de plis déversés, d'injections, de failles inverses et de structures de charge. Mis à part les déformations de l'unité A de la coupe 4, toutes ces observations et mesures de déformations témoignent d'une contrainte provenant de l'est ou de l'est-nord-est.

Ces déformations sont recouvertes par un till appalachien à chacun des affleurements où elles ont été observées. Dans tous les cas, à l'exception des coupes 4 et 7, les fabriques dans le till montrent une forte concentration de la plongée de l'axe a des cailloux vers l'est. Ces données de fabriques et les déformations confirment un mouvement glaciaire appalachien de l'est vers l'ouest (figure. 4.5). De plus, des éléments de lithologie appalachienne sont présents dans toutes les coupes étudiées (tableau 4.1 et figure 4.1).

À la coupe 1 (Pointe aux Loups nord), le till appalachien est intercalé dans l'unité E littorale ou prodeltaïque. Ceci implique que chronologiquement, le till appalachien s'est formé sensiblement dans la même période à la suite du retrait de l'inlandsis et possiblement dans une phase de récurrence glaciaire.

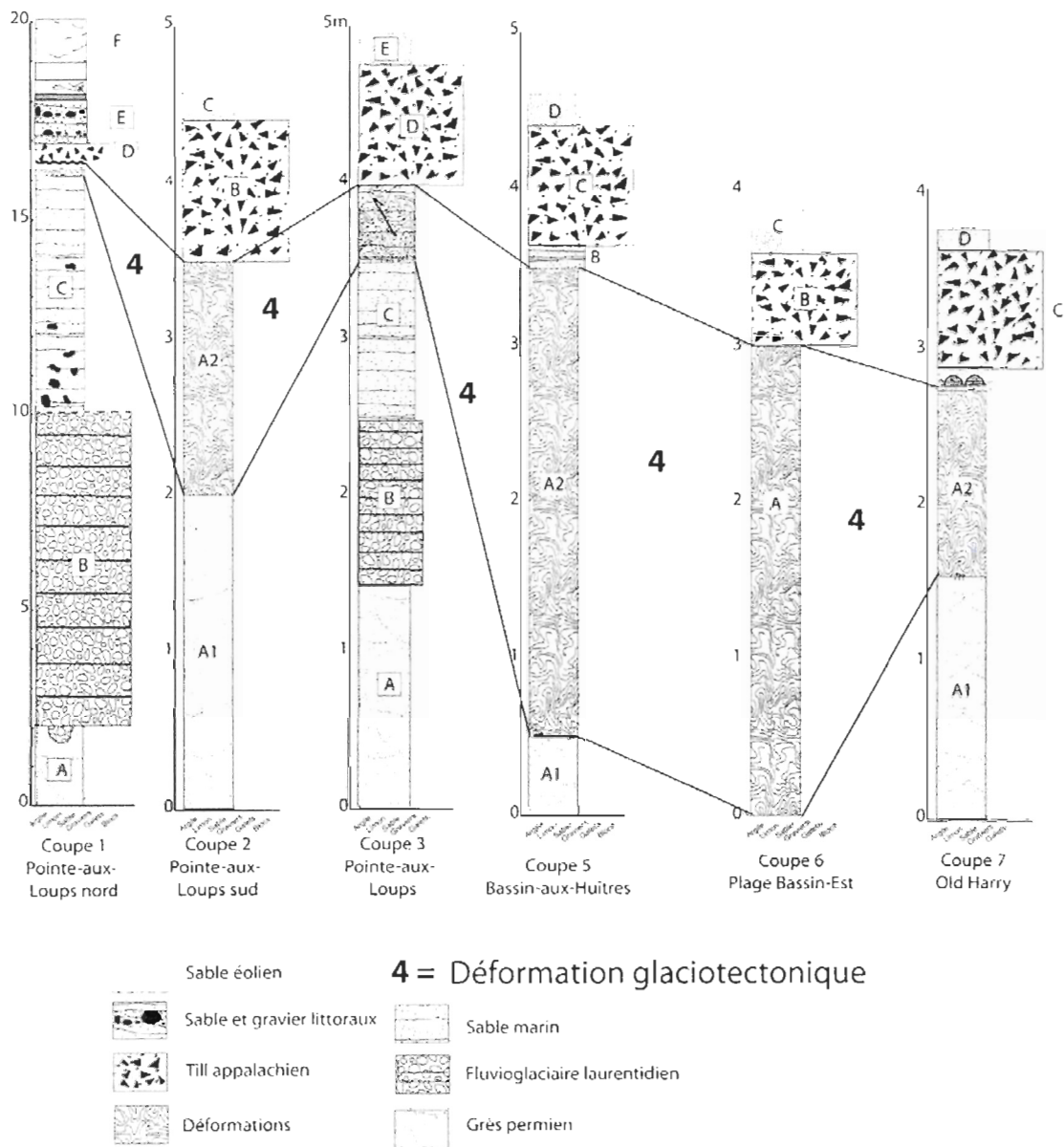
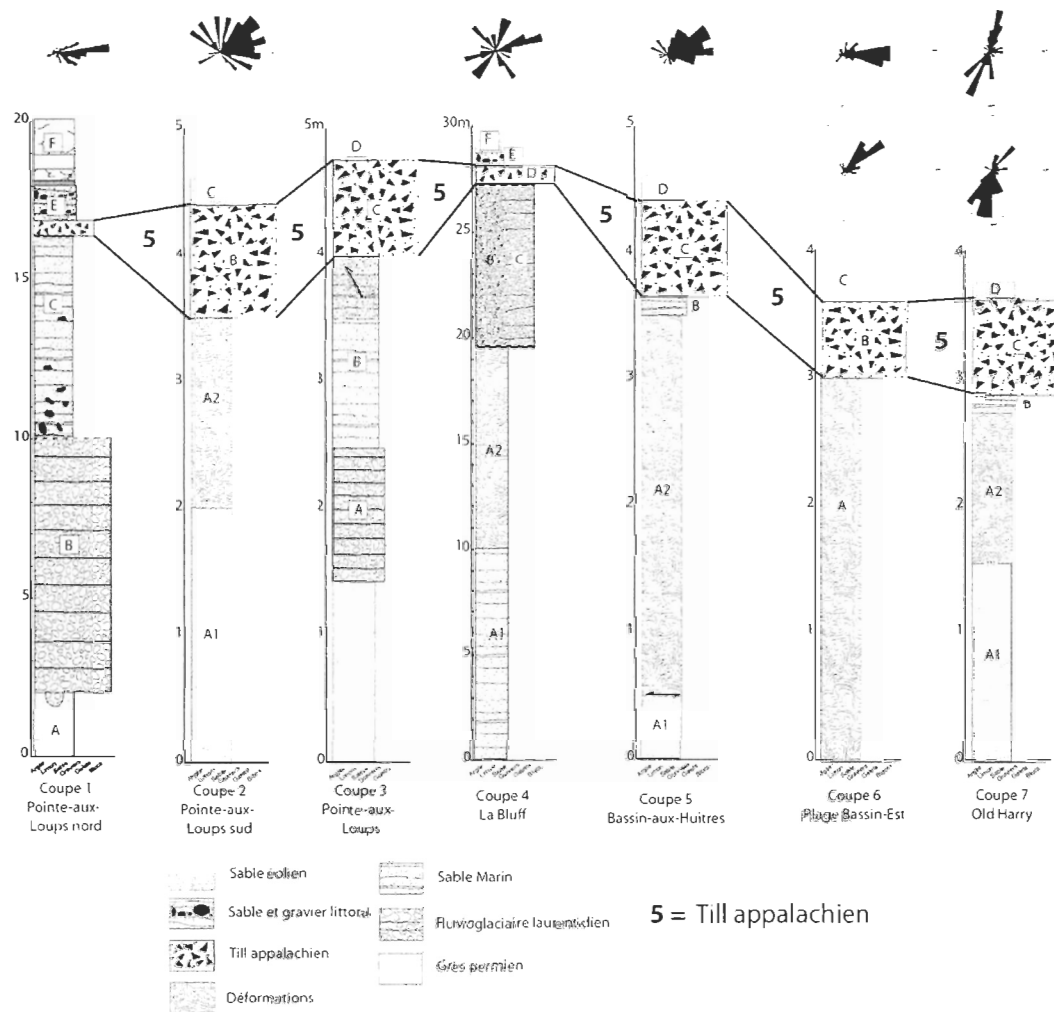


Figure 4.4 Corrélation entre les déformations glaciotectionales des coupes 1, 2, 3, 5, 6 et 7



4.4 Surface d'érosion littorale et remaniement des dépôts

Plusieurs évidences de remaniement de dépôts et plus particulièrement du till appalachien de surface ont été observées. C'est le cas aux coupes 1, 4 et 8 (tableau 4.1 et figures 4.1 et 4.6). Par endroits, le remaniement du till n'a été que partiel, laissant le diamicton intact alors qu'ailleurs il n'a laissé qu'une ligne de cailloux (*lag*) dans des sédiments sableux littoraux. À

d'autres endroits, le remaniement n'a laissé strictement que les déformations dans les grès ou dans les dépôts, délavant totalement le till.

Le till et le *lag* d'origine littoral sont d'ailleurs présents dans presque toutes les coupes de dépôts meubles dégagées sur les littoraux de l'île de Grande-Entrée et du nord de l'archipel. Ces dépôts (till et dépôt littoraux remaniant le till) forment une couverture uniforme près de la surface et les blocs de lithologies appalachiennes affleurent à de nombreux endroits notamment là où la déflation est très active et où la circulation des VTT les exhume. Cette couverture uniforme de blocs cristallins allochtones sur l'île de Pointe-aux-Loups et de la Grande-Entrée est interprétée comme un remaniement par les vagues de dépôts glaciaires préexistants (Grant, 1987 et Grant et King, 1984).

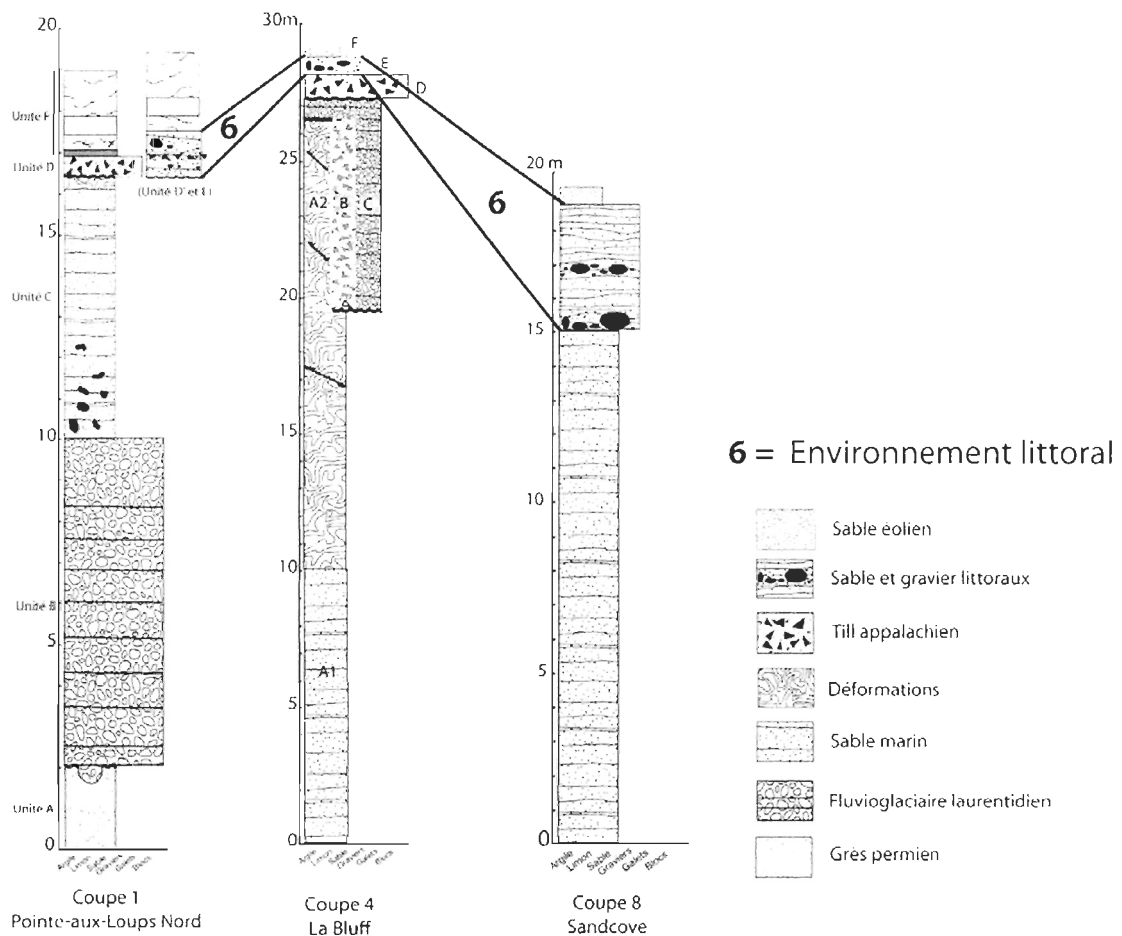


Figure 4.6 Corrélation entre les dépôts littoraux des coupes 1, 4 et 8

4.5 Processus éolien

Tout comme le souligne Paquet (1988), on constate rapidement à nos dépends par journée de grands vents que le transport éolien de grains de sable est très important dans l'archipel. Nous croyons, tout comme Laverdière et Guimont (1974) et Paquet (1988), que la formation de dépôts éoliens est toujours un processus actuel. Ces dépôts sont omniprésents (figures 4.1 et 4.7) et leur épaisseur diminue généralement de la côte vers l'intérieur des Îles. Ce processus toujours actif est en marche au moins depuis le début de l'Holocène. En effet, deux résultats

^{14}C sur des charbons récoltés respectivement sous et dans une dune (figures 3.3 et 3.28) donnent des âges holocènes (8 187- 8 221 et 5 329-5 582 cal. B.P.).

