

UQAR

Université du Québec
à Rimouski

**Histoire glaciaire et variations du niveau marin relatif aux
Îles-de-la-Madeleine**

Thèse présentée

dans le cadre du programme de doctorat en océanographie
en vue de l'obtention du grade de Philosophiae doctor (Ph.D.)

PAR

© **AUDREY MERCIER RÉMILLARD**

2016

Composition du jury :

Jean-Carlos Montero-Serrano, président du jury, ISMER-UQAR

Guillaume St-Onge, directeur de recherche, ISMER-UQAR

Pascal Bernatchez, codirecteur de recherche, UQAR

Bernard Hétu, codirecteur de recherche, UQAR

Patrick Lajeunesse, examinateur externe, Université Laval

Dépôt initial le 24 mars 2016

Dépôt final le 31 mai 2016

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.

À ce que mon mentor Bernard Hétu m'a dit un jour, transférable à toutes les sphères de la vie, et honorant du même coup une autre génération de géographes : « *Consacrons beaucoup de temps à un petit nombre de choses, et peu de temps à un grand nombre* » (André Cailleux, 1907–1986).

AVANT-PROPOS

En plein cœur du golfe du Saint-Laurent, un archipel long de 100 km témoigne du temps qui défile lentement. Les Îles-de-la-Madeleine ont enregistré à leur façon les changements climatiques des Maritimes sur des dizaines de milliers d'années. Les géologues du début du 20^e siècle se sont interrogés à savoir si ces petites îles au centre de la masse d'eau laurentienne avaient été touchées par la dernière grande glaciation. Le verdict ? Plusieurs hypothèses soulevées et une impossibilité de trancher formellement. La curiosité des uns a fait naître plusieurs contradictions sur les hypothèses des autres et une controverse s'est ancrée au sein de la communauté scientifique concernant la dernière glaciation sur l'archipel madelinot. Les Îles avaient-elles été englacées ou non ? Clarke, Goldthwait, Alcock, Hamelin, Laverdière, Prest, Grant et Dredge, pour ne nommer que ceux-ci, sont tous de grands noms qui ont ajouté leur grain de sel au débat ! C'est avec une grande humilité, mais avec la ferme conviction de pouvoir apporter des éléments nouveaux, que nous avons décidé d'en faire autant et d'étudier de fond en comble les archives sédimentaires des Îles-de-la-Madeleine. Pour ma part, c'est en 2009 que l'aventure a débuté avec un projet de maîtrise en géographie à l'Université du Québec à Rimouski (UQAR). M'introduisant dans l'univers complexe de la stratigraphie du Quaternaire, mes travaux se sont alors limités à l'île du Havre-Aubert et à l'étude du fameux Drift des Demoiselles, unité identifiée par Vic Prest dans les années 70 et étant demeurée au cœur de la controverse. C'est avec une soif inassouvie d'en apprendre davantage et de m'enfoncer plus profondément dans le débat que j'ai décidé d'entreprendre en 2012 un projet de doctorat afin de poursuivre sur le sujet en introduisant, en plus de l'histoire glaciaire, l'histoire des variations du niveau marin aux Îles-de-la-Madeleine. C'est bien humblement, mais fièrement, que je présente aujourd'hui les résultats de ce projet de thèse, qui j'en suis convaincue, apportent des précisions sur l'histoire glaciaire de l'archipel et sauront donner un tout nouveau sens à la polémique née il y a déjà plus d'un siècle.

S'attaquer à un projet de doctorat en Quaternaire est nécessairement lié à la présence d'une équipe de recherche passionnée et motivée. C'est ainsi que je tiens à remercier tout d'abord mon directeur de thèse, **Guillaume St-Onge**, pour avoir décidé de prendre part à l'aventure et de superviser avec grande disponibilité mes travaux pendant ces trois (presque quatre) dernières années. Guillaume est un chercheur enflammé dont l'optimisme irrévocable et le sens inouï de l'organisation sont une grande source d'inspiration. Je tiens également à remercier mon co-directeur **Pascal Bernatchez** dont le soutien incessant a fait progresser le projet jusqu'à la toute fin. En plus d'être un chercheur ultra-passionné, Pascal est un acharné dont les nouvelles idées et la rigueur ont amené le projet toujours plus loin. Je remercie également mon mentor, mon 'père quaternaire', **Bernard Hétu**, qui a été mon directeur de maîtrise et qui est maintenant mon co-directeur de doctorat. Bernard a allumé l'étincelle de ma passion pour le Quaternaire en 2008 et m'a fait confiance depuis sur l'ensemble de nos travaux aux Îles-de-la-Madeleine. Bernard est une encyclopédie vivante. Sa grande connaissance de la littérature à la fois sur le Quaternaire de l'Est du Canada, mais également sur un large éventail de processus, a très certainement amené ce projet beaucoup plus loin.

L'intensité et la rigueur de ce projet de thèse m'a transportée jusqu'au Danemark où j'ai fait l'apprentissage d'une méthode de datation très spécialisée qui m'en a fait baver à plusieurs reprises. C'est pour cette raison que je tiens à remercier **Andrew Murray** et **Jan-Pieter Buylaert** qui m'ont offert le privilège de me superviser pendant les neuf mois que j'ai passé en sol danois, mais qui ont surtout persévéré sans relâche pour faire naître en moi une certaine forme de passion pour la luminescence. Je considère que sans eux, la portée de mon projet de thèse aurait été nettement inférieure et ont ainsi grandement contribué à son succès. Je me dois également de remercier toute l'équipe du *Nordic Laboratory for Luminescence Dating* au Danemark qui m'a accompagné dans toutes les étapes du stage.

Celui qui m'a accompagné quotidiennement sur le terrain c'est mon collègue et ami **Gabriel Ladouceur**. Photographe, pelleteur, foreur à ses heures et 'patenteux', Gab est tout simplement doué. Il a facilité le travail de terrain sous tous ses angles et est l'auteur de

l'ensemble des photos utilisées pour cette thèse. J'ai eu également droit à l'aide ponctuelle de **Tarik Toubal, Louis Cormier, Sylvain Leblanc, David Noël, Laurent Gosselin, Francis Bonnier-Roy** et **Robert Barnett**. À Rimouski, les techniciens **Jacques Labrie, Marie-Pier St-Onge, Elissa Barris** et **Quentin Beauvais** m'ont aidé tout au long de mon doctorat pour mes analyses en laboratoire. Un grand merci !

La progression d'un projet de thèse passe par de nombreuses discussions qui permettent de prendre du recul, remettre les choses en perspective, *etc.* Pour cette raison, je tiens à remercier **Michelle Garneau** de l'UQAM, **André Rochon** de l'ISMER-UQAR, **Andrée Bolduc** de la Commission géologique du Canada. Je remercie également **Maxime Boivin, François Turcotte** et **Pierre-Arnaud Desiège**, des amis et collègues qui m'ont offert leur soutien moral pendant les moments plus difficiles des dernières années.

Aux Îles, je suis tombée en amour non seulement avec le paysage et la richesse du territoire, mais également avec un Madelinot : **Vincent Leblanc** (à Jean-Louis à Albin à Guillaume). Grâce à lui, j'ai trouvé le fil conducteur qui m'a aidée à terminer mon projet de doctorat et à trouver ma place dans l'univers fou des dernières années. Il m'a « attrapée au vol » comme on s'amuse à dire ensemble. J'ai maintenant à cœur de mettre à profit les connaissances que j'ai acquises pour la communauté madelinienne ! **Mes parents**, de fiers *supporters* qui croient en moi, qui m'ont toujours donné la confiance nécessaire pour avancer. Ils m'ont écoutée à maintes reprises sur mes inquiétudes et m'ont posé les bonnes questions, m'ont rassurée. Merci !

En grande finale, je dois remercier le **CRSNG, le consortium sur les changements climatiques Ouranos et le FRQNT** pour avoir amélioré de beaucoup ma qualité de vie en finançant mon projet de doctorat et mon stage au Danemark. Merci également au gouvernement du Québec via le Cadre de prévention des principaux risques naturels pour le financement des campagnes de terrain. Merci au **CERMIM**, à **Attention FragÎles** et la **Société de Conservation des Îles** pour le prêt d'un bureau extraordinaire pendant les derniers mois de rédaction de ma thèse aux Îles !

RÉSUMÉ

L'augmentation du niveau marin mondial affiche une variabilité spatio-temporelle très complexe reflétant le vaste éventail des forçages géophysiques qui se manifestent sur la Terre. Dans les Provinces maritimes de l'Est du Canada, les effets de la hausse du niveau marin mondial sont exacerbés par l'enfoncement de la croûte terrestre qui persiste depuis des millénaires, conséquence de la dernière glaciation. Les Îles-de-la-Madeleine (IDL), situées au cœur du golfe du Saint-Laurent, sont susceptibles d'avoir enregistré à la fois l'histoire glaciaire et les variations du niveau marin relatif (NMR) qui y sont inhérentes. L'objectif de cette thèse est de reconstituer l'histoire glaciaire et les variations du NMR aux IDL. Pour répondre à cet objectif, une étude approfondie des coupes stratigraphiques des IDL a été effectuée. Une quantité importante d'échantillons a été récoltée pour des analyses sédimentologiques ainsi que pour le développement d'un cadre chronologique par la méthode de la luminescence. Des carottages ont également été effectués afin d'obtenir des sédiments sous le niveau marin actuel. Afin de compléter le cadre chronologique, une quinzaine de datations au radiocarbone ont été obtenues.

Dans le Chapitre 1, les nouvelles données ont conduit à la réalisation du premier objectif spécifique de cette thèse qui est de compléter l'histoire glaciaire des IDL par l'obtention d'une chronologie la plus précise et exacte que possible. Une cinquantaine de nouvelles dates dressent le cadre chronologique du Dernier Maximum Glaciaire (DMG) à l'Holocène inférieur (~10 ka). Les résultats révèlent que l'archipel madelinot a été englacé par deux calottes glaciaires différentes, soit par la calotte de Terre-Neuve pour la partie nord et la calotte Escuminac pour les îles méridionales. Plusieurs âges entre ~23 et 17 ka provenant de dépôts périglaciaires et côtiers situés sur les îles sud et centrales indiquent que cette partie de l'archipel a été déglacée immédiatement après le DMG et a été affectée par des conditions périglaciaires ainsi qu'un haut NMR. Autour de 15 ka, l'archipel madelinot en entier aurait été déglacé et partiellement submergé jusqu'à ~10 ka. Finalement, des âges minimums de >170 ka ont été obtenus sur un dépôt marin associé à une phase de retrait de l'Inlandsis laurentidien. Bien que ces âges constituent une limite minimale, il s'agit de la seule trace du passage de l'Inlandsis sur l'archipel.

Dans le Chapitre 2, une courbe des variations du NMR des IDL est proposée à partir de l'ensemble des données disponibles. D'abord, des données provenant de 4 nouveaux sites ainsi que de 2 sites de carottages sont présentées. Les résultats montrent que pour la période du DMG à l'Holocène inférieur (~10 ka), la courbe correspond au scénario en forme de J (ou de type B) présenté dans la littérature. Les variations du NMR pendant cette période sont le résultat du rebond postglaciaire et de la migration du bourrelet périphérique. Une courbe de l'enfoncement glacio-isostatique affichant quelques nuances

locales a également été proposée dans ce chapitre pour cette période. Pour l'Holocène tardif, les données contraignent la courbe entre deux types d'indicateurs, soit marins et terrestres, et révèlent que le NMR a augmenté d'au moins 3 m depuis les deux derniers millénaires. Finalement, 2 sites exposant des âges provenant du MIS 5 et de l'intervalle MIS 4 – MIS 3 montrent que l'ajustement glacio-isostatique à la suite du DMG s'est également produit pendant l'interglaciaire du MIS 5 et l'interstade du MIS 3. Finalement, les différences entre les modèles récents de l'ajustement glacio-isostatique et les mouvements verticaux de la croûte terrestre mesurés pour les Provinces maritimes de l'Est du Canada sont discutées.

Dans le Chapitre 3, 19 crêtes de plages soulevées provenant de 4 sites différents sur l'archipel ont été examinées afin de répondre au troisième objectif spécifique de cette thèse qui est d'établir une chronologie pour les systèmes de plages soulevées aux IDLM et d'interpréter leur contexte de mise en place en lien avec les variations du NMR. Vingt-deux datations par luminescence, dont 2 provenant d'une carotte de 9 m, ont été acquises afin de fournir le premier cadre chronologique pour ce type de structures aux IDLM. Les âges suggèrent que les crêtes de plage se sont formées entre 2.6 ± 0.2 et 0.40 ± 0.10 ka, i.e. pendant une période de hausse documentée du NMR. Cette hausse a provoqué l'érosion des falaises côtières de l'archipel, formées pour la plupart de grès rouge carbonifère. Cet apport significatif de sédiments à la dérive littorale ainsi qu'aux plages a permis la progradation de systèmes de plages soulevées malgré la hausse du NMR.

La contribution majeure de cette thèse est l'établissement d'une toute nouvelle base de données, notamment sédimentologiques et chronologiques, permettant pour la première fois de fournir des hypothèses cohérentes sur l'histoire glaciaire des IDLM et sur les variations du NMR qui en découlent. L'archipel fournit maintenant des données et indices essentiels pour la modélisation des mouvements glaciaires et du NMR pour l'ensemble de l'Est du Canada, mais également pour des régions analogues ailleurs dans le monde.

Mots clés : Îles-de-la-Madeleine, Dernier Maximum Glaciaire, Holocène, intervalle MIS 4 – MIS 3, luminescence, Complexe glaciaire appalachien, niveau marin relatif, enfouissement glacio-isostatique, plages soulevées.

ABSTRACT

Global sea-level rise displays a complex spatial and temporal variability reflecting the wide spectrum of geophysical forcings affecting the Earth. In the Maritime Provinces of eastern Canada, the effects of the global sea-level rise are exacerbated by subsidence that followed deglaciation. The Magdalen Islands, located in the center of the Gulf of St. Lawrence, are likely to have recorded either the glacial history and the inherent relative sea-level (RSL) changes. The aim of this thesis is to reconstruct the glacial history and the RSL variations on the Magdalen Islands. To meet this objective, a thorough study of many outcrops on the Magdalen Islands was conducted. A significant amount of samples were collected for sedimentological analyses and for the development of a chronological framework by the method of luminescence. Vibrocoring was also carried out to collect sediment under the current sea-level. To complete the chronological framework, 15 radiocarbon ages were also obtained.

In Chapter 1, the new data have led to the realisation of the first specific objective of this thesis, i.e. to complete the glacial history of the Magdalen Islands by obtaining the most precise and accurate chronology as possible. Around 50 new ages provide a chronological framework from the Late Glacial Maximum (LGM) to the early Holocene (~10 ka). Results reveal that the archipelago was glaciated by two different icecaps, i.e. by the Newfoundland icecap on the northern islands and by the Escuminac icecap on the southern islands. Many ages between ~23 and 17 ka acquired from cryopediment and coastal deposits on the southern and central islands indicate that this part of the archipelago was deglaciated shortly after the LGM and was affected by a high RSL and periglacial processes. Around 15 ka, the entire archipelago was deglaciated and partially submerged until ~10 ka. Finally, minimum ages of >170 ka were acquired from a marine deposit associated to a retreat phase of the Laurentide Ice Sheet (LIS). Although these ages provide only a minimum limit, this is the only trace of the passage of the LIS on the archipelago.

