

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À RIMOUSKI

**STRATIGRAPHIE, SÉDIMENTOLOGIE ET MICROMORPHOLOGIE
DU DRIFT DES DEMOISELLES,
ÎLE DU HAVRE-AUBERT, ILES-DE-LA-MADELEINE, QUÉBEC**

MÉMOIRE
PRÉSENTÉ COMME EXIGENCE PARTIELLE
DE LA MAÎTRISE EN GÉOGRAPHIE

PAR
AUDREY MERCIER RÉMILLARD

DÉCEMBRE 2011

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.

AVANT-PROPOS

« Le cours du temps désigne le fait que le temps passe, qu'en passant il produit de la durée et seulement de la durée, bref qu'il engendre la simple succession des événements; la flèche du temps renvoie à la possibilité qu'ont les choses de devenir, c'est-à-dire de connaître au cours du temps des changements parfois irréversibles ». Cette phrase de Klein (1995) est une belle métaphore de ce qu'est la stratigraphie. En réalité, au cours du temps à l'échelle géologique, de grands systèmes ou environnements se sont succédés et ont déposé des corps sédimentaires de dimensions variées. Conséquemment, la flèche du temps consiste en la possibilité qu'ont ces corps sédimentaires à se modifier en étant exposés à de nouveaux environnements. Cette allégorie exprime parfaitement le moteur de ma passion pour le Quaternaire, l'étincelle qui m'a incité à toujours progresser dans cette belle aventure. Être *quaternariste*, c'est tenter de comprendre ce qui n'existe désormais plus, visualiser par sa créativité les immensités qui n'ont laissé que des cicatrices dans notre paysage, c'est même être légèrement désinvolte avec les limites de sa propre imagination!

Débuter un projet de maîtrise en Quaternaire est nécessairement lié à la présence d'une équipe de recherche passionnée et motivée. C'est d'autant plus le cas lorsqu'il est question de traiter du Quaternaire des Îles de la Madeleine qui est particulièrement complexe et obscur, et qui en a fait baver plus d'un depuis le début du XX^e siècle. Ainsi, la première personne que je tiens à remercier est mon directeur, **Bernard Héту**, pour sa grande disponibilité et sa constance, pour les nombreuses idées passionnées, pour sa compréhension et son petit côté paternel, pour tous les petits projets para-maîtrise, *etc.* La confiance qu'il a eue en moi au début et tout au long de ce beau projet m'a grandement aidé durant cette aventure. Je tiens également à remercier mon co-directeur, **Pascal Bernatchez**, sans qui ce projet n'existerait pas. Je le remercie pour toute sa compréhension et les conversations dans les moments difficiles, pour les idées nouvelles, pour sa passion exemplaire et son énergie édifiante face aux projets dans lesquels il est impliqué, qui servent d'inspiration à tous! Merci également à **Pascal Bertran** de m'avoir si bien accueillie à Bordeaux lors de mon stage en micromorphologie, d'avoir été mon professeur dans cette drôle de discipline et d'avoir accepté de prendre part à ce projet !

Merci à **Benoît Vigneault** de m'avoir montré tout son savoir sur le Quaternaire des Îles de la Madeleine et sur les îles elles-mêmes, alors que mon projet n'était qu'embryonnaire. Merci à **Jean-Philippe Marchand** d'avoir été une véritable pelle mécanique lors de ma première campagne de terrain, alors que je ne savais pas encore où donner de la tête. Merci à **David Didier** pour son talent en général lors de ma deuxième campagne de terrain. David est l'auteur de nombreuses photos et panoramas présentés dans ce mémoire. Il est également l'échantillonneur pour la micromorphologie, ce qui nécessite une minutie que je n'ai incontestablement pas!

Merci à **Maude Audet-Morin**, **Stéphanie Van-Wiersts**, **Maxime Boivin** ainsi qu'à **Antoine Morissette** pour les nombreuses discussions à saveurs quaternaires, insulaires, pédagogiques, rédactionnelles, figurales, *etc.* Merci à **Jérôme Dubé** pour le poste d'auxiliaire d'enseignement qui m'a fait un grand bien et pour le prêt de son superbe bureau qui m'a inspiré le début de la fin de mon mémoire. Merci à **Marie-Andrée Roy** pour sa grande disponibilité et son aide précieuse lors de mon désarroi face à la cartographie.

Merci à mon père, **Mario**, à ma mère, **Francine**, à ma sœur, **Annie**, et à mon frère, **David**, pour leur intérêt face à mon projet de recherche ainsi que pour leur soutien lors de mes moments de questionnements. Merci à **Sylvère** pour la merveilleuse branche tendue, probablement sans le savoir, et qui s'est avéré la plus haute encore jamais atteinte. Merci pour les innombrables discussions et pour toute cette lumière.

Finalement, je tiens à remercier tout particulièrement les si inspirantes et si apaisantes **Îles de la Madeleine**: le confort de chez Alain et Giovanni sur le Chemin d'en haut, l'ambiance du Café de la Grave, la bière de l'Abri de la Tempête, [...] et l'extrême beauté de cet archipel unique au monde!

En grande finale, je dois remercier le **FQRNT** et le **CRSNG** d'avoir amélioré de beaucoup ma qualité de vie en finançant mon projet de maîtrise et mon stage à l'Université Bordeaux I.

TABLE DES MATIÈRES

AVANT-PROPOS	II
TABLE DES MATIÈRES	IV
LISTE DES FIGURES	VI
LISTE DES TABLEAUX	VIII
LISTE DES ABRÉVIATIONS, SIGLES ET ACRONYMES	IX
RÉSUMÉ	X
INTRODUCTION	1
CADRE THÉORIQUE	3
1.1 ÉTAT DES CONNAISSANCES: UNE CONTROVERSE PLUS QUE SÉCULAIRE.....	3
1.1.1 <i>Les premières observations (fin du 19^e siècle au début des années 1970)</i>	6
1.1.2 <i>Évolution des idées depuis le début des années 1970</i>	8
1.1.3 <i>Les modèles régionaux</i>	11
1.1.4 <i>Les données récentes</i>	12
1.2 PROBLÉMATIQUE.....	16
1.2.1 <i>Problématique générale</i>	16
1.2.2 <i>Problématique spécifique</i>	16
1.2.3 <i>Le Drift des Demoiselles</i>	17
1.3 OBJECTIFS.....	18
1.4 PERTINENCE DE LA RECHERCHE.....	18
DÉMARCHE	20
2.1 ZONES D'ÉTUDE.....	20
2.1.1 <i>Anse à la Cabane</i>	20
2.1.2 <i>Anse au Plâtre</i>	21
2.2 MÉTHODOLOGIE.....	22
2.2.1 <i>Description lithostratigraphique</i>	22
2.2.2 <i>Analyses sédimentologiques</i>	24
2.2.3 <i>Micromorphologie</i>	25
2.2.4 <i>Datations</i>	28

THE DRIFT DES DEMOISELLES ON THE MAGDALEN ISLANDS (QUÉBEC, CANADA): SEDIMENTOLOGICAL AND MICROMORPHOLOGICAL EVIDENCE OF A LATE WISCONSINAN GLACIAL DIAMICT	29
3.1 INTRODUCTION.....	29
3.2 METHODOLOGY.....	34
3.3 RESULTS	35
3.3.1 <i>Section descriptions</i>	35
3.3.2 <i>Particle size analysis</i>	43
3.3.3 <i>Clast fabrics</i>	44
3.3.4 <i>Micromorphological description</i>	45
3.4 INTERPRETATIONS AND DISCUSSION	50
3.4.1 <i>The origin of the Drift des Demoiselles</i>	50
3.4.2 <i>Chronology of the Drift des Demoiselles</i>	51
3.4.3 <i>Implications for the regional stratigraphic and chronological framework</i>	52
3.5 CONCLUSION.....	53
ACKNOWLEDGEMENTS	54
REFERENCES.....	54
CONCLUSION.....	59
RÉFÉRENCES	61
ANNEXE I CHARTE DE KRÜGER ET KJAER (1999).....	67
ANNEXE II TERMINOLOGIE DE MENZIES (2000).....	68

LISTE DES FIGURES

<i>Figure 1.1 Extension des différents glaciers durant le Wisconsinien selon chaque école de pensée: A) Modèle maximaliste, et B) Modèle minimaliste (modifié de Grant, 1989)</i>	<i>4</i>
<i>Figure 1.2 Extension des glaciers lors du Dernier Maximum Glaciaire (Wisconsinien supérieur) selon la variante de l'école minimaliste (modifié de Shaw et al., 2006)</i>	<i>5</i>
<i>Figure 1.3 Scénarios suggérés par Dredge et Grant (1987) concernant les événements wisconsinien: A) Calotte glaciaire régionale (au Wisconsinien inférieur?) avançant vers le sud-est; déformations locales dans le sol perméable; B) Calotte glaciaire avançant sur un pergélisol développé sur la plate-forme émergée; C) Extension maximale de la calotte glaciaire comportant des zones à base froide et D) Extension maximale de la calotte glaciaire avec deux courants de glace (ice streams) majeurs comportant des zones limitrophes à base froide (modifié de Dredge et Grant, 1987)</i>	<i>10</i>
<i>Figure 1.4 A) Image multifaisceaux illustrant un exemple d'une crête morainique en forme de lobe identifiée au sud-ouest des Îles de la Madeleine, et B) Image multifaisceaux illustrant le réseau hydrographique relique identifié au sud-ouest de l'archipel (tiré d'Audet-Morin, 2010)</i>	<i>13</i>
<i>Figure 2.1 Localisation des coupes stratigraphiques sur l'île du Havre-Aubert.....</i>	<i>20</i>
<i>Figure 2.2 Anse à la Cabane, située au sud de l'île du Havre-Aubert. Source: David Didier, 2010.....</i>	<i>21</i>
<i>Figure 2.3 Anse au Plâtre située sur l'île du Havre-Aubert, au nord-ouest de la Butte des Demoiselles. Source: Bernard Héту, 2010.....</i>	<i>22</i>
<i>Figure 2.4 A) Localisation des quatre fenêtres dégagées à l'Anse à la Cabane Est. Hauteur de la falaise : ± 20 m. B) Localisation des trois fenêtres dégagées à l'Anse à la Cabane Ouest. Hauteur de la falaise : ± 22 m. Source: David Didier, 2010</i>	<i>23</i>
<i>Figure 2.5 Localisation de la coupe stratigraphique de l'Anse au Plâtre. Hauteur de la falaise : ± 16 m. Source: Bernatchez, 2010.....</i>	<i>23</i>
<i>Figure 2.6 Méthode d'échantillonnage à l'aide de boîtes de Kubierna (80 × 60 × 40 mm) dans le cadre de l'analyse micromorphologique. Source: Audrey M. Rémillard, 2010</i>	<i>27</i>
<i>Figure 3.1 Maximum ice extent according to the two opposing models. Symbols are as follow: thin blue dashed line = the extent of the minimum model; thick red dashed line = the extent of the maximum model; blue stars = ice dispersion centers; thick red arrows = major ice flows; thin blue and red arrows = generalized flows according to each model (modified from Grant, 1989)</i>	<i>30</i>

- Figure 3.2 Maximum ice extent during LGM (white dashed line). The green dashed lines = major ice divides, thick green arrows are major ice flows, and thin green arrows are generalized flows according to recent models (modified from Shaw et al., 2006)..... 31
- Figure 3.3 Location of Anse à la Cabane east (ACE), Anse à la Cabane west (ACW) and Anse au Plâtre (AP) on Havre Aubert Island, Magdalen Islands 33
- Figure 3.4 Location of sediments at ACE. A) The basal unit of ACE composed of stratified and moderately well sorted white sand superposed by a layer of organic detritus dated to ~ 47 to 50 ka BP. B) Clast-supported and very poorly sorted compact diamict that overlies the organic horizon and littoral sand. C) The Drift des Demoiselles at ACE. The dashed line separates the upper and lower lithofacies..... 38
- Figure 3.5 Lithostratigraphic logs illustrating the main characteristics and sedimentary structures of each site, their lithofacies codes, microfacies, and clast fabrics. Clast fabrics are located approximately in front of the corresponding height on the schematic sequences. A) Anse à la Cabane east (ACE), B) Anse à la Cabane west (ACW), and C) Anse au Plâtre (AP) 35
- Figure 3.6 Glaciotectonic deformations exposed in the Drift des Demoiselles. A) Laminations of purplish clay and white sand. B) Sand boudins and laminations. C) Folded laminations of purplish clay. D) Megablocks; the Drift des Demoiselles is intersected by rafts of colluvial unit. E) Injection structure and fold. F) and G) Meter-sized injection structures between the littoral unit and the Drift des Demoiselles..... 39
- Figure 3.7 Location of sediments at ACW A) The Drift des Demoiselles at ACW. The dashed line separates the upper and lower lithofacies. B) Centimetric sandy and reddish lens composed of disaggregated and sheared sandstone pebble. C) The subtidal unit of red and white sand that discontinuously overlies the Drift des Demoiselles. D) Ice-wedge cast with an organic detritus infilling 41
- Figure 3.8 Location of sediments at AP A) The Drift des Demoiselles at AP. The thick dashed line separates the lower lithofacies from the intercalated zone and the thin dashed line separates the intercalated zone from the upper lithofacies. B) Laminations in the upper lithofacies of the Drift des Demoiselles 42
- Figure 3.9 Results of the particle size analyses..... 43
- Figure 3.10 Micromorphological features of the Drift des Demoiselles (magnification 20x). A) Microfacies A: rotational structure around an intraclast of quartz grains giving a skelsepic plasmic fabric. B) Microfacies A: pressure shadow around basalt clasts giving a masepic plasmic fabric. C) Microfacies A: clay coatings around skeleton grains, strain cap around an intraclast of quartz grains, rotational structure, and skelsepic plasmic fabric. D) Microfacies B: thin clay coatings around skeleton grains, thick clay coatings around intraclasts of quartz grains, packing voids and winnowed matrix. E) Microfacies C: biologically induced voids and illuvial clay. F) Microfacies D: lamellar voids..... 47
- Figure 3.11 Schematic drawing of the subglacial, proximal and distal glaciomarine environments in which the Drift des Demoiselles evolved at Anse au Plâtre and Anse à la Cabane (modified from Carr et al., 2006)..... 51

LISTE DES TABLEAUX

<i>Tableau 1.1 Principaux chercheurs et principales hypothèses glaciaires véhiculées sur les Îles de la Madeleine</i>	15
<i>Tableau 1.2 Principaux chercheurs et leur principale hypothèse concernant le Drift des Demoiselles</i>	18
<i>Tableau 2.1 Liste des échantillons récoltés pour la micromorphologie</i>	26
<i>Tableau 2.3 Liste des échantillons récoltés pour les datations ¹⁴C</i>	28
<i>Table 3.1 Principal researchers and their hypotheses concerning the Drift des Demoiselles and implications for the southern Magdalen Islands</i>	33
<i>Table 3.2 List of micromorphological samples in this study with their corresponding heights above the contact point with the underlying unit, description of removed sediments, orientation, and dip of the samples</i>	35
<i>Table 3.3 List of chronological data in this study</i>	36
<i>Table 3.4 Fabric data from the Drift des Demoiselles of the study sites</i>	44
<i>Table 3.5 Micromorphological characteristics of samples</i>	49

LISTE DES ABRÉVIATIONS, SIGLES ET ACRONYMES

ACE	Anse à la Cabane Est
ACW	Anse à la Cabane Ouest
AMS	<i>Accelerator Mass Spectrometry</i>
AP	Anse au Plâtre
CEN	Centre d'études nordiques
ISMER	Institut des sciences de la mer de Rimouski
LGM	<i>Late Glacial Maximum</i>
PACEA	De la préhistoire à l'actuel: Culture, Environnement, Anthropologie
UMR	Unité mixte de recherche
UQAR	Université du Québec à Rimouski

RÉSUMÉ

Depuis le début du XX^e siècle, deux écoles de pensée opposées coexistent concernant la nature de la glaciation wisconsinienne de l'Est du Canada. La théorie maximaliste suggère que les Maritimes ont été entièrement englacées par l'inlandsis laurentidien jusqu'au bord de la plate-forme continentale tandis que la théorie minimaliste suggère une englaciation de l'est du Canada par un complexe de calottes glaciaires régionales coalescentes. Les Îles de la Madeleine, situées au centre du golfe du Saint-Laurent, sont au cœur de ce débat. Plus spécifiquement, l'interprétation d'une unité sédimentaire présente dans le sud de l'archipel, nommée Drift des Demoiselles, demeure problématique depuis le début de la controverse. Selon certains chercheurs, elle correspond à un dépôt glaciomarin tandis que d'autres l'associent à du till. Selon l'interprétation qui est faite du Drift des Demoiselles, les reconstitutions des événements wisconsinien sont totalement différentes. Les données actuellement disponibles, fragmentaires et incohérentes, ne permettent pas de trancher le débat. Il subsiste encore aujourd'hui plusieurs questions non résolues concernant l'extension et la provenance des glaciers qui ont atteint les Îles de la Madeleine, ainsi que sur la chronologie des événements marins, glaciaires et périglaciaires. L'objectif de ce projet est de proposer une interprétation définitive du Drift des Demoiselles afin de pouvoir reconstituer la paléogéographie quaternaire de la région de l'île du Havre-Aubert et ainsi d'améliorer la paléogéographie régionale. Le Drift des Demoiselles a été décrit de manière détaillée et a été échantillonné pour la granulométrie et la micromorphologie. Plus de trente fabriques ont été mesurées sur le terrain et des échantillons de matière organique ont été prélevés afin de les dater (¹⁴C). Les résultats révèlent que le sud des Îles de la Madeleine a été recouvert par un glacier progressant vers le sud-est durant le Wisconsinien supérieur et que le niveau marin relatif a atteint au moins 20 m d'altitude. Les dépôts identifiés comme étant le Drift des Demoiselles appartiennent à deux unités d'origine différente, l'une glaciaire et l'autre glaciomarine.

Mots clés: Îles de la Madeleine, île du Havre-Aubert, glaciation du Wisconsinien supérieur, stratigraphie, micromorphologie, Drift des Demoiselles.

INTRODUCTION

Au tournant du XIX^e siècle, une polémique concernant la nature de la glaciation wisconsinienne dans les Provinces maritimes du Canada s'est développée (Grant, 1989; Dredge *et al.*, 1992; Josenhans et Lehman, 1999; Stea, 2004). Les Îles de la Madeleine, situées au centre du golfe du Saint-Laurent, sont au cœur de ce litige. En raison de cette position stratégique, la question de la nature de la glaciation wisconsinienne touchant l'archipel madelinot fut l'objet de nombreuses théories depuis plus d'un siècle (Richardson; 1881; Chalmers; 1895; Clarke, 1911; Goldthwait, 1915; Coleman, 1919; Goldthwait, 1924; Alcock, 1941; Hamelin; 1959; Prest *et al.*, 1976; Dredge et Grant, 1987; Parent et Dubois, 1988; Dredge *et al.*, 1992). Depuis le tout début, le questionnement majeur concerne l'englaciation et la submersion des Îles de la Madeleine. L'archipel a-t-il été englacé ou non durant le Wisconsinien?

Dans ce contexte, une difficulté persiste dans la littérature concernant l'interprétation de l'unité sédimentaire sommitale présente sur les îles du Cap-aux-Meules et du Havre-Aubert, nommée Drift des Demoiselles. Cette unité fondamentale a été interprétée par Prest *et al.* (1976) comme étant d'origine glaciomarine tandis que Goldthwait (1915) en faisait un dépôt glaciaire. Dredge et Grant (1987) l'ont subdivisé en trois différents faciès, soit deux faciès glaciaires distincts dans la partie inférieure et un faciès glaciomarin au sommet. Cette ambiguïté s'explique selon nous par une absence de données lithostratigraphiques exhaustives et détaillées et par un cadre chronologique lacunaire. Selon les diverses interprétations avancées, le Drift des Demoiselles a été associé à différentes périodes du Wisconsinien et à des environnements sédimentaires distincts. Pour interpréter convenablement le Drift des Demoiselles et mieux le situer chronologiquement dans l'histoire des îles, il est nécessaire de l'étudier en profondeur avec de nouvelles approches.

Ce projet de recherche vise à proposer une interprétation définitive du Drift des Demoiselles de manière à être en mesure de préciser le contexte glaciaire et marin au Wisconsinien dans le sud de l'archipel madelinot, plus particulièrement sur l'île du Havre-Aubert. Globalement, il a pour objectif d'améliorer le cadre lithostratigraphique des Îles de la Madeleine afin de

préciser la paléogéographie régionale. Les objectifs spécifiques sont: 1) décrire et caractériser la sédimentologie du Drift des Demoiselles, tant à l'échelle macroscopique que microscopique, afin d'identifier le ou les processus responsable(s) de sa mise en place, 2) décrire et caractériser sommairement les unités lithostratigraphiques qui entourent le Drift des Demoiselles afin d'établir le cadre chronostratigraphique de cette unité, et 3) améliorer le cadre chronologique par l'obtention de dates absolues inédites.

Afin d'atteindre ces objectifs, deux secteurs d'étude ont été privilégiés en raison de leur potentiel à fournir un éventail exhaustif des caractéristiques du Drift des Demoiselles. Le premier secteur est l'Anse à la Cabane, situé au sud de l'île du Havre-Aubert. Le deuxième secteur est l'Anse au Plâtre, également situé sur l'île du Havre-Aubert, légèrement au nord-ouest de la Butte des Demoiselles. Il est à noter que c'est dans ce secteur que se situe le site éponyme du Drift des Demoiselles tel que signalé par Prest *et al.* (1976). Dans un premier temps, la lithostratigraphie du drift et des unités qui l'encadrent a été décrite en détail et par la suite plusieurs échantillons ont été prélevés pour la forme et la pétrographie des cailloux, la granulométrie des sédiments (*Beckman Coulter Particle Size Analyser LS 13 320* de l'ISMER), la micromorphologie (PACEA, Bordeaux I) et la datation par le radiocarbone (Laboratoire de radiochronologie du CEN de l'Université Laval et la *Keck Carbon Cycle AMS Facility* de l'Université de Californie à Irvine).

Ce mémoire est composé de quatre chapitres. Le premier chapitre présente le cadre théorique. Il contient la revue de la littérature concernant les connaissances actuelles sur les événements quaternaires aux Îles de la Madeleine, la problématique et les objectifs de recherche, ainsi que la pertinence d'une telle étude. Le deuxième chapitre traite de la démarche préconisée afin d'atteindre les objectifs formulés. Il contient la présentation des secteurs déterminés pour le projet ainsi que la méthodologie employée. Le troisième chapitre correspond à l'article scientifique découlant de ce projet. Il a été soumis à la revue scientifique *Canadian Journal of Earth Sciences*. Le dernier chapitre présente la conclusion générale du mémoire.

Chapitre I

CADRE THÉORIQUE

Ce chapitre porte sur la revue de la littérature concernant le Quaternaire des Îles de la Madeleine. Depuis la fin du XIX^e siècle, diverses théories et hypothèses ont été avancées concernant la dernière période glaciaire sur l'archipel madelinot. Le recensement des publications pertinentes résulte en une synthèse complète présentée de manière chronologique.