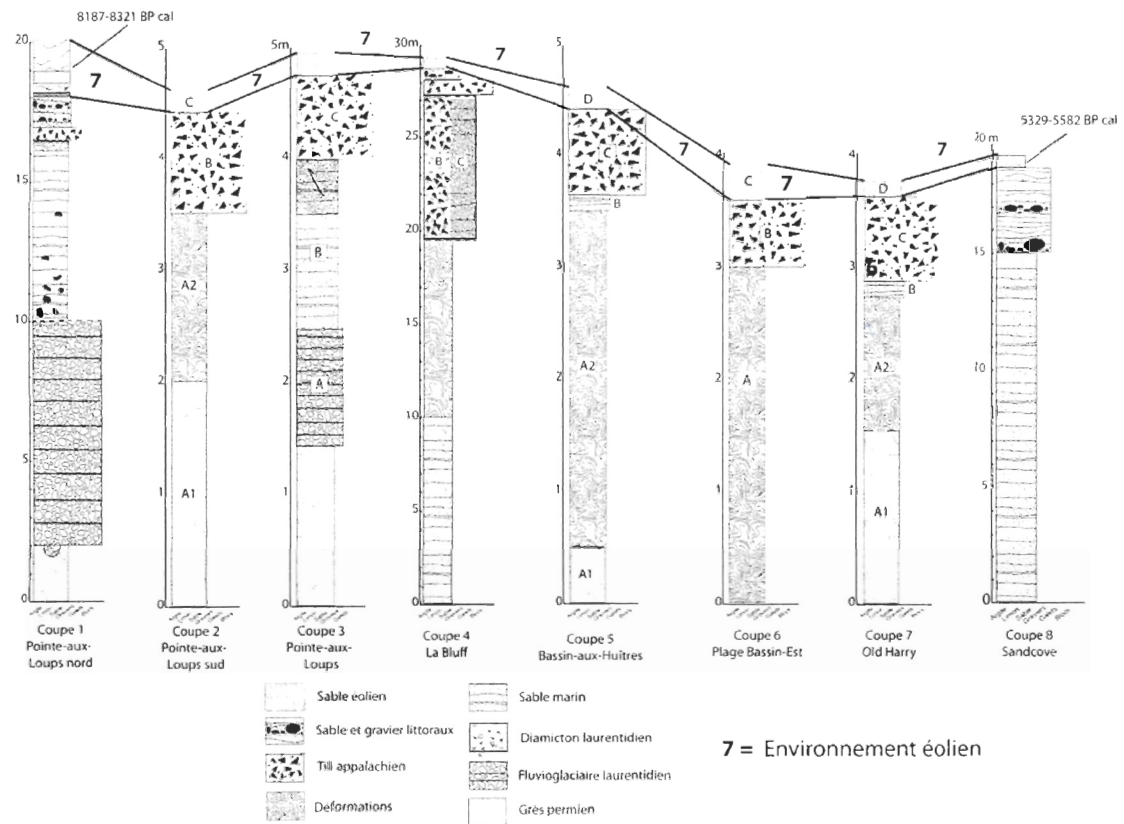


Figure 4.7 Corrélation entre les sédiments d'origine éolienne.

CHAPITRE V

DISCUSSION

5.1 Dépôts glaciogéniques laurentidiens

L'unité de contact juxtaglaciale identifiée à la coupe 4 correspond à la moraine terminale de Alcock (1941). En 1974, Laverdière et Guimont identifient ce dépôt comme un esker. Ces deux interprétations distinctes viennent de la morphologie en crête sur laquelle s'appuie le dépôt (figure 3.13) et les faciès glaciaire et fluvioglaciaire juxtaposés dans la coupe. Cette crête traverse l'île de Grande-Entrée selon un axe SO/NE; derrière la falaise elle est cependant composée de grès et non de dépôts meubles. L'unité B correspond à un dépôt morainique de contact glaciaire comme Alcock (1941) et Prest *et al.* (1976) l'ont interprétés. En effet, la morphologie générale en crête (figure 3.13) avec un versant amont abrupte et un versant aval en pente douce ainsi que les caractéristiques stratigraphiques et sédimentologiques énumérées plus haut permettent de confirmer les interprétations de Alcock et Prest *et al.* malgré l'incohérence relevée entre les mesures du sens de poussé et la source des dépôts.

L'unité fluvioglaciaire de la coupe 1 de l'île de Pointe-aux-Loups est interprétée par Dredge *et al.* (1992) et Prest *et al.* (1976) comme littorale ou fluvioglaciaire. L'architecture et les structures sédimentaires typiquement fluvioglaciales (forte imbrication des cailloux, nombreuses et soudaines variations de la granulométrie des lits dans l'unité, matrice infiltrée liée à la grande charge sédimentaire) de cette unité écartent l'hypothèse des dépôts littoraux. De plus, la lithologie des erratiques précambriens du Bouclier canadien et des calcaires de l'île d'Anticosti présents dans cette unité permet de relier les coupes 1 (Pointe-aux-Loups Nord), 3 (Pointe-aux-Loups, Anse-aux-Canards) et 4 (La Bluff). La présence de cette unité en

chenal au faciès similaire dans trois coupes confirme l'interprétation de l'origine fluvioglaciale du dépôt.

Laverdière et Guimont (1974) interprètent cette même unité (fluvioglaciale) de la coupe 1 comme un esker pré-Wisconsinien alors que Dredge *et al.* (1992) attribuent un âge pré-Sangamonien au dépôt fluvioglaciale sur la base de la cimentation calcaire de l'unité. Prest *et al.* (1976) notent que le dépôt est cimenté dans la fraction des sables et graviers mais que les blocs ne sont pas cimentés. Il apparaît évident que les Îles-de-la-Madeleine ont évolué sous un climat maritime bien arrosé au cours de l'Holocène. En effet, la présence d'un paléosol podzolique d'âge holocène où l'horizon Ae fait souvent plus de 30 cm d'épaisseur implique un environnement au lessivage acide important qui a favorisé la dissolution des calcaires dans les dépôts meubles. Cette dissolution est à l'origine de la cimentation de l'unité fluvioglaciale qui repose sur les grès moins perméables que les dépôts. Selon les dates ^{14}C obtenues sur le paléosol, cette cimentation n'est donc pas forcément liée à des processus très anciens comme le proposent Dredge *et al.* (1992) et Laverdière et Guimont (1974). Paquet (1988) émet par ailleurs l'hypothèse que l'absence presque généralisée de traces fossiles dans l'archipel résulte de cette dissolution par la lixiviation des organismes à exosquelettes calcaires au cours de l'Holocène.

Le contact conforme entre l'unité B (fluvioglaciale) et l'unité C (prodeltaïque) de la coupe 1 (Pointe aux Loups Nord) est mentionné par Dredge *et al.* (1992). Cependant, ces derniers associent l'unité C de la coupe 1 aux unités marines (unité A) des coupes 4 (La Bluff), 6 (Plage du Bassin Est) et 8 (Plage de Sand Cove) bien que ces unités aient des lithofaciès différents. L'unité C de la coupe 1 présente des alternances cycliques de lits sableux et de lits silteux qui sont absentes dans l'unité A des coupes 4, 6 et 8. De plus, les cailloux de délestage et les passées de lentilles de petits graviers présentes dans l'unité C sont totalement absents dans l'unité A. L'unité C de la coupe 1 et l'unité C de la coupe 3 appartiennent au même épisode sédimentaire, associé à un environnement fluvioglaciale distal de type prodeltaïque (figure 4.2). Les unités marines des coupes 4, 6 et 8 (figure 4.2) sont des sédiments marins

d'eau peu profonde où aucun indice de la présence d'un glacier ou d'une plateforme de glace n'est présent (variations subites de granulométrie, cailloux de délestage, sédimentation fine).

L'interprétation d'un dépôt laurentidien pré-Wisconsinien ou pré-Sangamonien est ici remise en question. De plus, la séquence stratigraphique continue présente à la coupe 1 laisse présumer une époque de mise en place plus récente pour le dépôt glaciaire laurentidien. En effet, dans cette coupe se succèdent, dans l'ordre et sans hiatus, un environnement glaciaire laurentidien et un environnement prodeltaïque dans lesquels au sommet s'intercale un till appalachien suivi d'un environnement littoral puis d'une pédogénèse holocène. Cette séquence stratigraphique ininterrompue se terminant par des dépôts d'âge holocène tend vers une mise en place des dépôts laurentidiens au Wisconsinien supérieur ou moyen.

Grant *et al.* (1985) Grant et King (1984) proposent un âge wisconsinien inférieur pour le till laurentidien observé aux Îles-de-la-Madeleine et Vincent et Prest (1987) mentionnent aussi le passage de l'inlandsis à cette époque. St-Pierre *et al.* (1987) et Gratton *et al.* (1984) mentionnent que l'Inlandsis laurentidien a dépassé la côte sud de l'île d'Anticosti vers le sud-est seulement au Wisconsinien inférieur. La bordure glaciaire ancrée de l'inlandsis n'aurait pas franchit le littoral anticostien lors des deux autres récurrences laurentidiennes enregistrées sur cette île au Wisconsinien moyen et supérieur. Selon ces données, les dépôts laurentidiens aux Îles-de-la-Madeleine seraient du Wisconsinien inférieur. Par contre il y avait certainement une plateforme de glace au large d'Anticosti et l'inlandsis a pu couvrir d'autres parties du golfe, à l'est ou à l'ouest de l'île durant le Wisconsinien moyen et supérieur.

Dans leurs modèles de dispersion glaciaire des Maritimes, Stea (2004) et Stea *et al.* (1998) proposent la présence de l'Inlandsis laurentidien entre 75ka et 40ka sur l'Est du plateau madelinien (phase calédonienne). Les dépôts laurentidiens aux Îles-de-la-Madeleine proviennent possiblement de cette phase glaciaire. Dans leur scénario, la bordure entre les glaciers appalachiens et laurentidien étaient situées approximativement sur l'archipel des Îles-de-la-Madeleine. Il est possible que l'archipel fût au carrefour des deux masses glaciaires ce

qui expliquerait la présence de dépôts laurentidiens au nord et leur absence dans le sud de l'archipel bien qu'aucun dépôt ne témoigne d'une zone de convergence glaciaire.

Par ailleurs, des modèles d'englaciation positionnent l'Inlandsis laurentidien sur l'archipel au dernier maximum glaciaire (Shaw *et al.* 2006, Dyke *et al.* 2002) et au Wisconsinien moyen (Stea 2004).

Cependant, l'absence de cadre chronologique absolu ne permet pas, pour l'instant, de valider ces hypothèses de période de mise en place de ces dépôts glaciaires en provenance du Bouclier canadien.

5.2 Sédiments marins

Par sa localisation géographique, l'archipel est sensible aux variations du niveau marin relatif. Ces variations ont été nombreuses dans les Maritimes depuis le début du Quaternaire. Les Îles-de-la-Madeleine ont enregistré une multitude d'indices qui témoignent de ces variations.