In Chapter 2, a RSL curve is suggested for the Magdalen Islands from all the available data. Firstly, new data from 4 new sites and 2 coring sites are presented. Results show that for the LGM to the early Holocene (~10 ka), the curve corresponds to the J-shaped curve scenario (or type B) recognized in the literature. The RSL changes during this period are the result of the glacio-isostatic rebound and the migration of the peripheral forebulge. A glacio-isostatic depression curve displaying a few local differences is also proposed in this chapter. For the late Holocene, the data constrain the curve between two types of indicators, i.e. marine and terrestrial, and reveal that the RSL rose of at least 3 m during the last two millennia. Finally, two sites exposing sediment dated to the MIS 5 and the interval between MIS 4 and 3 indicate that the glacio-isostatic adjustment following the LGM also occurred for the MIS 5 interglacial and the MIS 3 interstadial. Finally, discrepancies between recent

GIA models and measured vertical land motion in the Maritime Provinces of eastern Canada are discussed.

In Chapter 3, 19 beach ridges from 4 different sites throughout the archipelago were investigated in order to meet the third specific objective of this thesis, i.e. to establish an absolute chronology for the beach ridge systems on the Magdalen Island and to interpret the depositional context relatively to the RSL variations. Twenty-two luminescence ages, including 2 from a 9-m long core collected below sea level, were acquired to provide the first chronological framework for these structures on the Magdalen Islands. The luminescence ages indicate that the ridges were built between 2.6 ± 0.2 ka and 0.40 ± 0.10 ka, i.e. during a documented period of RSL rise. This rise eroded adjacent sandstone cliffs around the archipelago. This significant sediment supply to the littoral drift and beaches allowed the progradation of beach ridge systems in spite of the RSL rise.

The major contribution of this thesis is the establishment of a new dataset, including sedimentological and chronological data, allowing for the first time consistent hypotheses on the glacial history of the Magdalen Islands and the inherent RSL variations. The archipelago now provides essential data and clues to the glacial and modelling effort in eastern Canada, and also in other analogous regions elsewhere in the world.

Keywords: Magdalen Islands, Last Glacial Maximum, Holocene, MIS 4 – MIS 3 interval, luminescence, Appalachian Glacier Complex, relative sea-level, glacio-isostatic depression, beach ridges.

TABLE DES MATIÈRES

AVANT-PROPOS	ix
RÉSUMÉ	xiii
ABSTRACT.....	xv
TABLE DES MATIÈRES	xvii
LISTE DES TABLEAUX	xxiii
LISTE DES FIGURES	xxvii
LISTE DES ABRÉVIATIONS	xxxvii
INTRODUCTION GÉNÉRALE	1
Introduction à la problématique	1
LA HAUSSE DU NIVEAU MARIN EUSTATIQUE	1
LE NIVEAU MARIN RELATIF.....	3
LE NIVEAU MARIN RELATIF DANS LE CANADA ATLANTIQUE.....	5
Plate-forme continentale – Île de Sable et Grands Bancs de Terre-Neuve	9
Côte nord-est des États-Unis.....	9
Terre-Neuve	9
Nouveau-Brunswick.....	10
Île-du-Prince-Édouard.....	12
Nouvelle-Écosse.....	12
Québec maritime	13
LES ÎLES-DE-LA-MADELEINE (IDL).....	15
Histoire glaciaire complexe.....	15
Variations du niveau marin relatif	17

Au cœur de la problématique.....	18
Objectifs de recherche	19
OBJECTIF 1 – HISTOIRE GLACIAIRE	20
OBJECTIF 2 – VARIATIONS DU NIVEAU MARIN RELATIF À LONG TERME.....	20
OBJECTIF 3 – FORMATION DES SYSTÈMES DE PLAGES SOULEVÉES	21
Méthodologie	22
RELEVÉS STRATIGRAPHIQUES	22
LES MÉTHODES DE DATATION	24
Le radiocarbone	24
La luminescence	25
Organisation de la thèse	32
Autres réalisations	33
AUTRE ARTICLE PUBLIÉ	34
COMMUNICATIONS.....	34
OUVRAGES COLLECTIFS	35
Chapitre 1	37
Chronologie et stratigraphie des Îles-de-la-Madeleine de la dernière glaciation au début de l’Holocène : nouvelles données sur l’histoire glaciaire et les variations du niveau marin relatif dans l’Est du Canada.....	37
1.1 RÉSUMÉ EN FRANÇAIS DU PREMIER ARTICLE.....	37
1.2 CHRONOLOGY AND STRATIGRAPHY OF THE MAGDALEN ISLANDS ARCHIPELAGO FROM THE LAST GLACIATION TO THE EARLY HOLOCENE: NEW INSIGHTS INTO THE GLACIAL AND SEA-LEVEL HISTORY OF EASTERN CANADA	39
1.3 INTRODUCTION.....	40
1.4 GEOLOGICAL AND GEOMORPHOLOGICAL SETTINGS.....	43
1.5 METHODS.....	43

1.5.1 Sites	43
1.5.2 Sedimentological analyses	44
1.5.3 Radiocarbon dating	44
1.5.4 Optically stimulated luminescence (OSL) dating	46
1.6 RESULTS AND INTERPRETATIONS	57
1.6.1 Pointe-aux-Loups (PAL) north and south	57
1.6.2 Sandcove – Seacow	61
1.6.3 Old-Harry	63
1.6.4 Bassin-aux-Huîtres (BAH)-West	65
1.6.5 Supplementary outcrops on the northern archipelago	66
1.6.6 Havre-Aubert and Cap-aux-Meules Islands	69
1.7 DISCUSSION	74
1.7.1 Glacial movements during the Last Glacial Maximum (LGM)	74
1.7.2 Post-LGM sea-level variations	77
1.7.3 Implications for the glacial history of eastern Canada	81
1.8 CONCLUSIONS	84
1.9 SUPPLEMENTARY INFORMATION ABOUT FELDSPAR	85
1.9.1 Instrumentation and measurement protocols	85
1.9.2 Dosimetry	85
1.9.3 Completeness of bleaching using differential bleaching of quartz and K- feldspars	85
1.10 ACKNOWLEDGEMENTS	90
1.11 REFERENCES	90
Chapitre 2	97
Variations du niveau marin relatif et ajustement glacio-isostatique aux Îles-de- la-Madeleine (Canada atlantique) du MIS 5 à l’Holocène tardif	97
2.1 RÉSUMÉ EN FRANÇAIS DU DEUXIÈME ARTICLE	97

2.2 RELATIVE SEA-LEVEL CHANGES AND GLACIO-ISOSTATIC ADJUSTMENT ON THE MAGDALEN ISLANDS ARCHIPELAGO (ATLANTIC CANADA) FROM MIS 5 TO THE LATE HOLOCENE.....	99
2.3 INTRODUCTION.....	100
2.4 BACKGROUND.....	104
2.4.1 Geological and geomorphological settings.....	104
2.4.2 Glacial and relative sea-level (RSL) history.....	105
2.5 METHODOLOGY.....	106
2.5.1 Sites.....	106
2.5.2 Sedimentological analyses.....	106
2.5.3 Radiocarbon dating.....	107
2.6 QUARTZ OSL AND FELDSPAR (POST-IR) IRSL DATING.....	108
2.6.1 Sampling, sample preparation and instrumentation.....	108
2.6.2 Radionuclide analysis and dosimetry.....	109
2.6.3 Age control.....	110
2.6.4 Luminescence characteristics and reliability of the ages.....	111
2.6.5 Reliability of the luminescence ages.....	115
2.7 RESULTS.....	116
2.7.1 Stratigraphic sequences.....	116
2.7.2 Relative sea-level (RSL) curves.....	122
2.8 DISCUSSION.....	124
2.8.1 Last Glacial Maximum and subsequent RSL variations.....	124
2.8.2 Holocene relative sea-level (RSL).....	130
2.8.3 New insights for the MIS 4 – MIS 3 interval.....	131
2.8.4 Data from the MIS 5.....	133
2.8.5 Implications for ice sheet modelling.....	134
2.9 CONCLUSIONS.....	136
2.10 ACKNOWLEDGEMENTS.....	137
2.11 REFERENCES.....	137

Chapitre 3.....	145
Datation par luminescence stimulée optiquement des quartz provenant de crêtes de plages soulevées aux îles-de-la-Madeleine (Quebec, Canada).....	145
3.1 RÉSUMÉ EN FRANÇAIS DU PREMIER ARTICLE	145
3.2 QUARTZ OSL DATING OF LATE HOLOCENE BEACH RIDGES FROM THE MAGDALEN ISLANDS (QUEBEC, CANADA)	147
3.3 INTRODUCTION	147
3.4 SAMPLES, METHODOLOGY AND LUMINESCENCE CHARACTERISTICS.....	150
3.5 RESULTS	153
3.5.1 Dosimetry.....	153
3.5.2 Reliability of OSL dates.....	155
3.5.3 Chronology of the beach ridge systems	156
3.6 DISCUSSION	157
3.7 CONCLUSIONS.....	158
3.8 ACKNOWLEDGEMENTS	158
3.9 REFERENCES.....	158
Conclusions générales.....	163
HISTOIRE GLACIAIRE	165
VARIATIONS DU NIVEAU MARIN RELATIF À LONG TERME	173
Implications pour les modèles numériques	181
SYSTÈMES DE CRÊTES DE PLAGES SOULEVÉES	183
Annexe I – Localisation des sites.....	187
Annexe II – Liste des datations	192
Références bibliographiques.....	196

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1. Sites des Provinces maritimes de l'Est du Canada et du golfe du Maine (États-Unis) illustrant les différents scénarios de variations du NMR. Limites marines approximatives (scénarios de type A ou B). Dans le cas du scénario de type B, date approximative du passage du NMR sous le niveau actuel, profondeur atteinte par le bas NMR et date approximative. É.-U. = États-Unis; TN = Terre-Neuve; NB = Nouveau-Brunswick; IPE = Île-du-Prince-Édouard; NE = Nouvelle-Écosse; QC = Québec.	8
Table 2. Clast fabric data from this study. S = eigenvalues; K = shape parameter; C = strength parameter.....	44
Table 3. Particle size data from this study.....	45
Table 4. Sample location, elevation, depth, equivalent doses (D_e) and resulting quartz OSL ages. The index number column refers to Fig. 23. The equivalent dose tabulated is the average of 'n' estimates (total of 798 accepted estimates out of 802 measured aliquots). Samples in italic were saturated. The minimum dose is based on $2xD_0$. The reliability of the quartz OSL ages is discussed in the <i>Reliability of the OSL ages</i> section.	47
Tableau 5. Radionuclide concentrations, water content and total dose rates of all the samples. Nat = observed water content; Sat = laboratory measured saturation water content. Derivation of life time average water content is discussed in Radionuclide analysis and dosimetry section. Note that OSL06 and OSL16 were presented in Rémillard <i>et al.</i> (2015a), and OSL87 was discussed in Rémillard <i>et al.</i> (2015b). Numbers in italics is the mean of the other 25 samples.....	49
Table 6. List of radiocarbon ages discussed in this paper.	51
Table 7. Sample equivalent doses (D_e) and resulting IRSL ages. The equivalent dose tabulated is the average of 'n' estimates.....	89
Table 8. Particle size data from this study.....	107

Table 9. List of radiocarbon ages discussed in this paper.....	108
Table 10. Radionuclide concentrations, water content and total dose rates of all the samples. Nat = observed water content; Sat = laboratory measured saturation water content. Derivation of life time average water content is discussed in the <i>Radionuclide analysis and dosimetry</i> section.	110
Table 11. Sample location, elevation, depth, equivalent doses (D_e) and resulting quartz OSL ages. The equivalent dose tabulated is the average of ‘ <i>n</i> ’ estimates (202 accepted estimates out of 203 measured aliquots).	115
Table 12. Sample equivalent doses (D_e) and resulting IRSL ages. The equivalent dose tabulated is the average of ‘ <i>n</i> ’ estimates.	116
Table 13. List of the indicators dated with OSL used for the RSL curve reconstruction. Site and island on which it is exposed, sample ID, type of indicator, location, elevation and age of each indicator. The related global sea-level is estimated from the study of Stanford <i>et al.</i> (2011) for the LGM and post-LGM points, and from Caputo (2007) for the MIS 4/MIS 3 ages. The minimum crustal depression is derived from the age and the related global sea-level estimated.....	124
Table 14. Sample location, elevation, depth, equivalent doses (D_e) and resulting luminescence ages. The equivalent dose tabulated is the average of ‘ <i>n</i> ’ estimates (536 accepted estimates out of 562 measured aliquots). HAB = Havre-aux-Basques; PTE = Pointe-de-l’Est.....	154
Table 15. Radionuclide concentrations, water content and total dose rates of all the samples. HAB = Havre-aux-Basques; PTE = Pointe-de-l’Est; Nat = observed water content; Sat = laboratory measured saturation water content. Derivation of life time average water content is discussed in the text.....	154
Table 16. Liste des coupes stratigraphiques étudiées dans le cadre de ce projet de doctorat, principaux échantillons récoltés et type(s) de dépôt. HA = Havre-Aubert; CAM = Cap-aux-Meules; HAM = Havre-aux-Maisons; PAL = Pointe-aux-Loups; GI = Grosse-Île; GE = Grande-Entrée; IE = Île d’Entrée. Les X en minuscule italique signifient que les données existent mais ne sont pas présentées dans le cadre de ce projet de thèse; ils font référence à l’étude de Rémillard (2011) ou de Rémillard <i>et al.</i> (2015, Boreas).	190

Tableau 17. Liste des sites de carottage étudiés dans le cadre de ce projet de doctorat, principaux échantillons récoltés et type(s) de dépôt. HA = Havre-Aubert; CAM = Cap-aux-Meules; HAM = Havre-aux-Maisons; GE = Grande-Entrée. 191

Tableau 18. Liste des datations obtenues par le radiocarbone dans le cadre de ce projet de thèse. Site, identifiant laboratoire, altitude à laquelle l'échantillon a été récolté, âge non calibré, âge calibré et type de matériel utilisé. 193

Tableau 19. Liste des datations obtenues par la luminescence stimulée optiquement (quartz) dans le cadre de ce projet de thèse. Identifiant de l'échantillon, site, altitude et profondeur auxquels l'échantillon a été récolté, activités des radionucléides, dose annuelle sèche, teneurs en eau (Nat. = naturelle; Sat. = saturée; Moy. = teneur en eau moyenne depuis que l'échantillon a été privé de lumière pour la dernière fois), dose annuelle totale, dose équivalente, nombre d'aliquotes mesurés et âge de l'échantillon. AC = Anse à la Cabane; HAB = Havre-aux-Basques. 193

Tableau 20. Liste des datations obtenues par la luminescence stimulée par infrarouge (feldspaths) dans le cadre de ce projet de thèse. Site et identifiant de l'échantillon, dose équivalente, nombre d'aliquotes mesurés et âge de l'échantillon. 195