1.1 État des connaissances: une controverse plus que séculaire

Une controverse relative à la nature de la glaciation wisconsinienne des Maritimes atlantiques du Canada s'est développée au tournant du XIX^e siècle. De ce grand débat se dégagent deux principales écoles de pensée, qui cohabitent depuis le début. Dans un premier temps, une théorie dite maximaliste est née. Cette conception met de l'avant l'idée d'une glaciation complète du continent et du golfe du Saint-Laurent jusqu'au rebord de la plate-forme continentale par un inlandsis homogène avançant vers le sud-est (Figure 1.1A). Selon cette école, les mouvements glaciaires centrifuges observés à plusieurs endroits dans les Maritimes, associés à des calottes régionales, correspondent à des changements tardifs des écoulements glaciaires à la suite de l'ouverture de baies de vélage lors de la déglaciation du golfe, de l'estuaire et des grandes baies du système hydrographique laurentien (Grant, 1989). De plus, les zones où les marques glaciaires sont absentes seraient selon le modèle maximaliste des régions à base glaciaire froide. À l'opposé, une théorie dite minimaliste évolue également depuis la fin du 19^e siècle. Ce modèle soutient que les Provinces maritimes et la Gaspésie ont été recouvertes au cours de la glaciation wisconsinienne par un complexe de calottes glaciaires régionales partiellement coalescentes (Grant, 1989) (Figure 1.1B). Selon ce modèle, les calottes glaciaires ne dépassaient pas ou très peu les côtes actuelles (Shaw *et al.*, 2006). Les secteurs où les marques glaciaires sont manquantes correspondraient selon eux à des nunataks (Grant, 1989).

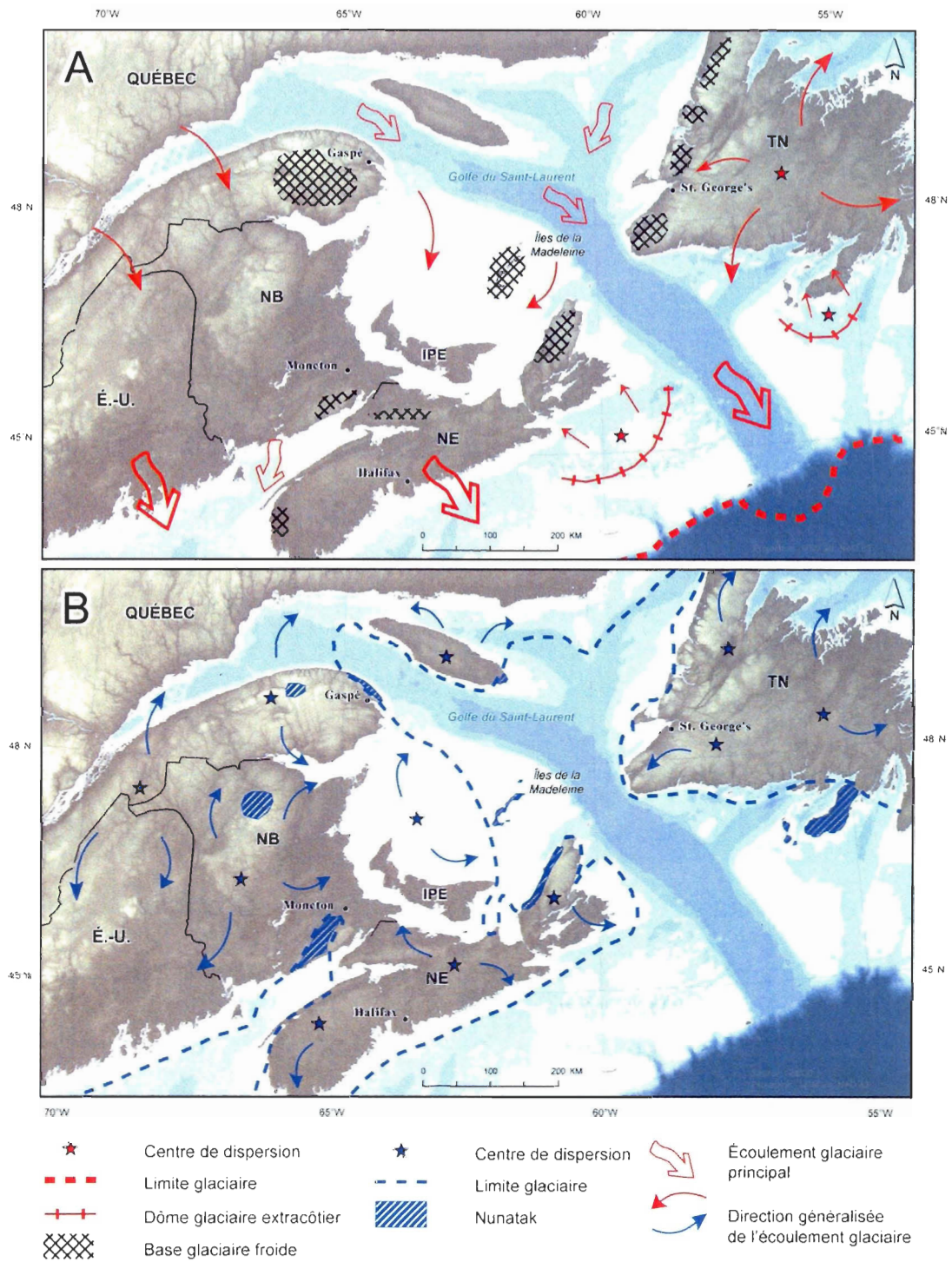


Figure 1.1 Extension des différents glaciers durant le Wisconsinien selon chaque école de pensée: A) Modèle maximaliste, et B) Modèle minimaliste (modifié de Grant, 1989).

Une variante de l'école minimaliste s'est développée récemment. Elle soutient que les calottes glaciaires situées dans les Maritimes entraînent en coalescence avec l'inlandsis laurentidien le long du chenal Laurentien lors du Wisconsinien supérieur (Stea *et al.*, 1998; Josenhans et Lehman, 1999; Stea, 2004; Shaw *et al.*, 2006; Josenhans, 2007) (Figure 1.2). Les Îles de la Madeleine, situées au cœur du golfe du Saint-Laurent, occupent un endroit stratégique pour tester ces différents modèles.

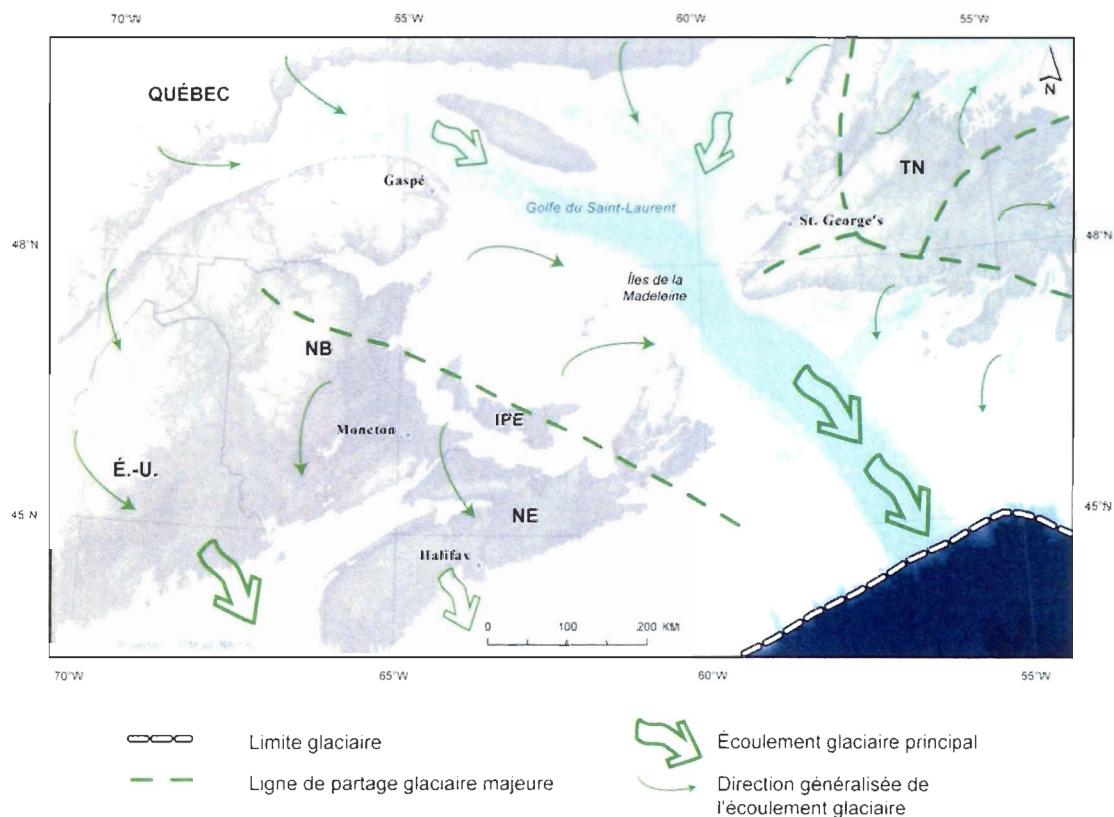


Figure 1.2 Extension des glaciers lors du Dernier Maximum Glaciaire (Wisconsinien supérieur) selon la variante de l'école minimaliste (modifié de Shaw *et al.*, 2006).

1.1.1 Les premières observations (fin du 19^e siècle au début des années 1970)

À la fin du 19^e siècle, les premières idées véhiculées concernant les événements du Wisconsinien soutenaient que l'archipel madelinot avait été exempt de glace pendant toute cette période (Richardson, 1881; Chalmers, 1895; Clarke, 1911). Selon Richardson (1881), aucun dépôt ne pouvait être associé à du *drift* glaciaire. Il a mentionné la présence d'un sol résiduel (régolithe) très homogène et uniforme sur l'ensemble des îles ainsi que l'absence de stries glaciaires sur les blocs observés. Quelques erratiques ont été trouvés sur les îles du Cap-aux-Meules et de Pointe-aux-Loups, mais le transport de ces blocs allochtones demeurait énigmatique (Richardson, 1881). Honeyman (1882) a affirmé que ces blocs erratiques avaient pour origine un transport glacial depuis la Gaspésie.

De plus, Chalmers (1895) a confirmé les propos de Richardson en mentionnant qu'aucune de ses observations n'a apporté d'éléments de preuve d'une glaciation wisconsinienne sur l'archipel. Il a également avancé une nouvelle idée, soit la présence d'une mer atteignant + 35 m. Cette hypothèse expliquerait à la fois la présence de blocs erratiques délestés par des glaces flottantes et l'uniformité du sol résiduel omniprésent (Chalmers, 1895). Clarke (1911) a appuyé les observations et les interprétations de Chalmers (1895).

Dès son arrivée sur l'archipel, plus précisément sur l'île du Havre-Aubert, Goldthwait (1915) a été en mesure d'infirmer les interprétations de ses précurseurs après avoir observé un dépôt qu'il a interprété comme étant d'origine glaciaire. Lors de ses travaux antérieurs, Goldthwait (1915) avait déjà proposé un écoulement glaciaire vers le sud-est pour la Nouvelle-Écosse et l'île du Cap-Breton. Cet écoulement qui provenait d'une calotte glaciaire située sur le Nouveau-Brunswick était également enregistré dans les dépôts de l'île du Prince-Édouard. Conséquemment, Goldthwait (1915) a proposé un mouvement glaciaire vers le sud-est pour les Îles de la Madeleine. Toutefois, il a également mentionné que les blocs erratiques observés sur certaines îles impliquaient un transport par de la glace flottante ou par un glacier, sans pour autant trancher entre les deux possibilités (Goldthwait, 1915). Quelques années plus tard, il a opté pour un transport glaciaire associé à un écoulement provenant du nord attribué à l'inlandsis laurentidien (Goldthwait, 1924).

Coleman (1919) a noté des sols résiduels sur les collines et des dépôts glaciaires sur les basses terres. Considérant cette différence notable, il a stipulé qu'il était improbable qu'une calotte glaciaire soit à l'origine de cette distribution. Il considérait par ailleurs que des collines de si faible altitude ne pouvaient correspondre à des nunataks. Sur la base de ce raisonnement, il a avancé l'hypothèse d'une glaciation suffisamment ancienne pour que les vestiges glaciaires aient le temps de s'estomper sur les collines. Coleman (1919) n'a pas réfuté la possibilité qu'une mer glaciaire soit l'agent de transport des erratiques.

Alcock (1941) met l'accent sur les dépôts glaciaires qu'il a observé sur les îles de la Grande-Entrée et du Cap-aux-Meules plutôt que sur l'absence de formes d'érosion glaciaire. Il a noté la présence d'une moraine sur l'île de la Grande-Entrée dont la composition pétrographique est principalement précambrienne. De plus, il a observé une couverture de dépôts glaciaires sur l'île du Cap-aux-Meules ainsi que des blocs allochtones sur les îles d'Entrée et du Havre-aux-Maisons. Ces observations ont amené Alcock (1941) à privilégier l'hypothèse d'une glaciation de l'archipel par l'inlandsis laurentidien.

Un élément nouveau a été introduit par Louis-Edmond Hamelin (1959). Ce dernier a souligné l'existence d'une morphologie périglaciaire très développée sur l'archipel madelinot. Il a observé des cailloutis de roches locales ainsi que plusieurs vallées à fond plat qu'il a attribuées à l'action prolongée du gel. Hamelin (1959) a interprété ce modelé périglaciaire comme étant la preuve d'une longue période cryonivale qui aurait duré pendant tout le Wisconsinien. Dix ans plus tard, la première fente de gel fossile a été découverte dans un glaciaire périglaciaire de l'île du Havre-Aubert (Poirier, 1970). Laverdière et Guimond (1974) ont également interprété le profil des collines, les vallées à fond plat et les coulées de solifluxion comme étant des formes héritées d'une activité périglaciaire wisconsinienne. Pour ces chercheurs, la présence de formes périglaciaires bien développées implique que l'archipel a échappé à la dernière glaciation.

Pendant que plusieurs débattaient sur la terre ferme, Loring et Nota (1966) observaient les formes et les sédiments immergés sur l'ensemble du plateau madelinot. Ils ont distingué plusieurs vallées submergées qu'ils ont expliquées comme étant les vallées d'un ancien réseau de drainage modifié par une glaciation du Pléistocène. Ils ont également observé deux

vallées subparallèles et allongées, à l'est de l'île du Prince-Édouard, qui auraient été creusées par les eaux de fonte d'un glacier (*tunnel valleys*). De telles vallées ont également été observées à l'ouest des Îles de la Madeleine (Loring et Nota, 1966). De plus, ils ont découvert des minéraux lourds provenant du socle précambrien de la Côte-Nord (Loring *et al.*, 1969). En outre, Loring et Nota (1973) ont décrit une terrasse sous-marine à environ 60 m sous le niveau marin actuel. Selon eux, cette terrasse s'est formée lors du début de l'invasion marine, parallèlement au retrait du glacier vers l'ouest, soit vers l'île du Prince-Édouard. Leur principale conclusion est que lors du Pléistocène, le plateau madelinot a été entièrement recouvert par un ou plusieurs glaciers. La glace laurentidienne a emprunté les principaux chenaux de drainage préexistants sur le plateau et sa progression a probablement été bloquée par des calottes glaciaires locales. La transgression marine postglaciaire et la dynamique sédimentaire récente ont modifié la morphologie glaciaire du fond marin et ont provoqué l'actuelle uniformité du plateau. Puisqu'ils font régulièrement référence à la période du Dryas récent, les auteurs insinuent qu'il y avait présence de glace lors du Wisconsinien supérieur sur le plateau madelinot (Loring et Nota, 1966, 1973). Toutefois, ils ne précisent rien quant aux périodes antérieures.

1.1.2 Évolution des idées depuis le début des années 1970

La polémique a pris une nouvelle dimension lorsque Prest *et al.* (1976) ont affirmé avec force que les Îles de la Madeleine n'avaient pas été recouvertes par un glacier durant le Wisconsinien. Selon eux, les blocs erratiques ainsi que le diamicton rouge qu'ils ont nommé Drift des Demoiselles et qui affleure à plusieurs endroits dans la partie sud de l'archipel ont été déposés dans une étendue d'eau à proximité d'une calotte glaciaire. Selon eux, le niveau marin relatif se situait durant cette période à + 52 m. Prest *et al.* (1976) ont découvert un horizon organique sous-jacent au Drift des Demoiselles dans une gravière de Portage du Cap, située à l'est sur l'île du Havre-Aubert. Des détritiques de plantes ont été datés à > 35 ^{14}C ka BP (BGS-259) et une brindille à > 38 ^{14}C ka BP (GSC-2313). Cette matière organique a été associée par Prest *et al.* (1976) à l'interglaciaire du Sangamonien. Ce dépôt glaciomarin correspond au même dépôt qui a été interprété comme étant un till par Goldthwait (1915). Quelques années plus tard, Dredge et Grant (1987) ont subdivisé le Drift des Demoiselles en

trois parties distinctes, soit deux faciès glaciaires et un faciès glaciomarin. Parent et Dubois (1988) ont divisé le Drift des Demoiselles en deux faciès glaciaires, soit un faciès de till sous-glaciaire typique et un faciès de till de fusion en raison de la présence de substratifications. Ils ont nommé ce dépôt glaciaire Till de Havre Aubert.

De plus, de nombreuses déformations glaciotectioniques ont été signalées par Grant *et al.* (1985), puis par Dredge et Grant (1987). Ceux-ci ont observé plusieurs de ces déformations dans le grès ainsi que dans les sédiments meubles. Selon eux, toutes les structures de déformation ont été provoquées par le mouvement d'un glacier s'écoulant vers le sud-est. En intégrant ces déformations glaciotectioniques au cadre stratigraphique de l'archipel madelinot ainsi qu'à la morphologie périglaciaire bien développée des îles, Dredge et Grant (1987) ont suggéré plusieurs scénarios concernant les événements wisconsinien (Figure 1.3). Selon eux, aucun scénario n'arrive à concilier la présence de till, qui nécessite un transport par un glacier à base tempérée, et la présence de déformations glaciotectioniques, provoquées selon eux par un glacier à base froide. Ils ont finalement penché pour la présence d'un glacier à base froide sur l'archipel pendant le Wisconsinien inférieur. Par ailleurs, Parent et Dubois (1988) ont attribué les déformations glaciotectioniques observées sur l'île du Havre-Aubert à un mouvement glaciaire vers l'ouest, ce qui implique un centre de dispersion glaciaire situé au sud-est de l'archipel.

L'article de Dredge *et al.* (1992) est devenu depuis sa publication la référence classique sur les paléoenvironnements quaternaires des Îles de la Madeleine. Pour ces chercheurs, les blocs erratiques sur les îles de la Grande-Entrée et de Pointe-aux-Loups sont un vestige d'une glaciation par l'inlandsis laurentidien qui remonterait à l'Illinoien, *i.e.* la période glaciaire précédant l'interglaciaire du Sangamonien. Cette interprétation s'appuie sur trois datations ^{14}C « ouvertes » obtenues sur des dépôts organiques fossiles de l'île du Havre-Aubert, soit > 38 ka BP (GSC-3413) et > 45 ka BP à l'Anse à la Cabane (GSC-3631) et > 46 ka BP dans le secteur de Bassin (GSC-3823). À ces trois dates ^{14}C « ouvertes » s'ajoute une date Th/U de 89 – 106 ka BP (UQT-182) réalisée sur un dépôt organique de Bassin (Dredge *et al.*, 1992). Tous ces dépôts ont été associés à l'optimum climatique de l'interglaciaire sangamonien. À la fin de cette période, une transgression marine de 13 – 20 m aurait touché l'archipel, mais les

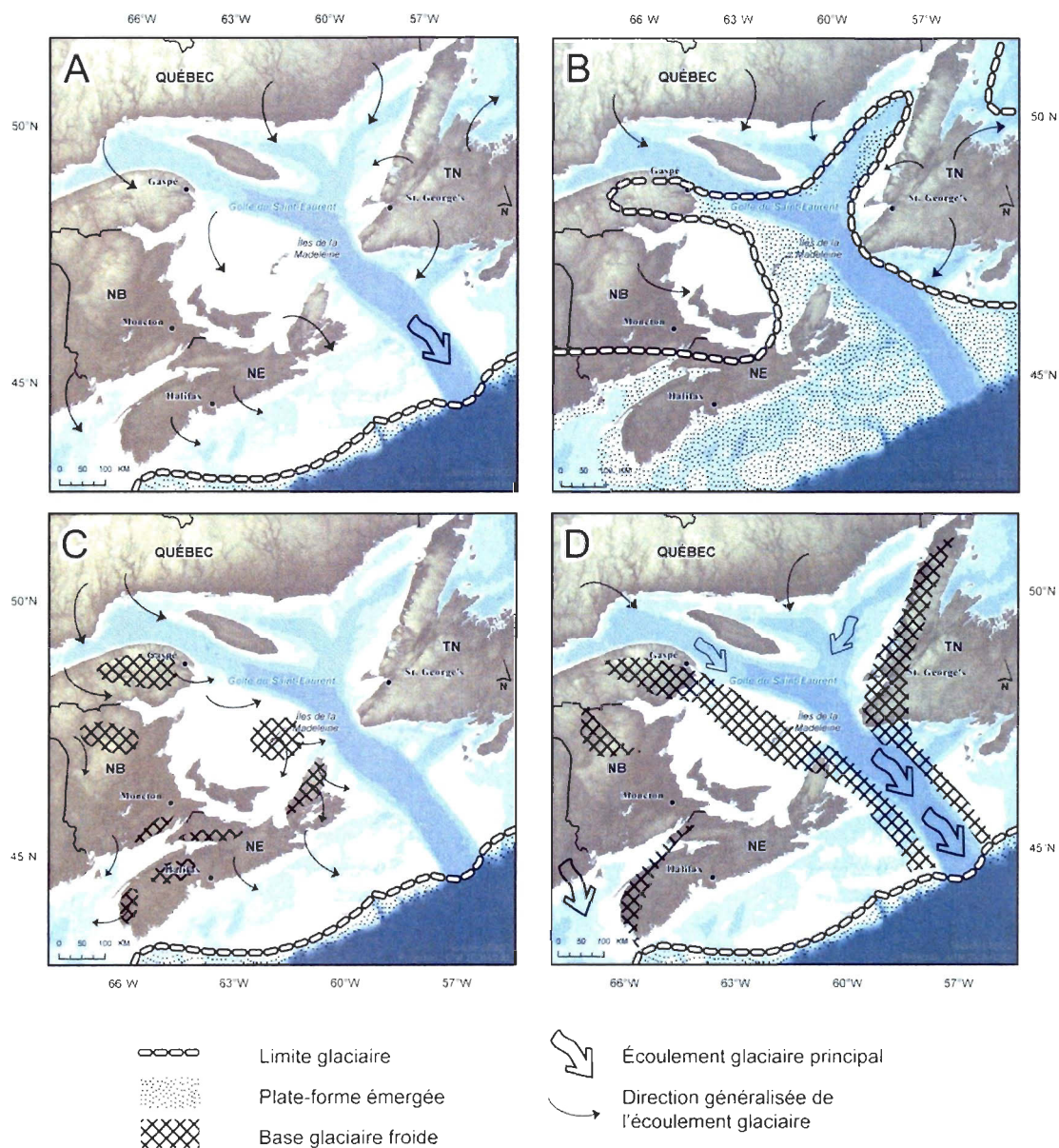


Figure 1.3 Scénarios suggérés par Dredge et Grant (1987) concernant les événements wisconsinien: A) Calotte glaciaire régionale (au Wisconsinien inférieur?) avançant vers le sud-est; déformations locales dans le sol perméable; B) Calotte glaciaire avançant sur un pergélisol développé sur la plate-forme émergée; C) Extension maximale de la calotte glaciaire comportant des zones à base froide et D) Extension maximale de la calotte glaciaire avec deux courants de glace (*ice streams*) majeurs comportant des zones limitrophes à base froide (modifié de Dredge et Grant, 1987).

auteurs n'en précisent pas la cause. Pour Dredge *et al.* (1992), l'archipel madelinot n'aurait pas été englacé au cours du Wisconsinien supérieur. Dredge *et al.* (1992) ont proposé pour le Wisconsinien inférieur un modèle de glaciation par des glaciers locaux successifs, soit un glacier à base tempérée, en raison de la présence de till, puis un glacier à base froide qui expliquerait la présence de déformations glaciotectoniques ainsi que l'absence de marques d'érosion glaciaire. Dubois (1992) et Dubois et Grenier (1993) étaient également en faveur d'une glaciation au Wisconsinien inférieur exclusivement. Ils soutenaient que cette glaciation provenait de l'ouest et qu'elle n'avait touché que la partie sud de l'archipel. S'appuyant sur des données terrestres récoltées autour du golfe du Saint-Laurent, Dyke et Prest (1987) soutiennent que le golfe n'aurait pas été englacé lors de la dernière glaciation (Wisconsinien supérieur). Selon eux, la glace provenant du nord se serait arrêtée au niveau de l'Île d'Anticosti pendant cette période. Grant (1989) envisage plutôt, pour la même période, une invasion du golfe par l'inlandsis laurentidien jusqu'aux Îles de la Madeleine. La moraine frontale décrite par Alcock (1941) sur l'île de la Grande-Entrée aurait été mise en place lors d'une avancée tardive de l'inlandsis.