Par exemple, sur l'île de Havre Aubert dans le sud de l'archipel, on observe une plateforme d'érosion marine interprétée d'âge sangamonien à «13-20+ m» d'altitude par Dredge *et al.* (1992). Cette interprétation est basée sur des datations ^{14}C obtenues dans une unité organique contenant des coquillages marins broyés à la coupe de Millerand et de Bassin sur l'île de Havre-Aubert (Dredge *et al.* 1992). Le résultat des dates est à la limite de la datation C^{14} conventionnelle. D'ailleurs, la plupart de celles-ci (sauf une; GSC-4633) sont des dates « ouvertes », c'est-à-dire qu'elles indiquent un âge minimal. Dans leur interprétation, ils considèrent cette dernière date comme un âge minimum même si celle-ci enregistre un âge de $42\,900 \pm 720$ BP. Or, les datations ^{14}C AMS qu'ont obtenu Rémillard *et al.* (2011) dans une unité lagunaire à Millerand sont toutes « fermées » et positionnent cette unité au

Wisconsinien moyen et non au Sangamonien comme le soutiennent Dredge *et al.* (1992). Ces derniers considèrent tous les corps sédimentaires marins sableux de l'archipel d'époque sangamonienne en se basant sur l'interprétation des dates obtenues à la coupe de Bassin.

De plus, à proximité sur l'île de Havre-Aubert, des dépôts intertidaux affleurent à une altitude de 11 m sont datés à 9 703-9 724 cal. BP (ULGAS1208-UL445) (Bernatchez, inédit). Ces exemples, non exhaustifs, illustrent la complexité des cadres chronologique, eustatique et isostatique d'autant plus que, pour la plateforme madelinienne, s'ajoute au glacio-eustatisme et à la glacio-isostasie le diapirisme associé aux dômes de sel de la Formation de Windsor.

Avec ce cadre complexe, une prudence dans l'association spatiale des faciès marins et littoraux s'impose. Pour le nord de l'archipel, deux faciès marins différents ont été identifiés (marin et prodeltaïque). Ces deux faciès sont similaires et peuvent être facilement confondus. Cependant, le contexte stratigraphique et les caractéristiques sédimentologiques des deux faciès sont différents.

Dredge *et al.* (1992) placent ces deux faciès au Sangamonien en les associant au dépôt présent sur la plateforme d'érosion marine de +13 à 20 m présente sur l'île de Havre Aubert. Les cadres stratigraphique et chronologique présentés ci-haut ne sont cependant pas cohérents avec cette interprétation.

L'unité marine est antérieure aux dépôts glaciaires laurentidiens qu'on estime du Wisconsinien moyen ou supérieur. En effet, l'unité de contact glaciaire de la coupe 4 (La Bluff) est encaissée dans les sédiments marins. Par contre, le dépôt prodeltaïque succède à l'épisode glaciaire laurentidien et précède la récurrence appalachienne. Ces deux faciès sont donc d'âges distincts.

5.3 Till appalachien et déformations glaciotectoniques

Le cortège lithologique qui compose le till supérieur répertorié sur l'ensemble des coupes décrites est d'origine appalachienne. Certains auteurs ont confondu son origine avec une provenance laurentidienne, probablement due à la présence d'éléments cristallins allochtones et à une analyse non exhaustive des dépôts.

Les indices directionnels renseignant sur l'origine du till sont abondants et éloquents. Les fabriques réalisées dans le till dans le cadre de cette étude sont les seules données du genre disponibles pour caractériser et interpréter ce dépôt. Elles indiquent presque toutes une plongée de l'axe a des cailloux vers l'est. Ces données, combinées aux déformations glaciotectoniques sous-jacentes, démontrent une contrainte venant de l'est. Ces données d'écoulement glaciaire sont cependant en contradiction avec les écoulements vers le sud-est proposés par Dredge et Grant (1987). Leurs données sont basées strictement sur des mesures de déformations dans les grès et les dépôts, et ne tiennent pas compte des caractéristiques du till sus-jacent. Il est également possible qu'ils aient observé d'autres déformations associées au passage de l'inlandsis.

Encore ici, le cadre chronologique absolu est inconnu. Cependant, la position stratigraphique du dépôt ainsi que son omniprésence dans le nord de l'archipel suggèrent une mise en place relativement récente par rapport à l'écoulement laurentidien plus ancien. À l'exception de l'unité littorale qui remanie le till, nulle part dans les affleurements décrits et visités on ne rencontre d'unité lithostratigraphique entre le till et l'unité éolienne qui coiffe les coupes. Cette unité éolienne est récente et elle recouvre le paléosol holocène présent également au sommet des coupes. La possibilité d'un hiatus entre l'unité éolienne et le till est considérée comme faible compte tenu de la couverture presque uniforme du nord de l'archipel par le till.

Le till appalachien provenant de l'est est possiblement d'âge Wisconsinien moyen ou supérieur. Régionalement plusieurs observations témoignent de réavancées glaciaires. Au sud

de Terre-Neuve, on recense trois réavancées (Miller *et al.* 2001). Une première avant 41ka BP, une après 41ka BP et une troisième entre 13ka et 11ka BP. Cette dernière récurrence glaciaire est corrélée avec celles de Robinson's Head (Côte ouest de T.-N.) (Liverman 1991, Grant 1987) et de Chigneto (plateau madelinien) (Stea 2000, Stea *et al.* 1998). Elle est également enregistrée notamment sur l'île d'Anticosti (Painchaud *et al.* 1984), en Gaspésie et au Bas-Saint-Laurent (Allard et Tremblay 1981, Hétu 1998 et Hétu et Gray 2000), au large du Cap-Breton (Josenhan, 2007, Josenhan et Lehman 1999) et au Nouveau-Brunswick (Lamothe 1992). Considérant la position stratigraphique du till appalachien présent aux îles, l'hypothèse d'une réavancée au Wisconsinien supérieur est privilégiée bien qu'une mise en place antérieure du till ne soit pas écartée.

De nombreuses observations soulignent la présence de réavancées glaciaires dans le golfe du Saint-Laurent à différentes époques (Shaw *et al.* 2006, Stea 2004, Miller *et al.* 2001, Piper et Mac Donald 2001, Liverman *et al.* 2000, Stea *et al.* 1998, Josenhans et Lehman 1999).

La position du centre de dispersion est cependant problématique par rapport au cadre théorique quaternaire de la région. Le mouvement glaciaire appalachien en provenance de l'est présenté ci-dessus n'apparaît nulle part dans la littérature couvrant l'est du Canada.

Trois hypothèses sont avancées pour expliquer la provenance de ce dépôt. D'abord un centre de dispersion glaciaire sur la plateforme madelinienne à l'est de l'archipel actuel. Le matériel appalachien du till correspondrait à du remaniement de matériel glaciaire déjà présent sur la plateforme. Il existe de nombreux exemples de telles calottes sur les hauts fonds des Maritimes (Shaw *et al.* 2006, Shaw 2003) bien qu'aucune n'ait été recensée à l'est des Îles. Shaw et Forbes (1990) indiquent une bordure glaciaire importante dans le sud-ouest de Terre-Neuve au Wisconsinien supérieur. Piper et MacDonald (2001) présentent une récurrence tardive, probablement au Dryas qui a traversé le banc de Saint-Pierre. Il y a peut-être eu aussi une récurrence vers les Îles à ce même moment.

La seconde hypothèse pour expliquer le mouvement provenant de l'est est que, suite à la libération du chenal laurentien par l'Inlandsis laurentidien entre 14,3 et 13,7 ka BP (Shaw *et al.* 2006, Josenhans et Lehman 1999 et Occhietti *et al.* 2001), la calotte glaciaire de Terre-Neuve a pu franchir le chenal pour atteindre les Îles-de-la-Madeleine. Josenhans (2007) propose un scénario semblable de traversée du chenal Laurentien pour la calotte du Cap Breton vers 13,5ka BP. Cette hypothèse permet d'expliquer la lithologie et les fabriques obtenues dans le till appalachien. Par contre, Bell *et al.* (2001) contestent l'ampleur de la réavancée de *Robinson's Head* proposé par Brookes (1977).

Finalement, les cartes de Stea (2004) et Stea *et al.* (1998) montrent une calotte qui s'avance vers le nord-est à partir de la Nouvelle-Écosse au Dryas récent (phase de Colin Pond). Selon eux, elle pourrait avoir touché les Îles mais dans ce cas, on comprend mal pourquoi le sud de l'archipel n'enregistre pas ce mouvement glaciaire. Donc l'hypothèse la plus probable reste un écoulement depuis Terre-Neuve.

5.4 Transgression marine postglaciaire

Les preuves de la présence d'un haut niveau marin relatif aux Îles-de-la-Madeleine sont nombreuses. Plusieurs niveaux maximaux de transgression ont été avancés pour la période postglaciaire, la plupart se situant entre 30 et 50 m d'altitude (Grant et King 1984, Prest *et al.* 1976, Chalmer 1894). Le remaniement du till d'origine appalachienne par des processus littoraux provient probablement de cette transgression. Bell *et al.* (2005), Bell *et al.* (2003) et Forbes *et al.* (1993) démontrent la présence d'un haut niveau marin dans les régions de St-Georges Bay et de Port-au-Port à l'ouest de Terre-Neuve entre 13,8 ka et 11 ka. Cette transgression a atteint à cet endroit une altitude maximale de 43 m (Forbes *et al.* 1993). La transgression marine enregistrée aux Îles-de-la-Madeleine où les dépôts littoraux ont été observés entre 15 et 28 m d'altitude dans le nord de l'archipel (figure 4.5), est sans doute contemporaine de celle enregistré à l'ouest de Terre-Neuve. La position stratigraphique du till et du dépôt littoral est cohérente avec un tel scénario régional.

5.5 Lithofaciès similaires et confusion d'interprétation

Les variations latérales et spatiales des lithofaciès (i.e. : till vers un lag littoral, marin ancien vs prodeltaïque), combinées au paléopodzol très bien développé obligent à une rigoureuse vigilance pour l'interprétation des dépôts. Les horizons de l'ancien sol podzolique sont particulièrement bien développés, autant pour l'horizon éluvié que pour le ortstein. Ce dernier s'est fréquemment développé directement dans le till ou dans le lag littoral par contraste de potentiel de drainage avec les autres lithofaciès. Cette induration peut facilement induire un diagnostic erroné sur l'origine du dépôt. Ainsi, un dépôt littoral induré peut être interprété à tort pour un till. En effet, il semble évident, après de nombreuses validations sur plusieurs sites de l'archipel, que les processus pédogénétiques ont grandement alimenté la confusion par rapport aux interprétations des nombreux chercheurs ayant précédemment investigué l'histoire quaternaire des Îles-de-la-Madeleine.

Par ailleurs, le remaniement de certaines unités par différents processus apporte une complexité dans les lithofaciès. En effet, les dépôts polygéniques peuvent biaiser l'interprétation si de nombreuses validations spatiales ne sont pas rigoureusement exercées.

Par exemple, Goldthwait (1915) identifie un till compact constitué d'éléments allochtones dans le nord de l'archipel (Old Harry). Prest *et al.* (1976) probablement en observant un remaniement littoral du till induré par des processus pédologiques infirme l'interprétation de Goldthwait. Cependant, il est fort possible que les deux interprétations soient valides et qu'ils ne se trouvaient simplement pas exactement au même endroit interprétant deux dépôts différents. De plus, de nombreuses années séparent ces observations et les coupes en région côtière peuvent évoluer rapidement.

CONCLUSION

Bien que la présente recherche ne permette pas de résoudre le débat sur l'extension glaciaire dans le golfe du Saint-Laurent, elle permet tout de même de documenter le cadre lithostratigraphique du nord de l'archipel et d'identifier d'un point de vue relatif les différents environnements qui se sont succédés au cours du Quaternaire.

En conclusion, on retiendra que nous sommes en présence d'un historique glaciaire complexe dans cette région du golfe du Saint-Laurent. D'abord, on identifie, une présence glaciaire laurentidienne avec des dépôts glaciaires et fluvioglaciaires d'origine laurentidienne sur au moins deux îles du nord de l'archipel.

Ensuite, les déformations glaciotectioniques particulièrement bien préservées ainsi que le till d'origine appalachienne ont permis d'établir les sens d'écoulement glaciaire pour le nord de l'archipel et d'identifier une avancée glaciaire appalachienne en provenance de l'est pour le nord de l'archipel dont la source la plus probable est Terre-Neuve. Ce till s'est mis en place à la suite du retrait de l'Inlandsis laurentidien, possiblement au Wisconsinien supérieur. Puis, une submersion marine postglaciaire et l'évolution de la pédogénèse sont venues modifier les dépôts antérieurs. Finalement, les dépôts éoliens récents coiffent la séquence.

Il persiste de nombreuses questions concernant le cadre quaternaire des Îles-de-la-Madeleine. Des efforts devront être déployés afin d'établir un cadre chronologique absolu en utilisant notamment les méthodes de datation cosmogénique et la luminescence optique tant dans la partie nord que dans la partie sud de l'archipel. Pour cette dernière, les variations du niveau marin relatif, les déformations glaciotectioniques ainsi que la géomorphologie glaciaire et périglaciaire devront être rigoureusement analysées et caractérisées pour bien comprendre la complexité du cadre stratigraphique.