LISTE DES FIGURES

- Figure 1. A. Diagramme schématique représentant l'enfoncement glacio-isostatique de la croûte terrestre et la formation du bourrelet périphérique en marge du glacier. B. Diagramme schématique représentant l'ajustement glacio-isostatique correspondant au rebond postglaciaire de la croûte terrestre et à la migration possible du bourrelet périphérique (modifié de Oakley & Boothroyd 2012).....4
- Figure 2. A. Les quatre scénarios (A, B, C et D) représentant l'histoire des variations du NMR pour le Canada atlantique et la côte nord-est des États-Unis, de 18 kyr BP (~21,7 ka cal BP) à nos jours. B. Représentation schématique de la position du bourrelet périphérique à 18 kyr BP et de nos jours. La flèche indique le sens de la migration du bourrelet et les points expriment la position des différents scénarios et ainsi son influence sur les variations du NMR. C. Délimitation hypothétique des différents scénarios (modifié de Quinlan & Beaumont 1981).....6
- Figure 3. Localisation approximative des principales villes ou régions abordées dans la section *Le niveau marin relatif dans le Canada atlantique*. 1 Grands Bancs de Terre-Neuve; 2 Île de Sable; 3 Boston; 4 baie de Fundy; 5 Halifax; 6 Chezzetcook Inlet; 7 Bras d'Or; 8 détroit de Northumberland; 9 Île-du-Prince-Édouard ouest; 10 Île-du-Prince-Édouard est; 11 baie Saint-George; 12 détroit d'Hamilton; 13 péninsule nord; 14 Basse-Côte-Nord; 15 île d'Anticosti; 16 Sept-Îles; 17 Baie-Comeau; 18 Tadoussac; 19 La Malbaie; 20 Baie St-Paul; 21 Québec-Lévis; 22 Rimouski; 23 Matane; 24 Mont St-Pierre; 25 Gaspé ; 26 baie des Chaleurs; 27 Îles-de-la-Madeleine (IDL M) (fond de carte de Shaw *et al.* 2002).7
- Figure 4. Étapes de la déglaciation de l'Est du Canada de ~15,8 ka cal BP à 6,8 ka cal BP modifié de Shaw *et al.* (2002). À noter : les régions des Grands Bancs de Terre-Neuve et de l'Île de Sable sont en continuelle transgression (type D); la constante émergence des terres au niveau de la Basse-Côte-Nord et de la péninsule nord de Terre-Neuve (type A); la fermeture du détroit de Northumberland vers 11,5 ka cal BP et la réouverture vers 6,8 ka cal BP; un haut NMR aux IDLM vers 14 ka cal BP, un bas NMR de 12,9 ka cal BP à 10,2 ka cal BP et une transgression marine à partir de 6,8 ka cal BP.11

Figure 5. Exemples de relevés stratigraphiques effectués lors des campagnes de terrain dans le cadre du projet de recherche. A. Site de Pointe-aux-Loups, une des plus imposantes coupe stratigraphique utilisée pour le projet. En guise d'échelle, l'auteur de la thèse se tient debout dans la coupe au bout de la flèche. B. Site de Fatima, coupe stratigraphique plus modeste. C. Site des Sillons, trou d'environ 1 m³ creusé pour la collecte de sédiments lorsqu'un affleurement n'était pas disponible. D. Exemple d'échantillonnage à l'aide du carottier WINK. 23

Figure 6. A. Site BAH-est, échantillonnage de sédiments pour la luminescence à l'aide d'un tuyau en PVC noir complètement opaque pour éviter que les sédiments soient en contact avec la lumière du jour. B. Analyses en laboratoire au Danemark sous lumière orange, la lumière blanche y étant interdite. 27

Figure 7. Courbe de croissance individuelle (*dose response curve*) du protocole SAR mesurant cinq cycles. Le premier cycle (L_n) et sa réponse au *test dose* (T_n), c.-à-d. le signal OSL naturel de l'échantillon incluant la sensibilité; les cycles L_1/T_1 , L_2/T_2 , L_3/T_3 , L_4/T_4 et L_5/T_5 , correspondent à des doses régénérées de 19, 38, 56, 0 (*recuperation*, triangle blanc) et 19 Gy, le dernier répétant un cycle déjà effectué afin de déterminer le *recycling ratio* (cercle blanc). Dans le cas présent, la dose équivalente (D_e) de l'échantillon est de 19,5 Gy. 29

Figure 8. Graphique illustrant à gauche, une remise à zéro complète et au centre, une remise à zéro partielle. Lors de l'enfouissement du matériel à dater, l'énergie emmagasinée n'a pas été libérée des grains et un signal résiduel est ainsi compté lors de mesures en laboratoire. Comme la quantité d'énergie peut être variable d'un grain à l'autre selon leur histoire respective, il en résulte d'une vaste distribution des signaux « naturels » potentiels (Modifié de Strebler & Hartung 2014; uni-koeln.de/). 31

Figure 9. Location of the Magdalen Islands in eastern Canada and the Gulf of St. Lawrence. Sample sites are shown as black pushpins. 41

Figure 10. Comparison of luminescence ages with radiocarbon ages for age control. A. The AC-Lighthouse site; OSL12 is compared with a new calibrated AMS ¹⁴C age obtained on plant fragments. B. OSL03 and OSL04 are compared with already published radiocarbon ages in Rémillard *et al.* (2013). 51

Figure 11. A. Quartz OSL SAR growth curve from OSL08 (site AC-Lighthouse). Sensitivity-corrected regenerated signals are shown as filled circles, the unfilled circle represents a repeat point (recycling) and the open triangle the response to zero

dose (recuperation). The sensitivity corrected natural OSL signal is interpolated onto the growth curve to give the equivalent dose, D_e (in this case, 76.5 Gy). Inset shows a typical natural OSL decay from the same sample together with a decay curve of an aliquot of calibration quartz (dashed); a background signal from the end of the stimulation curve was subtracted before normalisation. B. Preheat plateau test carried out on sample OSL03; each point represents the average of 3 aliquots. The dashed line represents the average D_e over the temperature range 160-200 °C. C. Dose recovery plateau test carried out on samples OSL03; each point represents the average of 6 aliquots. The dashed line represents a dose recovery ratio of unity. D. Summary of dose recovery data for all aliquots ($n = 150$) of 25 samples measured with preheat of 200 °C for 10s and cut-heat of 160 °C. Inset shows the measured doses plotted against the given doses.52

Figure 12. Quartz OSL, feldspar IR_{50} and $pIRIR_{150}$ bleaching curves for a sample collected in a former sandy beach. Sensitivity-corrected natural luminescence is plotted as a function of Sol2 bleaching time. The data are normalised to the natural luminescence of unexposed aliquots. Bleaching curves have been fitted using a sum of decaying exponential functions.55

Figure 13. A) $pIRIR_{150}$ ages plotted against IR_{50} ages. The dashed line is of unit slope. Filled symbols show those samples identified as probably well bleached. B) $pIRIR_{150}$ ages plotted against quartz ages. The solid line of unit slope is plotted through an intercept of ~ 3 ka on the $pIRIR_{150}$ axis. Filled symbols show those samples for which we are confident that the quartz OSL is well bleached (Table 4). C) IR_{50} ages plotted against quartz ages. The dashed line is of unit slope. Filled symbols show those samples for which the quartz OSL signals are probably well bleached (Table 4). Legend in A) applies to all figures.56

Figure 14. Representative pictures of the PAL-north site. U1 = proximal fluvio-glacial deposit with a lithology from the Anticosti Island and Quebec's North Shore; U2 = stratified marine deposit of moderate energy; U3 = till with Appalachian lithology; U4 = stratified subtidal sand. Star corresponds to OSL sample locations. Numbered symbols (e.g. PS01) are particle size samples. A. Overall picture of the PAL-north site. As scale, a person of 155 cm height stands in the outcrop. B. Close-up of U1; imbricated well-rounded pebbles and boulders, alternating with sand and gravel, reflecting abrupt energy changes. C. Gradual transition between U1 and U2 and presence of dropstones within U2. D. Close-up of U2; stratified deposit composed of centimetric sandy beds alternating with millimetric silty beds and presence of dropstones. E. Close-up of U3 where it appears as a till; compact and poorly-sorted

diamict comprising striated and contoured-shape pebbles. Inset shows the clast fabric measured in U3. F. Close-up of U4; stratified unit composed of well-sorted and well-rounded red and white sand. As scale, the diameter of the black cylinder is 5 cm. Note: OSL96 has been collected at the base of U4 (not shown on the picture). 58

Figure 15. Representative pictures of the PAL-south site; a till with Appalachian lithology overlies the folded sandstone bedrock. A. Location of the outcrop on the coastal cliff. The total width of the picture is approximately 50 m. B. Outcrop facing the southeast. C. Outcrop facing the northwest. Inset shows the clast fabric measured in the till. 59

Figure 16. Representative pictures of the Sandcove – Seacow site. U1 = slightly stratified marine deposit; U2 = stone line of erratic lithology; U3 = stratified subtidal sand. Star corresponds to OSL sample location. Numbered symbols (e.g. PS14) are particle size samples. A, B and C has a width of ~100 m each. A. The Sandcove site. B. Section between the Sandcove and the Seacow sites. C. The Seacow site. D. Close-up of U1. E. Close-up of U2. F. Close-up of U3. 62

Figure 17. Representative pictures of the Old-Harry site. U1 = slightly stratified and deformed marine deposit; U2 = till. U2a = till composed of well-rounded erratic pebbles and boulders; U2b = stratified sandy lens within U2 composed of gravel pockets/beds and boudins of whitish sand; U2c = till composed of well-rounded erratic pebbles and boulders. Star corresponds to OSL sample locations. Numbered symbols (e.g. PS18) are particle size samples. A. Overall picture of the Old-Harry site. B. Close-up of U1 illustrating boudins of whitish sand and deformations. C. Close-up of U2b. The coin is ~3 cm diameter. D. Clast fabrics measured in U2. 64

Figure 18. Representative pictures of the BAH-west site; a till with Appalachian lithology overlies the folded sandstone bedrock. A. Overall picture of the BAH-west site. B. Close-up of a section displaying folded structures of the bedrock under the till. Inset shows clast fabric measured in the diamict. C. Close-up of a section indicating folded and faulted structures. D. and E. Close-up of folded structures (as scale, in D, a car key of ~8 cm and in E, a coin of ~2 cm diameter). 66

Figure 19. Representative pictures of the supplementary outcrops on the northern archipelago. Star corresponds to OSL sample locations. Numbered symbols (e.g. PS38) are particle size samples. A. The Bluff-east site. U1 = slightly stratified marine sand; U2 = till or stone line composed of erratic well-rounded pebbles and boulders; U3 = stratified subtidal sand. As scale, the orange cap is ~5 cm diameter. B. The

Airport site; stratified subtidal sand overlying the sandstone bedrock. The contact is marked by a stone line of far-travelled origin.....67

Figure 20. Representative pictures of the Grader, Arsène and SAQ sites; these sites present clast-supported and moderately-sorted compact diamict comprising exclusively angular pebbles of unstriated local basalts interpreted as cryopediments. Star corresponds to OSL sample locations. Numbered symbols (e.g. PS48) are particle size samples. The coin in B and D is ~3 cm diameter. A. The Grader site. Inset illustrates clast fabrics measured in the diamict. B. Close-up of the undulating contact between the sandstone bedrock and the diamict at the Grader site. C. The Arsène site. D. The SAQ site.69

Figure 21. Representative pictures of the southern archipelago; these sites present stratified very fine to silty red and white sand. Star corresponds to OSL sample location. Numbered symbols (e.g. PS42) are particle size samples. A. The Fatima site; this site exposes stratified fine sand with gravel beds. B. The AP-DEM site. C. The AP-CAM site.71

Figure 22. Representative picture of the Gros-Cap site. The sandstone bedrock is folded and overlaid by a thin and compact till and a coastal deposit composed of mostly local (basalt) sub-angular to sub-rounded gravel and pebbles in a poorly-sorted sandy matrix. Inset illustrates the clast fabric measured in the till.72

Figure 23. Preliminary post-LGM RSL variation curve based on the different OSL ages acquired on the subtidal unit throughout the Magdalen Islands ($\text{age} \pm 1\sigma$). Unfilled diamonds represent the ages from the southern archipelago (Havre-Aubert, Cap-aux-Meules, and Havre-aux-Maisons Islands). Filled circles correspond to the ages from the northern archipelago (Pointe-aux-Loups and Grande-Entrée Islands). Index numbers correspond with Table 4 in order to refer to the specific site, age and elevation of each point. The grey plus symbols represent the terrestrial peat dated to 10.7 cal. ka BP at modern level and to 10.8 cal. ka BP at -2.2 m by Dredge *et al.* (1992). The cross indicates a radiocarbon age of ~9.8 cal. ka BP acquired from a well-preserved piece of wood at a depth of 17 m. The dashed lines and the question marks outline that the drawn curve is arbitrary and preliminary based on current data.79

Figure 24. Schematic representation of the main interpretations discussed in this study. The underlying digital elevation model (m a.s.l.) is a shaded relief image of the Atlantic Canada DEM used by Shaw *et al.* (2002). Heavy blue dashed lines are major ice divides, thin blue lines are generalized flow lines, and white dashed lines are

approximate ice margins, all according to Shaw *et al.* (2006), but re-interpreted with the new data presented in this study. Legend and scale in D are valid for all. MI = Magdalen Islands. A. Maximum ice extent during the Last Glacial Maximum (LGM). Gray polygons with dashed outlines are major ice streams (IS) outlined by Margold *et al.* (2015). The northern archipelago is included in the global model despite there being no evidence of a glaciation by the Escuminac icecap on the northern islands (see Discussion). P.B. = Placentia Bay. B. Ice margins at ~20 cal. ka BP. The southern Magdalen Islands were deglaciated and affected by a high sea level and periglacial processes. The northern archipelago was glaciated by an ice flow from Newfoundland (St. George's Bay) that reached the islands while the Laurentian Channel ice stream (LCIS) was inactive (or "switched off") (see Discussion). C. Ice margins at ~15 cal. ka BP. The entire Magdalen Islands were partially submerged. D. Around 9-10 cal. ka BP, the relative sea level stood below the current level. Dark green dashed lines are land extent adapted from Shaw *et al.* (2002). 83

Figure 25. A) Thermal transfer test carried out on samples OSL78 (filled circles) and OSL90 (unfilled circles); post-IR equivalent dose is plotted against increasing preheat temperature for a set of aliquots that had first been bleached for 6 hours in a solar stimulator (Hönle Sol2) at a sample lamp distance of ~80 cm. B) SAR IR₅₀ growth curve from OSL63 (HAM site). Sensitivity-corrected regenerated points are shown as filled circles, the unfilled circle represents a repeat point (recycling) and open triangle the response to zero dose (recuperation). The sensitivity-corrected natural IRSL signal is interpolated onto the growth curve to give the equivalent dose, D_e (in this case, 38.2 Gy). Inset shows a typical natural IRSL decay curve measured at 50°C. C) SAR pIRIR₁₅₀ growth curve from OSL63 (HAM site). Symbols as in B), and in this case D_e=49.8 Gy. D) Dose recovery data from sample OSL78; filled circles represent IR₅₀ data and unfilled circles the pIRIR₁₅₀ data. Note that the pIRIR₁₅₀ data have been offset by 2 Gy on the given dose axis for presentation. 87