À la suite de cette période glaciaire (Wisconsinien supérieur), un climat rigoureux aurait persisté pendant que le niveau marin relatif était de 36 à 60 m sous l'actuel, permettant le développement du modelé périglaciaire des îles et la formation de vallées fluviales et de terrasses marines submergées (Sanschagrin, 1964; Loring et Nota, 1966, 1973; Dredge *et al.*, 1992). Sans remettre en question ni le climat froid, ni le bas niveau marin à - 60 m, Dubois et Grenier (1993) soutiennent qu'il n'y a aucun indice d'activité périglaciaire et de glaciation sur les Îles de la Madeleine pendant le Wisconsinien moyen et supérieur. Finalement, des travaux effectués sur l'île d'Entrée ont mis en évidence un changement dans le type de végétation entre 11 et 10 ¹⁴C ka BP: les arbustes ont régressé au profit des plantes herbacées, changement qui a été attribué au refroidissement du Dryas récent (Dredge *et al.*, 1992).

1.1.3 Les modèles régionaux

Dans la dernière décennie, plusieurs auteurs ont proposé des modèles concernant le Wisconsinien supérieur à l'échelle des Maritimes canadiennes (Stea *et al.*, 1998; Josenhans et Lehman, 1999; Stea, 2004; Shaw *et al.*, 2006; Josenhans, 2007). Ces auteurs ont appuyé leur

modèle sur divers travaux effectués notamment à Terre-Neuve, au Nouveau-Brunswick, en Nouvelle-Écosse, en Gaspésie ainsi que dans le golfe du Saint-Laurent. Pour Josenhans et Lehman (1999), le golfe du Saint-Laurent a été occupé en entier par un ou des glaciers ancrés au sol jusqu'au détroit de Cabot. Les modèles de Stea (2004) et de Shaw *et al.* (2006) sont analogues à celui de Josenhans et Lehman (1999): la convergence de calottes glaciaires régionales coalescentes avec l'inlandsis laurentidien qui s'écoulait dans le chenal Laurentien ont produit une énorme couverture de glace qui s'étendait jusqu'au talus continental (Figure 1.2). Cette couverture multidômes est nommée *Appalachian Glacier Complex* par Stea *et al.* (1998) et Stea (2004). À l'opposé, et contrairement à ce que Dyke et Prest (1987) soutenaient auparavant, Dyke *et al.* (2002) sont en faveur d'une glaciation complète de l'ensemble des Maritimes par l'inlandsis laurentidien au Wisconsinien supérieur. Selon Stea *et al.* (1998), Josenhans et Lehman (1999), Stea (2004), Shaw *et al.* (2006), le complexe glaciaire appalachien a persisté jusqu'à ~14,3 ka BP. Vers ~ 14,1 ka BP, le centre du chenal Laurentien était libre de glace et vers ~13,7 ka BP, la marge glaciaire se situait au nord de l'île d'Anticosti. À l'échelle des temps géologiques, cette déglaciation est si rapide qu'elle semble synchrone. Finalement, les données de Josenhans et Lehman (1999) suggèrent la présence d'un bas niveau marin à - 110 m durant la période postglaciaire, du moins dans la partie sud du golfe.

1.1.4 Les données récentes

Vigneault (2009) a caractérisé les principaux environnements sédimentaires terrestres du nord Îles de la Madeleine afin d'en reconstituer la paléogéographie et l'histoire glaciaire. Les unités stratigraphiques exposées, les déformations glaciotectoniques, les fabriques de tills et la pétrographie des erratiques suggèrent deux mouvements glaciaires: un premier provenant du nord par l'inlandsis laurentidien et un deuxième provenant du nord-est, probablement de Terre-Neuve. Cependant, l'absence de matériel datable au sein des unités ne permet pas d'établir la chronologie de ces mouvements glaciaires.

Dans le domaine marin, Audet-Morin (2010) a exploité une vaste couverture d'images multifaisceaux afin de reconstituer l'évolution géomorphologique et sédimentaire du fond marin des secteurs extracôtiers situés à l'est et au sud des Îles de la Madeleine. Cette étude a

révélé notamment, au sud-ouest de l'archipel, des formes curvilinéaires situées à environ 30 m de profondeur qui ont été interprétées comme étant des lambeaux de crêtes morainiques (Figure 1.4A). Les crêtes reposent sur des sédiments hétérométriques qui pourraient correspondre à du till. Comme Dredge *et al.* (1992), Audet-Morin (2010) suggère un changement dans le régime de la calotte glaciaire, soit une glace à base froide qui expliquerait la préservation des formes et des dépôts préexistants, puis une glace à base tempérée qui aurait permis la mise en place de ces lambeaux morainiques. Elle attribue cette glaciation au Wisconsinien supérieur. La localisation et le tracé de ces crêtes morainiques concordent avec le retrait du glacier vers l'ouest vers 14 ka BP tel que stipulé par le modèle de Josenhans (2007). En outre, un ancien réseau hydrographique a été identifié à environ 35 m de profondeur au sud-ouest de l'archipel (Figure 1.4B). Selon Audet-Morin (2010), un réseau de drainage s'écoulant à travers le plateau madelinot pourrait avoir été actif pendant le début de la période postglaciaire; il aurait été ensuite submergé lors de la transgression marine holocène.

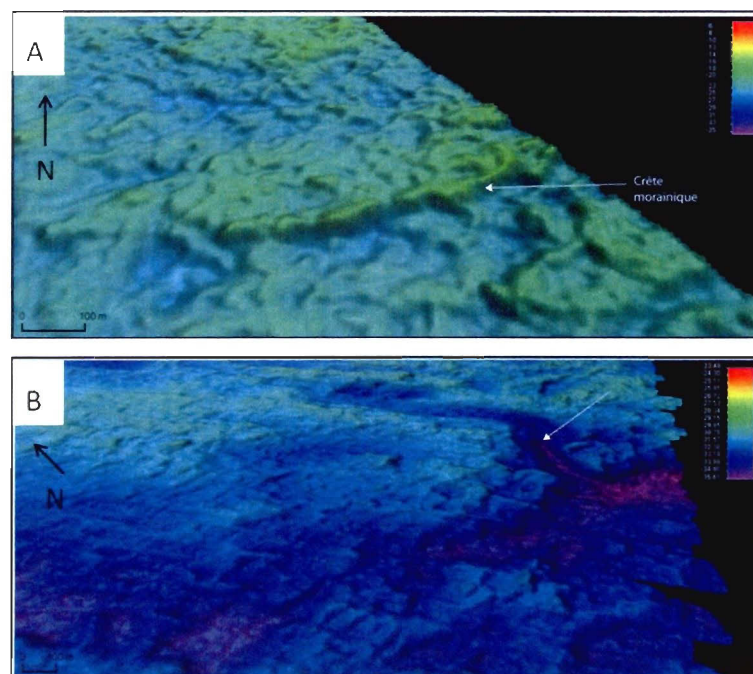


Figure 1.4 A) Image multifaisceaux illustrant un exemple d'une crête morainique en forme de lobe identifiée au sud-ouest des Îles de la Madeleine, et B) Image multifaisceaux illustrant le réseau hydrographique relique identifié au sud-ouest de l'archipel (tiré d'Audet-Morin, 2010).

À la lumière de cette revue des publications pertinentes, nous constatons qu'une controverse plus que centenaire perdure concernant l'évolution du golfe du Saint-Laurent au cours du Wisconsinien. Les principaux aspects débattus concernent la provenance, l'extension, la chronologie et le régime des glaciers actifs dans le golfe (Tableau 1.1). Les relations spatio-temporelles entre les périodes marines, glaciaires et périglaciaires demeurent ambiguës. La principale raison de cette polémique consiste en l'absence d'une chronologie parfaitement établie. Les Îles de la Madeleine, dont la géomorphologie et les environnements sédimentaires quaternaires sont encore largement méconnus, sont au cœur de ce débat.

Tableau 1.1 Principaux chercheurs et principales hypothèses glaciaires véhiculées sur les Îles de la Madeleine

Principaux chercheurs	Principales hypothèses
Richardson (1881), Honeyman (1882), Chalmers (1895), Clarke (1911), Coleman (1919)	Aucune trace de glaciation Origine des erratiques obscure Sol résiduel (régolithe) uniforme et omniprésent Possibilité d'une mer à + 35 m
Goldthwait (1915), Goldthwait (1924)	Glaciation Écoulement glaciaire vers l'est (1915) Écoulement glaciaire vers le sud (1924)
Alcock (1941)	Moraine Invasion pas l'inlandsis laurentidien
Hamelin (1959), Poirier (1970), Laverdière et Guimond (1974)	Importante activité périglaciaire Pas d'invasion glaciaire durant le Wisconsinien supérieur
Loring et Nota (1966, 1969, 1973)	Ancien réseau de drainage Terrasse marine à - 60 m Glaciation mixte durant le Wisconsinien supérieur
Prest <i>et al.</i> (1976)	Aucune trace de glaciation Drift des Demoiselles (origine glaciomarine) Mer à + 52 m Matière organique du Sangamonien
Grant <i>et al.</i> (1985), Dredge et Grant (1987), Dredge <i>et al.</i> (1992),	Matière organique du Sangamonien Glaciation durant le Wisconsinien inférieur Glacier à base froide puis tempérée Déformations glaciotectoniques Activité périglaciaire durant le Wisconsinien supérieur
Dyke et Prest (1987)	Absence de glace dans le Golfe du Saint-Laurent au Wisconsinien supérieur (au sud de l'île d'Anticosti)
Dubois (1992) Parent et Dubois (1988)	Glaciation durant le Wisconsinien inférieur Pas d'activité périglaciaire durant le Wisconsinien
Stea <i>et al.</i> (1998), Josenhans et Lehman (1999), Stea (2004), Shaw <i>et al.</i> (2006), Josenhans (2007)	Glaciation durant le Wisconsinien supérieur par des calottes glaciaires régionales coalescentes
Dyke <i>et al.</i> (2002)	Glaciation partielle du Golfe du Saint-Laurent au Wisconsinien moyen (27-30 ka BP), limite sur l'île d'Anticosti Glaciation durant le Wisconsinien supérieur par l'inlandsis laurentidien jusqu'à la plate-forme continentale

1.2 Problématique

1.2.1 Problématique générale

Le golfe du Saint-Laurent autour des Îles de la Madeleine est un environnement marin très dynamique qui a été soumis à de nombreuses modifications au cours du Pléistocène, plus particulièrement lors du Wisconsinien supérieur (Loring et Nota, 1966, 1973; Josenhans et Lehman, 1999; Audet-Morin, 2010). Dans le domaine terrestre, plusieurs chercheurs ont exploré l'archipel à la recherche d'indices relatifs aux événements wisconsinien (Richardson, 1881; Chalmers, 1895; Clarke, 1910; Goldthwait, 1915; Alcock, 1941; Hamelin, 1959; Prest *et al.*, 1976; Dredge et Grant, 1987; Parent et Dubois, 1988; Dredge *et al.*, 1992; Vigneault, 2009). L'existence d'un haut niveau marin supérieur à aujourd'hui, un mouvement glaciaire vers le sud ou encore vers l'est, ainsi que l'avènement d'une période périglaciaire sont les principales hypothèses évoquées concernant les événements wisconsinien sur l'archipel madelinot. D'autres hypothèses plus nuancées avancent que les îles ont été englacées lors du Wisconsinien inférieur et déglacées pendant le Wisconsinien moyen et supérieur, tandis que d'autres encore suggèrent une englaciation des îles au Wisconsinien supérieur, soit par l'inlandsis laurentidien ou par le complexe glaciaire appalachien, impliquant des mouvements vers le sud, l'est ou le sud-ouest. Ainsi, les données disponibles sont non seulement fragmentaires et incohérentes, mais elles soulèvent plusieurs questions sur l'extension des différents glaciers qui ont touché les Îles de la Madeleine ainsi que sur la chronologie relative des événements marins, glaciaires et périglaciaires.

1.2.2 Problématique spécifique

La majorité des idées qui étaient véhiculées sur le Quaternaire des Îles de la Madeleine avant les travaux de Vigneault (2009) concernaient le territoire madelinot en entier. La portion nord de l'archipel est maintenant mieux connue grâce à ses travaux détaillés, alors que les données relatives à la portion sud sont plus fragmentaires. Afin d'avoir un portrait plus global sur le Quaternaire des îles, une étude approfondie de l'île du Havre-Aubert est essentielle afin d'intégrer le sud de l'archipel aux nouvelles données de Vigneault (2009).

1.2.3 Le Drift des Demoiselles

Le Drift des Demoiselles, présent sur les îles du Cap-aux-Meules et du Havre-Aubert, est au cœur de la polémique depuis les tout premiers travaux (Tableau 1.2). Cette unité, dont l'origine demeure obscure, a été interprétée par Prest *et al.*, (1976) comme étant d'origine glaciomarine alors que pour Goldthwait (1915). Elle correspond à du till. Grant *et al.* (1985) ont ensuite envisagé que cette unité problématique substratifiée correspondrait à une période de colluvionnement possiblement interrompue par des phases marines. Ultérieurement, Dredge et Grant (1987) ont soulevé des hypothèses plus nuancées. Ils ont suggéré que le Drift des Demoiselles était le résultat de deux environnements sédimentaires distincts. Selon eux, la partie inférieure, compacte, silteuse et violacée, et la partie intermédiaire, de même composition, mais interstratifiée avec du sable rouge graveleux, correspondraient à du till. La partie supérieure, peu compacte et composée de sable rouge contenant plusieurs cailloux de lithologie locale, correspondrait à un dépôt glaciomarin ou encore à un till distinct du till sous-jacent. Parent et Dubois (1988) ont interprété le Drift des Demoiselles comme étant un till sous-glaciaire typique qu'ils ont nommé Till de Havre Aubert. Ils ont identifié un deuxième faciès à cette unité en raison des quelques substratifications qu'elle présente. Ils ont associé ce faciès à un till de fusion. Comme Dredge et Grant (1987), Parent et Dubois (1988) ont attribué ce dépôt au Wisconsinien inférieur en raison des dates ^{14}C ouvertes d'âge Wisconsinien moyen et une date U/Th de 106 ka associée au Sangamonien et de l'oblitération du modelé glaciaire par le colluvionnement. Grant (1989) a proposé que la partie inférieure du Drift des Demoiselles soit un till de fusion sous-glaciaire alors que la partie supérieure coïnciderait davantage avec un dépôt sous-marin de plate-forme glaciaire. Pour lui, aucun indice clair ne permettait d'affirmer que le dépôt soit d'origine marine.

Cette ambiguïté qui perdure quant à l'origine et à la véritable nature du Drift des Demoiselles s'explique par le manque de descriptions exhaustives et d'études sédimentologiques détaillées. Or, selon l'interprétation qui est faite de cette unité, les reconstitutions paléoenvironnementales sont totalement différentes (Tableau 1.2).

Tableau 1.2 Principaux chercheurs et leur principale hypothèse concernant le Drift des Demoiselles

Chercheur(s)	Principale hypothèse	Implication paléoenvironnementale
Goldthwait (1915)	Dépôt glaciaire	Glaciation durant le Wisconsinien
Hamelin (1959) Laverdière et Guimont (1974)	Sol résiduel (régolithe) altéré	Environnement périglaciaire durant tout le Wisconsinien
Prest <i>et al.</i> (1976)	Dépôt glaciomarin	Pas de glaciation durant le Wisconsinien
Dredge et Grant (1987) Grant (1989) Dredge <i>et al.</i> (1992)	Dépôt glaciaire et glaciomarin	Glaciation durant le Wisconsinien inférieur et activité périglaciaire pendant le Wisconsinien supérieur
Parent et Dubois (1988) Dubois (1992) Dubois et Grenier (1993)	Dépôt glaciaire	Glaciation durant le Wisconsinien inférieur

1.3 Objectifs

L'objectif général de ce projet de maîtrise vise à apporter une interprétation définitive du Drift des Demoiselles afin d'être en mesure de reconstituer la paléogéographie quaternaire de l'île du Havre-Aubert. La réalisation de cet objectif passe par l'accomplissement de trois objectifs spécifiques: 1) décrire et caractériser la sédimentologie du Drift des Demoiselles, tant à l'échelle macroscopique que microscopique, afin d'identifier le ou les processus responsable(s) de sa mise en place, 2) décrire et caractériser la stratigraphie et la géologie du Quaternaire des unités exposées autour du Drift des Demoiselles afin d'établir le cadre stratigraphique de cette unité problématique, et 3) améliorer le cadre chronologique régional par l'obtention de dates absolues inédites.

1.4 Pertinence de la recherche

Une interprétation définitive du Drift des Demoiselles et l'obtention de nouvelles dates absolues permettront d'améliorer le cadre litho-chronostratigraphique du sud des Îles de la Madeleine. Ce nouveau cadre débouchera sur une meilleure connaissance de la

paléogéographie régionale de l'archipel qui présente encore plusieurs lacunes. Les nouvelles informations sur l'extension, la provenance et le régime des glaciers qui ont atteint les Îles de la Madeleine durant le Wisconsinien permettront de trancher un débat maintenant séculaire non seulement au sein de la région de l'archipel madelinot, mais également au niveau du golfe du Saint-Laurent dans son ensemble. De plus, la démarche paléoenvironnementale est actuellement fondamentale: la connaissance des événements anciens permet une meilleure compréhension des processus actuels et une prévision de l'avenir plus adéquate.

Par ailleurs, l'amélioration des connaissances sur les dépôts et sur leur architecture est nécessaire dans une perspective de gestion intégrée des ressources au sein d'une région touchée par la submersion marine, l'érosion côtière et par les processus hydrogéologiques. Plus particulièrement, en ce qui a trait à la submersion marine et à l'érosion côtière, une meilleure connaissance des événements glaciaires permet de comprendre les mouvements de la croûte terrestre qui en découlent et ainsi les changements dans les niveaux marins relatifs responsables des perturbations actuelles. Pour ce qui est des processus hydrogéologiques, la connaissance de l'architecture lithostratigraphique permet de comprendre la structure des écoulements souterrains, ce qui est primordial dans une région affectée par la suffosion et la subsidence.

DÉMARCHE

Ce chapitre porte sur la démarche employée dans le cadre de ce projet de recherche. Dans un premier temps, les deux secteurs à l'étude, soit l'Anse à la Cabane et l'Anse au Plâtre, sont brièvement présentés (Figure 2.1). La méthodologie préconisée afin d'atteindre les objectifs visés est ensuite exposée.

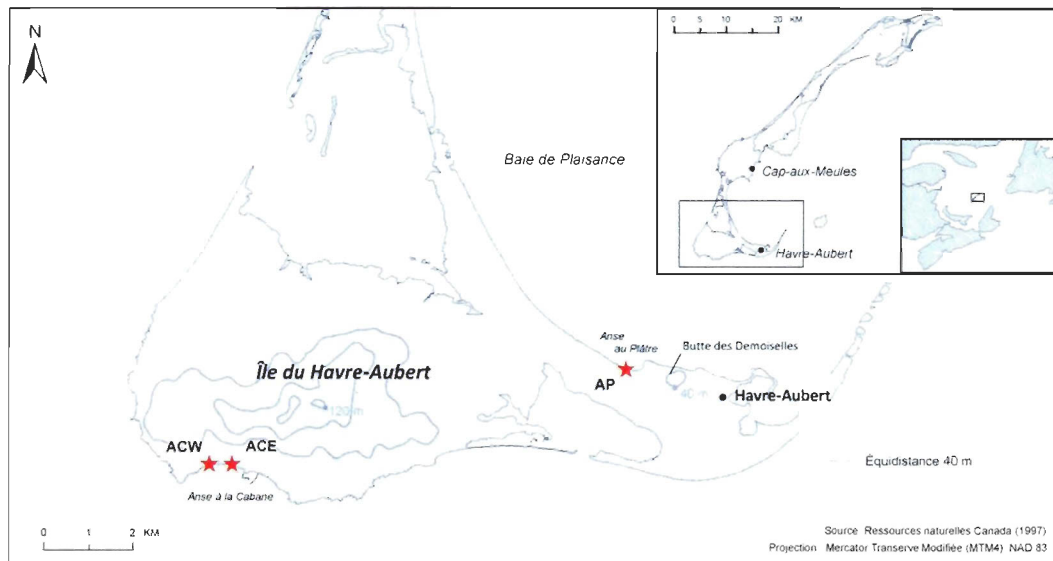


Figure 2.1 Localisation des coupes stratigraphiques sur l'île du Havre-Aubert.

2.1 Zones d'étude

2.1.1 Anse à la Cabane

Le secteur de l'Anse à la Cabane, également nommé Millerand, est situé au sud de l'île du Havre-Aubert. Cette zone comporte une coupe stratigraphique d'une largeur de 500 m correspondant à une falaise côtière active orientée vers le sud (Figure 2.1). Cette coupe très riche en sédiments expose les unités principales du sud des Îles de la Madeleine (Parent et

Dubois, 1988). En effet, de 3 à 5 m de sédiments meubles quaternaires reposent sur une surface d'érosion qui recoupe des argillites carbonifères (Brisebois, 1981). La surface d'érosion, qui correspond vraisemblablement à une ancienne plate-forme d'abrasion marine, se déploie entre 13 et 16 m d'altitude (Dredge *et al.*, 1992). L'étude de ce secteur a été limitée à deux zones situées à l'ouest du quai de Millerand. La séquence complète a été séparée latéralement en deux à l'aide d'une frontière naturelle, soit une petite vallée qui a incisée les sédiments quaternaires et le substratum sous-jacent (Figure 2.2). Le Drift des Demoiselles correspond à l'unité sommitale de l'ensemble de la séquence. À l'Anse à la Cabane Est (ACE) ($47^{\circ}13'11''\text{N}$; $61^{\circ}59'26''\text{W}$), les sédiments quaternaires renferment quatre unités distinctes. À l'Anse à la Cabane Ouest (ACW) ($47^{\circ}13'18''\text{N}$; $61^{\circ}59'72''\text{W}$), le Drift des Demoiselles repose directement sur la plate-forme rocheuse. Une unité sableuse dont l'épaisseur est de l'ordre du mètre recouvre le *drift* en placages discontinus.