La disparité entre les dépôts présents dans le sud et le nord de l'archipel indique que ces deux secteurs ont connu une histoire quaternaire différente (Prest, 1984). L'absence de matériaux précambriens dans le sud de l'archipel est possiblement attribuable à la présence de glaciers locaux ou régionaux. Les indices et les évidences de contact glaciaire entre l'Inlandsis laurentidien et les glaciers locaux ou régionaux sont probablement actuellement submergé. Le niveau marin pour les Maritimes était entre 100 et 150 m inférieurs à l'actuel au dernier maximum glaciaire (Shaw *et al.* 2002, Josenhans et Lehman 1999, Grant 1994, 1970).

De nombreuses et importantes fluctuations du niveau marin relatif ont été enregistrées depuis la déglaciation dans l'Est du Canada. De plus, les importants taux d'érosion côtière observés depuis 2005 par le *Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières* aux Îles-de-la-Madeleine montrent que beaucoup d'informations stratigraphiques contenues dans les dépôts meubles des falaises côtières sont détruites et que l'information lithostratigraphique glaciaire actuellement disponible sur l'archipel est fragmentaire.

BIBLIOGRAPHIE

Alcock F.J., 1941. *The Magdal.en Islands, their geology and mineral. deposits*. Transactions of the Canadian Institute of Mine of Metallurgy, 44: 623-649.

Audubon Society. 1979. *Audubon Field Guide to North American Rocks & Mineral.s*. 852p.

Averill, S., Bolduc, A., Coker, W.B., Parent, M. Veillette, J., 1990. *Application de la géologie du Quaternaire à l'exploration minérale*. Association professionnelle des géologues et géophysiciens du Québec, Cours intensif

Barr, S.M., Brisebois, D., Macdonald, A.S., 1985. *Carbonireous volcanic rocks of the Magdal.en Islands, Gulf of St. Laurence*. Canadian Journal of Earth Science, 22: 1679-1688.

Bell, T., Daly, J. Baterson M.J., Liverman, D.G.E., Shaw, J. et Smith, R., 2005. *Late Quaternary relative sea-level change on the west coast of Newfoundland*. Géographie physique et Quaternaire. V.59 no2-3: 129-140.

Bell, T., Baterson M.J., Liverman, D.G.E., Shaw, J., 2003. *A new late-glacial. sea-level record for St, George's Bay, Newfoundland*. Canadian Journal of Earth Science, 40: 1053-1070.

Bell, T., Liverman, D.G.E., Batterson, M.J., Sheppard, K., 2001. Late Wisconsinan stratigraphy and chronology of southern St. George's Bay, Newfoundland: a re-appraisal. *Canadian Journal. of Earth Sciences*, 38:(5) 851-869,

Benn, D.I. et Evans, D.J.A., 1998. *Glaciers & glaciation*. London, Edward Arnold. 734p.

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, Faculté de foresterie et de géomatique, Département de géographie, Université Laval. 460p.

Boulton, G.S., Van der Meer, J.J.M., Hart, J., Beets, D., Ruegg, F.M., Van der Wateren, and Jarvis, J., 1996. *Till and moraine emplacement in a deforming bed surge- An example from a marine environment*. Quaternary Science Reviews, vol.15, p. 961-987.

Brisebois, D., 1972. *Géologie de l'archipel des Îles-de-la-Madeleine*. Ministère des richesses naturelles du Québec, Rapport préliminaire. 7p.

Brisebois, D., 1981. *Lithostratigraphie des strates permo-carbonnifères, de l'archipel des Îles-de-la-Madeleine*. Ministère de l'énergie et des ressources du Québec, DPV-796. 48p.

Brookes, I.A., McAndrews, J.H. et von Bitter, P.H., 1982. *Quaternary interglacial. and associated deposits in southwest Newfoundland*. Canadian Journal of earth science. V.19, 410-423.

Brookes, I.A., 1977. *Radioradiocarbon age of the Robinson's Head moraine, west Newfoundland, and its significance for post-glacial sea level changes*. Canadian journal of earth science, v14, p.2121-2126.

Carbonneau, C., 1976. *L'émergence des Îles-de-la-Madeleine*. Forces, n°37 : 8-19

Chalmers, R., 1895. *Surface geology of southern New Brunswick, northwestern Nova Scotia and a portion of Prince Edward Island*. Geological Survey of Canada, annual report. 144p.

Clarke, J.M., 1910. *Observation of the Magdalen Islands*. New-York State Museum Bulletin 149, Seventh report of the Director, 134-156.

Coleman, A.P., 1919. *The Glacial history of Prince Edward Island and Magdalen Islands*. Proceedings and transactions of the Royal Society of Canada, 13: 33, 37

Copeland, M.J., 1973. *Ostracoda from the Ellis Bay Formation (Ordovician) of Anticosti Island, Québec*. Commission géologique du Canada; Paper 72-43, 49 pages.

Copeland, M.J., 1970. *Ostracoda from the Vauréal. Formation (Upper Ordovician) of Anticosti Island, Québec*. Commission géologique du Canada; Bulletin 187, page 15-29.

Courchesne, F. et Hendershot W., H. 1997. *La genèse des podzols*. Géographie physique et Quaternaire, v.51, n° 2 : 235-250

Division de la science des terrains, 2001. *Formes reliées aux eaux de fonte glaciaire*. Feuillet d'information sur les paysages canadiens, Commission géologique du Canada. <http://paysages.rncan.gc.ca>. Ministère des Ressources naturelles du Canada. 9 pages.

Division de la science des terrains, 2001. *Moraines*. Feuillet d'information sur les paysages canadiens, Commission géologique du Canada. <http://paysages.rncan.gc.ca> Ministère des Ressources naturelles du Canada. 14 p.

Desrochers, A., 2006. *Rocky shoreline deposits in the Lower Silurian (upper Llandovery, Telychian) Chicotte Formation, Anticosti Island, Quebec*. Canadian Journal of Earth Science, 43: 1205-1214.

De Vernal, A., Richard, P.J.H., Occhietti, S., 1983. *Palynologie et paléoenvironnements du Wisconsinien de la région de la Baie Saint-Laurent, Île du Cap Breton*. Géographie physique et Quaternaire, v.37, n° 3 : 307-322.

De Vernal, A., Guiot, J. et Turon J-L., 1993 *Late and postglacial paleoenvironments of the Gulf of St. Lawrence: Marine and terrestrial palynological evidence*. Géographie physique et Quaternaire, v.47, n°2: 167-180.

De Vernal, A., Hillaire-Marcel, C., Bilodeau, G., 1996. *Reduced meltwater outflow from the Laurentian ice margin during the Younger Dryas*. *Nature*, v.381, 774-776.

Dionne, J-C. 2001. *Troncs d'arbres fossiles sur la batture de l'Anse de Bellechasse (Québec) : Indice d'une fluctuation mineure du niveau marin relatif à l'Holocène Supérieur*. *Géographie physique et Quaternaire*, vol.55, p.301-306.

Dionne, J-C. 2001. *Relative sea-level changes in the St.Lawrence estuary from deglaciation to present day*, in Weddle, T.K. and Retelle, M.J., eds., *Deglacial History and Relative Sea-Level Changes, Northern New England and Adjacent Canada: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 351*, p.271-284.

Dionne, J-C. 1988. *Holocene relative sea-level fluctuations in the St-Lawrence Estuary, Quebec, Canada*. *Quaternary Research*, 29 (3), 233-244.

Drapeau, G. 1979. *Sédimentologie littorale de la région de Cap-au-Dauphin, Îles-de-la-Madeleine. Aménagement portuaire de Leslie, Îles-de-la-Madeleine*. Ministère des Transports du Québec. 91p.

Dredge, L.A. 1983. *Géologie de surface, Sept-Îles, Québec*. Commission Géologique du Canada. Carte no 1575A. ftp://ftp2.cits.rncan.gc.ca/pub/geott/ess_pubs/109/109268/gscmap-a_1575a_b_1983_mn01.pdf

Dredge, L.A., Mott, R.J., Grant, D.R., 1992. *Quaternary stratigraphy, paleoecology, and glacial geology, Îles-de-la-Madeleine, Québec*. *Canadian Journal of Earth Science*, 29: 1981-1996.

Dredge, L.A. et Grant, D.R., 1987. *Glacial deformation of bedrock and sediment, Magdalen Islands and Nova Scotia, Canada : Evidence for a regional grounded ice sheet*. In *Tills glaciotectonics*. Ed., J.J.M. van der Meer. Balkema, Amsterdam, p.183-195.

Dredge, L.A. et Thorleifson, H., L., 1987. *The Middle Wisconsinan History of the Laurentide Ice Sheet* Géographie physique et Quaternaire, vol. 41, n° 2, 1987, p. 215-235.

Dubois, J.M.M., 1992. *Le paysage naturel et son évolution*. Infogéographes, n°1 : 41-49

Dubois, J.M.M., et Grenier, A., 1993. *The Magdalen Islands, Gulf of Saint Lawrence*. Coaslines of Canada. Proceedings, 8th Symposium on Coastal and Ocean Management. ASCE. July 19-23. p.170- 182.

Dubois, J.-M. M., Martel, Y.A., Côté, D. et Nadeau, L., 1990. *Les ortsteins du Québec : répartition géographique, relations géomorphologiques et essai de datation*. Le Géographe canadien, 34: 303-317.

Dyke, A.S., 1996. *Preliminary paleogeographic map of glaciaed North America*. Geological Survey of Canada, Open file 3296

Dyke, A.S., Andrews, J.T., Clark, P.U., England, J.H., Miller, G.H., Shaw, J., Veillette, J.J., 2002. *The Laurentide and Innuitian ice sheets during the last glacial maximum*. Quaternary Science Reviews, 21. 9-31.

Dyke, A.S. et Peltier, W.R. 2000. *Forms, response times and variability of relative sea-level curves, glaciated North America*. Geomorphology, vol.32, p.315-333.

Dyke, A.S. et Prest, V. K. 1987. *Late Wisconsinan and Holocene History of the Laurentide Ice Sheet*. Géographie physique et Quaternaire, vol. 41, n° 2, 1987, p. 237-263.

Embleton, C., King, A.M.C., 1968. *Glacial and periglacial geomorphology*. Edinburgh, R&R Clark. 608p.

Evans, D.J.A., Phillips, E.R., Hiemstra, J.F., Auton, C.A., 2006 *Subglacial till: Formation, sedimentary characteristics and classification*. Earth-Science Reviews v78, 115–176

Evans, D.J.A. et Benn, D.I., 2004. *A practical guide to the study of glacial sediments*. London, Edward Arnold. 266p.

Eyles, N., Eyles, C. H. et Miall, A. D. 1983: *Lithofacies types and vertical profile models; an alternative approach to the description and environmental interpretation of glacial. diamict and diamictite sequences*. *Sedimentology* 30, 395–410

Falaise, N., 1954. *Les Îles-de-la-Madeleine: étude géographique*. Thèse de doctorat, Université de Montréal, 221p.

Fairbank, R.G., Mortlock, R.A., Chiu, T.C., Cao, L., Kaplan, A., Gilderson, T.P., Fairbanks T.W., Bloom, A.L., Grootes, P.M., Nadeau, M-J. 2005. *Radiocarbon calibration curve spanning 0 to 50,000 years BP based on paired $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ and ^{14}C dates on pristine corals*. *Quaternary Science Reviews* 24 (2005) 1781–1796

Forbes, D.L., Shaw, J., 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, 1–26.

Gagnon, J. et Dubois, J.M.M., 1992. *Introduction. Les Îles-de-la-Madeleine :un pays à découvrir*. *Infogéographes*, n°1: 13-14

Goldthwait, J.W., 1915. *The Occurrence of Glacial Drift on the Magdalen Islands*. Canada Geological Survey. Museum Bulletin No.14.

Gouvernement du Québec 2001. Orthophotographies couverture 2001. Ministère des Ressources Naturelles, Faune et Parcs.

Gouvernement du Québec 1983. Photographies aériennes Q83323 et Q83324. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Photocartotheque québécoise.

Grant, D.R., 1994. *Quaternary Geology of Port Saunders Map Area, Newfoundland*. Geological Survey of Canada Paper 91-20, 59pp.

Grant, D.R. 1989. *Le Quaternaire de la région des Appalaches Atlantiques du Canada*, p. 421-474. In R.J. Fulton, ed., *Le Quaternaire du Canada et du Groenland, Géologie du Canada*. Commission géologique du Canada, 900p.

Grant, D.R., 1987. *Quaternary geology of Nova Scotia and Newfoundland*, XII Inqua congress field excursion A-3/C-3. 61p.