Figure 26. Schematic representation of the three major theoretical postglacial relative sea-level curves in formerly glaciated areas. 101

Figure 27. Location of the Magdalen Islands in eastern Canada and the Gulf of St. Lawrence. Sample sites are shown as black pushpins and coring sites as black asterisks. 103

Figure 28. Comparison of luminescence (OSL and pIRIR₂₉₀) ages with U/Th ages for age control. A. Location of the Bassin site; the sampling site is located at modern sea

level. B. Representative picture of the lagoonal deposit (luminescence ages) and the overlying woody peat (U/Th ages; Dredge *et al.* 1992). 111

Figure 29. A. Quartz OSL SAR growth curve from OSL53 (Cap Blanc site). Sensitivity-corrected regenerated signals are shown as filled circles, the unfilled circle represents a repeat point (recycling) and the open triangle the response to zero dose (recuperation). The sensitivity corrected natural OSL signal is interpolated onto the growth curve to give the equivalent dose, D_e (in this case, 47.6 Gy). Inset illustrates a typical natural OSL decay from the same sample together with a decay curve of an aliquot of calibration quartz (dashed); a background signal from the end of the stimulation curve was subtracted before normalisation. B. Preheat plateau test carried out on sample OSL53 and OSL55; each point represents the average of 3 aliquots. The dashed line represents the average D_e over the temperature range 160-200 °C. C. Summary of dose recovery data for all aliquots ($n = 54$) of 7 samples measured with preheat of 200 °C for 10s and cut-heat of 160 °C. Inset shows the measured doses plotted against the given doses. 112

Figure 30. A. SAR pIRIR₂₉₀ growth curve from OSL51 (Camping site). Sensitivity-corrected regenerated points are shown as filled circles, the unfilled circle represents a repeat point (recycling) and open triangle the response to zero dose (recuperation). The sensitivity-corrected natural IRSL signal is interpolated onto the growth curve to give the equivalent dose, D_e (in this case, 279 Gy). Inset reveals a typical natural IRSL decay curve measured at 290°C. B) Dose recovery data from sample OSL78; filled circles represent IR₅₀ data and unfilled circles the pIRIR₂₉₀ data. Note that the pIRIR₂₉₀ data have been offset by 10 Gy on the given dose axis for presentation. 114

Figure 31. Representative pictures of the Cap Blanc site. U1 = slightly stratified subtidal deposit. U2 = massive shallow water marine deposit. U3 = clast-supported and very poorly-sorted compact diamict comprising exclusively angular local basalts interpreted as cryopediment. U4 = stratified well-rounded and well-sorted medium to fine white littoral sand. U5 = cryopediment. Star corresponds to OSL sample locations. Numbered symbols (e.g. PS01) are particle size samples. A. Overall picture of the site. B. Close-up on U1. C. Close-up on the transition between U2 and U3. D. Close-up on the transition between U3 and U4. E. Close-up on U4 and the transition with U5. 117

Figure 32. Representative pictures of the Drift and Beach sites. Star corresponds to the position of the OSL sample. Numbered symbols (e.g. PS08) are particle size

samples. A. The Drift site: homogeneous, moderately compact and massive red sand interpreted as glaciomarine deposit. B. The Beach site: slightly sub-horizontally stratified shallow water marine deposit..... 119

Figure 33. Representative pictures of the Camping site. Star corresponds to the position of the OSL sample. Numbered symbols (e.g. PS14) are particle size samples. A. Location of the site on the coastal cliff. The dashed line outlines the crested-shape of the deposit that lies directly on the sandstone bedrock. B. Alternating fine to medium sand with gravelly beds of sub-angular local basalt; the unit is interpreted as littoral deposit..... 121

Figure 34. RSL variation curves based on the different OSL and radiocarbon ages acquired in this study or in the available literature on different indicators throughout the Magdalen Islands. The grey plus symbols represent the terrestrial peat dated to 10.7 cal. ka BP at modern level and to 10.8 cal. ka BP at -2.2 m by Dredge *et al.* (1992). The cross indicates a radiocarbon age of ~9.8 cal. ka BP acquired from a well-preserved piece of wood at a depth of 17 m. The dashed lines and the question marks outline that the drawn curve is arbitrary based on current data. A. Post-LGM to the late Holocene period. B. Partial curve for the transition between late MIS 4 to MIS 3 by the addition of the Cap Blanc site (Entry Island) and the ACE site (Havre-Aubert Island)..... 123

Figure 35. Glacio-isostatic depression curves for the southern (black circles), central (blue triangles) and northern archipelago (red circles). 127

Figure 36. A. Location of the Magdalen Islands in the Gulf of St. Lawrence and Eastern Canada. QC = Québec, NB = New Brunswick, PEI = Prince Edward Island, and NL = Newfoundland B. Location of the sampling sites on the Magdalen Islands. Arrows correspond to the direction of the main longshore drift. Figs. 36C to 36F correspond to LiDAR imagery where white stars represent sampling locations; legend in 1F is valid for all of them. C. HAB site. The black star represents sampling location of a recently deposited beach ridge (Plaisance site; OSL87). D. Les Sillons site. E. Grosse-Île site. F. PTE site..... 149

Figure 37. Examples of sample location and sampling. A. Les Sillons site (OSL40 and its backup). B. Grosse-Île site (OSL39 and its backup). C. Les Sillons site (OSL40, OSL41, and the coring site IDLM13-0707A and 0707E). D. PTE site (OSL37 and OSL38). The backup samples were not used. 150

Figure 38. A. SAR growth curve from sample OSL43 (Les Sillons site). Regenerated signals are shown as filled circle, opened circle represents recycling ratio and open triangle recuperation. Inset shows a typical natural OSL decay curve from the same sample together with a decay curve of an aliquot of calibration quartz (dashed); a background signal from the end of the stimulation curve has been subtracted before normalisation. The sensitivity corrected natural OSL signal is interpolated onto the growth curve to give the equivalent dose (in this case $D_e = 1.09$ Gy). B. Thermal transfer (sample OSL43); equivalent dose is plotted against increasing preheat temperature for a set of aliquots that had first been bleached by blue light at room temperature. C. Preheat plateau (sample OSL43); equivalent dose is plotted against eight different preheat temperature. Closed circles represent blue-light stimulation and open circles post-IR blue stimulation. The dashed line is guide showing the average 160-220°C. D. Summary of dose recovery data for the 22 samples measured with preheat of 200°C for 10s and cut-heat of 160°C (n=130). 152

Figure 39. Représentation schématique des principales interprétations discutées sur l'histoire glaciaire des IDLM. Le fond de carte correspond au modèle numérique d'élévation de Shaw *et al.* (2002). Les lignes bleues pointillées correspondent aux principales lignes de partage glaciaire, les lignes bleues pleines correspondent aux écoulements glaciaires et les lignes blanches pointillées sont les limites glaciaires approximatives, toutes adaptées de Shaw *et al.* (2006) à partir des données présentées dans cette étude. La légende en D est valide pour l'ensemble de la figure. A. Étendue glaciaire maximale pendant le DMG. Les polygones bleu-grisâtres correspondent aux courants de glace (CG) majeurs proposés par Margold *et al.* (2015). La partie nord des IDLM est incluse dans le modèle global même s'il n'y a pas d'évidence de glaciation par la calotte d'Escuminac pour cette région. P. B. = baie de Placentia. B. Limites glaciaires proposées pour ~20 ka cal BP. Le sud et le centre des IDLM étaient libres de glace et soumis à un haut NMR et des conditions périglaciaires. Le nord des IDLM était englacé par un lobe provenant de la calotte de Terre-Neuve (via la baie Saint-George) qui a atteint l'archipel alors que le courant de glace du chenal Laurentien (CGCL) était inactif. C. Limites glaciaires proposées pour ~15 ka cal BP. L'archipel en entier était partiellement submergé par un haut NMR. D. Autour de 9-10 ka cal BP, le NMR était sous l'actuel. Les lignes vertes pointillées représentent de manière approximative les limites de ce bas niveau marin adaptées de Shaw *et al.* (2002). 169

Figure 40. Courbes des variations du NMR basées sur les différents âges OSL et radiocarbones obtenus dans le cadre de cette thèse ainsi que sur la littérature existante

sur les différents indicateurs de variations du NMR aux IDLM. Les symboles « plus » en gris correspondent à la tourbe terrestre datée à 10,7 ka cal BP (0 m) et 10,8 ka cal BP (-2,2 m) par Dredge *et al.* (1992). Le symbole en croix correspond à la date de ~9,8 ka cal BP obtenue à 17 m de profondeur par Mines Seleine. Les lignes noires pointillées et les points d'interrogation soulignent que les courbes sont dessinées arbitrairement selon les données disponibles à ce jour. A. Courbes correspondant à la période allant du DMG à l'Holocène tardif. B. Courbe partielle pour la transition entre le MIS 4 et le MIS 3 par l'ajout des sites de Cap-Blanc (Île d'Entrée) et d'ACE (Île du Havre-Aubert)..... 174

Figure 41. Localisation de l'ensemble des coupes stratigraphiques et sites de carottage étudiés dans le cadre de cette étude. A) Vision d'ensemble de l'archipel madelinot. B) Gros plan sur l'Île de la Grande Entrée. C) Gros plan sur l'Île du Havre-aux-Maisons et des Sillons. D) Gros plan sur l'Île du Cap-aux-Meules. E) Gros plan sur l'Île du Havre-Aubert. HAB = Havre-aux-Basques ; AC = Anse à la Cabane ; AP = Anse au Plâtre. F) Gros plan sur l'Île d'Entrée..... 189

LISTE DES ABRÉVIATIONS

DMG	Dernier Maximum Glaciaire
GIA	Glacio-isostatic adjustment
GPR	<i>Ground Penetrating Radar</i>
IDLM	Îles-de-la-Madeleine
IR	<i>Infrared</i>
IRSL	<i>Infrared stimulated luminescence</i>
ISMER	Institut des sciences de la mer de Rimouski
LIS	<i>Laurentide Ice Sheet</i>
LGM	Last Glacial Maximum
MIS	<i>Marine isotopique stage</i>
NLL	<i>Nordic laboratory for luminescence dating</i>
NMR	<i>Niveau marin relatif</i>
OSL	<i>Optically stimulated luminescence</i>
pIRIR	post-infrared infrared
RSL	<i>Relative sea-level</i>
UQAR	Université du Québec à Rimouski

INTRODUCTION GÉNÉRALE

Cette première partie de la thèse présente la problématique générale qui est au cœur de ce projet de recherche. Dans un premier temps, les concepts de base de hausse du niveau marin mondial et du niveau marin relatif (NMR) sont abordés. Une revue de la littérature pertinente sur le NMR dans le Canada atlantique et le nord-est des États-Unis est présentée, région par région. Cette énumération se conclue par une synthèse des connaissances concernant l'histoire glaciaire des Îles-de-la-Madeleine (IDLM), étroitement reliée au NMR, ainsi que sur les différents indicateurs de niveaux marins répertoriés sur l'archipel. Les objectifs ainsi que les principales questions de recherche sont ensuite exposés. Cette section est suivie des principales dimensions méthodologiques du projet de recherche, soit une brève présentation des relevés stratigraphiques effectués et une description plus approfondie des méthodes de datation utilisées. L'organisation de la thèse est ensuite présentée, suivie des principales réalisations de l'auteure au cours du projet de thèse.

Introduction à la problématique

LA HAUSSE DU NIVEAU MARIN EUSTATIQUE

Les changements climatiques actuels et leurs impacts sont désormais un sujet de grand intérêt tant au sein de la communauté scientifique que dans les médias et la population (Cazenave & Le Cozannet 2014). Il est désormais démontré que le climat de la Terre se réchauffe, notamment en raison de l'accumulation des gaz à effet de serre (GES) dans l'atmosphère due à la combustion de carburants fossiles et aux changements au niveau de l'utilisation des terres (p. ex. déforestation) (Church *et al.* 2013). L'augmentation du niveau marin mondial (eustatique) est considérée comme étant potentiellement l'une des conséquences les plus dommageables du réchauffement climatique; il s'agit de l'un des

plus grands défis que l'Homme devra affronter au cours du 21^e siècle (Jevrejeva *et al.* 2014a). Cette menace pèse actuellement sur un milieu côtier dont le développement s'est significativement accentué pendant le 20^e siècle : 10% de la population mondiale se concentre à moins de 10 m de distance de la côte (McGranahan *et al.* 2007; Nicholls 2011).

Deux processus majeurs inhérents à l'actuel réchauffement climatique sont à l'origine de la modification du niveau marin eustatique : l'expansion thermique des océans (effet stérique) et le transfert vers la mer de l'eau qui est stockée dans les glaciers et les calottes de glace (Church *et al.* 2013; Cazenave & Le Cozannet 2014). En conséquence, le niveau marin eustatique a augmenté de ~20 cm depuis le début du 20^e siècle (Church *et al.* 2013). Cette hausse s'est même accélérée au cours des dernières décennies, passant de ~1,8 mm/a entre 1901 et 2010 à ~3,2 mm/a de 1993 à 2012 (Church *et al.* 2013; Jevrejeva *et al.* 2014b). Le rapport de 2013 du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC) prévoit une hausse de 0,26 à 0,53 m pour l'horizon 2100 (Church *et al.* 2013). Cependant, cette prédiction est considérée comme étant plutôt conservatrice, d'autant plus qu'elle est basée sur des valeurs historiques qui sont elles-mêmes sous-estimées (p. ex. Overpeck & Weiss 2009; Rahmstorf *et al.* 2012). Plusieurs études récentes proposent des hausses du niveau marin eustatique de plus grande ampleur pour la fin du 21^e siècle. En voici quelques-unes : 0,6 m (Jevrejeva *et al.* 2012) à 1,8 m (Jevrejeva *et al.* 2014a), ~0,3 à 1,2 m (Pfeffer *et al.* 2008), 0,9 à 1,3 m (Grinsted *et al.* 2010), ~1 à 1,8 m (Vermeer & Rahmstorf, 2009), 0,5 à 2 m (Nicholls *et al.* 2011), 0,5 m à 1,0 m (Horton *et al.* 2014), *etc.* Cependant, ces projections demeurent incertaines en raison des incertitudes sur le réchauffement futur et de la compréhension incomplète des processus et mécanismes de rétroaction qui provoquent la hausse du niveau eustatique (Horton *et al.* 2014). Par conséquent, les modèles de projection existants produisent des prédictions très différentes pour un même scénario de réchauffement et sont à utiliser avec précaution (Woodworth *et al.* 2009; Horton *et al.* 2014). Par ailleurs, la hausse du niveau marin eustatique se poursuivra au-delà du 21^e siècle, sans égard au réchauffement climatique (p. ex. Church *et al.* 2013; Grinsted *et al.* 2015). L'importante inertie thermique de l'océan montre qu'il faut des siècles, voire des millénaires, pour que la mer s'ajuste en totalité face à l'actuel

réchauffement, même en supposant que les causes qui le provoquent sont immédiatement stabilisées ou freinées (p. ex. Johnson & Wijffels 2011; Church *et al.* 2013). Bien que la probabilité des différents scénarios soit inconnue, les impacts potentiels des différents modèles de prédiction les rendent hautement significatifs et doivent être considérés dans la planification des stratégies d'adaptation et de gestion des risques côtiers, notamment face à la submersion et à l'érosion côtière.