Figure 2.2 Anse à la Cabane, située au sud de l'île du Havre-Aubert. Source: David Didier, 2010.

2.1.2 Anse au Plâtre

L'Anse au Plâtre correspond à une falaise côtière active située à l'est de l'île du Havre-Aubert, légèrement au nord-ouest de la Butte des Demoiselles ($47^{\circ}14'21''\text{N}$; $61^{\circ}52'20''\text{W}$) (Figure 2.1). Le Drift des Demoiselles y est présent au sommet de l'ensemble de la coupe (Figure 2.3). Il s'agit du site éponyme de Prest *et al.* (1976) qui avaient interprété ce dépôt comme provenant d'un environnement glaciomarin.

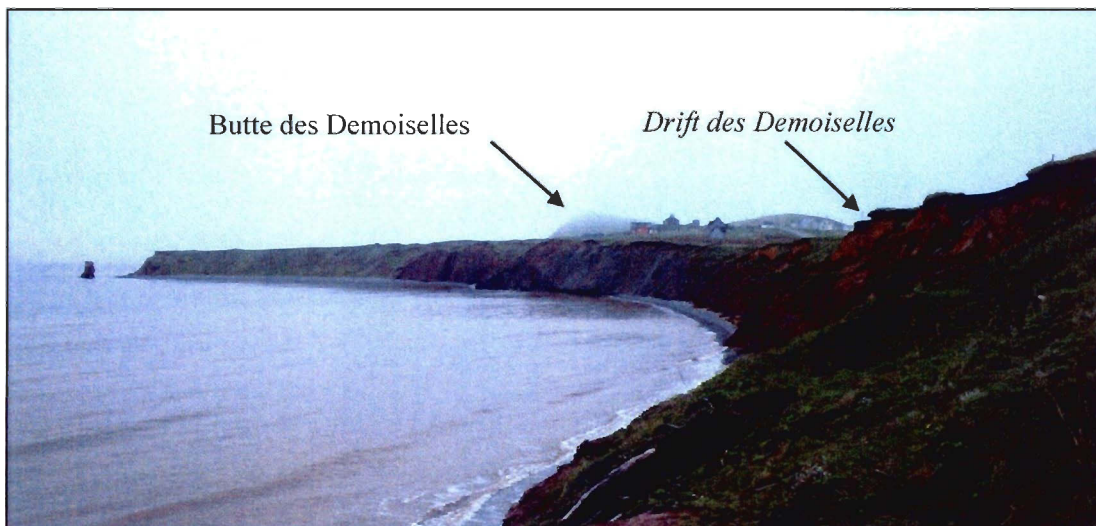


Figure 2.3 Anse au Plâtre située sur l'île du Havre-Aubert, au nord-ouest de la Butte *des Demoiselles*. Source: Bernard Héту, 2010.

2.2 Méthodologie

Cette section du mémoire présente les approches retenues afin d'atteindre les objectifs de la recherche. La première campagne de terrain s'est déroulée du 18 mai au 18 juin 2009 et la deuxième du 20 mai au 20 juin 2010. Les analyses en laboratoire ont principalement été réalisées en 2010 lors des mois de mai, juillet et août à l'UQAR et de septembre à décembre à l'Université Bordeaux I (PACEA).

2.2.1 Description lithostratigraphique

Une description lithostratigraphique détaillée a été effectuée pour l'ensemble des trois secteurs étudiés, selon la méthode d'Eyles *et al.* (1983) et la charte de Krüger and Kjaer (1999), afin de décrire de manière exhaustive l'ensemble des macrocaractères des dépôts (Annexe 1). Pour chaque secteur étudié, plusieurs fenêtres ont été dégagées à la pelle de façon à bien voir l'ensemble des unités stratigraphiques. Respectivement, quatre et trois fenêtres de dimensions variées ont été creusées pour ACE et ACW (Figure 2.4) et une seule s'est avérée suffisante pour AP (Figure 2.5) (Tableau 2.1).

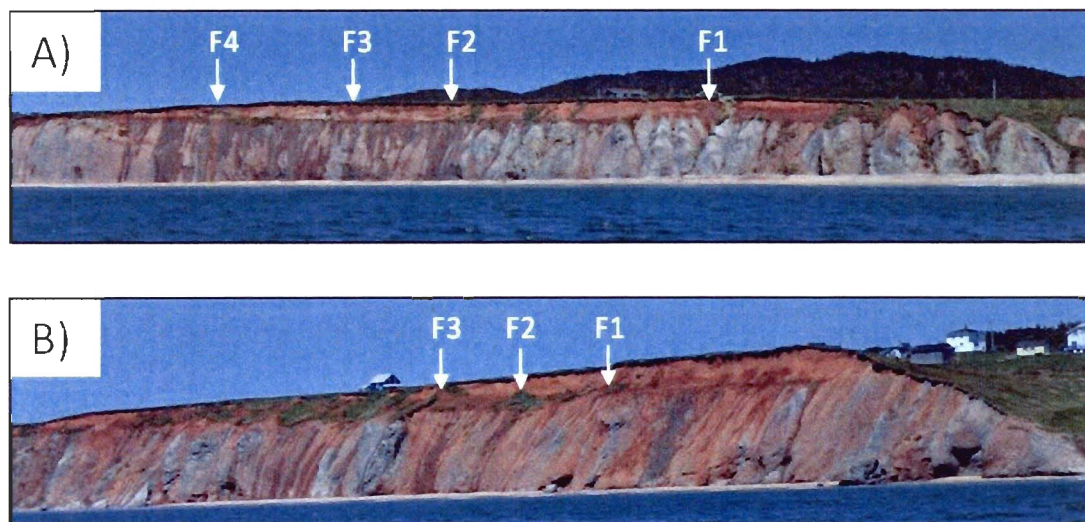


Figure 2.4 A) Localisation des quatre fenêtres dégagées à l'Anse à la Cabane Est. Hauteur de la falaise : ± 20 m. B) Localisation des trois fenêtres dégagées à l'Anse à la Cabane Ouest. Hauteur de la falaise : ± 22 m. Source: David Didier, 2010.

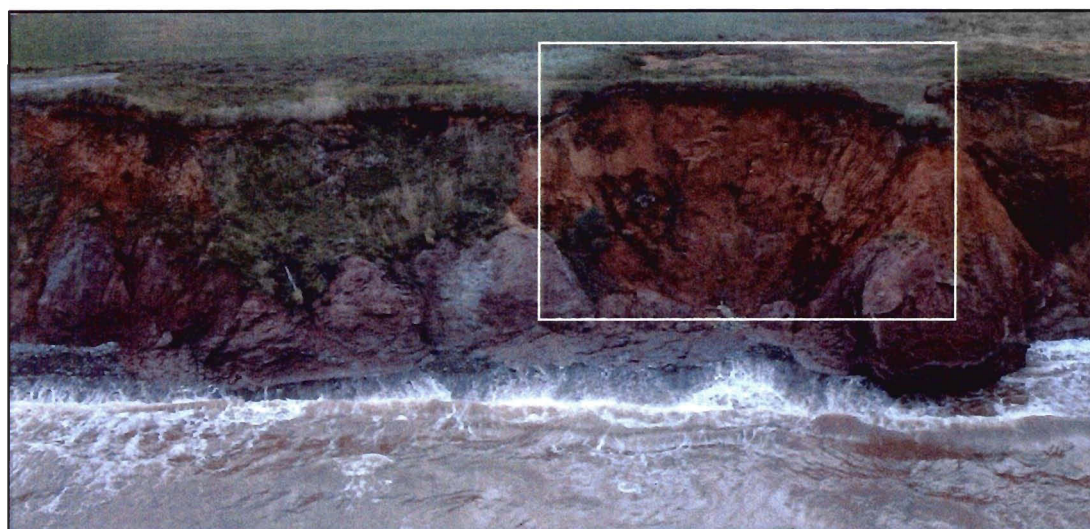


Figure 2.5 Localisation de la coupe stratigraphique de l'Anse au Plâtre. Hauteur de la falaise : ± 16 m. Source: Bernatchez, 2010.

Tableau 2.1 Caractéristiques des fenêtres dégagées pour chaque coupe stratigraphique

Coupe	Fenêtre	Hauteur (m) (± 50 cm)	Largeur (m) (± 50 cm)	Unités (Nb.)
ACE	F1	6	10	4
	F2	4	3	4
	F3	4	5	2
	F4	2	7	2
ACW	F1	4	8	2
	F2	4,5	3	2
	F3	2	2	2
AP	F1	6	3	1

2.2.2 Analyses sédimentologiques

Plusieurs analyses sédimentologiques ont été effectuées afin de reconstituer les processus de mise en place des dépôts, particulièrement en ce qui a trait au Drift des Demoiselles. Plusieurs techniques ont été utilisées dans le cadre de ces analyses. Chacune de ces techniques est expliquée succinctement dans cette partie du mémoire.

2.2.2.1 Fabriques

La première analyse sédimentologique s'est effectuée directement sur le terrain. Cette étape consistait à mesurer des fabriques afin de déterminer l'orientation des cailloux déposés dans le Drift des Demoiselles, et ce dans le but de comprendre la force qui a été appliquée lors de la mise en place du dépôt et ainsi de recueillir des indices sur sa provenance. Au total, 17 fabriques comportant 30 ou 50 cailloux, selon la disponibilité et l'accessibilité de ceux-ci, ont été réalisées. L'orientation et l'inclinaison de l'axe a de tous les cailloux présents dans les quadras d'échantillonnage (30 × 30 cm) ont été systématiquement mesurées à l'aide d'une boussole *Brunton* ajustée selon la déclinaison magnétique locale. La longueur de l'axe a des cailloux devait être égale ou supérieure à 1,5 fois l'axe b . Les données d'orientation et de plongée des cailloux ont ensuite été intégrées dans le logiciel *Stereo32* afin d'être présentées sous forme de stéréogrammes par des vecteurs correspondant à l'orientation des cailloux et à la magnitude de chaque orientation déterminée. Elles ont été illustrées à l'aide du logiciel

Rozeta. Finalement, les fabriques ont été testées à l'aide du test de Curray (1956) afin de s'assurer que chacune d'entre elles soit statistiquement significative.

2.2.2.2 Morphologie et émoussé des cailloux

Les axes *a*, *b* et *c* des cailloux prélevés lors des fabriques ont ensuite été mesurés. De plus, le plus petit et le plus grand rayon de courbure de chaque caillou ont été mesurés à l'aide d'une cible morphoscopique. Diverses approches statistiques ont par la suite été appliquées: indices morphologiques de Sneed et Folk (1958) et de Zingg (1935), indice d'émoussé de Cailleux et Tricart (1959), indice d'aplatissement de Cailleux (1945) et indice de sphéricité de Krumbein (1941) (*In Briggs, 1981*).

2.2.2.3 Granulométrie

Les analyses granulométriques des échantillons prélevés ont été effectuées dans un premier temps au laboratoire de sédimentologie du module de géographie de l'UQAR. D'abord, chaque échantillon a été divisé en deux parties, soit la fraction fine (< 2 mm) et la fraction grossière (> 2 mm). La fraction grossière n'a pas été analysée puisqu'elle était très peu abondante pour l'ensemble des échantillons. L'analyse de la fraction fine (matrice) a été faite à l'aide du *Beckman Coulter Particle Size Analyser LS 13 320* à l'ISMER. Les manipulations préalables à la diffraction laser ont été exécutées selon la méthode de Lambert et Larocque (1999) au laboratoire de sédimentologie du module de géographie de l'UQAR. Les données recueillies par le *Beckman Coulter* ont été traitées à l'aide du logiciel GRADISTAT v7 afin d'obtenir les différents paramètres statistiques usuels (moyenne, médiane, symétrie, tri, *etc.*) (*Briggs, 1981; Blott et Pye, 2001*). Au total, 110 échantillons ont été retenus pour les analyses granulométriques.

2.2.3 Micromorphologie

La micromorphologie est une technique qui permet d'analyser, à l'échelle microscopique, l'organisation des sédiments meubles et les interrelations entre les divers constituants d'un même dépôt (*Van Vliet-Lanoë et al., 2004; PACEA, 2011*). Elle permet d'apporter des éléments concernant le mode de mise en place des dépôts sédimentaires et leur remaniement.

En permettant de discerner comment les sédiments s'organisent sous la pression et le mouvement d'un glacier, cette méthode s'est avérée particulièrement efficace lors de l'analyse des déformations glaciotectioniques (van der Meer, 1997; Menzies, 2000; van der Meer *et al.*, 2003; Carr *et al.*, 2006; Hart, 2006; Aber et Ber, 2007; van der Meer *et al.*, 2009). Par ailleurs, la micromorphologie est également efficace dans la reconnaissance de cryostructures telles les coulées de gélifluxion et les traces laissées par les lentilles de glace de ségrégation (Bertran et Texier, 1999; Van Vliet-Lanoë *et al.*, 2004). Ainsi, cette méthode tout à fait originale a livré des informations très pertinentes quant à l'origine du Drift des Demoiselles.

Des échantillons de sédiments non perturbés ont été récoltés sur le terrain à l'aide de boîtes de Kubiena (80 × 60 × 40 mm). Cinq échantillons ont été prélevés dans le Drift des Demoiselles à ACE, six à ACW et à AP (Tableau 2.2). Chaque boîte a été enfoncée très délicatement sur une surface verticale de l'unité qui a été lissée au préalable (Fig. 2.6). Chaque boîte a été orientée en indiquant les points cardinaux ainsi que le haut et le bas de l'échantillon par rapport à la coupe. Une fois l'échantillon prélevé, la boîte a été scellée de façon à ce que les sédiments à l'intérieur soient immobiles pour la durée du transport.

Tableau 2.1 Liste des échantillons récoltés pour la micromorphologie

Site	Nom de l'échantillon	Hauteur au-dessus du contact sous-jacent	Description	Orientation	Plongée
ACE	ACE-10	10 cm	Diamicton argileux violet	0	9
	ACE-40	40 cm	Contact violet-rouge	12	10
	ACE-90	90 cm	Diamicton sablo-silteux rouge	24	~ 5-10
	ACE-140	140 cm	Diamicton sablo-silteux rouge	12	17
	ACE-190	190 cm	Diamicton sablo-silteux rouge	5	5
ACW	ACW-10	10 cm	Diamicton argileux violet	354	~ 5
	ACW-80	80 cm	Diamicton argileux violet	10	14
	ACW-160	160 cm	Diamicton argilo-silteux violet	39	~ 5
	ACW-190	190 cm	Diamicton sablo-silteux rouge	355	5
	ACW-270	270 cm	Diamicton sablo-silteux rouge	356	6
	ACW-325	325 cm	Diamicton sablo-silteux rouge	2	19
AP	AP-70	70 cm	Diamicton silteux violet	226	15
	AP-135	135 cm	Diamicton violet avec stratifications	223	4
	AP-160	160 cm	Stratifications entre le diamicton violet et le diamicton rouge	230	12
	AP-210	210 cm	Diamicton sableux rouge	223	12
	AP-310	310 cm	Diamicton sableux rouge	221	10
	AP-440	440 cm	Diamicton sableux rouge	239	10



Figure 2.6 Méthode d'échantillonnage à l'aide de boîtes de Kubiena (80 × 60 × 40 mm) dans le cadre de l'analyse micromorphologique. Source: Audrey M. Rémillard, 2010.

Les analyses en laboratoire se sont déroulées à l'Université Bordeaux I dans le cadre d'un stage de recherche. Plus spécifiquement, ce stage s'est réalisé dans l'Unité Mixte de Recherche (UMR) 5199, *De la Préhistoire à l'Actuel: Culture, Environnement, Anthropologie* (PACEA), sous la supervision de Pascal Bertran. Les lames minces fabriquées à partir des sédiments échantillonnés sur le terrain ont été préparées par imprégnation des vides à l'aide d'une résine synthétique selon la méthode de Guilloré (1980). Les lames minces ont par la suite été observées à l'aide d'un *Petroscope macroscope* et d'un microscope sous une lumière polarisée simple et croisée. Chaque lame mince a ensuite été décrite en utilisant la terminologie de van der Meer (1993) et de Menzies (2000) (Annexe 2).

2.2.4 Datations

Douze échantillons de matière organique ont été prélevés sur le terrain, exclusivement à l'Anse à la Cabane, dans le but d'obtenir des dates absolues par la méthode du radiocarbone à certains niveaux de la coupe stratigraphique (Tableau 2.3). La méthode de datation qui a été préconisée est celle par accélérateur de particules (AMS) en raison de sa précision (Labrecque, 2011). Les cibles ont été préparées au laboratoire de radiochronologie du CEN de l'Université Laval, puis analysées au *Keck Carbon Cycle AMS Facility* de l'Université de Californie à Irvine. Certains échantillons envoyés au laboratoire contenaient peu de matière organique. Ainsi, sur les 12 échantillons prélevés au départ, 9 ont été en mesure de fournir des dates.

Tableau 2.2 Liste des échantillons récoltés pour les datations ^{14}C (N/D = non disponible)

Site	ID Laboratoire	Âge au ^{14}C	Type de matériel
ACE	UCIAMS-74416	> 46 100	Détritus organiques (tourbe)
	UCIAMS-74417	50 100 ± 3 300	Détritus organiques (tourbe)
	UCIAMS-84792	47 100 ± 2 300	Détritus organiques (tourbe)
	UCIAMS-84793	47 800 ± 2 500	Détritus organiques (tourbe)
ACW	UCIAMS-74415	10 485 ± 25	Détritus organiques (remplissage fente de gel)
	UCIAMS-84790	10 935 ± 30	Détritus organiques (remplissage fente de gel)
	UCIAMS-84795	11 230 ± 30	Détritus organiques (remplissage fente de gel)

Chapitre III

THE DRIFT DES DEMOISELLES ON THE MAGDALEN ISLANDS (QUÉBEC, CANADA): SEDIMENTOLOGICAL AND MICROMORPHOLOGICAL EVIDENCE OF A LATE WISCONSINAN GLACIAL DIAMICT¹

3.1 Introduction

A controversy about the nature of the Wisconsinan glaciation in the Maritimes Provinces of Canada took root at the turn of the 19th century. Two opposing models of glaciation have been debated since then. In general terms, the maximum model suggests that the whole region was covered by continental ice masses whereas the minimum model assumes less extensive independent regional ice caps in eastern Canada (Grant, 1989; Stea, 2004; Shaw *et al.*, 2006). The Magdalen Islands, located in the middle of the Gulf of St. Lawrence, is a central point for resolving this debate (Fig. 3.1).

The question of the Wisconsinan glaciation of the Magdalen archipelago has been subject to many theories since the beginning of the last century. First of all, the models do not agree on whether or not the Magdalen Islands were glaciated (Fig. 3.1). Richardson (1881), Chalmers (1895), Clarke (1911), Coleman (1919), and later Prest *et al.* (1976) thought that the archipelago was ice-free during the Wisconsinan because of the absence of glacial deposits; they suggested a period of high sea-level that submerged the islands. In line with the minimum model hypothesis, Hamelin (1959) suggested a long-lasting cryonival period based

¹Le *Drift des Demoiselles* aux Îles de la Madeleine (Québec, Canada): évidence sédimentologique et micromorphologique d'un diamicton glaciaire du Wisconsinien supérieur ». Ce chapitre présente les résultats du projet de recherche sous la forme d'un article scientifique. Cet article a été soumis à la revue *Canadian Journal of Earth Sciences*.

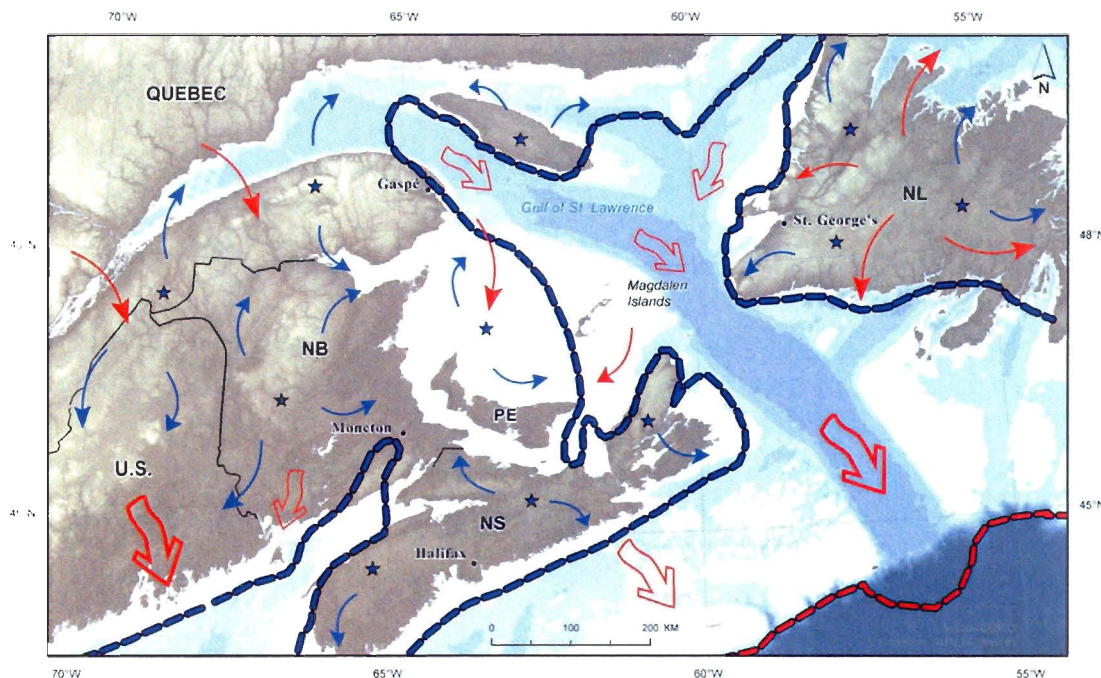


Figure 3.1 Maximum ice extent according to the two opposing models: thin blue dashed line = the extent of the minimum model; thick red dashed line = the extent of the maximum model; blue stars = ice dispersion centers; thick red arrows = major ice flows; thin blue and red arrows = generalized flows according to each model (modified from Grant, 1989).

on the presence of characteristic periglacial morphologies, *e.g.*, cryopediments, ice-wedge casts, and dry and asymmetric valleys (Paquet, 1989). In contrast, Goldthwait (1915; 1924) and Alcock (1941) described glacial deposits that seemed to provide evidence for glaciation of the Magdalen Islands at some stage of Wisconsinan.

Later, Dredge and Grant (1987) and Dredge *et al.* (1992) proposed that the Magdalen archipelago was glaciated during the Early Wisconsinan but unglaciated during the Late Glacial Maximum (LGM). This hypothesis was supported by rare radiocarbon dating and field observations. First, Dredge *et al.* (1992) found organic detritus at Anse à la Cabane that were dated to > 45 ^{14}C ka BP (GSC-3631) and subsequently linked to the Sangamon interglacial period. Second, Dredge and Grant (1987) observed glaciotectionic deformations above this organic horizon that they associated to an Early Wisconsinan glaciation. This hypothesis was also supported by Parent and Dubois (1988) and Dubois (1992). During the Middle Wisconsinan, the ice would have retreated to the north of Anticosti Island and the

Magdalen Islands were ice-free (Dyke *et al.*, 2002). During the LGM, Dredge *et al.* (1992) suggested that the archipelago was affected by periglacial processes; at that time, sea level was lower than today.