Grant, D.R., 1977. *Glacial style and ice limits, the Quaternary stratigraphic record, and changes of land and ocean in the Atlantic Provinces, Canada*. *Géographie Physique et Quaternaire* v.31: 247-260.

Grant, D.R., 1970. *Recent coastal submergence of the Maritime Provinces, Canada*. *Canadian Journal of Earth Sciences* 7, 676-689.

Grant D.R., et King L.H., 1984. *A stratigraphic framework for the Quaternary history of the Atlantic Province, Canada*, p.173-191. In R.J. Fulton, ed., *Quaternary stratigraphy of Atlantic Canada*, Geological survey of Canada, paper 84-10, 210p.

Grant, D.R., Prest, V.K., Dredge, L.A. and Mott, R.J., 1985. *Lithostratigraphy and quaternary history of Magdalen Islands, Quebec(abstact)* in Geological Association of Canada. Program with Abstracts, v.10. p. A22.

Gratton, D., Dubois, J.-M. Painchaud, A. et Gwyn, H., 1986. *L'île d'Anticosti a-t-elle été récemment englacée?*, *GEOS*, Vol. 15, No. 1. p. 21-23.

Gratton, D., Gwyn, H. et Dubois, J.-M., 1984. *Les paléoenvironnements sédimentaires au Wisconsinien moyen et supérieur, île d'Anticosti, Golfe du Saint-Laurent, Québec*. Géographie physique et Quaternaire, v38, n°3, p229-242.

Guilbault, N., 1978. *Les Îles-de-la-Madeleine : Classification écologique et cartographie des sols*. Mémoire de maîtrise. Université de Montréal, 197p.

Hamelin, L.E., 1959. *Sables et Mer aux Îles-de-la-Madeleine*. Province de Québec, 1958. Ministère de l'industrie et du commerce, Québec. 64p.

Hart, J.K., 1994. *Till fabric associated with deformable beds*. Earth Surfaces Processes and Landforms. Vol.19: 15-32.

Hart, J.K. et Rose, J., 2001. *Approches to the studys of glacier bed deformation*. Quaternary International 86, p. 45-58

Hirvas, H., 1994 *L'application de la géologie glaciaire à la prospection minière, en Finlande*. P.1-7. In R.H.W. DiLabio, W.B. Coker, (Eds.), *La prospection glacio-sédimentaire*. Commission géologique du Canada, Étude 89-20.

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, v.52, n°3: 1-23.

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, v.54, n°1: 5-40

Hicock, S.R., Goff, J.R., Lian, O.B. et Little, E.C., 1996. *On the interpretation of subglacial till fabric*. Journal of Sedimentary Research, Vol.66, No. 5, p.928-934.

Hocq, M., 1994. *Province de Grenville*. In. *Géologie du Québec*, Québec, Ministère des Ressources naturelles du Québec, MM 94-01, p. 75-94

Josenhans, J., 2007. *Atlas of the marine environment and seabed geology of the Gulf of St. Lawrence*. Commission géologique du Canada, Dossier public 5346, 2007; 142 pages

Josenhans, H., et Scott, L., 1999. *Late glacial stratigraphy and history of the Gulf of St. Lawrence, Canada*. Canadian Journal of Earth Science, 36: 1327-1345.

Keen, M.J. et Williams, G.L., 1990. *Géologie de la marge continentale de l'Est du Canada*. Coll. Geology of North America. GSA. 962p.

King, L.H., 1993. *Proposed Younger Dryas glaciation of the eastern Scotian Shelf*. Canadian Journal of Earth Science v.31, 401-417.

Krüger, J., and Kjaer, K.H., 1999. *A data chart for field description and genetic interpretation of glacial diamicts and associated sediments – with example from Greenland, Iceland, and Denmark*. Boreas, v.28, 386-402.

Landry, B., Mercier, M., 1992. *Notions de géologie*. 3^{ième} édition, Modulo, 565p.

Laverdière, C., Guimont, P., Roy-Venne, L., 1976. *Les Îles-de-la-Madeleine : Formes du terrain et nature des matériaux*. PIREDIM. Centre de recherches écologiques de Montréal. 80 pages. 3 cartes

Laverdière, C. et Guimont, P., 1974. *Un froid à sol fendre*. GEOS. Automne 1974. Ministère de l'Énergie, des Mines et de Ressources du Canada. p.18

Liverman, D.G.E., Catto, N., Batterson, M.J., Mackenzie, C., Munro-Stasiuk, M., Scott, S., Sommerville, A., 2000. *Evidence of Late Glacial permafrost in Newfoundland*. Quaternary International 68–71, 163–174.

Loring D.H. and Nota, D.J.G. 1966. *Sea-floor condition around the Magdalen Islands in the southern Gulf of St. Lawrence*. Journal of Fisheries Research Board of Canada. 23: 1197-1207.

Maillet, J., 1992. *Le sous-sol et les ressources minérales*. Infogéographes, n°1 : 37-40.

Mark, D.M., 1974. *On the interpretation of till fabrics*. Geology v.2: 101-104

Menzies, J., van der Meer, J.J.M., Rose, J., 2005. *Till—as a glacial “tectomict”, its internal architecture, and the development of a “typing” method for till differentiation*. Geomorphology, v.75: 172-200.

Morin, I., 1999. *Géomorphologie et évolution du système dunaire des Îles-de-la-Madeleine, Québec*. Mémoire de maîtrise, Université Laval, Québec, 135p.

Mott, R.J., Grant, D.R., 1985. *Pre-late Wisconsinan palaeoenvironments in Atlantic Canada*. Géographie physique et Quaternaire v.39, n°3 : 239-254.

MRN. 2002. *Carte géologique du Québec*. Édition 2002. Ministère des Ressources naturelles; DV 2002-06, échelle 1:2 000 000.

Nichols, G., 2009. *Sedimentology and stratigraphy*. Second edition. Wiley-Blackwell Ed. 419 p.

Occhietti, S., Govare, É. Klassen, R., Parent, M., and Vincent, J.-S., 2004. *Late Wisconsinan-Early Holocene deglaciation of Québec-Labrador*. p. 243-273. In: Ehlers, J., Gibbard, P.L., (Eds.), Quaternary Glaciations – Extent and Chronology, Part II. : North America. Elsevier, New York, 440 p.

Occhietti, S., Parent, M., William, W.S., Dionne, J.-C., Govare, E., Harmand, D., 2001. *Late Wisconsinan glacial dynamics, deglaciation, and marine invasion in southern Québec*. Geological Society of America, Special Paper 351.

Occhietti, S., 1987. *Dynamique de l'Inlandsis laurentidien du Sangamonien à l'Holocène*. Géographie physique et Quaternaire, vol. 41, n° 2, 1987, p. 301-313.

Pagé, P., 1999. *Les grandes glaciations*. 2^{ième} édition, Guérin, 492p.

Painchaud, A., Dubois, J.-M.M., Gwyn, Q.H.J., 1984. *Déglaciation et émergence des terres de l'ouest de l'île d'Anticosti, Golfe du Saint-Laurent, Québec*. Géographie physique et Quaternaire. V.38, n°2 : 93-111.

Pâquet, G., 1988. *L'évolution de la plate-forme gréseuse de l'île du Cap aux Meules (Îles-de-la-Madeleine)*. Mémoire de maîtrise, université de Montréal, 223p.

Parkes, G.S., D.L. Forbes et Ketch L.A., 2006. *Élévation du niveau de la mer et subsidence régionale*, p.38-100. In Les impacts du changement climatique et de l'élévation du niveau de la mer sur la zone côtière du sud-est du Nouveau-Brunswick. Environnement Canada, 646 p.

Petryk, A. A., 1981. *Lithostratigraphie, paléogéographie et potentiel en hydrocarbures de l'île d'Anticosti*. Ministère de l'Énergie et des Ressources, 129p.

Petryk A.A., 1981. *Carte Géologique de l'Îles d'Anticosti*. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Direction générale des énergies conventionnelles. DPV-823. 1:100 000

Piper, D.J.W., Mac Donald, A., 2001. *Timing and position of late Wisconsinan ice-margins on the upper slope seaward of laurentian channel*. Géographie physique et Quaternaire. V.55 n°2 : 131-140

Prest, V.K., 1984, *The late Wisconsinian glacier complex*. p.22-36. In R.J. Fulton, ed., Quaternary stratigraphy of Canada: A Canadian contribution to IGCP project 24. Geological survey of Canada, paper 84-10. 210p.

Prest, V.K., Teresme, J., Matthews, J.V. Jr., Federovich, L.S., 1976. *Late-Quaternary history of Magdalen Island, Quebec*. Maritime Sediments, v.12, n°2: 39-59.

Quinlan, G. et Beaumont, C., 1982. *The deglaciation of Atlantic Canada as reconstructed from the post-glacial sea level record*. Canadian Journal of Earth Science 19, 2232-2246.

Rémillard, A. M., Héту, B. and Bernatchez, P., 2011. *The Last Glacial Maximum (LGM) of the southern Magdalen Islands (Quebec, Canada): evidence of a glacial movement towards southeast*. Proceedings, GeoHydro2011, Québec (Canada), DOC-2074, 7 p

Richard, J.H.P., Veillette, J.J., Larouche, A.C., Héту, B., Gray, J.T., Gangloff, P., 1997. *Chronologie de la déglaciation en Gaspésie : Nouvelles données et implications*. Géographie physique et Quaternaire v.51, n°2: 163-184.

Richardson, J., 1881. *Report of a geological exploration of the Magdalen Islands*. Geological Survey of Canada, Report of progress (1879-1880), part VIII.

Riley, C.G., 1962. *Stephenville map area, Newfoundland*. Geological survey of Canada, Memoir 323, 72p.

Sanschagrin, R., 1964. *Les Îles-de-la-Madeleine*. Ministère des richesses naturelles du Québec, Rapport géologique 106. 59p.

Saint-Pierre, L., Gwyn, Q.H.J., Dubois, J-M.M., 1987. *Lithostratigraphie et dynamique glaciaires au Wisconsinien, île d'Anticosti, golfe du Saint-Laurent*. Canadian Journal of Earth Science, 24: 1847-1858.

Seaman, A.A. 2004. *Late Pleistocene history of New Brunswick, Canada*. p.151–167. In: Ehlers, J., Gibbard, P.L. (Eds.), *Quaternary Glaciations—Extent and Chronology, Part II: North America*. Elsevier, New York, 440

Scott, D.B., Brown, K., Collins, E.S., Medioli, F.S., 1995. *A new sea-level curve from Nova Scotia: Evidence for a rapid acceleration of sea-level rise in the late mid-Holocene*. *Canadian Journal of Earth Science*, 32: 2071-2080.

Shaw, J., Piper, D.J.W., Fader, G.B.J., King, E.L., Todd, B.J., Bell, T., Batterson, M.J., Liverman, D.G.E., 2006. *A conceptual model of the deglaciation of Atlantic Canada*. *Quaternary Science Reviews* 25: 2059–2081

Shaw, J., 2005. *Geomorphic evidence of postglacial terrestrial environments on Atlantic Canadian continental shelves*. *Géographie physique et Quaternaire*, v.59, n^{os} 2-3: 141-154.

Shaw, J., 2003. *Submarine moraines in Newfoundland coastal waters: implications for the deglaciation of Newfoundland and adjacent areas*. *Quaternary International* 99-100 p.115-134.

Shaw, J., Garneau, P., Courtney, R.C., 2002. *Palaeogeography of Atlantic Canada 13-0 kyr*. *Quaternary Science Reviews*, v.21, 1861-1878

Shaw, J. et Forbes, D.L., 1990. *Late Quaternary sedimentation in St. George's Bay, southwest Newfoundland: acoustic stratigraphy and seabed deposits*. *Journal canadien des sciences de la Terre*, 27:(7) 964-983.

Simard, A., et de Vernal, A., 1998. *Distribution des kystes du type *Alexandrium Excavatum* dans les sédiments récents et postglaciaires des marges Est canadiennes*. *Géographie physique et Quaternaire*, v52, n^o3: 361-371.

Stea, R.R., 2004. *The Appalachian Glacier Complex in Maritime Canada*. p.213–232. In: Ehlers, J., Gibbard, P.L. (Eds.), *Quaternary Glaciations—Extent and Chronology, Part II: North America*. Elsevier, New York, 440

Stea, R.R., et Mott, R.J., 1998. *Deglaciation of Nova Scotia : stratigraphy and chronologie of lake sediment cores and buried organic sections*. *Géographie physique et Quaternaire*, v.52, n°1: 1-19

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*. *Geological Society of America Bulletin*, v.110, n°7: 821-845

Syvitsky, J.P.M., 1992. *Marine geology of Baie des Chaleurs*. *Géographie physique et Quaternaire*, v.46, n°3 :331-348

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

Van Berkel. J.T., 1987. *Geology of the Dashwoods Pond, St.Fintan's and Main Gut map areas, southwest Newfoundland*. Geological Survey of Canada, Paper 87-1, pp. 399-408.