LE NIVEAU MARIN RELATIF

La section précédente montre que lorsqu'il est question des différentes contributions à la hausse du niveau de la mer, l'accent est mis sur le niveau eustatique. Il est approprié de mettre l'accent sur ces phénomènes lorsque l'objectif est de comprendre les grandes tendances planétaires dans les variations du niveau marin eustatique à des échelles de temps annuelle à séculaire (Tamisiea & Mitrovica 2011). Cependant, le niveau marin eustatique n'augmente pas uniformément mais de manière variable sur les côtes du globe; les nombreuses observations effectuées montrent que le taux d'augmentation sur les côtes peut être très différent d'une région à l'autre (Church *et al.* 2013; Cazenave & Le Cozannet 2014; Grinsted *et al.* 2015). Les variations régionales plutôt que globales sont celles qui sont susceptibles d'avoir le plus d'impact sur les communautés côtières (p. ex. Woodworth *et al.* 2011). En effet, le niveau marin eustatique affiche une variabilité spatio-temporelle très complexe reflétant le vaste éventail des forçages géophysiques qui se manifestent sur la Terre (p. ex. Tamisiea & Mitrovica 2011). L'étude du niveau marin relatif (NMR), à l'opposé de celle du niveau eustatique, considère l'ensemble des éléments impliqués dans le changement du niveau de la mer à des échelles régionales. En plus de l'influence des facteurs tectoniques et locaux, les fluctuations du NMR résultent de l'interaction des processus eustatiques et glacio-isostatiques. La formule suivante exprime ces fluctuations :

$$NMR = E + I + T + L$$

Dans cette formule, E représente le changement eustatique, I évoque le total net de la variation glacio-isostatique, T correspond à tout effet tectonique, fréquemment considéré comme étant négligeable à l'échelle de l'Holocène, et L est le total net des processus locaux comme par exemple la subsidence liée au tassement des sédiments à l'embouchure de grands fleuves (Shennen & Horton 2002; Engelhart *et al.* 2011). Dans les régions qui ont été affectées par le dernier maximum glaciaire (DMG), des mouvements substantiels de la croûte terrestre ont été provoqués par les calottes glaciaires, aussi bien lors de leur croissance que lors de leur fusion (Tamisiea & Mitrovica 2011; Grinsted *et al.* 2015). Ces mouvements correspondent à l'ajustement glacio-isostatique (Figure 1). En effet, la lithosphère n'est pas totalement rigide puisqu'elle repose sur le matériel ductile de l'asthénosphère, c.-à-d. la partie supérieure du manteau terrestre. Lors d'une période glaciaire,

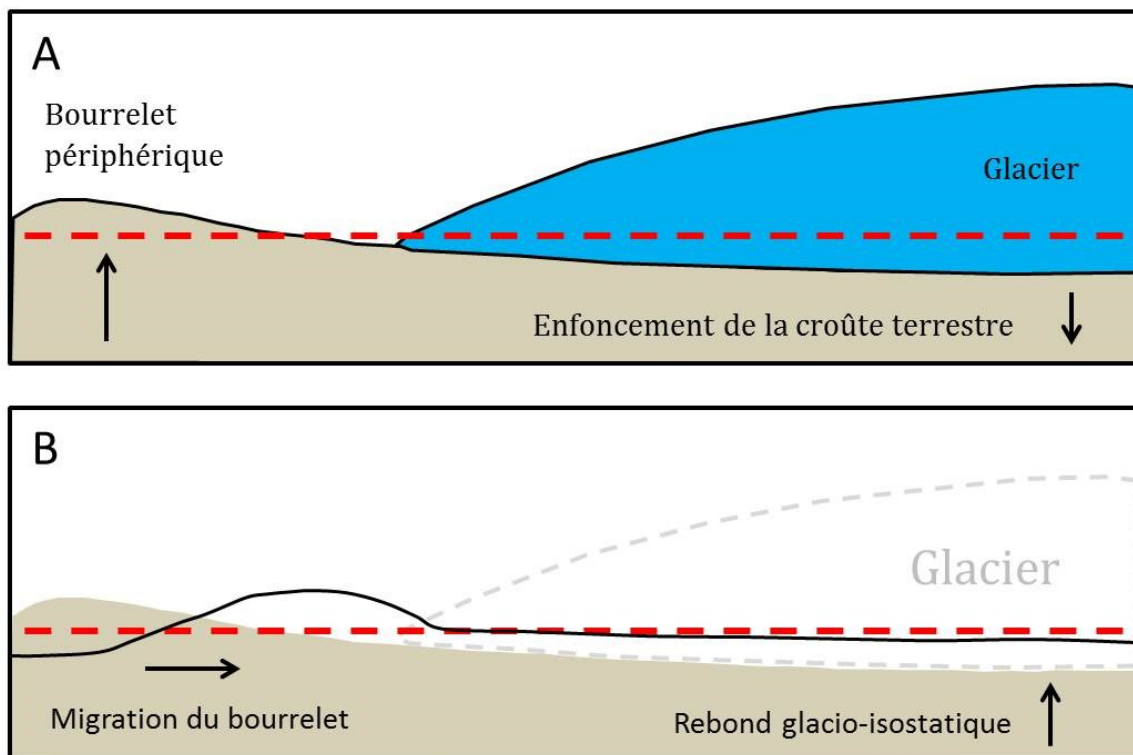


Figure 1. A. Diagramme schématisant l'enfoncement glacio-isostatique de la croûte terrestre et la formation du bourrelet périphérique en marge du glacier. B. Diagramme schématisant l'ajustement glacio-isostatique correspondant au rebond postglaciaire de la croûte terrestre et à la migration possible du bourrelet périphérique (modifié de Oakley & Boothroyd 2012).

la croûte terrestre s'enfonce sous la masse considérable des dômes de glace et le matériel mantellique migre vers les régions circonvoisines, créant ainsi un bourrelet périphérique. À l'inverse, lorsque les calottes glaciaires se dissipent, le bourrelet périphérique migre vers le centre des glaciers en récession, c.-à-d. vers les régions auparavant englacées (Figure 1). Les régions surélevées par la présence du bourrelet périphérique pendant le DMG sont donc en subsidence pendant la déglaciation tandis que les régions enfoncées par la charge des glaciers sont en relèvement (rebond glacio-isostatique). À l'heure actuelle, la lithosphère s'ajuste toujours au passage des grandes calottes glaciaires du DMG et influence ainsi le NMR dans les régions concernées (p. ex. Grinsted *et al.* 2015).

LE NIVEAU MARIN RELATIF DANS LE CANADA ATLANTIQUE

Les provinces de l'Est du Canada, c.-à-d. Terre-Neuve (TN), le Nouveau-Brunswick (NB), l'Île-du-Prince-Édouard (IPE), la Nouvelle-Écosse (NE), le Québec maritime ainsi que la Nouvelle-Angleterre (États-Unis) ont été englacées lors du DMG (p. ex. Stea *et al.* 1998, 2011; Shaw *et al.* 2006). Les compilations effectuées avec les différentes bases de données sur le NMR de l'Est du Canada montrent quatre scénarios théoriques classiques de variation du niveau marin (Quinlan & Beaumont 1981; Dyke & Peltier 2000; Shaw *et al.* 2002) (Figure 1). Premièrement, les régions qui ont été lourdement affaissées par les glaciers au DMG montrent une émergence postglaciaire constante (type A). Les secteurs situés près de la marge glaciaire, à l'intérieur et à l'extérieur de celle-ci, montrent d'abord une brève submersion à la suite du retrait glaciaire, puis une brève émergence suivie finalement par une transgression continue (type B). Le type C témoigne d'un NMR n'ayant jamais dépassé le niveau actuel. Finalement, les régions distales par rapport au glacier montrent une submersion postglaciaire continue (type D). Ce modèle conceptuel de variation postglaciaire du NMR est accepté de manière théorique dans la littérature comme étant le résultat du relèvement glacio-isostatique, de la migration et de l'affaissement du bourrelet périphérique et de la hausse du niveau eustatique engendrée par la fonte des grandes calottes glaciaires (Dyke & Peltier 2000; Koohzare *et al.* 2008). Les

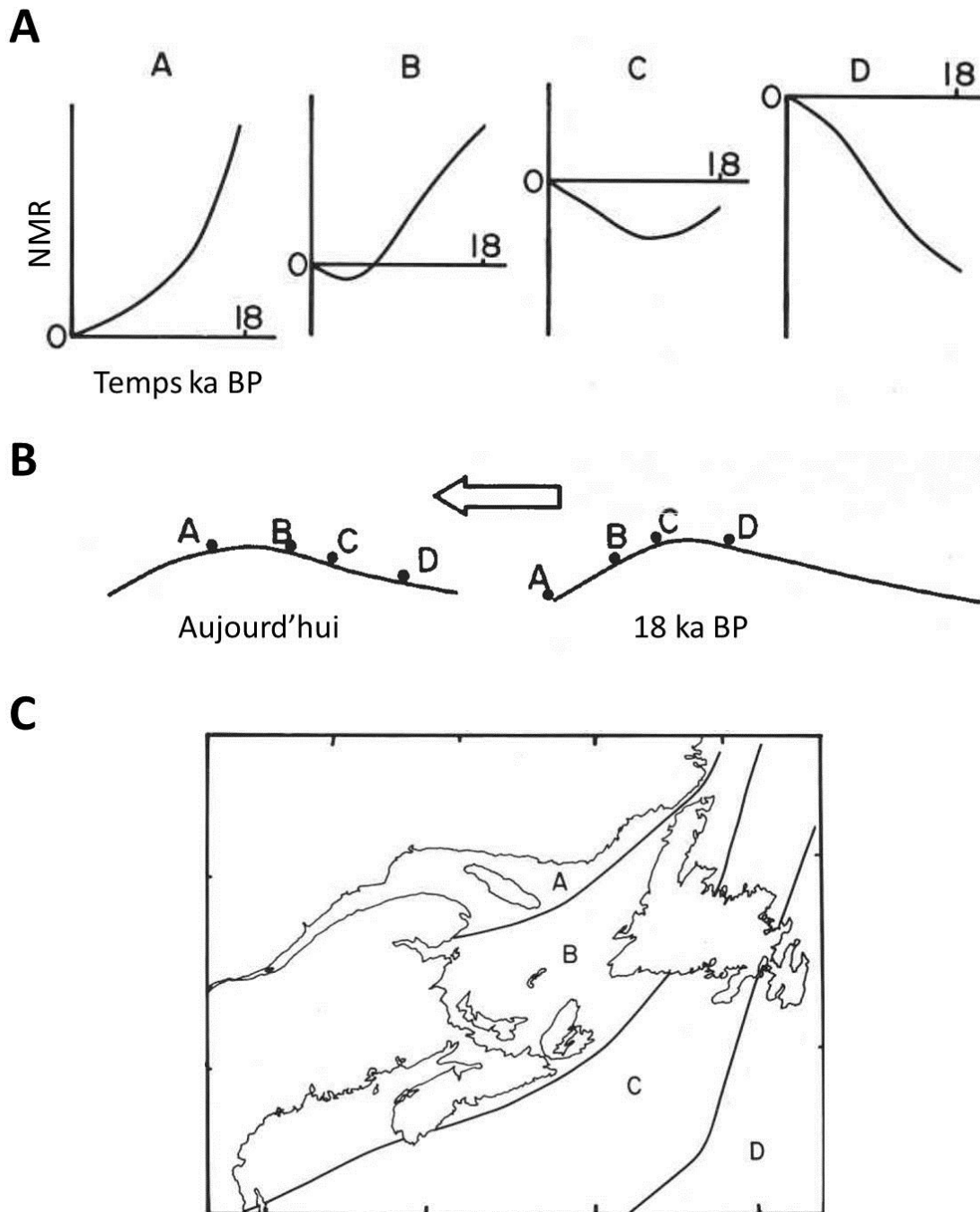


Figure 2. A. Les quatre scénarios (A, B, C et D) représentant l'histoire des variations du NMR pour le Canada atlantique et la côte nord-est des États-Unis, de 18 kyr BP (~21,7 ka cal BP) à nos jours. B. Représentation schématique de la position du bourrelet périphérique à 18 kyr BP et de nos jours. La flèche indique le sens de la migration du bourrelet et les points expriment la position des différents scénarios et ainsi son influence sur les variations du NMR. C. Délimitation hypothétique des différents scénarios (modifié de Quinlan & Beaumont 1981).

sections suivantes présentent une synthèse des données existantes sur les variations du NMR dans les différentes régions du Canada atlantique et de la côte de la Nouvelle-Angleterre. Les municipalités et les régions abordées dans ces sections sont présentées sur la Figure 3. Il est à noter que les dates présentées dans les sections suivantes ont été calibrées à partir des dates non calibrées disponibles dans la littérature à l'aide de l'application en ligne <http://www.calpal-online.de/>. Cette dernière est adéquate pour la matière organique terrestre mais pour les échantillons d'origine marine, elle ne tient pas compte de l'effet réservoir. Par conséquent, les dates calibrées mentionnées ici demeurent approximatives.

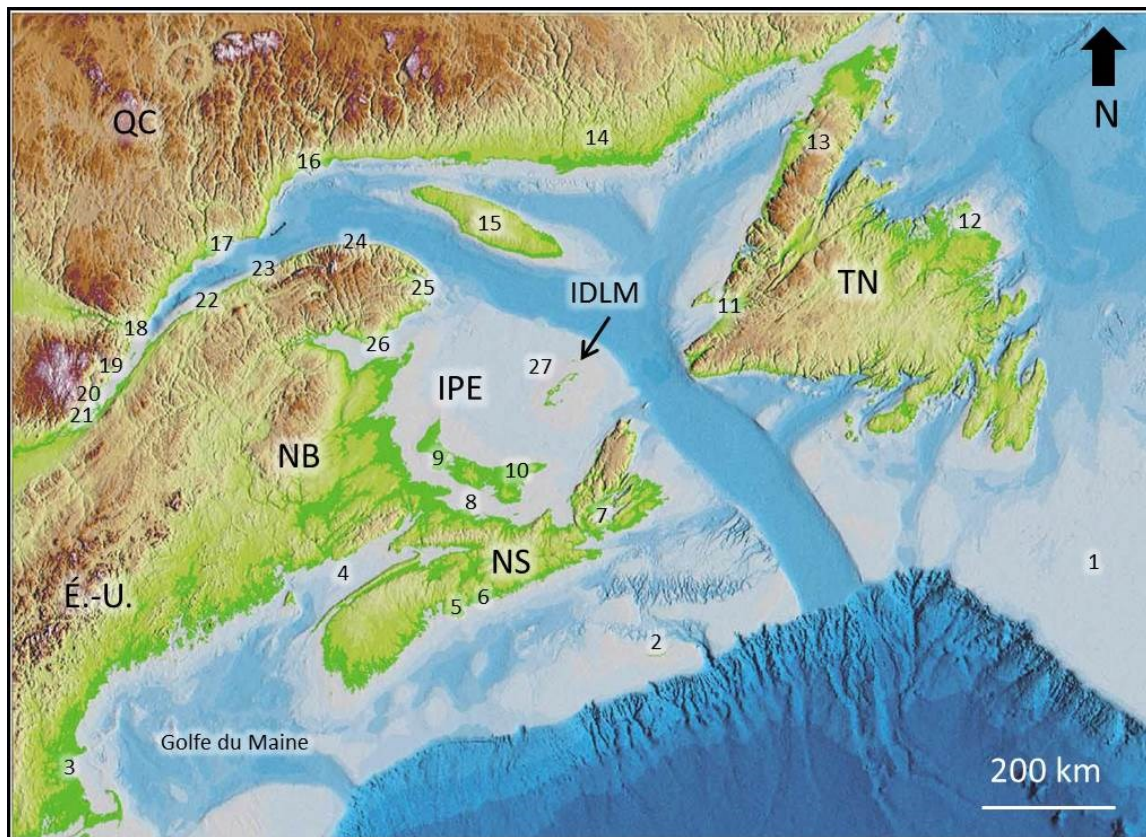


Figure 3. Localisation approximative des principales villes ou régions abordées dans la section *Le niveau marin relatif dans le Canada atlantique*. 1 Grands Bancs de Terre-Neuve; 2 Île de Sable; 3 Boston; 4 baie de Fundy; 5 Halifax; 6 Chezzetcook Inlet; 7 Bras d'Or; 8 détroit de Northumberland; 9 Île-du-Prince-Édouard ouest; 10 Île-du-Prince-Édouard est; 11 baie Saint-George; 12 détroit d'Hamilton; 13 péninsule nord; 14 Basse-Côte-Nord; 15 île d'Anticosti; 16 Sept-Îles; 17 Baie-Comeau; 18 Tadoussac; 19 La Malbaie; 20 Baie St-Paul; 21 Québec-Lévis; 22 Rimouski; 23 Matane; 24 Mont St-Pierre; 25 Gaspé ; 26 baie des Chaleurs; 27 Îles-de-la-Madeleine (IDL) (fond de carte de Shaw *et al.* 2002).