After the publication of Dredge *et al.* (1992), ice-cap modelling has shed new light on this debate. In contrast to what was previously considered, all recent models agree that there was glaciation of the Magdalen Islands during the Late Wisconsinan, either by the Laurentide Ice Sheet (Dyke *et al.*, 2002), or by the Appalachian Glacier Complex (Stea *et al.*, 1998; Josenhans and Lehman, 1999; Stea, 2004; Shaw *et al.*, 2006; Josenhans, 2007) (Fig. 3.2). To reconcile geomorphological data and reconstitutions provided by ice-cap modelling, new lines of evidence are needed from the field, related to both glacier provenance and age.

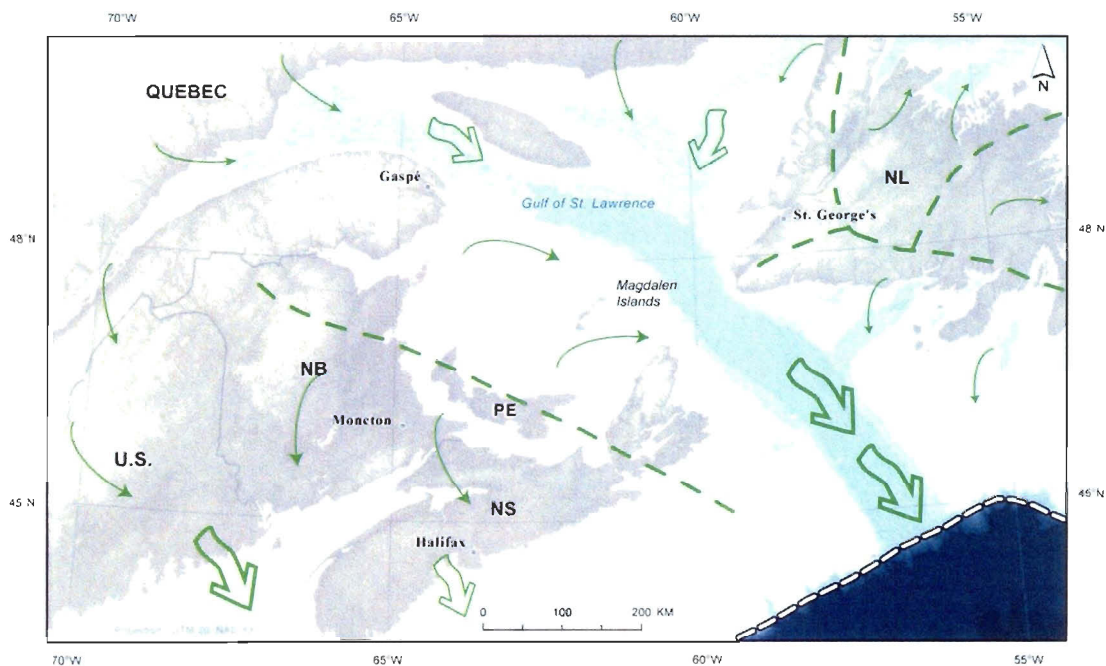


Figure 3.2 Maximum ice extent during LGM (dashed white line). The green dashed lines are major ice divides, thick green arrows are major ice flows, and thin green arrows are generalized flows according to recent models (modified from Shaw *et al.*, 2006).

In this context, a difficulty persists in the literature related to the interpretation of the upper sedimentary unit located on the islands of Havre-Aubert and Cap-aux-Meules. This unit was called Drift des Demoiselles by Prest *et al.* (1976), who interpreted it as glaciomarine deposits, while Goldthwait (1915) associated it to a glacial diamict. Grant *et al.* (1985) proposed that this crudely stratified unit corresponds to colluvial deposits possibly interrupted by marine phases. Dredge and Grant (1987) distinguished three different facies in this unit, two glacial facies at depth and one glaciomarine facies on the summit. According to these authors, the lower massive facies (compact, silty, and purplish) and the middle facies (with the same composition but better stratified with reddish sand) would correspond to till. The upper facies, which is less compact and composed of red pebbly sand, would be either a glaciomarine deposit or a till distinct from the underlying one. Parent and Dubois (1988) interpreted the Drift des Demoiselles as being a typical subglacial till. Parent and Dubois (1988) and Dredge *et al.* (1992) - like Dredge and Grant (1987) - linked the Drift des Demoiselles to a glacial period of the Early Wisconsinan. Grant (1989) proposed that the lower Drift des Demoiselles was a subglacial melt-out till and the upper was a marine unit deposited under an ice shelf. This ambiguity is due to the scarcity of exhaustive descriptions of the Drift des Demoiselles. There is a lack of detailed sedimentary investigations. According to the different models and interpretations, the Drift des Demoiselles can be associated to different stages of the Wisconsinan or to earlier stages, and also to distinctive sedimentary environments (Table 3.1). In addition, accuracy in chronology is essential to improve on previous interpretations, and perhaps ultimately resolve the controversy.

We have made detailed macro- and micromorphological observations on three representative exposures of the Drift des Demoiselles. Special emphasis was given to micromorphology, which allows one to examine of the structure of undisturbed sediments at a microscopic level (Stoops, 2003; Menzies *et al.*, 2010). This method has been employed successfully to explain the genetic processes responsible for the formation of glacial (van der Meer, 1993; Carr, 1999; van der Meer *et al.*, 2003; Carr *et al.*, 2006) and glaciomarine (Carr, 2001; Carr *et al.*, 2006; Kilfeather *et al.*, 2010) diamicts, and was expected to provide diagnostic features for reinterpreting the sedimentological context.

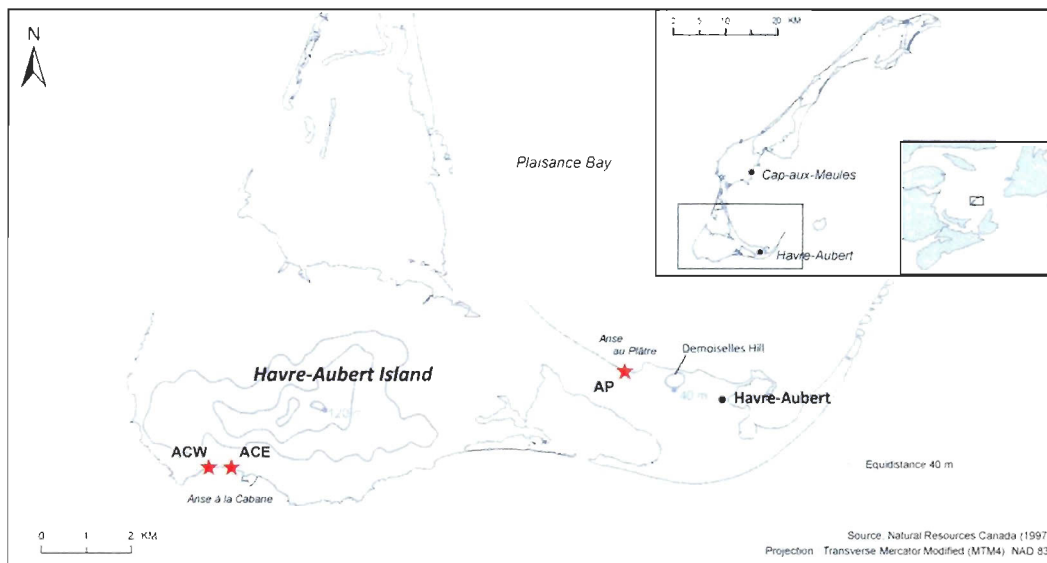


Figure 3.3 Location of Anse à la Cabane east (ACE), Anse à la Cabane west (ACW), and Anse au Plâtre (AP) on Havre Aubert Island, Magdalen Islands.

Table 3.1 Principal researchers and their hypotheses concerning the Drift des Demoiselles and implications for the southern Magdalen Islands

Principal researchers	Main hypothesis	Paleoenvironmental implication
Goldthwait (1915)	Glacial deposit	Glacial period at some stage of Wisconsinan
Hamelin (1959)	Altered residual soil	Periglacial environment for whole Wisconsinan
Prest <i>et al.</i> (1976)	Glaciomarine deposit	No glacial period during Wisconsinan
Dredge and Grant (1987) Grant (1989) Dredge <i>et al.</i> (1992)	Glacial and glaciomarine deposit	Glacial period during Early Wisconsinan and periglacial period during LGM
Parent and Dubois (1988) Dubois (1992)	Glacial deposit	Glacial period during Early Wisconsinan and ice-free during LGM

The aim of this paper is threefold: 1) to describe and characterize the sedimentology of the Drift des Demoiselles at both the micro- and macroscopic scale; 2) to precise the lithostratigraphic framework of the Drift des Demoiselles, and 3) to provide a more accurate sedimentological and chronological framework to improve our understanding of the paleogeography of the Magdalen Islands during the Wisconsinan.

3.2 Methodology

Three sites were identified from field reconnaissance as being representative of the Drift des Demoiselles (Fig. 3.3). Anse à la Cabane east (ACE) and west (ACW) are located in the area where the main Quaternary units of the Magdalen Islands are best exposed (Parent and Dubois, 1988). Anse au Plâtre (AP) is the eponymous site of Prest *et al.* (1976) close to Demoiselles Hill. These sites have been described in detail, so we present here only an overview of the most striking characteristics. Lithofacies descriptions were made using the method of Eyles *et al.* (1983) and illustrated using the chart proposed by Krüger and Kjaer (1999). The grain-size distribution of matrices was determined with a Beckman-Coulter Particle Size Analyzer LS 13 320 (0.04 to 2000 μm) on 90 disaggregated samples and processed with Gradistat software (Blott and Pye, 2001). In addition, 17 clast fabrics were measured on this unit. Clast fabrics were drawn using Stereo32 and Rozeta and were verified using Curray's (1956) test to ensure that each is statistically significant. Nine samples of organic detritus were prepared for radiocarbon dating at the radiochronology laboratory of Université Laval and analyzed at the Keck Carbon Cycle AMS Facility at the University of California.

Undisturbed sediments for micromorphological analysis using Kubienski tins were sampled (80 \times 60 \times 40 mm). Five samples were collected from the first site and six from the second and third sites (ACW, AP) (Table 3.2). Thin sections were prepared from sediments that had been vacuum-impregnated by a synthetic resin according to the method of Guilloché (1980) at the PACEA laboratory, Université Bordeaux I. Thin sections were examined using a Petroscope microscope and a microscope under plane and cross-polarized light, and were described using the terminology outlined by van der Meer (1993) and Menzies (2000).

Table 3.2 List of micromorphological samples in this study with their corresponding heights above the contact point with the underlying unit, description of removed sediments, orientation, and dip of the samples

Site	Sample no.	Height above contact	Description	Orientation	Dip
ACE	ACE-10	10 cm	Purplish clayed diamict	0°	9°
	ACE-40	40 cm	Contact purplish-reddish diamicts	12°	10°
	ACE-90	90 cm	Reddish silty-sandy diamict	24°	~ 5-10°
	ACE-140	140 cm	Reddish silty-sandy diamict	12°	17°
	ACE-190	190 cm	Reddish silty-sandy diamict	5°	5°
ACW	ACW-10	10 cm	Purplish clayed diamict	354°	- 5°
	ACW-80	80 cm	Purplish clayed diamict	10°	14°
	ACW-160	160 cm	Purplish clayed-silty diamict	39°	- 5°
	ACW-190	190 cm	Reddish silty-sandy diamict	355°	5°
	ACW-270	270 cm	Reddish silty-sandy diamict	356°	6°
	ACW-325	325 cm	Reddish silty-sandy diamict	2°	19°
AP	AP-70	70 cm	Purplish silty diamict	226°	15°
	AP-135	135 cm	Purplish diamict with laminations	223°	4°
	AP-160	160 cm	Stratifications purplish-reddish	230°	12°
	AP-210	210 cm	Reddish sandy diamict	223°	12°
	AP-310	310 cm	Reddish sandy diamict	221°	10°
	AP-440	440 cm	Reddish sandy diamict	239°	10°

3.3 Results

3.3.1 Section descriptions

3.3.1.1 ACE - Anse à la Cabane east

The Anse à la Cabane east sequence is an active coastal cliff located on the south side of Havre-Aubert Island (Fig. 3.3). The sediments onlap a wave-cut platform truncated in Carboniferous-Visean shale bedrock (Brisebois, 1981) up to 13 m above tide level (Dredge *et al.*, 1992). The front of the stratigraphic section faces south. The top of the sequence is gently sloping (< 1°) towards the sea. On this site, the Drift des Demoiselles is the uppermost unit of the stratigraphic sequence (Fig. 3.4A).

The basal unit of the sequence is 1 to 3 m thick and consists of stratified and moderately well sorted white and well-rounded sand. This basal unit has been interpreted as coastal sands by Parent and Dubois (1988) and by Dredge *et al.* (1992) that are associated with a marine transgression to at least 13 m above sea level during the Sangamon interglacial period. A discontinuous layer of organic detritus (~ 30 cm thick) overlies the littoral unit (Fig. 3.5A). Four new radiometric dates have been acquired from samples collected in this horizon: 47.1 ± 2.7 ka BP (UCIAMS-41189), 50.1 ± 3.3 ka BP (UCIAMS-74417), 47.1 ± 2.3 ka BP (UCIAMS-84793), and 47.8 ± 2.5 ka BP (UCIAMS-84793) (Table 3.3). This organic horizon corresponds to a coastal bog or marsh (Dredge *et al.*, 1992). The overlying unit is a clast-supported and very poorly sorted compact diamict comprising an exclusively angular clast of local basalts that were not striated (Fig. 3.5B). Parent and Dubois (1988) associated it to a former colluvial deposit from the central basaltic hills located ~ 400 m behind the sequence.

The Drift des Demoiselles is the last unit of the stratigraphic sequence of ACE and is 1 to 4 m thick. This unit, which shows two different lithofacies of a single deposit, truncates the underlying units (Fig. 3.5C). The lower part (or subunit) (~ 40 cm thick) is a massive, compact, purplish, pebbly, silt-clay diamict. The upper subunit is a less compact, reddish, pebbly, silt-sand diamict. The pebbles of the whole unit are subangular and striated and are mainly basalts and sandstones. Several pebbles are rotted. The compactness of the unit decreases slightly towards the top.

Table 3.3 List of chronological data in this study

Site	Laboratory ID	Age ¹⁴ C ka BP	Material
ACE	UCIAMS-74416	> 46 100	Organic detritus (peat)
	UCIAMS-74417	50 100 ± 3 300	Organic detritus (peat)
	UCIAMS-84792	47 100 ± 2 300	Organic detritus (peat)
	UCIAMS-84793	47 800 ± 2 500	Organic detritus (peat)
ACW	UCIAMS-74415	10 485 ± 25	Organic detritus (ice-wedge cast infilling)
	UCIAMS-84790	10 935 ± 30	Organic detritus (ice-wedge cast infilling)
	UCIAMS-84795	11 230 ± 30	Organic detritus (ice-wedge cast infilling)

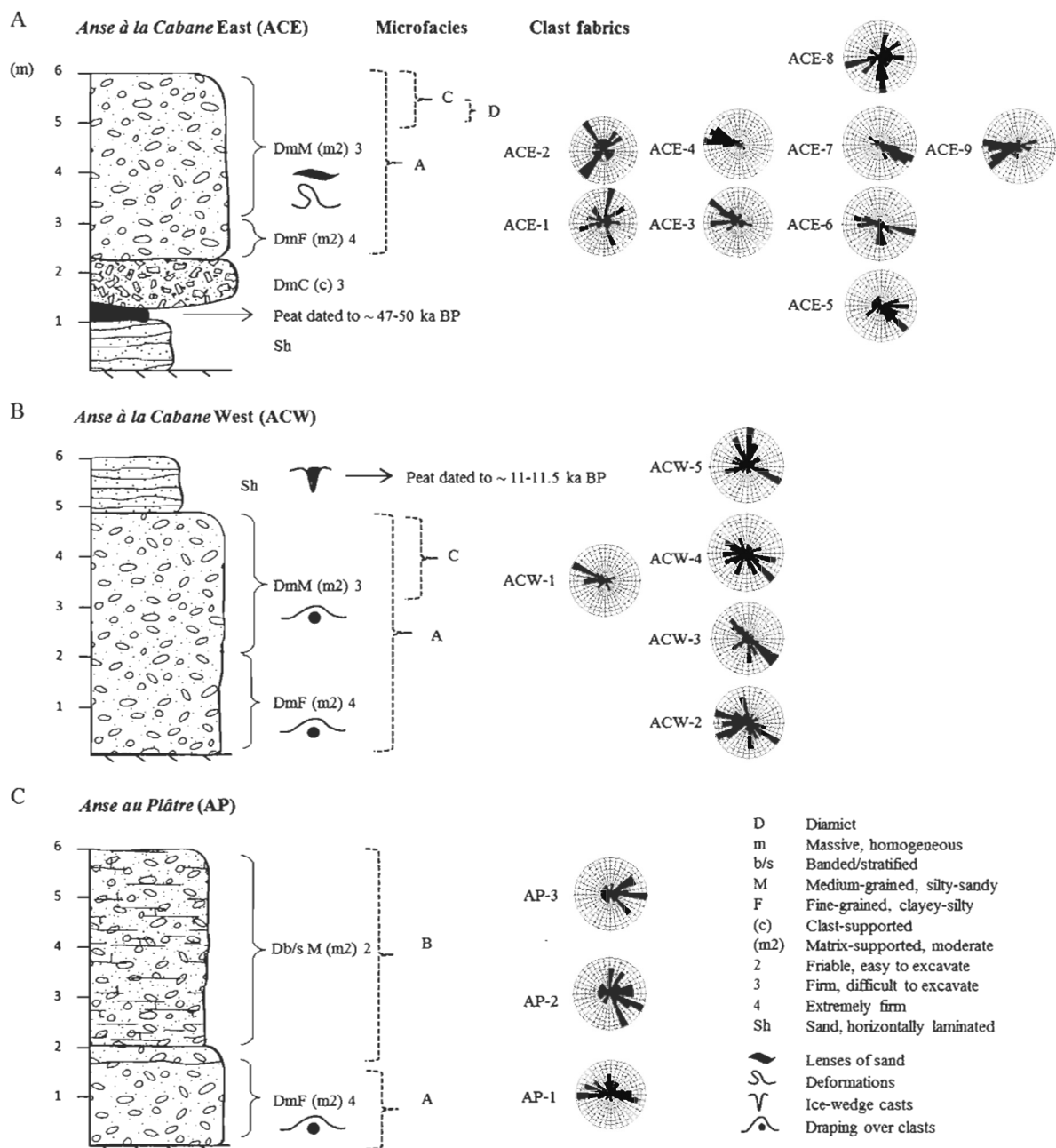


Figure 3.4 Lithostratigraphic logs illustrating the main characteristics and sedimentary structures of each site, their lithofacies codes, microfacies, and clast fabrics. Clast fabrics are located approximately in front of the corresponding height on the schematic sequences. A) Anse à la Cabane east (ACE), B) Anse à la Cabane west (ACW), and C) Anse au Plâtre (AP).

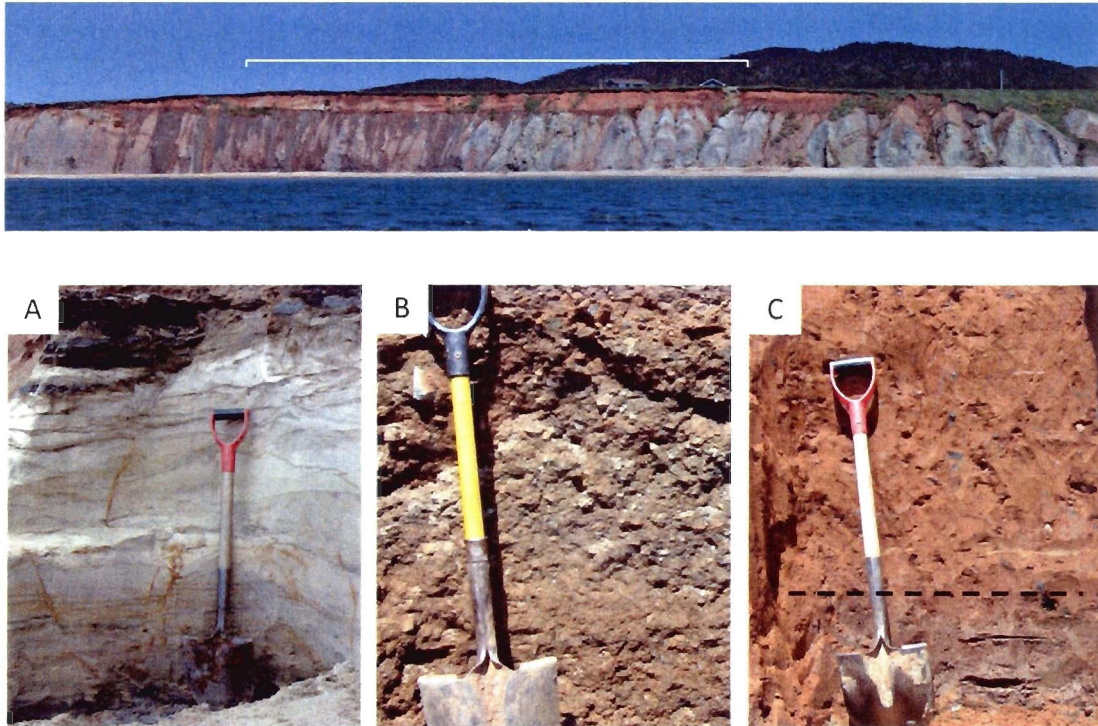


Figure 3.5 Location of sediments at ACE. A) The basal unit of ACE composed of stratified and moderately well sorted white sand superposed by a layer of organic detritus dated to ~ 47 to 50 ka BP. B) Clast-supported and very poorly sorted compact diamict that overlies the organic horizon and littoral sand. C) The Drift des Demoiselles at ACE. The dashed line separates the upper and lower lithofacies.