Van der Meer, J.J.M., Menzies J., Rose, J., 2003. *Subglacial till: the deforming glacier bed* *Quaternary Science Reviews* 22, p.1659–1685

Vincent, J.S., et Prest V.K., 1987. *The Early Wisconsinian history of the Laurentide ice sheet*. *Géographie physique et Quaternaire*. Vol.XLI, no 2, p.199-213.

Veillette, J.J., Dyke, A.S., Roy, M., 1999. *Ice-flow evolution of the Labrador sector of the Laurentian ice sheet: A review, with new evidence from northern Québec*. *Quaternary Science Reviews*, 18, 993-1019.

Walker, R.G., James, N.P., ed., 1992. *Facies models: response to sea level change*. Association géologique du Canada. 409p.

William, H., 1995. *Géologie de l'orogène appalachien-calédonien au Canada et au Groenland*. Commission géologique du Canada, coll. Géologie du Canada vol. 6, 1032 p.

Williams, H. et St-Julien, P. 1982. *The Baie Verte-Brompton Line; early Paleozoic continent-ocean interface in the Canadian Appalachians. in Major structural zones and faults of the Northern Appalachians*. Ed. St-Julien, P. et Beland, J. Special Paper -Geological Association of Canada 24:177-207.

APPENDICE A

PRÉSENTATION DES RÉSULTATS DES FABRIQUES EFFECTUÉES DANS LES DÉPÔTS DU NORD DE L'ARCHIPEL DES ÎLES-DE-LA-MADELEINE

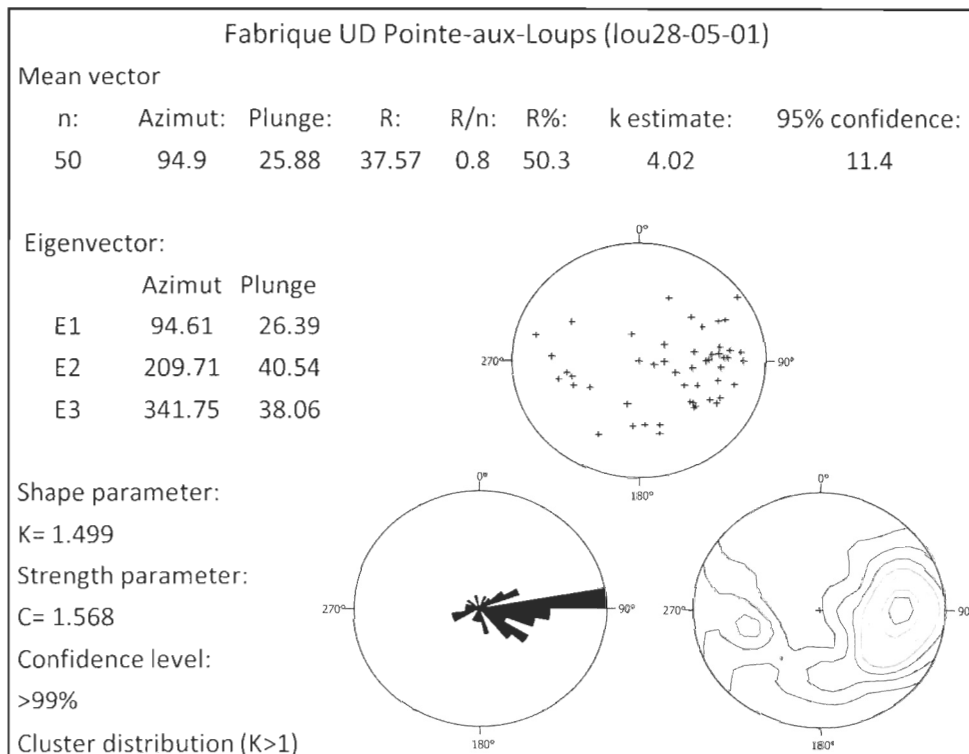


Figure A.1 Fabrique UD, coupe 1. Nord du quai, Pointe aux Loups

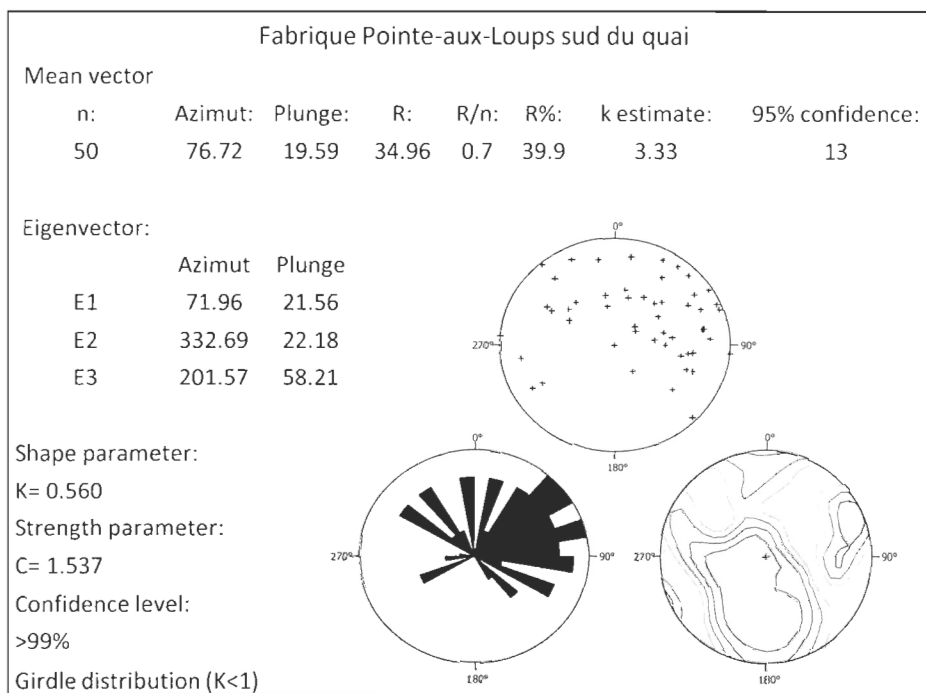


Figure A.2 Fabrique UD, coupe 2. Sud du quai, Pointe aux Loups

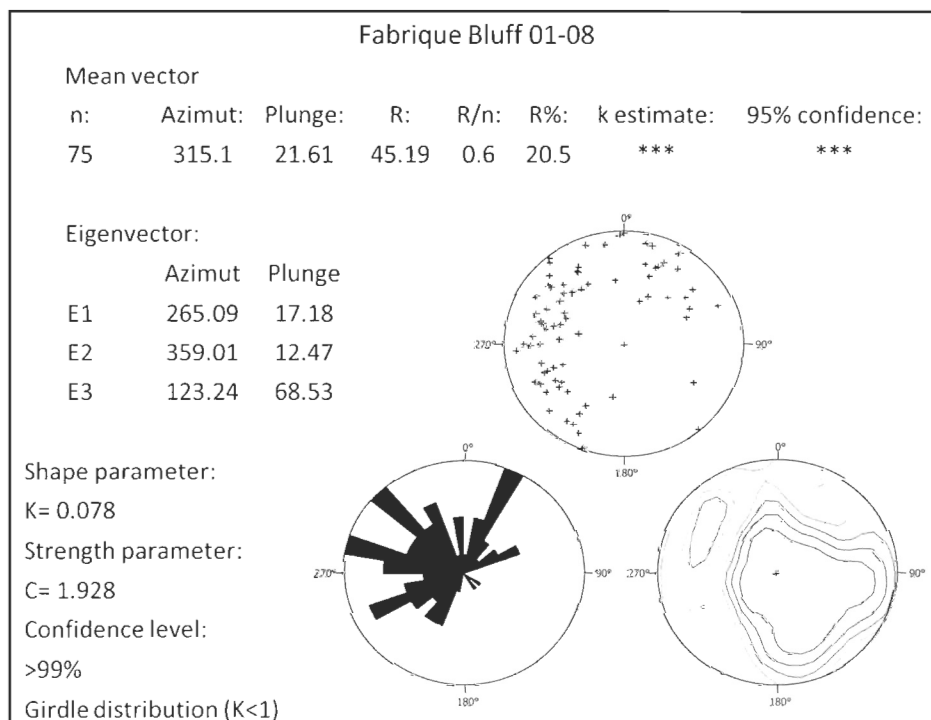


Figure A.3 Fabrique Unité C, coupe 4. La Bluff, île de la Grande Entrée

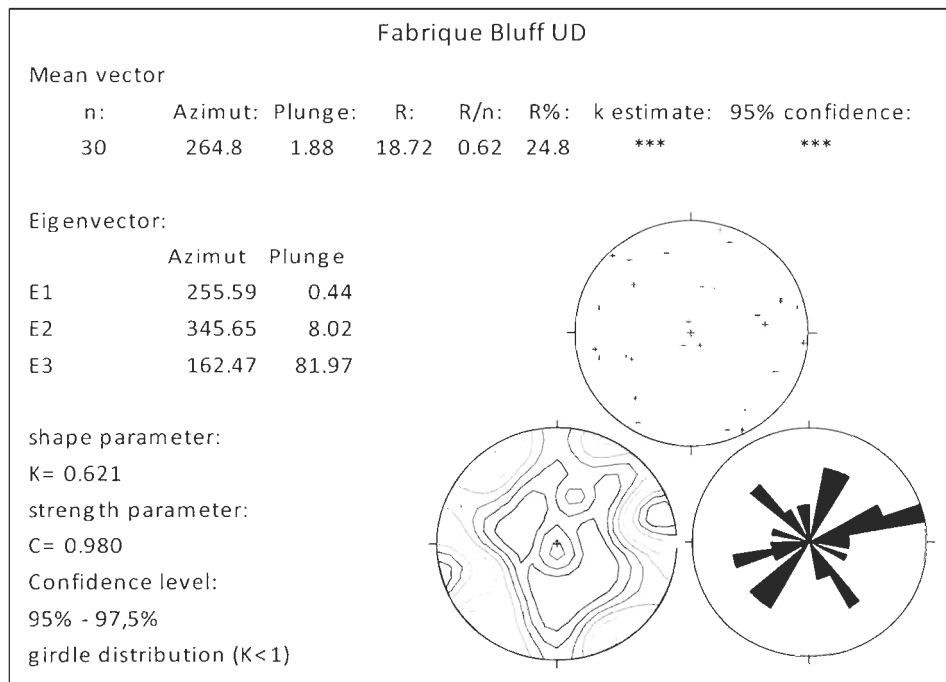


Figure A.4 Fabrique unité D, coupe 4. La Bluff, île de la Grande Entrée

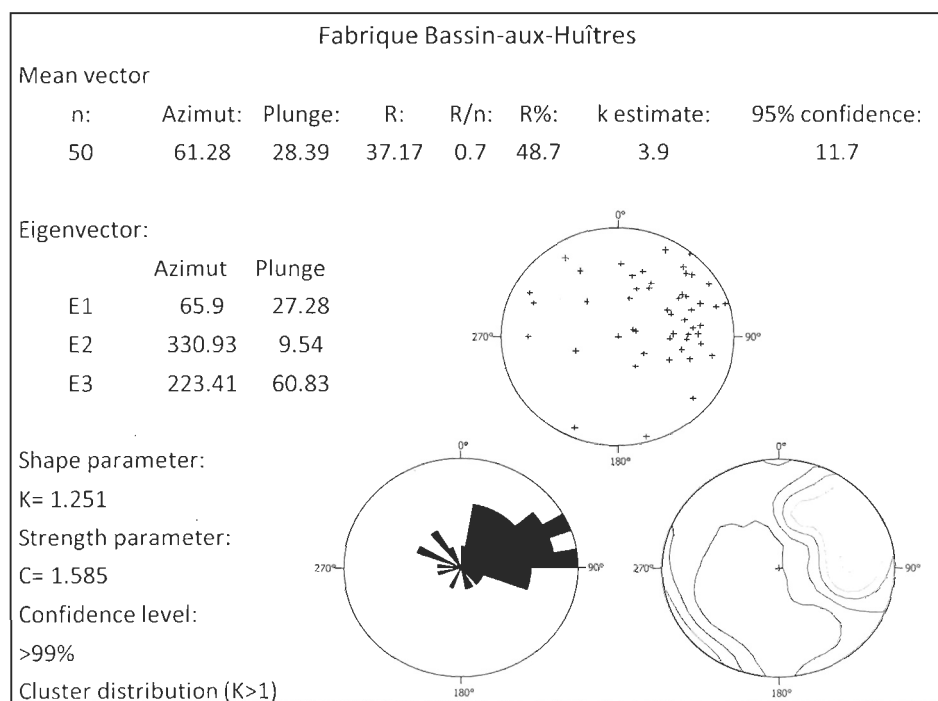


Figure A.5 Fabrique coupe 5. Bassin aux Huîtres, île de la Grande Entrée

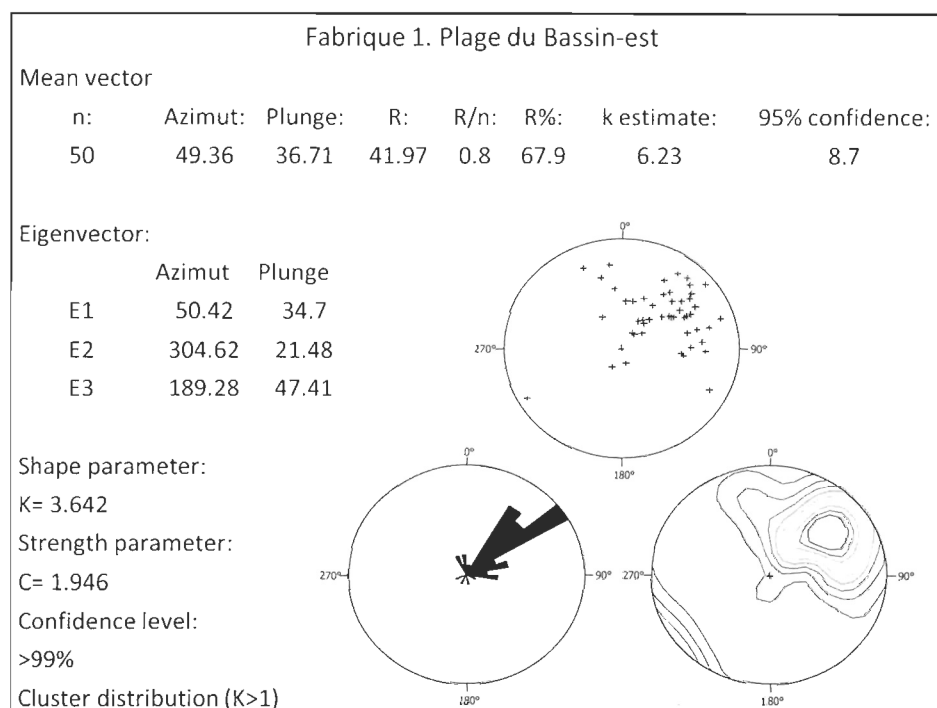


Figure A.6 Fabrique 1, coupe 6. Plage du Bassin Est, île de la Grande Entrée

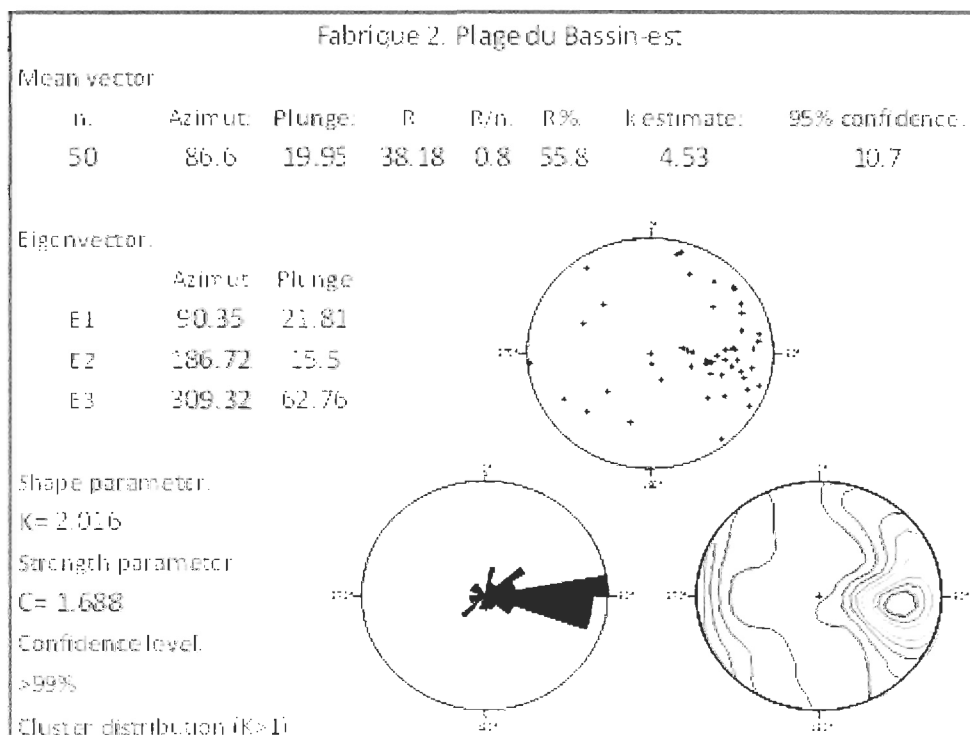