Tableau 1. Sites des Provinces maritimes de l'Est du Canada et du golfe du Maine (États-Unis) illustrant les différents scénarios de variations du NMR. Limites marines approximatives (scénarios de type A ou B). Dans le cas du scénario de type B, date approximative du passage du NMR sous le niveau actuel, profondeur atteinte par le bas NMR et date approximative. É.-U. = États-Unis; TN = Terre-Neuve; NB = Nouveau-Brunswick; IPE = Île-du-Prince-Édouard; NE = Nouvelle-Écosse; QC = Québec.

Site	Province	Type	Limite marine		Passage sous le	Profondeur approx.		Référence(s)
			Altitude (m)	Âge (ka cal BP)	niveau actuel Âge (ka cal BP)	bas niveau marin Prof. (m)	Âge (ka cal BP)	
Golfe du Maine	É.-U.	B	70	15,9	-	-60	12,5	Belknap <i>et al.</i> (1986), Barnhardt <i>et al.</i> (1995), Shaw <i>et al.</i> (2002), Kelley <i>et al.</i> (2010, 2011)
Grands Bancs	TN	D	-	-	-	-106	15,9	Shaw <i>et al.</i> (2002)
Péninsule nord	TN	A	120-140	14,7	-	-	-	Liverman (1994), Bell <i>et al.</i> (2005)
Baie Saint-George	TN	B	105	16,4	12,6	-25	10,6	Bell <i>et al.</i> (2003)
Baie Saint-George et Port-au-port	TN	B	44	-	-	-	-	Forbes <i>et al.</i> (1993)
Baie d'Espoir et alentours	TN	B	50	-	-	-30	10	Shaw & Forbes (1995)
Détroit d'Hamilton	TN	B	-	-	-	-20	9,5	Shaw & Edwardson (1994), Shaw & Forbes (1995)
Shippagan	NB	B	60	17,7	14,1	-	10,2	Thomas <i>et al.</i> (1973), Shaw <i>et al.</i> (2002)
Côte ouest NB – Nord au sud	NB	B	entre 69 et 23	-	-	-	-	Prest <i>et al.</i> (1968)
Baie de Fundy	NB	B	70	-	-	-	-	Prest <i>et al.</i> (1968)
Baie de Fundy	NB	B	-	-	7,8-6,8	-	-	Scott & Medioli (1980)
Northumberland-Ouest	IPE	B	entre 15 et 23	-	-	-31	Holocène inférieur	Prest <i>et al.</i> (1968), Krank (1972), Shaw <i>et al.</i> (2002)
Northumberland-Est	IPE	B	entre 60 et 80	-	-	-48	Holocène inférieur	Krank (1972), Shaw <i>et al.</i> (2002)
Île de Sable	NE	D	-	-	-	-100	15,9	Scott <i>et al.</i> (1984, 1989), Shaw <i>et al.</i> (2002)
Plate-forme continentale	NE	D	-	-	-	-65	13,3	Stea (2004)
Baie de Fundy – Est en ouest	NE	B	entre 0 à 45	-	-	-	-	Prest <i>et al.</i> (1968)
Squally Point (baie de Fundy)	NE	B	40	15,8	-	-	-	Stea (2000), Shaw <i>et al.</i> (2002)
Halifax	NE	B	-	-	-	-65-70	13,4	Edgecombe <i>et al.</i> (1999), Shaw <i>et al.</i> (2002)
Baie de Chignecto	NE	B	-	-	-	-30	Holocène inférieur	Shaw <i>et al.</i> (2002)
Baie de Lunenburg	NE	B	-	-	-	-33	10,2	Scott & Medioli (1980), Shaw <i>et al.</i> (2002)
Nouvelle-Écosse	NE	B	-	-	-	-40-50	11,4	Shaw <i>et al.</i> (1993), Dyke & Peltier (2000)
Baie des Chaleurs	QC	B	entre 40 et 100	-	13	-	-	Prest <i>et al.</i> (1968), Bail (1983), Rampton <i>et al.</i> (1984), Gray (1987), Veillette & Cloutier (1993), Houde-Poirier (2014)
Baie des Chaleurs	QC	B	-	-	-	-20-30	10,2-9,5	Syvitski (1992), Mott <i>et al.</i> (2004)
Baie des Chaleurs	QC	B	-	-	-	-45	-	Shaw <i>et al.</i> (2002)
Anticosti (golfe du Saint-Laurent)	QC	A	80	>13,4	-	-	-	Gratton <i>et al.</i> (1984), Painchaud <i>et al.</i> (1984)
Estuaire du Saint-Laurent – rive nord	QC	A ¹	entre 130 et 190	12,9	-	-	-	Dionne (2001), Bernatchez (2003)
Estuaire du Saint-Laurent – rive sud	QC	B ²	entre 55 et 110	12,9	8,9-7,8	-10	7,8-6,8	Hétu (1998), Dionne (2001)

¹ Le scénario du NMR sur la rive nord de l'estuaire du Saint-Laurent correspond au type A modifié (voir section *Québec maritime*).

² Le scénario du NMR sur la rive sud de l'estuaire du Saint-Laurent correspond au type B modifié (voir section *Québec maritime*).

Plate-forme continentale – Île de Sable et Grands Bancs de Terre-Neuve

Le modèle de Shaw *et al.* (2002) montre qu'à ~15,9 ka cal BP, le NMR se situait à environ 100 m sous le niveau actuel sur la plate-forme continentale au sud de la Nouvelle-Écosse et de Terre-Neuve (Tableau 1). Les Grands Bancs de Terre-Neuve et les hauts fonds autour de l'Île de Sable étaient émergés, formant plusieurs îles (Figure 4). Le NMR a par la suite remonté jusqu'à son niveau actuel (type D). La transgression marine s'est effectuée plus rapidement au début de l'Holocène pour ralentir à partir de l'Holocène moyen, comme en témoignent des données récoltées sur l'Île de Sable qui exposent un NMR de -35 m à ~9 ka cal BP (Scott *et al.* 1984, 1989).

Côte nord-est des États-Unis

Sur la portion sud de la côte nord-est américaine, les courbes du NMR de New-York et de Boston montrent que depuis respectivement ~11,4 ka cal BP et ~10,2 ka cal BP, le NMR augmente continuellement (type D) (Pirazolli 1991; Shaw *et al.* 2002). Dans le golfe du Maine, les données révèlent qu'entre ~15,9 ka cal BP et ~12,5 ka cal BP, le NMR s'est abaissé de +70 m à -60 m (type B) (Kelley *et al.* 2010, 2011) (Figure 4; Tableau 1). Cette baisse du NMR est associée au passage presque instantané du bourrelet périphérique après la déglaciation précoce de cette région (Barnhardt *et al.* 1995). Après 11,5 ka cal BP et jusqu'à 7 ka cal BP, le NMR a remonté lentement d'environ 5 m, puis plus rapidement pour ralentir à nouveau jusqu'à son niveau actuel (Kelley *et al.* 2011). En effet, les données montrent qu'entre ~7,8 ka cal BP et ~5,3 ka cal BP, le NMR a augmenté à un taux moyen de +5 à +8,8 mm/a puis a considérablement décéléré à un taux moyen de +0,75 mm/a entre 6 ka cal BP et 1,5 ka cal BP (Gehrels *et al.* 1996; Gehrels 1999). Ce ralentissement s'est amplifié à partir de 1,5 ka cal BP avec un taux moyen de transgression de +0,4 mm/a (Gehrels 1999).

Terre-Neuve

Le comportement du NMR sur Terre-Neuve est différent d'une région à l'autre. La péninsule nord de l'île présente une émergence constante jusqu'au niveau actuel, comme la

côte du Labrador et de la Basse-Côte-Nord (type A), impliquant une baisse du NMR d'environ +120-140 m de ~14,7 ka cal BP à aujourd'hui (Bigras & Dubois 1987; Liverman 1994; Bell *et al.* 2005) (Figure 4; Tableau 1). Un taux d'émersion de 2,3 m/siècle a été calculé pour la période antérieure à ~10 ka cal BP et de près de 0,1 m/siècle depuis ~5 ka cal BP (Bell *et al.* 2005).

À l'exception de la péninsule nord, l'ensemble de Terre-Neuve répond au scénario de type B (Shaw *et al.* 2002; Daly *et al.* 2007). Sur la côte ouest de l'île, dans la baie Saint-George, le NMR a atteint +27 à +105 m autour de 16,4 ka cal BP selon les secteurs, pour ensuite passer sous le niveau actuel vers 12,6 ka cal BP et atteindre -25 m autour de 10,6 ka cal BP (Bell *et al.* 2003) (Tableau 1). Ce bas NMR a atteint au moins -30 m au sud-ouest de Terre-Neuve (Shaw & Forbes 1995). Dans le secteur du détroit d'Hamilton, situé sur la côte est de Terre-Neuve, le NMR s'est abaissé d'au moins 20 m sous le niveau actuel avant ~9,5 ka cal BP (Shaw & Edwardson 1994; Shaw & Forbes 1995). Les taux moyens de hausse du NMR pour la portion sud-sud-est de Terre-Neuve se situent entre +0,2 et +1 mm/a pendant l'Holocène inférieur (Daly *et al.* 2007). Cette variabilité générale nord-sud est associée à un enfoncement glacio-isostatique plus important dans la partie nord de l'île que dans la partie sud, lié respectivement à l'importante charge de l'Inlandsis laurentidien et à la charge plus faible du complexe glaciaire terre-neuvien (Bell *et al.* 2005).

Nouveau-Brunswick

Après la déglaciation du nord du Nouveau-Brunswick vers ~17,2 ka cal BP (dans le secteur de Shippagan), les côtes ont été affectées par un haut NMR d'environ +60 m (Thomas *et al.* 1973) (Tableau 1). Ce haut NMR aurait été bref (Shaw *et al.* 2002), passant à un niveau similaire à l'actuel vers 14,1 ka cal BP (Thomas *et al.* 1973). Le NMR a continué de s'abaisser vers un bas NMR, provoquant la fermeture du détroit de Northumberland entre ~10,2 ka cal BP et ~8,9 ka cal BP (Shaw *et al.* 2002). Depuis, le Nouveau-Brunswick est affecté par une transgression marine qui persiste encore à l'heure actuelle (type B). Le détroit de Northumberland s'est ouvert à nouveau vers ~6,8 ka cal BP (Figure 4). Des

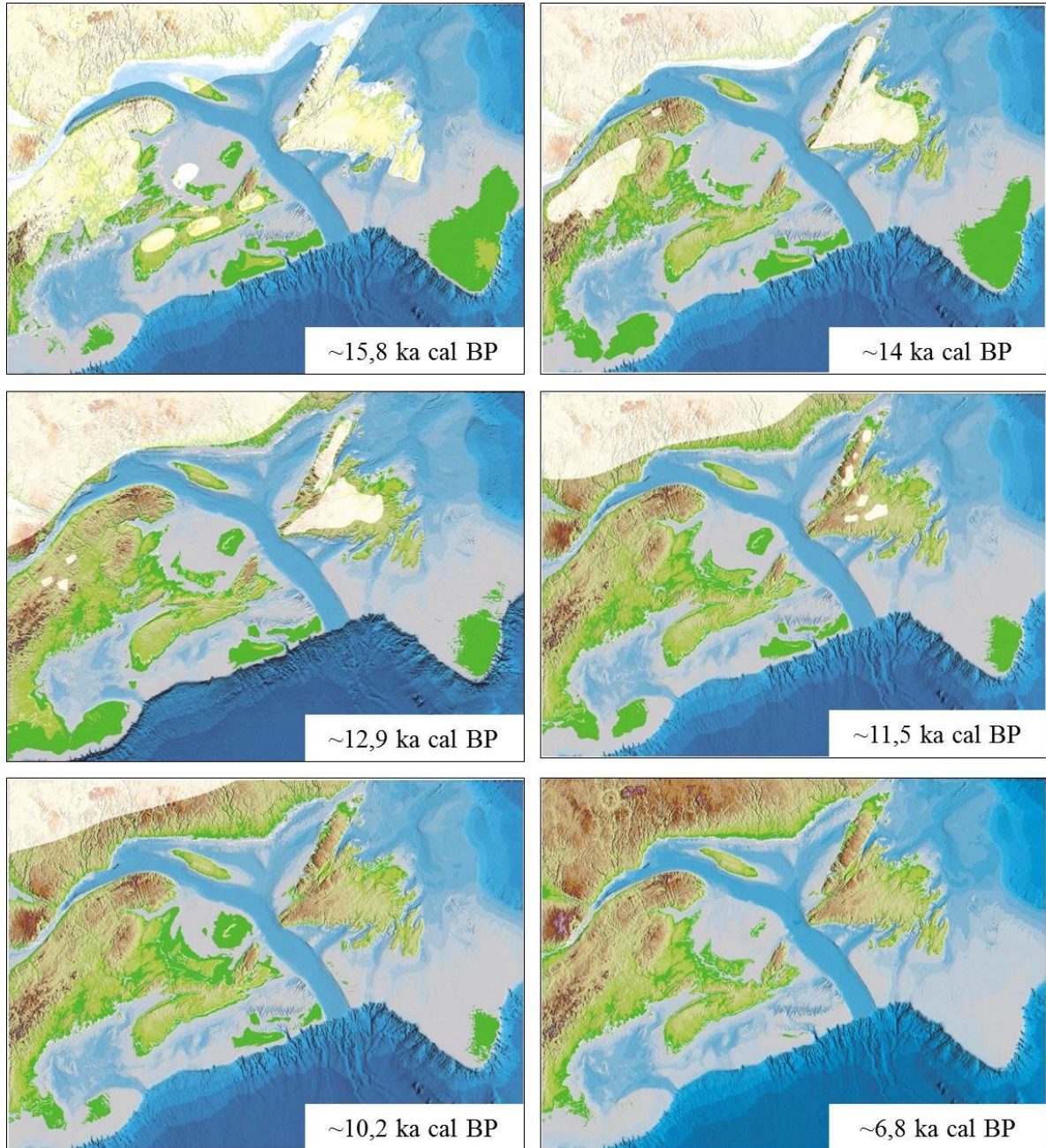


Figure 4. Étapes de la déglaciation de l'Est du Canada de ~15,8 ka cal BP à 6,8 ka cal BP modifié de Shaw *et al.* (2002). À noter : les régions des Grands Bancs de Terre-Neuve et de l'Île de Sable sont en continuelle transgression (type D); la constante émergence des terres au niveau de la Basse-Côte-Nord et de la péninsule nord de Terre-Neuve (type A); la fermeture du détroit de Northumberland vers 11,5 ka cal BP et la réouverture vers 6,8 ka cal BP; un haut NMR aux IDLM vers 14 ka cal BP, un bas NMR de 12,9 ka cal BP à 10,2 ka cal BP et une transgression marine à partir de 6,8 ka cal BP.

vestiges d'un système fluvial entre le Nouveau-Brunswick et l'Île-du-Prince-Édouard témoignent également d'un bas NMR pendant l'Holocène inférieur (Shaw 2005). Sur la côte sud du Nouveau-Brunswick, dans la baie de Fundy, les courbes montrent que le NMR est passé sous l'actuel autour de 6,8-7,8 ka cal BP (Scott & Medioli 1980). Le NMR a ensuite remonté à des taux variables : 12 cm/siècle entre 6,2 ka cal BP et 5,2 ka cal BP, 76 cm/siècle entre 5,2 ka cal BP et 3,2 ka cal BP et 10 cm/siècle depuis 3,2 ka cal BP (Scott *et al.* 1987, 1995). Pour les trois derniers millénaires, le taux d'augmentation du NMR de ~10 cm/siècle a été corroboré par Gehrels *et al.* (2004).