The Drift des Demoiselles shows several glaciotectionic deformations produced in a subglacial environment. Some sectors of the sequence exhibit shear zones represented by purplish clay laminations and by medium white sand boudins (Fig. 3.6A, B); some of these laminations are folded. The orientation of the fold axes suggests a strain produced by a movement from north-northwest (Fig. 3.6C). At the eastern end of ACE, all units are present as meter-sized rafts superimposed along shear zones. The Drift des Demoiselles is intersected by rafts from underlying colluvial deposits (Fig. 3.6D). These kinds of glaciotectionic structures are explained by several authors (Aber, 1982; Aber, 1985; Aber *et al.*, 1989; Benn and Evans, 1996; Aber and Ber, 2007) as being the result of the detachment of “megablocks” under a glacier, aided by the development of high fluid pressure within the zone of decollement that takes place along pre-existing weak zones. In the same area, there are

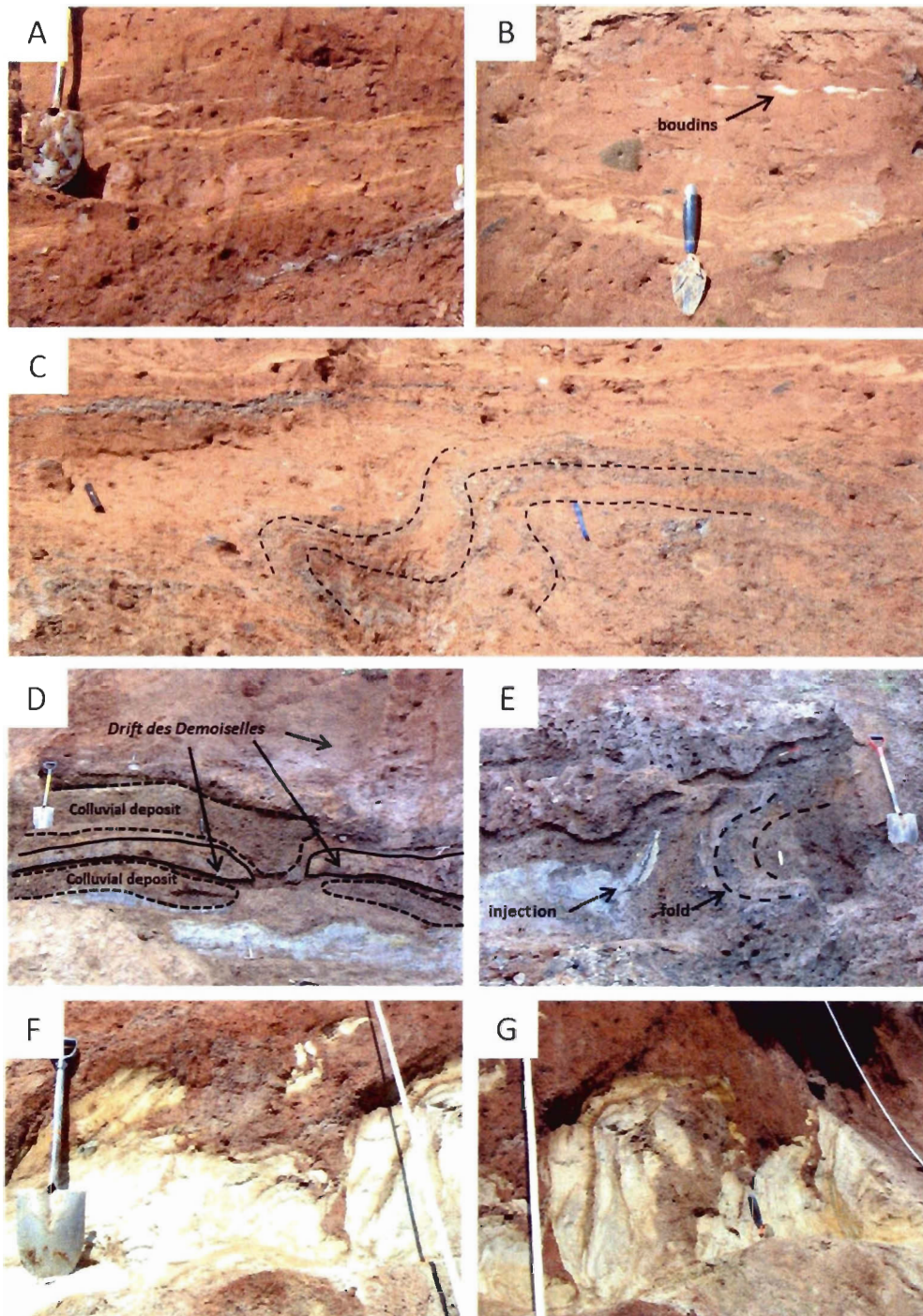


Figure 3.6 Glaciotectionic deformations exposed in the Drift des Demoiselles. A) Laminations of purplish clay and white sand. B) Sand boudins and laminations. C) Folded laminations of purplish clay. D) Megablocks; the Drift des Demoiselles is intersected by rafts of colluvial unit. E) Injection structure and fold. F) and G) Meter-sized injection structures between the littoral unit and the Drift des Demoiselles.

injection structures and a large fold suggesting a movement from west-northwest (Fig. 3.6E). The contact between the littoral sands and the Drift des Demoiselles is characterized in one sector of the sequence by metre-sized injections (Fig. 3.6F, G). These have been described by Dredge and Grant (1987) and Dredge *et al.* (1992) as being till wedges, which would suggest an ice flow from the northwest or west.

3.3.1.2 ACW – Anse à la Cabane west

The Anse à la Cabane west sequence is located 300 m west of Anse à la Cabane, east separated by a small stream (ACE and ACW) (Fig. 3.3). This sequence is also an active south-facing coastal cliff. The Drift des Demoiselles overlies the truncated platform of shale bedrock approximately 16 m above tide level. The unit is approximately 3 to 5 m thick (Fig. 3.4B).

Like the ACE sequence, the Drift des Demoiselles shows two lithofacies (Fig. 3.7A), a lower purplish-red silty-clay diamict and an upper reddish silty-sand diamict. A few centimeter-size sandy reddish lenses are also exposed. These are disaggregated and sheared sandstone pebbles that have not been mixed in to the matrix (Fig. 3.7B). A discontinuous unit of interbedded red and white sand with a maximum thickness of 1 m overlies the Drift des Demoiselles (Fig. 3.7C). This is interpreted as a subtidal unit deposited during the postglacial marine transgression. A channel present locally at the top of the sequence is filled by bedded sandy colluvium with anthropogenic remains dated to the 19th century (Fig. 3.7A).

In addition, three ice-wedge casts have been observed at ACW. These truncate the subtidal unit and the upper part of the Drift des Demoiselles. They are triangular in shape with organic sand infilling. At the margin of the casts, the beds in the host material show an upward bending due to the growth of ice wedge (Fig. 3.7D). Samples of organic detritus collected in the centre of one of these infillings have been dated to $11\,230 \pm 30$ ka BP (UCIAMS-84795), $10\,935 \pm 30$ ka BP (UCIAMS-84790), and $10\,485 \pm 25$ ka BP (UCIAMS-74415) (Table 3.3).

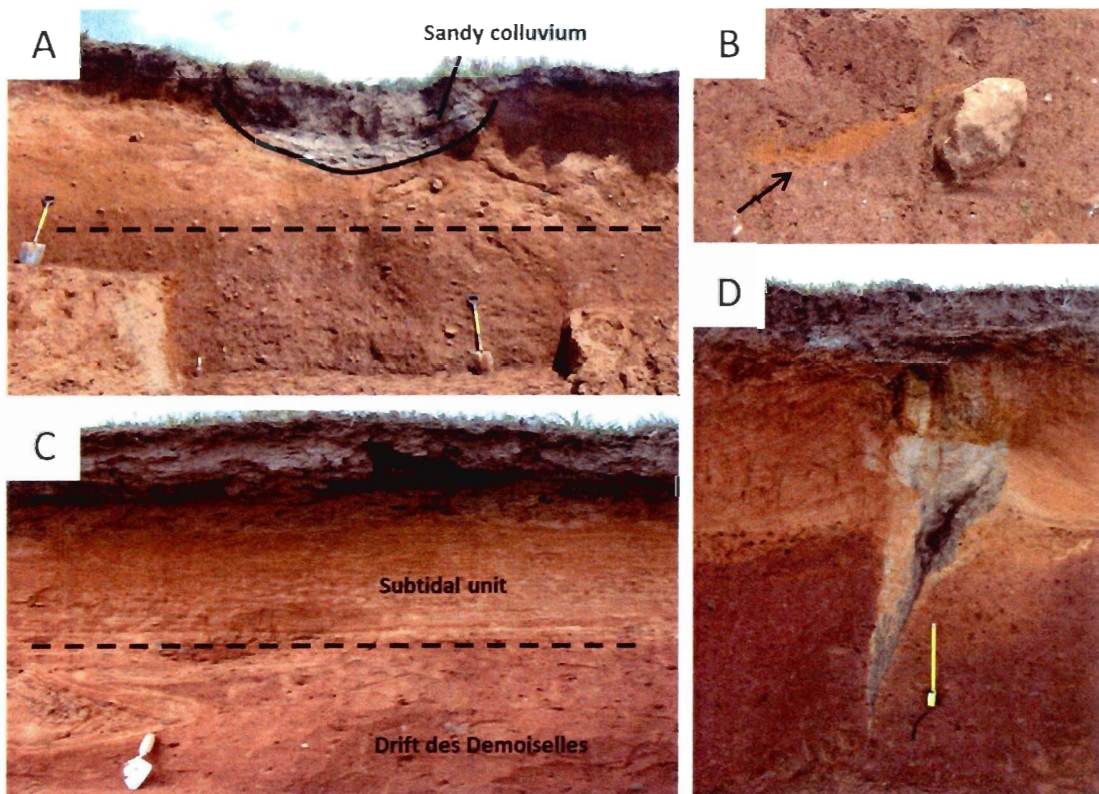
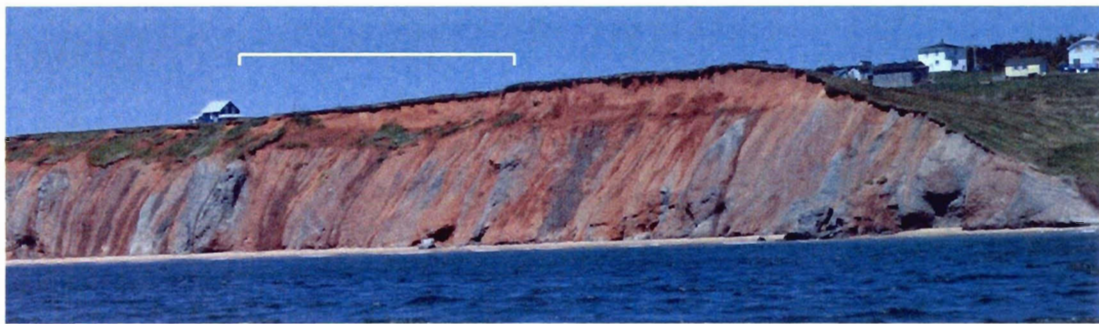


Figure 3.7 Location of sediments at ACW. A) The Drift des Demoiselles at ACW. The dashed line separates the upper and lower lithofacies. B) Centimetric sandy and reddish lens composed of disaggregated and sheared sandstone pebble. C) The subtidal unit of red and white sand that discontinuously overlies the Drift des Demoiselles. D) Ice-wedge cast with an organic detritus infilling.

3.3.1.3 AP – Anse au Plâtre

The Anse au Plâtre sequence is an active coastal cliff located to the east of Havre-Aubert Island, slightly to the northwest of Demoiselles Hill (Fig. 3.3). This is the site observed by Prest *et al.* 1976), who gave the name “Drift des Demoiselles” to the deposit. On this site, the Drift des Demoiselles has a variable thickness. It is the only unit overlying the truncated platform of Carboniferous-Visean shale bedrock (Brisebois, 1981) (Fig. 3.4C). The sampled

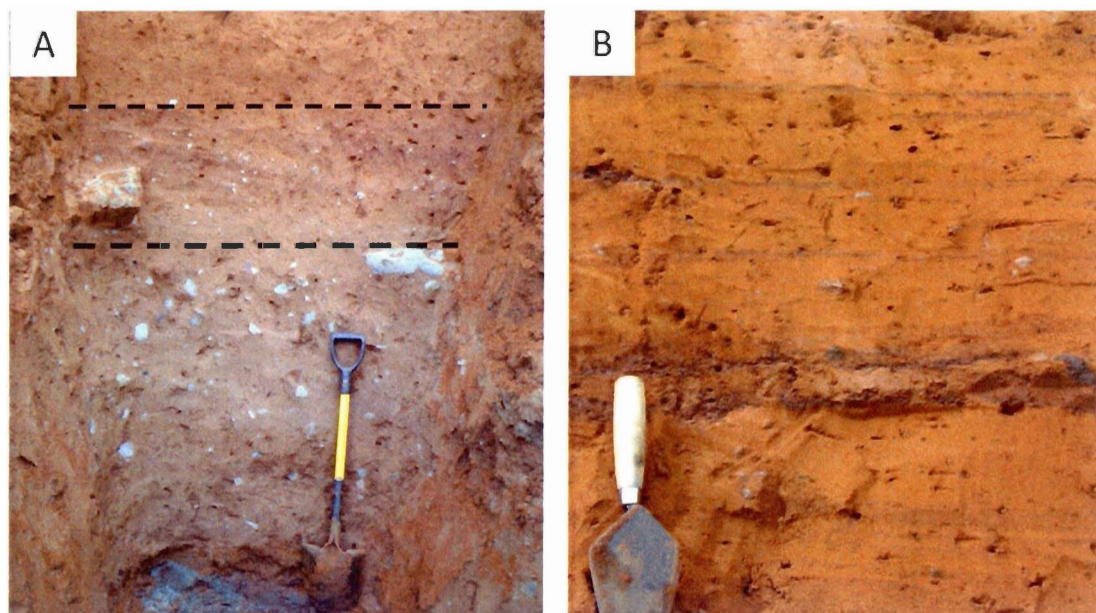
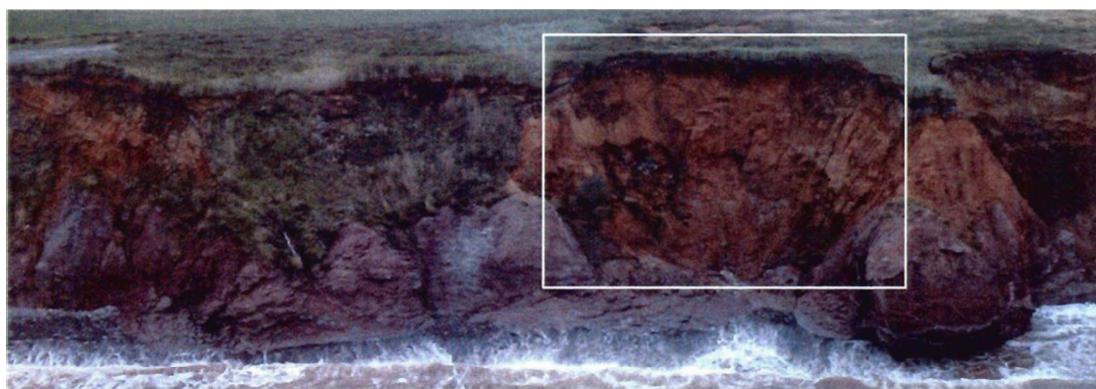


Figure 3.8 Location of sediments at AP. A) The Drift des Demoiselles at AP. The thick dashed line separates the lower lithofacies from the intercalated zone and the thin dashed line separates the intercalated zone from the upper lithofacies. B) Laminations in the upper lithofacies of the Drift des Demoiselles.

section is 6 m thick and is located in a bedrock depression. The lower 1.5 m is a massive, compact, purplish, pebbly (basalts), clayey diamict that grades up through an intercalated zone into 1 m of reddish and sandy stratified diamict with scattered striated basalt and sandstone pebbles (Fig. 3.8). Some of these pebbles are more than 30 cm in diameter.

3.3.2 Particle size analysis

The particle size analyses allow the identification of four distinct environments (Fig. 3.9). These are:

- Well-sorted sands that correspond to the lower unit at ACE;
- Poorly sorted sands of the colluvial unit at ACE;
- Moderately to poorly sorted sand of the Drift des Demoiselles at AP;
- Clayey loam of the Drift des Demoiselles at ACE and ACW.

The Drift des Demoiselles is spatially heterogeneous and the grain size is similar to that of the underlying material, *i.e.*, littoral sands at ACE and shale at ACE and ACW. Thus, the sediments originate directly from the bedrock and have been mixed with other sediments from the surrounding sandy carboniferous basin.

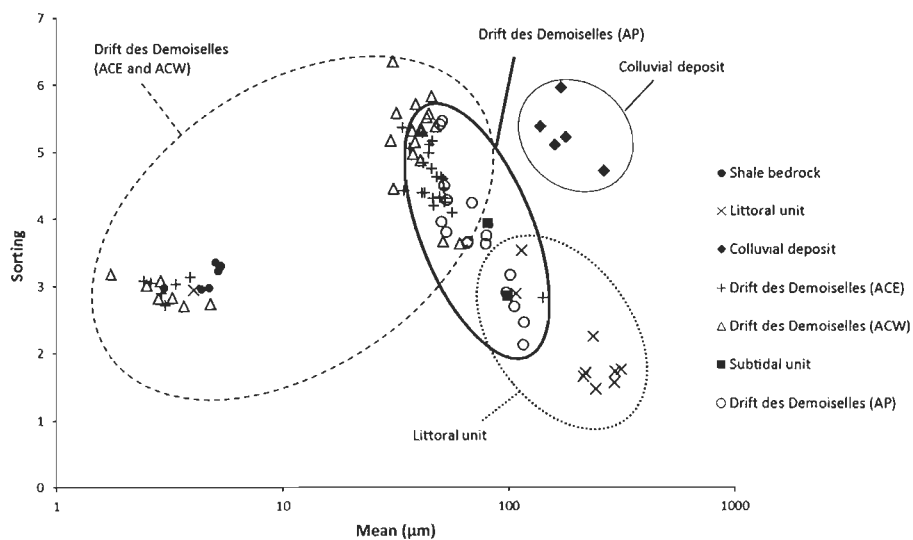


Figure 3.9 Results of the particle size analyses.

3.3.3 Clast fabrics

We evaluated the results from each sample site for clast orientation. Of the 17 sets of measurements taken on the Drift des Demoiselles, 11 have a statistically significant preferred orientation ($p < 0.05$) (Curry, 1956) (Table 3.4). The 17 clast fabrics show a general trend with some nuances (Fig. 3.4). At ACE, clast fabrics suggest a movement towards the east-southeast, except for three fabrics (ACE-1, ACE-2, and ACE-8) that display a random position of pebbles. At ACW, two fabrics (ACW-1 and ACW-3) are linear and indicate a movement towards the southeast, while the three others are more isotropic (ACW-2, ACW-4 and ACW-5). At AP, pebbles were deposited randomly with a tendency towards the east.

Table 3.4 Fabric data from the Drift des Demoiselles of the study sites (n = sample size; E = eigenvalues; EL = elongation index; IS = isotropy index; L = vector magnitude; p = probability (Raleigh's test))

Site	Sample no.	n	E1	E2	E3	EL	IS	L (%)	p
ACW	ACW-1	50	36.41	9.29	4.30	74	12	57.81	0.00
	ACW-2	50	28.05	16.60	5.35	41	19	28.47	0.02
	ACW-3	50	27.21	15.30	8.49	44	31	39.76	0.00
	ACW-4	50	25.54	17.16	8.30	33	33	19.80	0.14
	ACW-5	50	21.62	20.59	7.79	5	36	3.71	0.93
AP	AP-1	50	29.67	16.40	3.93	45	13	32.21	0.01
	AP-2	30	17.43	9.75	2.82	44	16	25.46	0.14
	AP-3	30	19.21	8.56	2.23	55	12	37.02	0.02
ACE	ACE-1	31	14.52	11.12	4.36	23	30	15.45	0.48
	ACE-2	30	14.19	11.50	4.31	19	30	15.38	0.49
	ACE-3	30	21.12	6.84	2.04	68	10	50.42	0.00
	ACE-4	50	40.75	7.50	1.75	82	4	68.52	0.00
	ACE-5	30	20.29	7.78	1.93	62	10	43.65	0.00
	ACE-6	50	27.62	16.46	5.92	40	21	31.25	0.01
	ACE-7	50	38.47	8.49	3.05	78	8	66.85	0.00
	ACE-8	30	14.46	11.86	3.68	18	25	13.22	0.59
	ACE-9	51	33.55	13.17	4.28	61	13	43.83	0.00

3.3.4 Micromorphological description

After the systematic analysis of 17 thin sections, 4 different microfacies have been recognized on the Drift des Demoiselles (A, B, C, and D).

3.3.4.1 *Microfacies A*

Microfacies A is the most abundant. It is predominant in the *Anse à la Cabane* sections (ACE and ACW) except for the samples located near the surface (Fig. 3.4). This microfacies is also present in the Anse au Plâtre section, where it is well developed at the base in samples AP-base and AP-135 and moderately developed in sample AP-160.

The thin sections that illustrate this microfacies are plasma supported with a low porosity, induced by biological activity, and thus showing a high compactness. The skeleton grains display distinct shape patterns that are related to the deformation or compression of the sediments; this is typical of glacial features (van der Meer, 1993; Menzies, 2000) (Table 3.5; Fig. 3.10A-B, C). Rotation or “galaxy” features are ubiquitous in the samples. Strain are also well developed, whereas linear grain trails are present but uncommon. These latter are identified as grains aligned at an angle similar to the axes of the strain caps or pressure shadows. The three samples show fine quartz sand aggregates, similar to the intraclasts described by van der Meer (1993) and Kilfeather *et al.* (2010), which would represent the progressive incorporation of new material in the deforming sediment (Carr, 1999). In two samples (ACW-160 and ACW-190), there are crushed grains reflecting high pressure during deformation. Subhorizontal shear zones are also present in samples, as shown by localized high proportions of clay oriented in a single direction called masepic plasmic fabric; this suggests planar movement (van der Meer, 1993). A striking feature is the silt and clay coatings that envelop almost all skeleton grains and intraclasts. The coatings are all massive, *i.e.*, without lamination, and fill grain depressions. Some of these have diffuse outer limits. These well-developed features, giving a skelsepic to lattisepic plasmic fabric, are induced by the rotation of grains within the deforming sediments (Menzies, 2000).

3.3.4.2 Microfacies B

Microfacies B is exposed exclusively in the upper diamictic subunit of the Anse au Plâtre section (Fig. 3.4). It is moderately developed in AP-160, which is located in the transitional zone between the lower and the upper diamictic subunits, and well developed in AP-210, PLA-310, and AP-440. This microfacies shows a winnowed matrix (grain support). The sediment is poorly consolidated and packing voids between sand grains are abundant. Clay coatings around the skeleton grains are common but thinner than in microfacies A (Table 3.5). Quartz grain intraclasts are abundant (Fig. 3.10D). The intraclasts and subangular grain shapes are inherited from subglacial source material (Carr *et al.* 2006). No particular structures are exposed except for a few weak rotational features. Together, these characteristics are indicative of a proximal glaciomarine environment (Carr, 1999; Carr, 2001; Carr *et al.*, 2006).

3.3.4.3 Microfacies C

Microfacies C is present at the top of Anse à la Cabane sections (samples ACE-140, ACE-190, ACW-270 and ACW-325) (Fig. 3.4). This microfacies is characterized by intense post-depositional modifications, especially due to biological activity, making the classification of sedimentary features difficult. The biological porosity is occasionally coated by illuvial brown clay (Fig. 3.10E). Clay illuviation is related to the development of a luvisol (Miedema *et al.*, 1999) on the Drift des Demoiselles, probably associated to early Holocene. Nevertheless, weakly developed “galaxy” structures around grains and intraclasts, together with high compactness and a skelsepic plasmic fabric, can be observed in a few limited areas of the thin sections. Coatings around grains, pebbles, and intraclasts are common, as they were for microfacies A (Table 3.5). These features strongly suggest that the sediments were deposited in a glacial environment (van der Meer, 1993; Menzies, 2000; Carr *et al.*, 2006).