Figure A.7 Fabrique 2, coupe 6. Plage du Bassin Est, île de la Grande Entrée

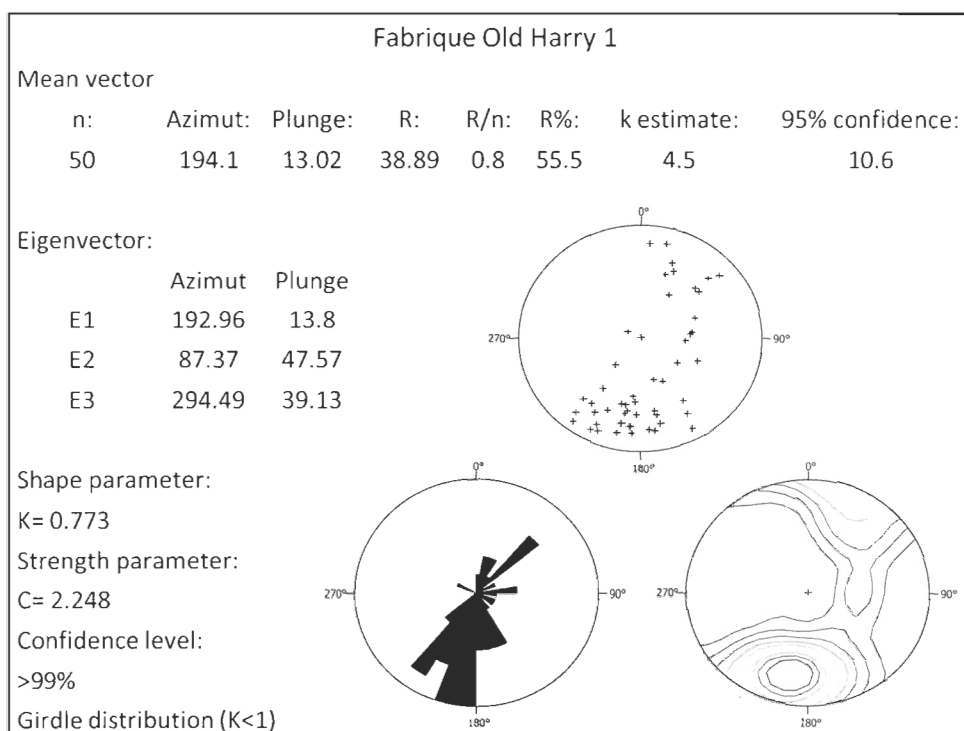


Figure A.8 Fabrique 1, coupe 7, affleurement 1. Old Harry

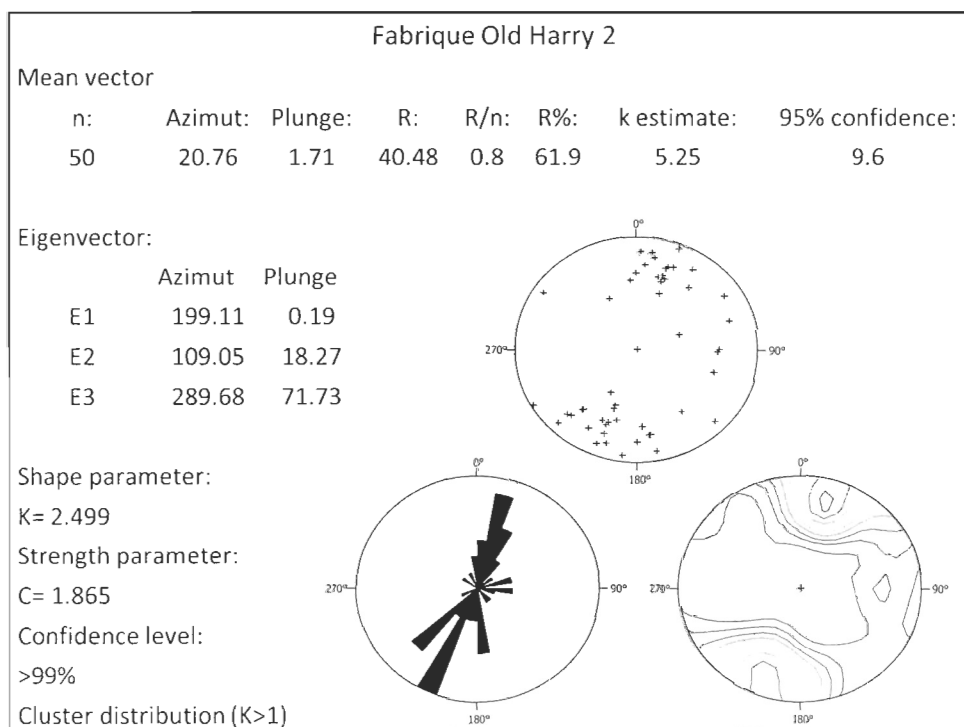


Figure A.9 Fabrique 2, coupe 7, affleurement 2. Old Harry

Tableau A1. Liste et localisation des échantillons granulométriques

No. Échantillon	Coupe	Unité	Position	Interprétation
Old 29-05	Old Harry affleurement 1 (Coupe 7)	Unité D	30 cm de la surface	matrice de till
Sand 30-05-01	Sand Cove (Coupe 8)	Unité B	1 m de la surface	littoral
Sand 30-05-02	Sand Cove (Coupe 8)	Unité B	1,85 m de la surface	littoral
Sand 30-05-10	Sand Cove (Coupe 8)	Unité A	3 m de la surface	marin
Bluff 31-05-02	La Bluff (Coupe 4)	Unité E	1,97 m de la surface	littoral
Bluff 08-06-04	La Bluff (Coupe 4)	Unité A	9 m d'altitude	marin
Part 17-06-02	Plage du Bassin-Est (Coupe 6)	Unité B	3,10 m d'altitude	matrice de till?
Part 17-06-04	Plage du Bassin-Est (Coupe 6)	Unité A	2,70 m d'altitude	marin
Part 17-06-05	Plage du Bassin-Est (Coupe 6)	Unité A	2 m d'altitude	marin
Lou 27-05-01	Pointe-aux-Loups nord (Coupe 1)	Unité F	30 cm de la surface	éolien
Lou 27-05-02	Pointe-aux-Loups nord (Coupe 1)	Unité F	15 cm de la surface	éolien
Lou 27-05-28	Pointe-aux-Loups nord (Coupe 1)	Unité F	2,35 m de la surface	éolien
Lou 28-05-01	Pointe-aux-Loups nord (Coupe 1)	Unité B	75 cm du contact avec le grès	fluvio-glaciaire
Lou 28-05-03	Pointe-aux-Loups nord (Coupe 1)	Unité C	Premier lit de sable sur les blocs de l'unité B	prodeltaïque
Lou 28-05-04	Pointe-aux-Loups nord (Coupe 1)	Unité C	16 cm du contact avec l'unité B	prodeltaïque
Lou 28-05-05	Pointe-aux-Loups nord (Coupe 1)	Unité C	30 cm du contact avec l'unité B	prodeltaïque
Lou 28-05-07	Pointe-aux-Loups nord (Coupe 1)	Unité C	1,32 m du contact avec l'unité B	prodeltaïque
Lou 28-05-11	Pointe-aux-Loups nord (Coupe 1)	Unité C	2,55 m du contact avec l'unité B	prodeltaïque
Lou 28-05-12	Pointe-aux-Loups nord (Coupe 1)	Unité E	5,74 m du contact avec l'unité B	littoral