Île-du-Prince-Édouard

Les courbes de variations du NMR autour de l'Île-du-Prince-Édouard sont de type B, c.-à-d. qu'une brève transgression marine a affecté l'île, suivie d'un bas NMR (-48 m) au début de l'Holocène, puis d'une remontée jusqu'à son niveau actuel (Shaw *et al.* 2002) (Figure 4 ; Tableau 1). Les taux de submersion rapportés pour l'ensemble de l'île affichent une augmentation de l'ouest vers l'est (Krank 1972; Scott *et al.* 1981). À l'extrémité ouest de l'Île-du-Prince-Édouard, un taux de 8 cm/siècle a été calculé pour les trois derniers millénaires. Au centre-sud de l'île, ce taux augmente à 9 cm/siècle pour la même période. Au sud-est de l'île, le taux de transgression est de 14 cm/siècle depuis ~1,7 ka cal BP alors qu'au nord-est, il est de 19 cm/siècle au cours des deux derniers millénaires.

Nouvelle-Écosse

À ~15,8 ka cal BP, le NMR se situait à ~+40 m du côté sud de la baie de Fundy, soit le côté nord de la Nouvelle-Écosse (Stea 2000). Le NMR s'est ensuite abaissé sous le niveau actuel (~-30 m) pendant l'Holocène inférieur pour cette même région (type B) (Shaw *et al.* 2002). Au niveau d'Halifax, dans la partie sud de la Nouvelle-Écosse, le NMR se situait à -65 m entre ~13,6 ka cal BP et 13,2 ka cal BP avant de remonter rapidement au tout début et plus lentement à partir de 12,9 ka cal BP (Stea *et al.* 1994; Shaw *et al.* 2002). À ~8,9 ka cal BP, le NMR se situait à -26 m (Edgecombe *et al.* 1999). Des données prélevées dans le lac Bras d'Or (île du Cap-Breton) et dans le bassin de Bedford (Halifax) témoignent de conditions marines dès la déglaciation, de conditions d'eau douce de l'Holocène inférieur à

moyen pour revenir à des conditions marines à 6,4 ka cal BP et 6,7 ka cal BP respectivement (Shaw *et al.* 2009), corroborant la séquence émerision-transgression au cours de l'Holocène (type B) (Figure 4). À Chezzetcook Inlet sur la côte atlantique de la Nouvelle-Écosse, le NMR a remonté de 12 m depuis ~4,5 ka cal BP (Scott *et al.* 1995). Gehrels *et al.* (2004) suggèrent un taux de remontée de 2,5 m/millénaire depuis ~5,7 ka cal BP, avec un ralentissement à partir de ~2 ka cal BP.

Québec maritime

Les données concernant les variations du NMR dans le Québec maritime peuvent être divisées en plusieurs secteurs géographiques, soit la rive nord de l'estuaire du Saint-Laurent, la rive sud, le golfe du Saint-Laurent (île d'Anticosti). Selon Dionne (2001), la rive sud de l'estuaire du Saint-Laurent a été déglacée entre ~15,8 ka cal BP et ~13,9 ka cal BP alors que la rive nord de l'estuaire est demeurée partiellement englacée jusqu'à ~12,9 ka cal BP (Baie St-Paul, La Malbaie, Tadoussac et Baie-Comeau). Le retrait de l'Inlandsis laurentidien dans cette région a laissé une croûte terrestre considérablement affaissée, permettant l'invasion marine de la mer de Goldthwait. Le niveau de la mer de Goldthwait a atteint des altitudes variables dans l'estuaire, affichant les plus hauts niveaux en amont du Saint-Laurent par rapport à l'aval, ainsi que sur la rive nord par rapport à la rive sud: 180 m à Lévis, 190 m à Québec, 150 m à Tadoussac, 170 m à Baie-Comeau, 131 m et à Sept-Îles (Dionne 2001), versus 140 m à Rimouski, 110 m à Matane et 55 m à Mont St-Pierre (Héту 1998; Dionne 2001) (Tableau 1). Le relèvement glacio-isostatique s'est effectué à 85% dans les trois premiers millénaires suivant la déglaciation (Dionne 2001). L'émerision des terres a donc été rapide; entre ~8,9 ka cal BP et ~7,8 ka cal BP, le NMR de l'estuaire se situait près du niveau actuel. Entre ~7,8 ka cal BP et ~6,8 ka cal BP, le NMR se situait à ~10 m sous l'actuel pour ce qui est de la rive sud de l'estuaire (Dionne 2001) (Tableau 1). Sur la rive nord, le NMR ne semble pas s'être abaissé sous l'actuel (Bernatchez 2003). Ensuite, il a remonté d'environ 10 à 12 m entre ~6,6 ka cal BP et ~4,9 ka cal BP (transgression laurentienne). Cette transgression semble avoir été synchrone sur les deux rives de l'estuaire du Saint-Laurent (Bernatchez 2003) et correspond à une période

d'accélération de la hausse du NMR dans les Provinces maritimes et le nord-est des États-Unis (cf. sections *Côte nord-est des États-Unis*, *Nouveau-Brunswick*, et *Nouvelle-Écosse*). La transgression laurentienne a d'abord été associée à une remontée eustatique (Dionne 2001), puis au passage du bourrelet périphérique migrant vers le nord (Barnhardt *et al.* 1995), à des activités tectoniques (Dyke & Peltier 2000) et finalement, de nouveau à une remontée eustatique (Bernatchez 2003). À la suite de cette transgression, le NMR s'est abaissé et s'est stabilisé à $\sim +6$ m entre $\sim 2,6$ ka cal BP et 2 ka cal BP, période pendant laquelle la terrasse Mitis s'est formée sur les deux rives du Saint-Laurent. Le NMR s'est ensuite abaissé jusqu'au niveau actuel. Pour la région de la baie de Gaspé, située au bout de la péninsule gaspésienne, Houde-Poirier (2014) a déterminé des limites marines d'environ +32 m et un taux rapide d'émersion des terres qui a mené au passage du NMR sous le niveau actuel vers 13 ka cal BP. La rive nord du Saint-Laurent correspond donc au scénario de type A modifié par la transgression laurentienne tandis que la rive sud, jusqu'à Gaspé, correspond au scénario de type B modifié par la transgression laurentienne. L'île d'Anticosti, de par sa localisation dans le golfe du Saint-Laurent, aurait été libre de glace avant l'estuaire. La mer de Goldthwait a ainsi submergé la région de manière plus précoce par rapport aux rives nord et sud de l'estuaire (Bigras & Dubois 1987; Bernatchez 2003) et a atteint une altitude d'environ >80 m (Gratton *et al.* 1984; Painchaud *et al.* 1984). La régression s'est amorcée vers 13,4 ka cal BP, ce qui est également plus hâtif par rapport à l'ensemble de l'estuaire (Painchaud *et al.* 1984). Selon la littérature disponible, la transgression laurentienne n'a pas été observée sur l'île d'Anticosti.

Dans la baie des Chaleurs, l'invasion marine suivant la déglaciation a atteint environ +46 m vers $\sim 14,2$ ka cal BP (Bail 1983; Gray 1987; Veillette & Cloutier 1993). Le relèvement glacio-isostatique a généré une baisse rapide du NMR jusqu'à un niveau sous l'actuel vers $\sim 12,5$ ka cal BP selon Syvitski (1992). Le bas NMR aurait atteint environ 20-30 m sous l'actuel entre $\sim 10,2$ ka cal BP (Syvitski 1992) et 9,5 ka cal BP (Mott *et al.* 2004). Le NMR est en hausse depuis cette période. Le modèle de variations du NMR de la baie des Chaleurs correspond donc davantage à celui des Maritimes (type B) qu'à celui du Québec maritime (type A ou B + transgression laurentienne).

LES ÎLES-DE-LA-MADELEINE (IDLM)

Les sections précédentes montrent que l'histoire glaciaire d'une région joue un rôle prépondérant sur les variations subséquentes du NMR. Des différences importantes sont perceptibles à l'échelle du Canada atlantique et même à l'échelle d'une plus petite région comme celle de l'Île-du-Prince-Édouard. Au centre du golfe du Saint-Laurent, aucune courbe de variations du NMR n'a été fournie. Par ailleurs, l'histoire glaciaire des IDLM, qui est étroitement reliée à l'histoire des variations du niveau marin dans cette région, est complexe et ne fait pas l'unanimité au sein de la communauté scientifique, et ce, depuis plus d'un siècle. Les deux sous-sections suivantes présentent l'état des connaissances au début de ce projet de thèse sur l'histoire glaciaire et les variations du NMR aux IDLM.

Histoire glaciaire complexe

L'histoire glaciaire des IDLM est au cœur d'une controverse maintenant séculaire (p. ex. Dredge *et al.* 1992; Stea *et al.* 1998; Stea, 2004; Rémillard 2011). Depuis le tout début du débat, le questionnement majeur était de déterminer si l'archipel madelinot avait été englacé ou non lors de la dernière glaciation, soit lors du stade isotopique (MIS) 2. Les hypothèses avancées au 20^e siècle se divisent en deux modèles conceptuels opposés (p. ex. Grant 1989). Le modèle minimaliste soutient que les IDLM n'ont pas été englacées pendant le MIS 2. Des calottes glaciaires régionales étaient situées principalement sur le continent, ne dépassant que très peu les côtes actuelles, sans atteindre le centre du golfe du Saint-Laurent et les IDLM (p. ex. Dyke & Prest 1987). Plusieurs adhérents du modèle minimaliste soutiennent que les IDLM ont été englacées au MIS 4 seulement (p. ex. Dredge *et al.* 1992). Le deuxième modèle conceptuel, dit maximaliste, affirme que l'ensemble des Maritimes de l'Est du Canada a été englacé au DMG par l'Inlandsis laurentidien jusqu'à la plate-forme continentale (p. ex. Dyke *et al.* 2002). Aujourd'hui, c'est le modèle du Complexe glaciaire appalachien qui est généralement accepté dans la littérature. Selon ce modèle, des calottes glaciaires régionales entraînent en coalescence les unes avec les autres ainsi qu'avec l'Inlandsis laurentidien qui formait un courant de glace dans le chenal Laurentien (Stea *et al.* 1998, 2011; Josenhans & Lehman 1999; Stea 2004; Shaw *et al.*

2006; Josenhans 2007). Les IDLM auraient donc été englacées au DMG selon ce modèle, bien qu'aucune donnée provenant de l'archipel ou du centre du golfe du Saint-Laurent n'y soit présentée.

Plus récemment, des études ont montré que l'archipel madelinot a bel et bien été englacé (Vigneault 2012), et plus particulièrement pendant le DMG pour au moins la partie sud des îles (Rémillard *et al.* 2013). Les mouvements glaciaires répertoriés par Vigneault (2012) et Rémillard *et al.* (2013) exposent trois directions distinctes pour différents secteurs des IDLM. Pour la portion nord de l'archipel, Vigneault (2012) a proposé un mouvement glaciaire vers le sud associé à l'Inlandsis laurentidien en raison, notamment, de la présence d'erratiques précambriens. Vigneault (2012) a suggéré également pour le nord de l'archipel un mouvement glaciaire provenant de Terre-Neuve en raison des fabriques de tills, des déformations glaciotectoniques observées dans cet axe et de la pétrographie appalachienne des galets et blocs erratiques. En raison de sa position stratigraphique, ce till appalachien aurait été déposé après le dépôt laurentidien. Cependant, en raison du manque de matériel datable, il était impossible de déterminer à quelle(s) période(s) glaciaire(s) ces événements sont associés. Pour la portion sud de l'archipel, plus spécifiquement l'Île du Havre-Aubert, Rémillard *et al.* (2013) ont démontré qu'un mouvement glaciaire provenant de la calotte Escuminac a atteint l'archipel au MIS 2 dans un axe nord-ouest sud-est. Le centre de dispersion de la calotte Escuminac était alors situé au centre-ouest du golfe du Saint-Laurent, au nord de l'Île-du-Prince-Édouard. Il s'agit du seul mouvement glaciaire qui a été daté (de manière relative) aux IDLM. Un horizon organique situé sous le till (Drift des Demoiselles) est daté entre ~47 à 50 kyr BP. Ces dates sont situées à la limite de la méthode du radiocarbone. Dans les Maritimes, les âges ^{14}C de plus de 35 kyr BP sont considérés comme étant équivoques. Ils ont essentiellement été associés au MIS 5 (p. ex. Dredge *et al.* 1992; Stea *et al.* 2011). Bien que l'étude de Rémillard *et al.* (2013) présentent des dates dites « fermées », elles doivent être utilisées avec précaution; une chronologie basée sur des méthodes alternatives seraient très utiles afin de les corroborer ou de les contester. Par ailleurs, des fentes de gel fossiles recoupant le till de la calotte glaciaire Escuminac et le dépôt marin sus-jacent ont été décrites par Rémillard *et al.* (2013). Leur

remplissage, contenant de la matière organique, a été daté entre 12,2 ka cal BP et 13,3 ka cal BP. La glaciation de cette partie des IDLM s'est donc produite entre ces deux âges absolus, soit pendant la vaste période du MIS 2.