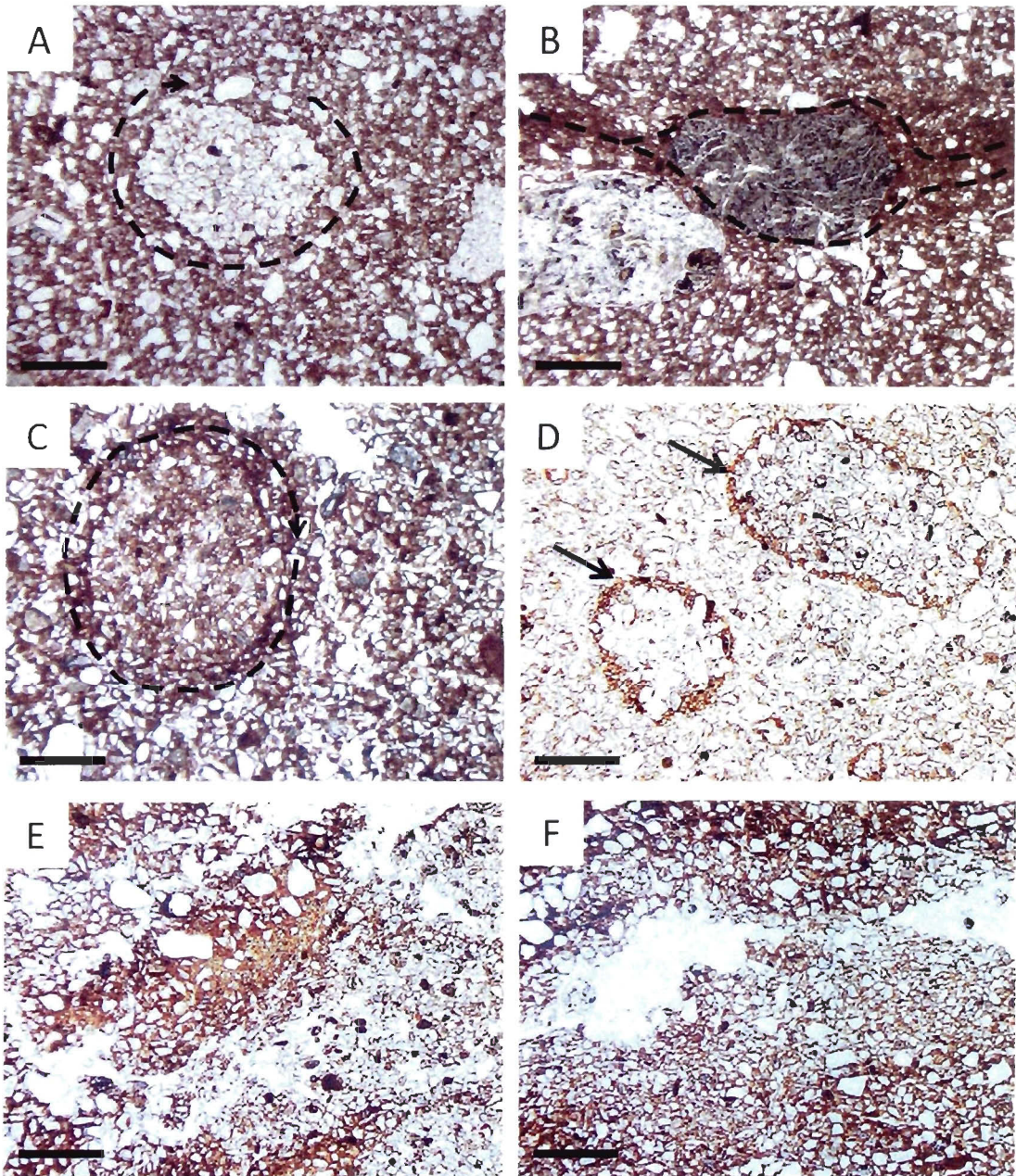


Figure 3.10 Micromorphological features of the Drift des Demoiselles (black bar reflects 5 mm in each image). West is to the right. A) Microfacies A: rotational structure around an intraclast of quartz grains giving a skelsepic plasmic fabric. B) Microfacies A: pressure shadow around basalt clasts giving a masepic plasmic fabric. C) Microfacies A: clay coatings around skeleton grains, strain cap around an intraclast of quartz grains, rotational structure, and skelsepic plasmic fabric. D) Microfacies B: thin clay coatings around skeleton grains, thick clay coatings around intraclasts of quartz grains, packing voids, and winnowed matrix. E) Microfacies C: biologically induced voids and illuvial clay. F) Microfacies D: lamellar voids.

3.3.4.4 Microfacies D

Microfacies D is characterized by lamellar voids due to segregation ice lensing (van Vliet-Lanoë *et al.*, 2004) that cut across the illuvial coatings (Fig. 3.10F). These voids testify to deep seasonal freeze thaw cycles in the ground that postdates the development of the luvisol. This microfacies was found only in a single sample at the top of the ACE section (ACE-140) (Fig. 3.5).

Table 3.5 Micromorphological characteristics of samples

Micromorphological features																
Micro-facies	Text ^a	Voids ^b		Deformation structures							Post-deposition		Plasmic fabric			
		Ratio	Type	Rotation	Strain caps	Intra-clasts	Shear zones	Crushed grains	Linear features	Silt and clay coatings	Biological activity	Illuvial clay	Skelsepic	Lattisepic	Masepic	
ACE-base	A	ps, cl	M	F, P	***	***	***	**		•	***	•	•	**	**	**
ACE-40	A	ps, si	L	P	***	**		**		•	***	•	•	***	**	•
ACE-90	A	ps, si	L	P	**	**	**	•		•	***		**	***	**	
ACE-140	A, C, D	ps, si	H	P, B	•	•	•	**			**	***	***	***	**	•
ACE-190	A, C	ps, si	H	P, B		•	•				**	***	***	***	**	
ACW-base	A	ps, cl	M	F, P	***	***	***	•			***	•	•	***	**	•
ACW-80	A	ps, cl	L	F, P	***	***	***	•		•	***		•	***	**	•
ACW-160	A	ps, si	M	F, P	**	***	**	•	•		***		•	***	**	•
ACW-190	A	ps, si	M	P, B	**	**	**	**	•	•	***	•	**	***	**	**
ACW-270	A, C	ps, si	H	P, B	**	**	**				**	•	•	***	•	
ACW-325	A, C	ps, si	H	P, B	•	**	**	**			**	**	**	***	•	•
AP-base	A	ps, si	M	F, P	**	**	***	**			***			***		
AP-135	A	ps, fs	M	F, P	•	•	***				**			***		
AP-160	B	gs, fs	M	P, B	•	•	***				**	**		***		
AP-210	B	gs, fs	M	P			***				**		•	**		
AP-310	B	gs, fs	M	P, B	•		***				**			**		
AP-440	B	gs, fs	M	P, B			***				**			**		

^a Key for texture: ps, plasma supported; gs, grain supported cl, clay; si, silt; fs, very fine sand.

^b Key for void ratio and types: L, low; M, moderate; H, high; P, packing voids; B, biological activity; F, laboratory induced.
 • seldom or poorly developed; ** more common or better developed; *** frequently occurring or well developed

3.4 Interpretations and discussion

3.4.1 The origin of the Drift des Demoiselles

The results indicate that the Drift des Demoiselles, depending on its location on Havre-Aubert Island, was deposited in two distinctive environments. At Anse à la Cabane (ACE and ACW), sedimentological features show that the Drift des Demoiselles is a glacial diamict (Fig. 3.11). The grain-size analyses indicate that the sediments of the unit are moderately to poorly sorted, which is typical of tills. The bimodal mean of the sediments strongly suggests that these have a double local provenance, either from the shale bedrock or from the sandy carboniferous basin surrounding the archipelago. The micromorphological analyses are in agreement with the interpretation of a glacial diamict, as shown by the abundance of rotation or “galaxy” features, clay coatings, strain caps, shadow features, shear zones, and skelsepic to lattisepic plasmic fabrics. All these features reflect glaciotectionic deformations and support the hypothesis of a glacial diamict (Aber *et al.*, 1989; Hart and Boulton, 1991; Hart and Roberts, 1994; Hart, 1994; Hart, 1995; Benn and Evans, 1996; MacCarroll and Rijdsdijk, 2003; Hiemstra *et al.* 2005; Aber and Ber, 2007). The orientation of glaciotectionic deformations (*e.g.*, folds, rafts, injections), together with the clast fabrics, allow us to state that the Drift des Demoiselles at Anse à la Cabane is a till deposited by ice that flowed towards the southeast.

At Anse au Plâtre, the lower diamict is also an evidence of glaciation of the southern archipelago. On the whole, the micromorphological and grain-size analyses show the same characteristics as the Anse à la Cabane’s sections, testifying to a glacial environment. However, the upper diamict exhibits specific features that point towards a glaciomarine environment (Carr, 2001) (Fig. 3.11). Micromorphology and grain size show that the finer sediments have been winnowed, and thus, the Drift des Demoiselles is coarser and better sorted compared to Anse à la Cabane. The porosity is higher and corresponds mainly to simple packing voids thought to reflect unconstrained particle settling. Crude stratification is also in line with the glaciomarine hypothesis (Hart and Roberts, 1994; Carr *et al.*, 2006) and may result from fluctuations in sediment accumulation due to melt-out discharges, ice-raft melting, or changing sediment sources.

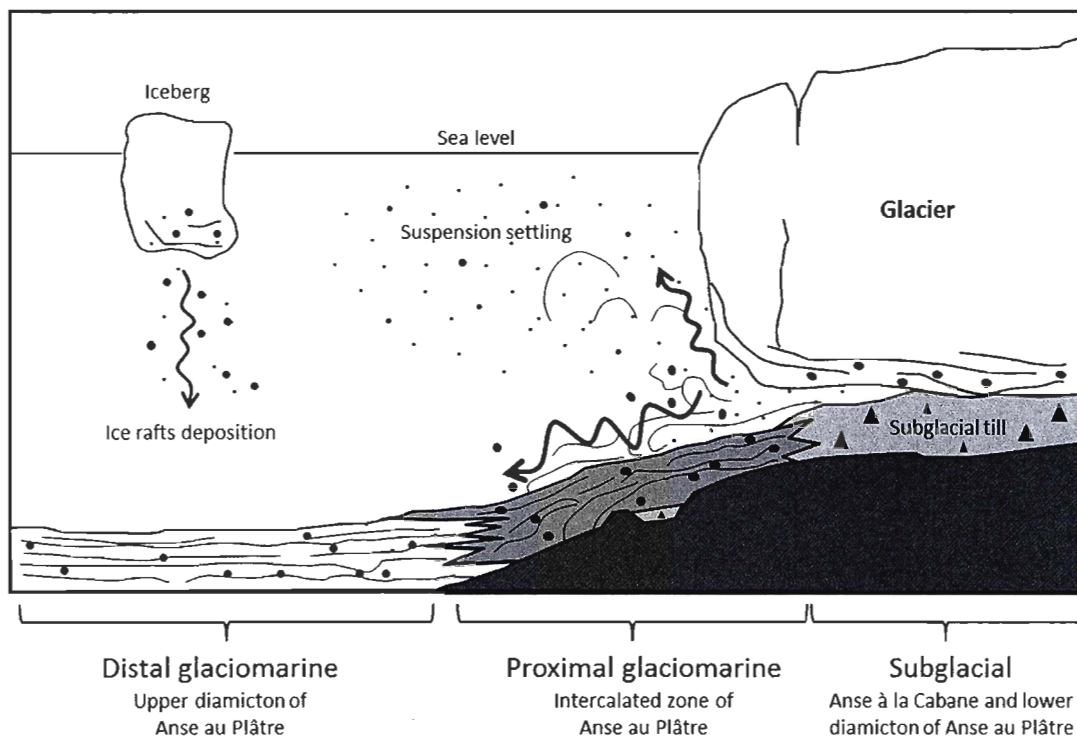


Figure 3.11 Schematic drawing of the subglacial, proximal, and distal glaciomarine environments in which the Drift des Demoiselles evolved at Anse au Plâtre and Anse à la Cabane (modified from Carr *et al.*, 2006).

As already stated by Hart and Roberts (1994) and Carr (2001), we also noted that some deformation structures were preserved within glaciomarine sediments at the microscopic scale which are likely due to underwater mass movement and/or inherited till fragments. The survey of the glaciotectonic deformations was particularly efficient for the differentiation of sediment origin. However, our findings indicate that none of the methods alone could be used to accurately assess the depositional environment.

3.4.2 Chronology of the Drift des Demoiselles

At ACE, the Drift des Demoiselles sits upon a compact diamict comprising exclusively angular clasts of local basalts, which was thought to be a former colluvial deposit by Parent and Dubois (1988). This would come from the central hills behind the sequence (Fig 3.3). The organic horizon dated to ~ 47 to 50 ka BP is located between the littoral unit overlying

the bedrock and the colluvial diamict. Since there is no unconformity between the littoral sands and the organic layer, we assume that both were deposited during the same time interval, *i.e.*, the Middle Wisconsinian, as a consequence of first marine transgression to at least 13 m above sea level. Following regression, cold conditions with periglacial slope activity occurred, revealed by the placement of the coarse-grained colluvium. The conditions ultimately evolved into a glacial environment during the Late Wisconsinian. Ice flow from the west-northwest covered the south of the archipelago, carrying material from the carboniferous basin, and deforming the material already in place (Drift des Demoiselles at Anse à la Cabane). According to the direction of the deformations and the lithological composition of the sediments, the ice flow probably came from the Escuminac icecap (Stea, 2004). Moreover, this hypothesis is consistent with the moraines found by Audet-Morin (2010) above sea level. The location and the orientation of these moraine ridges are also coherent with the retreat of the glacier to the west as specified Josenhans (2007).

After the glaciation, a second marine transgression affected the southern archipelago that deposited the stratified subtidal upper unit present at ACW. This transgression is the origin of the Drift des Demoiselles at AP, probably composed in high proportion of reworked till from the last glaciation (LGM). Ice-wedges later formed in the subtidal deposit at ACW and in the upper part of the drift. Permafrost melting was followed by infilling of the casts by sand and organic detritus. These ice-wedge casts dated to ~ 10.5 to 11.2 ka BP provide evidence for periglacial conditions during the Younger Dryas.

3.4.3 Implications for the regional stratigraphic and chronological framework

The scenario outlined above provides key information to test previous reconstructions of ice extent and dynamics associated with glaciation of the Gulf of St. Lawrence. First, there now remains no doubt that the Magdalen Islands were affected by a glaciation during the LGM, at least in the southern part, in contrast to what was proposed by earlier studies.

According to the different results, it is possible to determine that the Drift des Demoiselles has two origins. At ACE and ACW, our results confirm that the unit is a glacial deposit, as suggested by Grant and Dredge (1987), Parent and Dubois (1988), Dubois (1992) and Dredge

et al. (1992). Thus, as suggested Dredge and Grant (1987) and Dredge *et al.* (1992), the archipelago was affected by a glacier flowing to the southeast. The newly available radiometric dates show that this glaciation occurred later than previously proposed, *i.e.*, during the LGM instead of the Early Wisconsinian. At AP, our results suggest that the upper diamictic subunit of the Drift des Demoiselles was deposited in a proximal glaciomarine environment. This is in agreement with the hypothesis of Prest *et al.* (1976).

Finally, this scenario is generally consistent with the regional models proposed by Stea *et al.* (1998), Josenhans and Lehman (1999), Stea (2004), Shaw *et al.* (2006), Josenhans (2007), which suggested a glaciation of the Gulf of St. Lawrence, including the Magdalen Islands, during the LGM. Our study indicates that glaciation came from an eastern extension of this Escuminac icecap.

3.5 Conclusion

This paper provides a new chronostratigraphic framework of the Magdalen Islands and of the Gulf of St. Lawrence around the archipelago. The reconstruction of the pattern of the Wisconsinian glaciation in the areas of Anse à la Cabane and Anse au Plâtre allows us to state that the southern part of the Magdalen Islands was covered during the LGM by a glacier flowing towards the southeast coming from the Escuminac icecap and that it was affected by two marine transgressions (before and after the LGM). It is immediately apparent that our detailed sedimentological analyses of the Drift des Demoiselles, along with new radiometric dates were keys in determining the glacial history of the Magdalen Islands, at least for the southern archipelago. It would be interesting to extend this study to other sites on Havre-Aubert and Cap-aux-Meules islands to collect all characteristics that the Drift des Demoiselles may exhibit. Finally, it was beyond the scope of this study to describe and characterize in details the units that frame the Drift des Demoiselles. This could be the next step to clarifying and improving the chronostratigraphic framework of the Magdalen Islands and thus, of the Gulf of St. Lawrence.

Acknowledgements

The authors would like to acknowledge Alain Queffelec of PACEA laboratory (Université Bordeaux I) for thin section preparation. Benoît Vigneault, Jean-Philippe Marchand and David Didier are also thanked for their valuable help in the field. NSERC/CRSNG, FQRNT, and the Coastal Geoscience Chair provided financial support during the project.

References

- Aber, J. S. 1982. Model for glaciotectonism. *Bulletin of Geological Society of Denmark*, 30: 79-90.
- . 1985. The character of glaciotectonism. *Geologie en Minjbouw*, 64: 389-395.
- Aber, J. S. and Ber, A. 2007. *Glaciotectonism*. Pays-Bas: Elsevier, 246 p.
- Aber J. S., Croot D. G. and Fenton M. M. 1989. *Glacitectonic landforms and structures*. Dordrecht: Kluwer, 210 p.
- Alcock F. J. 1941. The Magdalen Islands, their geology and mineral deposits. *Transactions of the Canadian Institute of Mine of Metallurgy*, 44: 623-649.
- Audet-Morin, M. 2010. *Géomorphologie marine des zones extracôtières est et sud des Îles-de-la-Madeleine, Québec*. Mémoire de maîtrise, Université Laval, Québec, 57 p.
- Benn, D. I. and Evans, D. J. A. 1996. *Glaciers and glaciations*. New York: Oxford University Press, 734 p.
- Blott, S. J. and Pye, K. 2001. Gradistat: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26: 1237-1248.
- Brisebois, D. 1981. Lithostratigraphie des strates Permo-Carbonifères de l'archipel des Îles de la Madeleine. *Ministère de l'énergie et des ressources*, DPV-796, 48 p.
- Carr, S. J. 1999. The micromorphology of Last Glacial Maximum sediments in the Southern North Sea. *Catena*, 35: 123-145.
- . 2001. Micromorphological criteria for discriminating subglacial and glaciomarine sediments: evidence from a contemporary tidewater glacier, Spitsbergen. *Quaternary International*, 86: 71-79.

- Carr, S. J. Holmes, R. van der Meer, J. J. M. and Rose, J. 2006. The Last Glacial Maximum in the North Sea Basin: micromorphological evidence of extensive glaciation. *Journal of Quaternary Science*, 21 (20): 131-153.
- Chalmers, R. 1895. Surface geology of southern New Brunswick, north-western Nova Scotia and a portion of Prince Edward Island. *Geological Survey of Canada, Annual Report*, 144 p.
- Clarke, J.M. 1911. Observations on the Magdalen Islands. *New York State Museum Bulletin*, 149: 134-156.
- Coleman, A. P. 1919. The glacial history of Prince Edward Island and the Magdalen Islands. *Proceedings and Transactions of the Royal Society of Canada*, 13: 33-37.
- Curray, J. R. 1956. The analysis of two-dimensional orientation data. *The Journal of Geology*, 64 (2): 117-131.
- Dredge, L. A. and Grant, D. R. 1987. Glacial deformation of bedrock and sediment, Magdalen Islands and Nova Scotia, Canada: evidence for a regional grounded ice sheet. *INQUA Symposium on the genesis and lithology of glacial deposits*, Amsterdam: 183-195.
- Dredge, L. A., Mott, R. J. and Grant, D. R. 1992. Quaternary stratigraphy, paleoecology, and glacial geology, Iles de la Madeleine, Québec. *Canadian Journal of Earth Science*, 29: 1981-1996.
- Dubois, J.-M.M. 1992. Le paysage naturel et son évolution. *Infogéographes*, 1: 41-49.
- Dyke, A. S., Andrews, J. T., Clark, P. U., England, J. H., Miller, G. H., Shaw, J. and Veillette, J. J. 2002. The Laurentide and Innuitian ice sheets during the last glacial maximum. *Quaternary Science Reviews*, 21: 9-31.
- Eyles, N., Eyles, C. H. and 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.
- Goldthwait, J. W. 1915. The occurrence of glacial drift on the Magdalen Islands. Canada Geological Survey, Department of Mines, Museum Bulletin No. 14. *Geological Series*, No. 25.
- Goldthwait, J.W. 1924. Physiography of Nova Scotia. *Geological Survey of Canada, Memoir* 140, 179 p.

- Grant, D. R., Prest, V. K., Dredge, L. A. and Mott, R. J. 1985. Lithostratigraphy and Quaternary history, Magdalen Islands. Geological Association of Canada, program with abstracts, 10: A22.
- Grant, D. R. 1989. Le Quaternaire de la région des Appalaches Atlantiques du Canada. pp. 421-469 In Fulton, R. J. (éd). *Le Quaternaire du Canada et du Gronland, Géologie du Canada*. Commission géologique du Canada, 900 p.
- Guilloré, P. 1980. *Méthode de fabrication mécanique et en série des lames minces*. Paris-Grignon: Institut National Agronomique, 22 p.
- Hamelin, L.-E. 1959. *Sables et mer aux îles de la Madeleine*. Québec : Ministère de l'Industrie et du Commerce, 65 p.
- Hart, J.K. 1994. Proglacial glaciotectionic deformation at Melabakkar-Asbakkar, west Iceland. *Boreas*, 23: 112-121.
- Hart, J.K. 1995. Subglacial erosion, deposition and deformation associated with deformable beds. *Progress in Physical Geography*, 19 (20): 173-191.
- Hart, J.K. and Boulton, G.S. 1991. The interrelation of glaciotectionic and glaciodepositional processes within the glacial environment. *Quaternary Science Reviews*, 10: 335-350.
- Hart, J.K. and Roberts, D.H. 1994. Criteria to distinguish between subglacial glaciotectionic and glaciomarine sedimentation, I. Deformation styles and sedimentology. *Sedimentary Geology*, 91: 191-213.
- Hiemstra, J.F., Rijdsdijk, K.F., Evans, D.J.A. and van der Meer, J.J.M. 2005. Integrated micro- and macro-scale analyses of Last Glacial Maximum Irish Sea Diamicts from Abennawr and Traeth y Mwnt, Wales, UK. *Boreas*, 34: 61-74.
- Josenhans, H. 2007. Atlas of the marine environment and seabed geology of the Gulf of St. Lawrence. *Geological Survey of Canada*, File 5346, 142 p.
- Josenhans, H. and Lehman, S. 1999. Late glacial stratigraphy and history of the Gulf of St. Lawrence, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 36 (8): 1327-1345.
- Kilfeather, A. A., Ó Cofaigh, C., Dowdeswell, J. A., van der Meer, J. J. M. and Evans, D. J. A. 2010. Micromorphological characteristics of glaciomarine sediments: implications for distinguishing genetic processes of massive diamicts. *Geo-Marine Letters*, 30: 77-97.