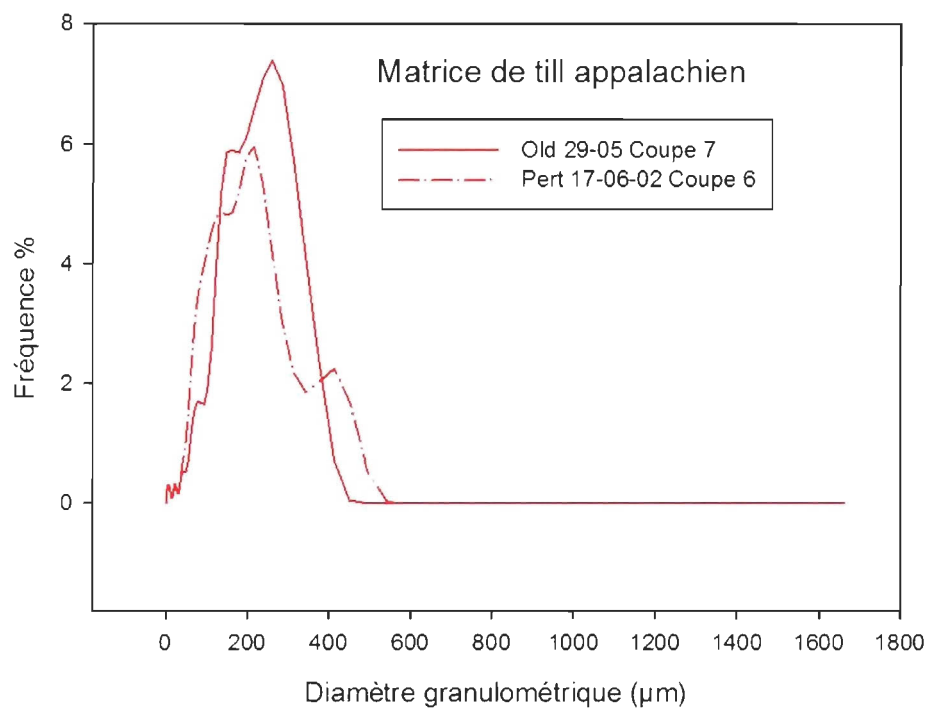


Figure A.10 Courbes granulométriques de la matrice du till appalachien

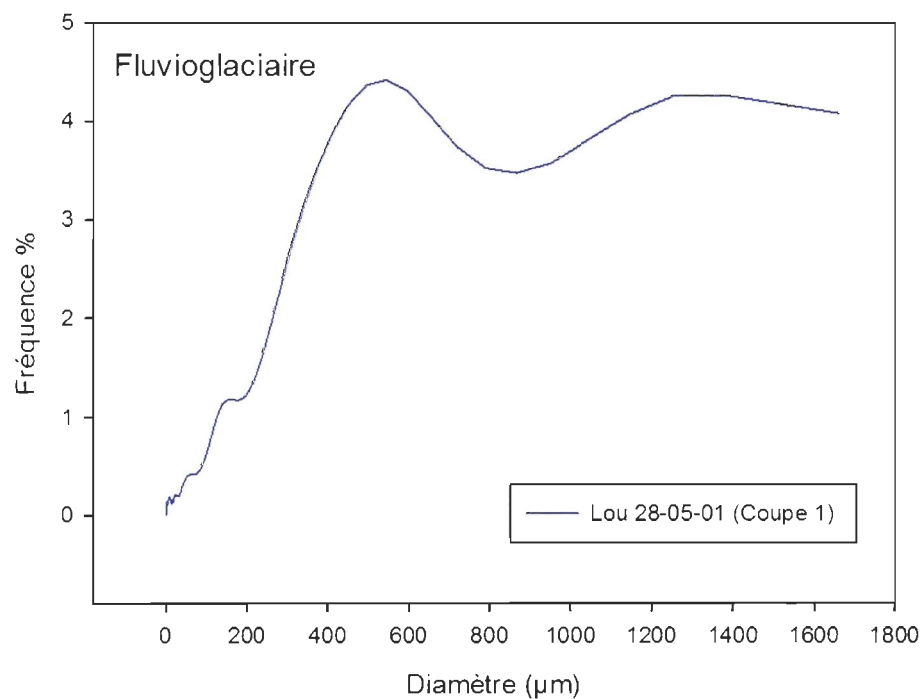


Figure A.11 Courbe granulométrique de l'environnement fluvio-glaciaire

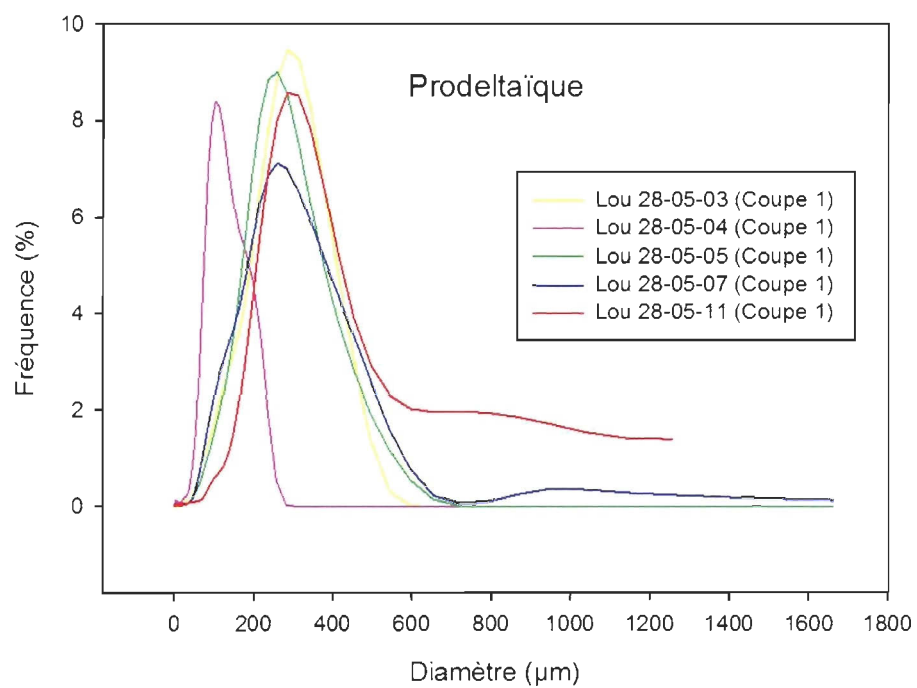


Figure A.12 Courbes granulométriques de l'environnement prodeltaïque

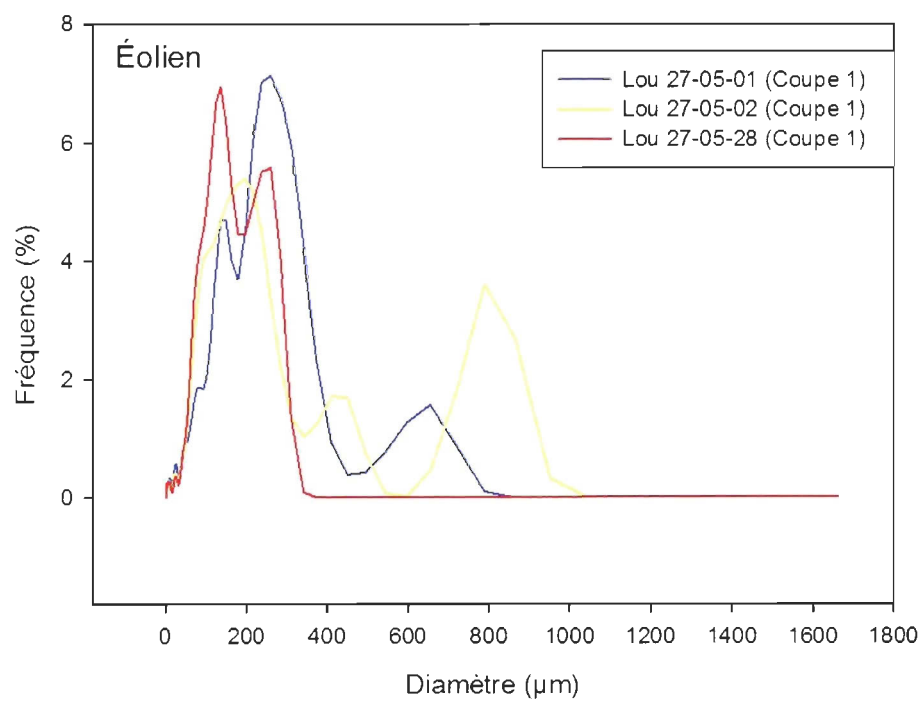


Figure A.13 Courbes granulométriques de l'environnement éolien

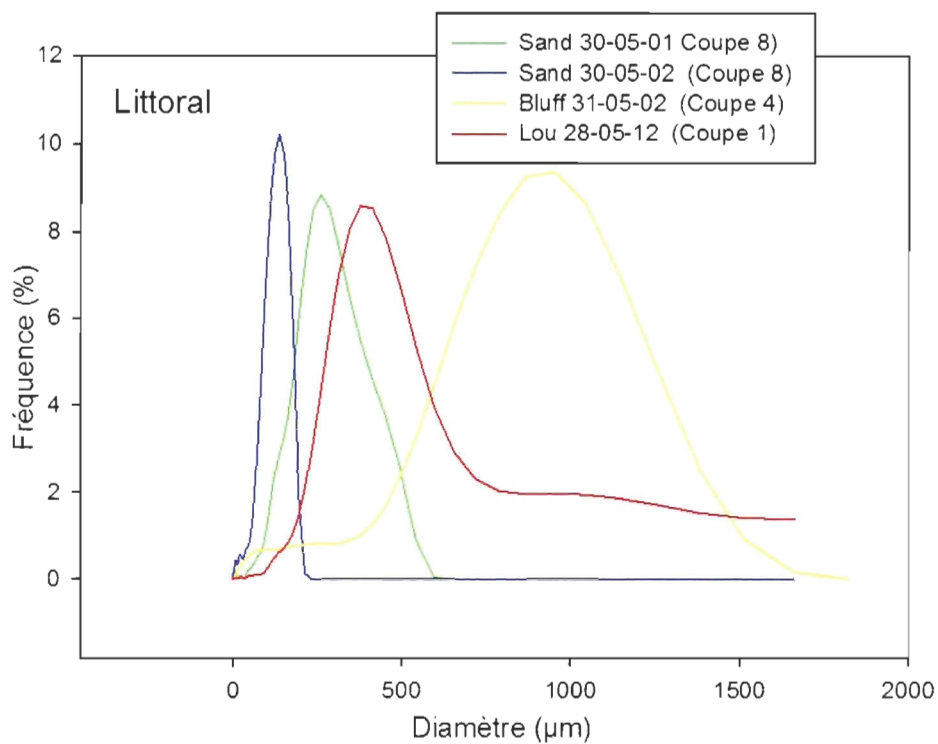


Figure A.14 13 Courbes granulométriques de l'environnement littoral

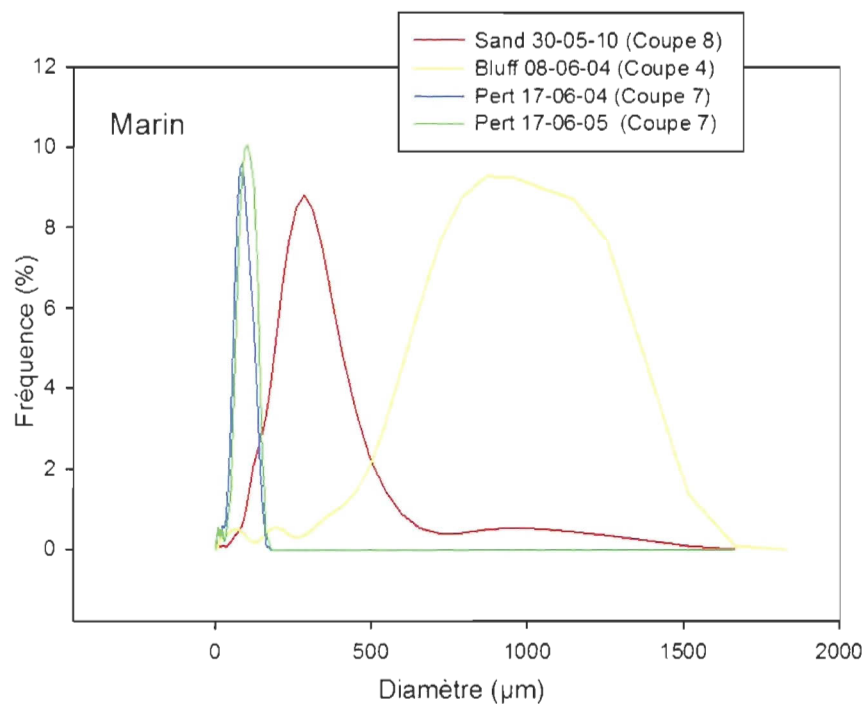


Figure A.15 Courbes granulométriques de l'environnement marin