- Krüger, J. and Kjær, K. H. 1999. A data chart for field description and genetic interpretation of glacial diamicts and associated sediments – with examples from Greenland, Iceland, and Denmark. *Boreas*, 28: 386-402.
- McCarroll, D. and Rijdsdijk, F. 2003. Deformation styles as a key for interpreting glacial depositional environments. *Journal of Quaternary Science*, 18 (6): 473-489.
- Miedema, R., Koulechova, I.N. and Gerasimova, M.I. 1999. Soil formation in Greyzems in Moscow district: micromorphology, chemistry, clay mineralogy and particle size distribution. *Catena*, 34: 315-347.
- Menzies, J. 2000. Micromorphological analyses of microfabrics and microstructures indicative of deformation processes in glacial sediments. In Maltman, A. J. et al. 2000. Deformation of glacial material. *Geological Society, special publications*, 176: 245-257.
- Menzies, J., van der Meer, J. J. M., Domack, E and Wellner, J.S. 2010. Micromorphology as a tool in the detection, analyses and interpretation of (glacial) sediments and man-made materials. *Proceedings of the Geologists' Association*, 121 (3): 281-292.
- Parent, P. and Dubois, J.M.M. 1988. Stratigraphie et événements du Quaternaire, Îles-de-la-Madeleine, Québec. – Indices de centres de dispersion glaciaire sur le plateau madeleinois. Proceedings, 6^e Congrès de l'Association québécoise pour l'étude du Quaternaire, Rimouski, Québec.
- Paquet, G. 1989. L'évolution de la plate-forme gréseuse de l'île du Cap-aux-Meules (Îles-de-la-Madeleine). Mémoire de maîtrise, Montréal, Université de Montréal, 223 p.
- Prest, V. K., Terasme, J., Matthews, J. V. and Litchti-Federovich, S. 1976. Late-Quaternary Magdalen Islands, Quebec. *Maritime Sediments*, 12 (2): 39-59.
- Richardson, J. 1881. Report of a geological exploration of the Magdalen Islands. Geological Survey of Canada, Report of Progress, 1879-1880, part VIII.
- Shaw, J., Piper, D. J. W., Fader, G. B. J., King, E. L., Todd, B. J., Bell, T., Batterson, M. J. and Liverman, D. G. E. 2006. A conceptual model of the deglaciation of Atlantic Canada. *Quaternary Science Reviews*, 25: 2059-2081.
- Stea, R. R., Piper, D. J. W., Fader, G. B. J. and Boyd, R. 1998. Wisconsinian 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*, 110 (7): 821-845.

- Stea, R. R. 2004. The Appalachian glacier complex in Maritime Canada. pp. 213-232 In Ehlers, J. and Gibbard, P. L. (éds). *Quaternary glaciations - extent and chronology, part II: North America*. New York: Elsevier, 440 p.
- Stoops, G. 2003. Guidelines for analysis and description of soil and regolith thin sections. Madison: Soil Science Society of America, 184 pp.
- van der Meer, J.J. M. 1993. Microscopic evidence of subglacial deformation. *Quaternary Science Reviews*, 12: 553-587.
- van der Meer, J. J. M., Menzies, J. and Rose, J. 2003. Subglacial till: the deforming glacier bed. *Quaternary Science Reviews*, 22: 1659-1685.
- van Vliet-Lanoë, B., Fox, C.A. et Gubin, S.V. 2004. The micromorphology of cryosols. pp. 365-390 In Kimble, J.M. ed., *Cryosols*, Springer, Allemagne, 726 p.

CONCLUSION

Ce projet de recherche avait pour premier objectif l'étude détaillée d'une unité sédimentaire, le Drift des Demoiselles, exposée dans des coupes stratigraphiques de l'île du Havre-Aubert aux Îles-de-la-Madeleine. Cette unité problématique qui a été au cœur de nombreuses théories depuis le début du XX^e siècle représente une clé importante dans la reconstitution de l'histoire quaternaire de l'archipel. Une analyse détaillée du Drift des Demoiselles était donc indispensable afin de retracer les principaux événements quaternaires des Îles de la Madeleine et ainsi améliorer la paléogéographie du golfe du Saint-Laurent. Les descriptions précises des coupes étudiées à l'Anse à la Cabane et à l'Anse au Plâtre, ajoutées aux diverses analyses sédimentologiques, ont apporté des éléments nouveaux permettant d'associer le Drift des Demoiselles à deux environnements distincts de mise en place. Une partie de l'originalité de ce projet concerne l'utilisation de la micromorphologie qui s'est avérée particulièrement efficace dans la différenciation des sédiments d'un site à l'autre.

Les nombreuses déformations glaciotectoniques décrites à l'Anse à la Cabane ainsi que les fabriques mesurées ont montré que le Drift des Demoiselles correspond dans ce secteur à un dépôt glaciaire mis en place par un glacier progressant vers le sud-est, comme l'avaient mentionné Parent et Dubois (1988), Dubois (1992) et Dredge *et al.* (1992). La granulométrie ainsi que l'ensemble des structures micromorphologiques appuient fortement cette hypothèse pour l'Anse à la Cabane ainsi que pour le diamicton inférieur de l'Anse au Plâtre, qui constituerait un lambeau de till préservé dans une dépression du substrat rocheux. Cependant, le diamicton supérieur de l'Anse au Plâtre montre des caractéristiques totalement différentes. Les stratifications exposées dans cette partie de l'unité, la granulométrie ainsi que la micromorphologie permettent d'affirmer qu'il s'agit d'un dépôt glaciomarin, confirmant l'hypothèse soulevé par Prest *et al.* (1976). Par ailleurs, les nouvelles dates obtenues sur la matière organique située en-dessous (~ 47-50 ka BP) et au-dessus (~ 10,5-11,2 ka BP) du Drift des Demoiselles ont permis d'intégrer cette unité dans un cadre chronologique absolu. Il est maintenant possible d'affirmer indubitablement que le Drift des Demoiselles a été déposé durant le Wisconsinien supérieur. Par le fait même, ces nouvelles dates confirment qu'il y a

eu glaciation sur l'archipel madelinot lors du dernier maximum glaciaire, ce qui n'avait encore jamais été montré de manière incontestable.

Cette hypothèse est cohérente avec les modèles proposés par Stea *et al.* (1998), Josenhans et Lehman (1999), Stea (2004), Shaw *et al.* (2006) et Josenhans (2007). Ces derniers ont suggéré une englaciation du golfe du Saint-Laurent, incluant les Îles de la Madeleine, durant le Wisconsinien supérieur. Cependant, ces modèles sont généraux et ne peuvent être fidèles à des échelles locales et régionales. Ainsi, la présente étude apporte une précision importante pour ce qui est des Îles de la Madeleine et du secteur environnant du golfe du Saint-Laurent. Les données montrent qu'il s'agit de la calotte glaciaire Escuminac. Cette étude apporte une précision importante quant à l'extension orientale de cette calotte glaciaire. Finalement, décrire et caractériser de manière exhaustive les unités qui encadrent le Drift des Demoiselles devraient constituer la prochaine étape dans l'analyse des événements wisconsinien afin de préciser et d'améliorer davantage le cadre litho- chronostratigraphique de l'archipel madelinot. Une étude approfondie des formes périglaciaires exposées est également essentielle afin de mieux comprendre leur incidence dans l'évolution quaternaire et holocène de l'archipel (*i.e.* contexte paléoclimatique, histoire du pergélisol et chronologie). L'analyse des unités sédimentaires situées sous le niveau actuel de la mer ainsi que dans les vallées submergées permettraient de préciser la chronologie des événements marins wisconsinien ainsi que l'évolution du niveau marin relatif postglaciaire des Îles de la Madeleine.

RÉFÉRENCES

- Aber, J. S. 1982. Model for glaciotectonism. *Bulletin of geological society of Denmark*, vol. 30, p. 79-90.
- . 1985. The character of glaciotectonism. *Geologie en Minjbouw*, vol. 64, p. 389-395.
- Aber, J. S. et Ber, A. 2007. *Glaciotectonism*. Pays-Bas: Elsevier, 246 p.
- Aber J. S., Croot D. G. et Fenton M. M. 1989. *Glacitectonic landforms and structures*. Dodrecht: Kluwer, 210 p.
- Alcock F. J. 1941. The Magdalen Islands, their geology and mineral deposits. *Transactions of the Canadian Institute of Mine of Metallurgy*, vol. 44, p. 623-649.
- Audet-Morin, M. 2010. *Géomorphologie marine des zones extracôtières est et sud des Îles-de-la-Madeleine, Québec*. Mémoire de maîtrise, Université Laval, Québec, 57 p.
- Benn, D. I. et Evans, D. J. A. 1996. *Glaciers and glaciations*. New York: Oxford Press University, 734 p.
- Bertran, P. et Texier, J.-P. 1999. Facies and microfacies of slope deposits. *Catena*, vol. 35, p. 99-121.
- Blott, S. J. et Pye, K. 2001. Gradistat: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 26, p. 1237-1248.
- Briggs, D. 1981. *Sediments*. Norfolk: Butterworth, 192 p.
- Brisebois, D. 1981. Lithostratigraphie des strates Permo-Carbonifères de l'archipel des Îles de la Madeleine. *Ministère de l'énergie et des ressources*, DPV-796, 48 p.
- Carr, S. J. 1999. The micromorphology of Last Glacial Maximum sediments in the Southern North Sea. *Catena*, vol. 35, p. 123-145.
- . 2001. Micromorphological criteria for discriminating subglacial and glaciomarine sediments: evidence from contemporary tidewater glacier, Spitsbergen. *Quaternary International*, vol. 86, p. 71-79.

- Carr, S. J. Holmes, R. van der Meer, J. J. M. et Rose, J. 2006. The Last Glacial Maximum in the North Sea Basin: micromorphological evidence of extensive glaciation. *Journal of Quaternary Science*, vol. 21, no. 20, p. 131-153.
- Chalmers, R. 1895. Surface geology of southern New Brunswick, north-western Nova Scotia and a portion of Prince Edward Island. *Geological Survey of Canada*, Annual Report, 144 p.
- Clarke, J. M. 1911. Observations on the Magdalen Islands. *New-York State Museum Bulletin*, vol. 149, p. 134-156.
- Coleman, A. P. 1919. The glacial history of Prince-Edward Island and the Magdalen Islands. *Proceedings and Transactions of the Royal Society of Canada*, vol. 13, p. 33-37.
- Curray, J. R. 1956. The analysis of two-dimensional orientation data. *The journal of geology*, vol. 64, no. 2, p. 117-131.
- 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. *INQUA Symposium on the Genesis and Lithology of Glacial deposits*, Amsterdam, p. 183-195.
- Dredge, L. A., Mott, R. J. et Grant, D. R. 1992. Quaternary stratigraphy, paleoecology, and glacial geology, Iles de la Madeleine, Québec. *Canadian Journal of Earth Science*, vol. 29, p. 1981-1996.
- Dubois, J.-M. M. 1992. Le paysage naturel et son évolution. *Infogéographes*, vol. 1, p. 41-49.
- Dubois, J.-M. M. et Grenier, A. 1993. The Magdalen Islands, Gulf of Saint Lawrence. *Proceedings, 8th Symposium on Coastal and Ocean Management*, New Orleans, Louisiana, p. 170-182.
- Dyke, A. S. et Prest, V. K. 1987. Late Wisconsinan and Holocene history of the Laurentide Ice Sheet. *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 41, no. 2, p. 237-263.
- Dyke, A. S., Andrews, J. T., Clark, P. U., England, J. H., Miller, G. H., Shaw, J. et Veillette, J. J. 2002. The Laurentide and Innuitian ice sheets during the last glacial maximum. *Quaternary Science Reviews*, vol. 21, p. 9-31.
- 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*, vol. 30, p. 395-410.

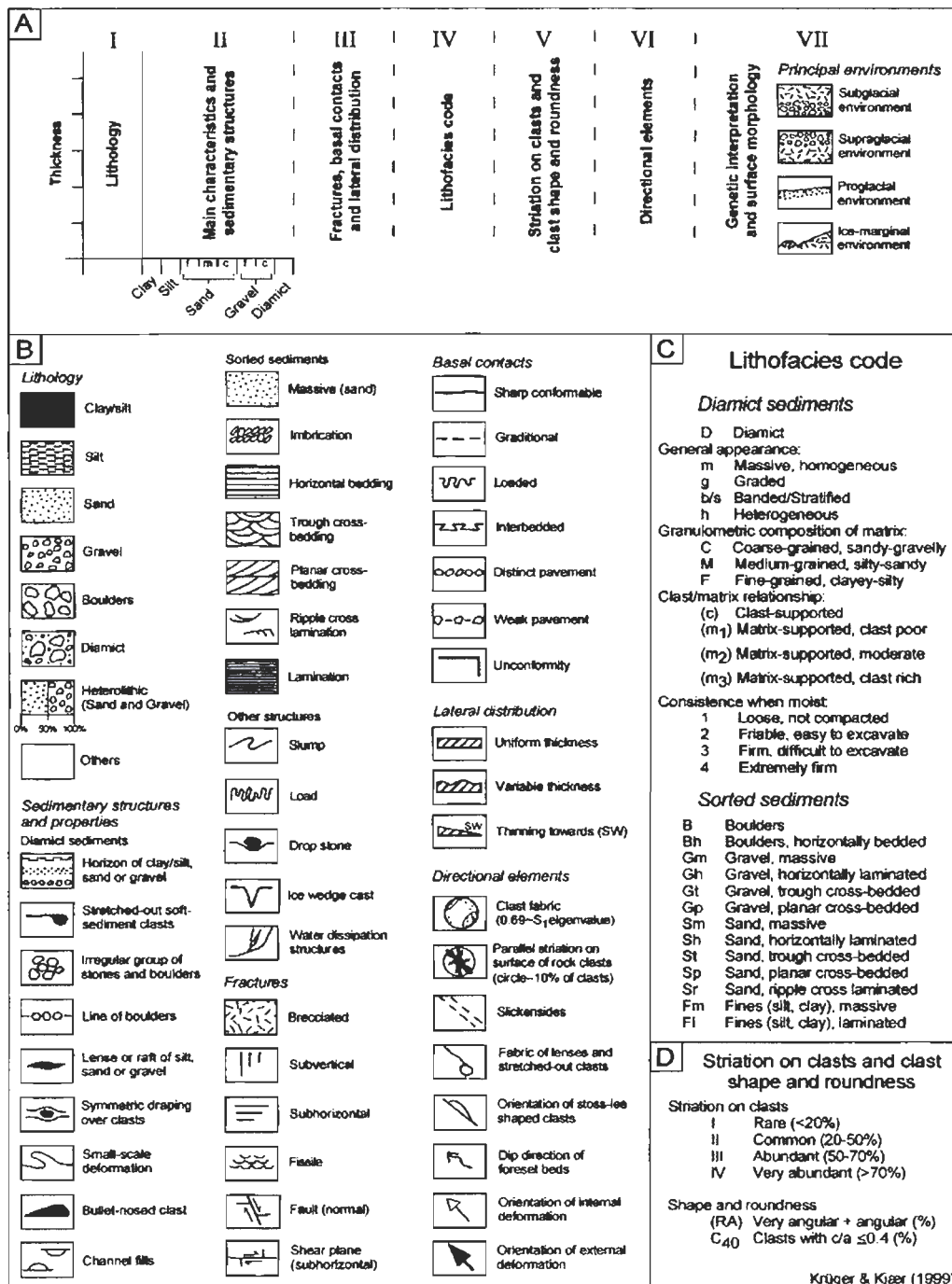
- Goldthwait, J. W. 1915. The occurrence of glacial *Drift* on the Magdalen Islands. Canada Geological Survey, Department of Mines, Museum Bulletin No. 14. *Geological Series*, No. 25.
- Goldthwait, J. W. 1924. Physiography of Nova Scotia. *Geological Survey of Canada*, Memoir 140, 179 p.
- Grant, D. R., Prest, V. K., Dredge, L. A. et Mott, R. J. 1985. Lithostratigraphy and Quaternary history, Magdalen Islands. Geological Association of Canada, Program with abstracts, 10, p. A22.
- Grant, D. R. 1989. Le Quaternaire de la région des Appalaches Atlantiques du Canada. pp. 421-469 In Fulton, R. J. (éd). *Le Quaternaire du Canada et du Gronland, Géologie du Canada*. Commission géologique du Canada, 900 p.
- Guilloré, P. 1980. *Méthode de fabrication mécanique et en série des lames minces*. Paris-Grignon: Institut National Agronomique, 22 p.
- Hamelin, L.-E. 1959. *Sables et mer aux Îles de la Madeleine*. Québec : Ministère de l'Industrie et du Commerce, 65 p.
- Harry, D. G. et Gozdzik, J. S. 1988. Ice-wedges: growth, thaw transformation, and paleoenvironmental significance. *Journal of Quaternary science*, vol. 3, no. 1, p. 39-55.
- Hart, J. K. 1994. Proglacial glaciotectionic deformation at Melabakkar-Asbakkar, west Iceland. *Boreas*, vol. 23, p. 112-121.
- Hart, J. K. 1995. Subglacial erosion, deposition and deformation associated with deformable beds. *Progress in Physical Geography*, vol.19, no. 20, p. 173-191.
- Hart, J. K. et Boulton, G.S. 1991. The interrelation of glaciotectionic and glaciodepositional processes within the glacial environment. *Quaternary Science Reviews*, vol. 10, p. 335-350.
- Hart, J. K. et Roberts, D.H. 1994. Criteria to distinguish between subglacial glaciotectionic and glaciomarine sedimentation, I. Deformation styles and sedimentology. *Sedimentary Geology*, vol. 91, p. 191-213.
- Hiemstra, J. F., Rijdsdijk, K.F., Evans, D.J.A. et van der Meer, J.J.M. 2005. Integrated micro- and macro-scale analyses of Last Glacial Maximum Irish Sea Diamicts from Abennawr and Traeth y Mwnt, Wales, UK. *Boreas*, vol. 34, p. 61-74.

- Honeyman, D. 1882. Geological waifs from the Magdalen Islands, *Nova Scotian Institute of Science, Transactions*, vol. 5, p. 136-143.
- Josenhans, H. 2007. Atlas of the Marine Environment and Seabed Geology of the Gulf of St. Lawrence. *Geological Survey of Canada*, File 5346, 142 p.
- Josenhans, H. et Lehman, S. 1999. Late glacial stratigraphy and history of the Gulf of St. Lawrence, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 36, no. 8, p. 1327-1345.
- Kilfeather, A. A., Ó Cofaigh, C., Dowdeswell, J. A., van der Meer, J. J. M. et Evans, D. J. A. 2010. Micromorphological characteristics of glaciomarine sediments: implications for distinguishing genetic processes of massive diamicts. *Geo-Marine Letters*, vol. 30, p. 77-97.
- Klein, E. 1995. *Le temps: un exposé pour comprendre, un essai pour réfléchir*. Paris : Flammarion, 124 p.
- Krüger, J. et Kjær, K. H. 1999. A data chart for field description and genetic interpretation of glacial diamicts and associated sediments – with examples from Greenland, Iceland, and Denmark. *Boreas*, vol. 28, p. 386–402.
- Labrecque, G. 2011. Laboratoire de radiochronologie. In Centre d'études nordiques, Université Laval, Québec, [http, p.//www.cen.ulaval.ca/labradio.html](http://www.cen.ulaval.ca/labradio.html)
- Lambert, M. et Larocque, A. 1999. *Méthode d'analyse granulométrique*. Laboratoire de géographie physique du Département de géographie et de télédétection de l'Université de Sherbrooke.
- Laverdière, C. et Guimond, P. 1974. Un froid à sol fendre. *Geos*, vol. 2, p. 18-20.
- Loring, D. et Nota, D. 1966. Sea-floor conditions around the Magdalen Islands in the southern Gulf of St. Lawrence. *Journal of the Fisheries Research Board of Canada*, vol. 23, p. 1197-1207.
- Loring, D. et Nota, D. 1969. Sedimentary environments on the Magdalen Shelf, southern Gulf of St. Lawrence. *Marine Geology*, vol. 8, p. 337-354.
- Loring, D. et Nota, D. 1973. Morphology and sediments of the Gulf of St. Lawrence. *Service des pêches et des sciences de la mer*, Bulletin 182, 147 p.
- McCarroll, D. et Rijdsdijk, F. 2003. Deformation styles as a key for interpreting glacial depositional environments. *Journal of Quaternary science*, vol. 18, no. 6, p. 473-489.

- Menzies, J. 2000. Micromorphological analyses of microfabrics and microstructures indicative of deformation processes in glacial sediments. *In* Maltman, A. J. and *al.* 2000. Deformation of glacial material. *Geological Society, Special publications*, vol. 176, p. 245-257.
- Menzies, J., van der Meer, J. J. M., Domack, E et Wellner, J.S. 2010. Micromorphology as a tool in the detection, analyses and interpretation of (glacial) sediments and man-made materials. *Proceedings of the Geologists' Association*, vol. 121. No. 3, p. 281-292.
- Miedema, R., Koulechova, I.N. and Gerasimova, M.I. 1999. Soil formation in Greyzems in Moscow district, p. micromorphology, chemistry, clay mineralogy and particle size distribution. *Catena*, vol. 34, p. 315-347.
- Parent, P. et Dubois, J.M.M. 1988. Stratigraphie et événements du Quaternaire, Îles-de-la-Madeleine, Québec. – Indices de centres de dispersion glaciaire sur le plateau madeleinen. *Proceedings, 6^e Congrès de l'Association québécoise pour l'étude du Quaternaire*, Rimouski, Québec.
- PACEA. 2011. Micromorphothèque. *In* De la Préhistoire à l'Actuel : Culture, Environnement, Anthropologie. UMR 5199, Université Bordeaux I, [http, p.//www.pacea.u-bordeaux1.fr/](http://www.pacea.u-bordeaux1.fr/)
- Paquet, G. 1989. L'évolution de la plate-forme gréseuse de l'île du Cap-aux-Meules (Îles-de-la-Madeleine). Mémoire de maîtrise, Montréal, Université de Montréal, 223 p.
- Poirier, J. 1970. Fente de gel fossile aux Îles de la Madeleine, Québec. *Revue de géographie de Montréal*, vol. 24, no. 3, p. 319-320.
- Prest, V. K., Terasme, J., Matthews, J. V. et Litchti-Federovich, S. 1976. Late-Quaternary Magdalen Islands, Quebec. *Maritime Sediments*, vol. 12, no. 2, p. 39-59.
- Richardson, J. 1881. Report of a geological exploration of the Magdalen Islands. Geological Survey of Canada, Report of Progress. 1879-1880., Part VIII.
- Sanschagrín, R. 1964. *Les Îles de la Madeleine*. Québec : Ministère des Richesses Naturelles du Québec, 56 p.
- Shaw, J., Piper, D. J. W., Fader, G. B. J., King, E. L., Todd, B. J., Bell, T., Batterson, M. J. et Liverman, D. G. E. 2006. A conceptual model of the deglaciation of Atlantic Canada. *Quaternary Science Reviews*, vol. 25, p. 2059-2081.

- Stea, R. R., Piper, D. J. W., Fader, G. B. J. et Boyd, R. 1998. Wisconsinian 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*, vol. 110, no. 7, p. 821-845.
- Stea, R. R. 2004. The Appalachian glacier complex in Maritime Canada. pp. 213-232 In Ehlers, J. et Gibbard, P. L. (éds). *Quaternary Glaciations - Extent and Chronology, Part II: North America*. New York: Elsevier, 440 p.
- Stoops, G. 2003. Guidelines for analysis and description of soil and regolith thin sections. Madison: Soil Science Society of America, 184 pp.
- van der Meer, J.J. M. 1993. Microscopic evidence of subglacial deformation. *Quaternary Science Reviews*, 12: 553-587.
- van der Meer, J. J. M., Menzies, J. et Rose, J. 2003. Subglacial till: the deforming glacier bed. *Quaternary Science Reviews*, 22, p. 1659-1685.
- van Vliet-Lanoë, B., Fox, C.A. et Gubin, S.V. 2004. The micromorphology of cryosols. pp. 365-390 In Kimble, JM. ed., *Cryosols*, Springer, Allemagne, 726 p.
- Vigneault, B. 2009. Lithostratigraphic framework of Magdalen Islands, Québec, Canada. CANQUA–CGRG Biennial Meeting, May 3-8, 2009. Simon Fraser University, Burnaby Campus, Burnaby, British Columbia. pp. 171

ANNEXE I CHARTE DE KRÜGER ET KJÆR (1999)



ANNEXE II TERMINOLOGIE DE MENZIES (2000)

Microfabrics and microstructures within the Plasma and S-matrix of glacial sediments