Les études de Vigneault (2012) et de Rémillard *et al.* (2013) ont présenté des relevés stratigraphiques principalement pour les îles du Havre-Aubert, de Pointe-aux-Loups et de Grande-Entrée. Les îles centrales de l'archipel, soit les îles du Cap-aux-Meules et du Havre-aux-Maisons, n'ont que très brièvement été décrites par Paquet (1989) ainsi que Dredge *et al.* (1992). L'histoire glaciaire méconnue de ces îles a le potentiel de fournir des indices clés sur l'étendue des mouvements glaciaires du sud et du nord des IDLM en raison de leur position centrale.

Variations du niveau marin relatif

Tel que décrit précédemment, l'histoire glaciaire est complexe aux IDLM, compliquant la reconstitution des variations du NMR pour cette région du golfe. L'archipel aurait été déglacé entre ~17,5 ka cal BP et 17,2 ka cal BP selon Josenhans (2007). Une invasion marine a succédé à la glaciation : des dépôts d'origine glaciomarine ont été trouvés jusqu'à environ 20 m d'altitude sur la portion sud des IDLM et ont été associés à la fin du MIS 2, plus précisément avant 12,2 ka cal BP (Rémillard *et al.* 2013). Plusieurs auteurs ont mentionné la présence de terrasses marines ou de vallées submergées autour des IDLM à soit -36 m (Sanschagrín, 1964), -62 m (Loring & Nota 1966), -20 et -200 m (Loring & Nota 1973) et -100 et -120 m (Josenhans & Lehman 1999). Audet-Morin (2010) a également retracé un ancien réseau hydrographique à -35 m au sud-ouest de l'archipel madelinot. Cependant, aucune datation n'a été établie pour ces modelés terrestres submergés qui témoignent d'un bas NMR et leur interprétation chronologique n'est malheureusement pas toujours claire dans la littérature disponible.

Selon Dredge *et al.* (1992), le NMR aurait commencé à remonter à partir de 10,2 ka cal BP. En outre, la plate-forme de grès carbonifère qui ceinture les collines basaltiques centrales est incisée de plusieurs vallées à fond plat (Paquet 1989). Ces vallées sont

recoupées par les falaises côtières actuelles. Elles correspondent à la partie amont d'un réseau hydrographique qui se prolonge sous le niveau actuel de la mer. La remontée du NMR holocène a ennoyé plusieurs vallées qui se sont transformées en rias. La stratigraphie et la chronologie de ce réseau de drainage, actuel et relique, n'ont jamais été étudiées à ce jour. Par ailleurs, des souches d'arbres et des tourbes terrestres situées sous le niveau actuel de la mer à plusieurs endroits aux IDLM ont été observées par Dubois (1992). Les âges obtenus sur divers échantillons montrent que l'archipel est en submersion depuis au moins $\sim 7,4$ ka cal BP à un taux moyen de ~ 1 mm/a. Selon Dubois (1992), cette submersion est due à la subsidence provoquée par l'ajustement glacio-isostatique de la dernière glaciation qui remonte selon lui au MIS 2. L'analyse des données marégraphiques et des datations ^{14}C effectuées sur des troncs d'arbre en position de vie et des plantes de marais effectuée par Juneau (2012) montrent que le NMR se situait 3 m sous le niveau actuel à 2 ka cal BP. Le taux de submersion calculé est variable : 20,7 cm/siècle (2,1 mm/a) entre 1 ka BP et 0,8 ka BP, 17,9 cm/siècle (1,8 mm/a) entre 0,8 ka BP et 0,6 ka BP et de 15,8 cm/siècle (1,6 mm/a) de 0,6 ka BP à 0,2 ka BP.

Finalement, il est à noter que le diapirisme qui affecte la région de l'archipel madelinot est imperceptible à l'échelle de temps humaine et est négligeable à l'échelle de l'Holocène (Dubois 1992). En effet, la phase principale du diapirisme a eu lieu avant le Permien inférieur, c.-à-d. avant 250 Ma (Brisebois 1979). Il n'est donc pas considéré dans les variations du NMR à l'échelle du Quaternaire.

Au cœur de la problématique

Dans l'ensemble, les courbes de variations postglaciaires du NMR pour l'ensemble du Canada atlantique montrent des réponses variables de l'ajustement glacio-isostatique spatialement et temporellement. Dans l'état actuel des connaissances, il est impossible de dresser un tableau complet des variations du NMR dans la partie centrale du golfe du Saint-Laurent. Les modèles géophysiques actuels présentent des isobases qui indiquent des mouvements verticaux de la croûte terrestre au centre du golfe alors que les données y sont plus que fragmentaires. Ces modèles sont donc hypothétiques pour cette région de l'Est du

Canada. Le modèle de Koohzare *et al.* (2008), par exemple, montre très bien cette lacune : le modèle présente une absence de données entre l'Île-du-Prince-Édouard, Terre-Neuve et l'île d'Anticosti. De plus, les reconstitutions holocènes proposées (p. ex. Dyke & Peltier 2000; Shaw *et al.* 2002), suggèrent des cartographies des isobases des mouvements verticaux. Cependant, aucune de ces études ne présentent de données provenant du centre du golfe; les isobases y sont donc extrapolées à partir des données situées au niveau des Provinces maritimes. Par ailleurs, la précision et l'exactitude des reconstitutions sur les variations du NMR sont étroitement liées à la compréhension de la paléogéographie régionale, en particulier en ce qui a trait à la dernière période glaciaire. Cependant, les plus récents modèles (Shaw *et al.* 2006; Stea *et al.* 2011) ne présentent aucune donnée provenant des IDLM et extrapolent également les étapes de la glaciation et de la déglaciation au centre du golfe du Saint-Laurent. Ainsi, en raison de leur localisation centrale et de leur richesse en archives sédimentologiques, les IDLM ont le potentiel de combler l'ensemble de ces lacunes paléogéographiques, de préciser les modèles géophysiques et d'améliorer de ce fait les projections sur la hausse du NMR appréhendée pour cette région.

Objectifs de recherche

L'objectif général de ce projet de recherche est de reconstituer l'histoire glaciaire et les variations du NMR aux IDLM. La réalisation de cet objectif passe par l'accomplissement de trois objectifs spécifiques organisés de manière à produire trois articles scientifiques qui constituent les trois chapitres suivants de la thèse. Les deux premiers objectifs constituent le cœur de la thèse, tant au niveau conceptuel qu'au niveau de la charge de travail qui a été requise, tandis que le troisième, bien qu'essentiel pour la réalisation de l'objectif général, est un peu moins volumineux et ouvre de belles pistes de recherche pour l'avenir.

OBJECTIF 1 – HISTOIRE GLACIAIRE

Le premier objectif spécifique de ce projet est de compléter l'histoire glaciaire des IDLM par l'obtention d'une chronologie la plus précise et exacte que possible. Les différents glaciers qui ont atteint l'archipel madelinot (calotte Escuminac, Inlandsis laurentidien, calotte de Terre-Neuve) avaient possiblement une charge distincte sur la croûte terrestre, l'Inlandsis ayant une charge beaucoup plus importante qu'un complexe glaciaire régional selon Bell *et al.* (2005). L'enfoncement glacio-isostatique qui en résulte pourrait être différent d'un secteur à l'autre des IDLM et ainsi l'ajustement glacio-isostatique et les variations du NMR qui en découlent. Cette variabilité spatiale des variations du NMR sur une échelle de l'ordre de quelques dizaines de kilomètres a été démontrée par Bell *et al.* (2005) pour la région de Terre-Neuve ainsi que par Krank (1972) et Scott *et al.* (1981) pour l'Île-du-Prince-Édouard. Une meilleure compréhension de l'histoire glaciaire des IDLM par l'obtention d'une chronologie la plus précise et exacte que possible permettra de répondre aux questions suivantes : quelle est l'étendue des mouvements glaciaires qui ont atteint les IDLM ? Quelle est la chronologie de ces mouvements glaciaires ? Finalement, les réponses à ces questions fourniront des indices essentiels en ce qui a trait à la variabilité spatiale des variations du NMR dans l'ensemble du golfe du Saint-Laurent.

OBJECTIF 2 – VARIATIONS DU NIVEAU MARIN RELATIF À LONG TERME

Le deuxième objectif spécifique est de reconstituer les variations du NMR aux IDLM et d'en déterminer les causes. Les quelques dates obtenues sur l'Île de Havre-Aubert permettent de déterminer que les IDLM ont été partiellement submergées à au moins deux reprises. Un dépôt littoral situé sous l'horizon organique datant de ~47 à 50 kyr BP témoigne d'une première submersion (Parent & Dubois 1988; Dredge *et al.* 1992; Rémillard *et al.* 2013). De plus, les IDLM ont été submergées une deuxième fois avant ~12,2 ka cal BP et 13,3 ka cal BP, comme en témoigne le remplissage des fentes de gel fossiles recoupant un dépôt glaciomarin (Rémillard *et al.* 2013). Aucune date n'existe entre cette dernière période et les restes organiques datés par Juneau (2012) pour les deux

derniers millénaires, rendant impossible une reconstitution des variations du NMR. Dans les Maritimes, les variations du NMR répondent majoritairement aux scénarios de type B et C (Quinlan & Beaumont 1981; Shaw *et al.* 2002). Les résultats de Juneau (2012) montrent que les IDLM sont en submersion depuis les deux derniers millénaires mais aucun indice n'existe pour la période antérieure. Comme aucune courbe n'a été fournie pour cette région centrale du golfe du Saint-Laurent, est-ce que le NMR s'est abaissé sous le niveau actuel, pour ensuite remonter continuellement tout au long de l'Holocène comme l'indique le scénario B ? Quelle est l'influence relative potentielle de ces mouvements glaciaires sur les variations subséquentes du NMR ? Est-ce qu'il y a une influence de la possible migration du bourrelet périphérique dans les variations du NMR aux IDLM pendant l'Holocène ? Est-il possible de reconstituer les variations du NMR aux IDLM pour des époques antérieures au MIS 2 ?

OBJECTIF 3 – FORMATION DES SYSTÈMES DE PLAGES SOULEVÉES

Le troisième et dernier objectif spécifique de ce projet est d'établir une chronologie pour les systèmes de plages soulevées aux IDLM et d'interpréter leur contexte de mise en place en lien avec les variations du NMR. Plusieurs sites de systèmes de plages sableuses soulevées sont identifiables aux IDLM. Le site Les Sillons, situé sur l'Île du Havre-aux-Maisons, est d'ailleurs le site le plus important de plages soulevées du Canada atlantique en terme de d'envergure (~2 km) (Giles & King 2001; Scheffers *et al.* 2012). Cependant, aucune chronologie précise et absolue n'a été établie pour ces structures qui ont été vraisemblablement formées au cours de l'Holocène (Giles & King 2001). Ainsi, leur contexte de mise en place en lien avec les variations récentes du NMR demeure hypothétique. Selon le scénario théorique des variations du NMR de l'Est du Canada (Quinlan & Beaumont 1981), les IDLM ont été affectées par un NMR plus bas que l'actuel et une transgression marine subséquente au cours de l'Holocène. Or, les modèles de prédiction de l'évolution des côtes basses sablonneuses à la hausse du NMR sont généralement basés sur la translation du profil d'équilibre de la plage, ce qui implique une seule réponse géomorphologique, c.-à-d. un recul de la côte avec l'élévation du NMR

(Bruun 1962; Dubois 2000). Un tel scénario suggère l'érosion des crêtes de plage avec la hausse du NMR. Cependant, la hausse du NMR aux IDLM a été de 3,5 mm/a au cours du dernier siècle (Juneau 2012), ce qui est nettement supérieur à la tendance de la hausse du niveau marin eustatique de 1,8 mm/a (Church *et al.* 2013). Pourtant, les résultats de l'évolution récente des côtes de l'archipel semblent indiquer des ajustements morphologiques très différents d'un secteur à l'autre, passant de secteurs fortement en érosion à des secteurs fortement en accumulation (Bernatchez *et al.* 2008, 2012). L'archipel madelinot forme un excellent laboratoire pour répondre à la question suivante : à partir de l'établissement d'une chronologie absolue la plus précise possible, quel est le contexte de mise en place des systèmes de crêtes de plages soulevées aux IDLM par rapport aux variations du NMR ?

Méthodologie

Cette section de la thèse présente brièvement les approches retenues afin d'atteindre les objectifs de recherche. Deux campagnes de terrain ont été réalisées dans le but de récolter divers échantillons, soit du 14 au 20 juin 2013 et du 25 mai au 18 juin 2014. Des mesures de terrain supplémentaires ont été effectuées les 4 et 5 juin 2015 afin de compléter la base de données. Les analyses en laboratoire ont été réalisées principalement au *Nordic Laboratory for Luminescence Dating* (NLL). Ce laboratoire est rattaché à l'Université d'Aarhus et à l'Université Technique du Danemark (DTU), sur le campus de Risø situé à Roskilde au Danemark. L'ensemble de ces analyses ont été supervisées par Andrew Murray et Jan-Pieter Buylaert sous la forme d'un stage se déroulant sur 9 mois entre octobre 2013 et février 2015. D'autres analyses en laboratoire ont été effectuées sporadiquement à l'ISMER tout au long du projet.

RELEVÉS STRATIGRAPHIQUES

L'analyse des archives sédimentaires des IDLM est au cœur de ce projet de thèse. D'abord, plusieurs coupes stratigraphiques ont été étudiées en profondeur et échantillonnées. Ces

coupes constituent pour la plupart des falaises côtières actives un peu partout sur l'archipel (Figure 5A, B). À certains endroits clés pour lesquels des affleurements n'étaient pas disponibles, des trous d'environ 1 m³ ont été creusés à la pelle pour la collecte de sédiments (Figure 5C). Au total, une cinquantaine d'affleurements ont été étudiés et échantillonnés. L'altitude des dépôts étant une composante essentielle à la réalisation de ce projet, un DGPS Trimble RTK avec une incertitude verticale de ± 0.015 m a été utilisé. Finalement, afin d'obtenir des séquences sédimentaires sous le niveau marin actuel, six carottes ont été prélevées à l'aide d'un carottier à vibrations WINK à différents sites (Figure 5D). Des analyses sédimentologiques en laboratoire ont été effectuées sur l'ensemble des sédiments



Figure 5. Exemples de relevés stratigraphiques effectués lors des campagnes de terrain dans le cadre du projet de recherche. A. Site de Pointe-aux-Loups, une des plus imposantes coupe stratigraphique utilisée pour le projet. En guise d'échelle, l'auteur de la thèse se tient debout dans la coupe au bout de la flèche. B. Site de Fatima, coupe stratigraphique plus modeste. C. Site des Sillons, trou d'environ 1 m³ creusé pour la collecte de sédiments lorsqu'un affleurement n'était pas disponible. D. Exemple d'échantillonnage à l'aide du carottier WINK.

récoltés. Ces analyses avaient pour objectif de comprendre les processus de mise en place des dépôts et la nature des sédiments ainsi que d'établir des corrélations entre diverses séquences stratigraphiques. Les divers résultats utilisés dans le cadre de la thèse sont présentés dans les chapitres ultérieurs. L'ensemble des sites étudiés, qu'ils aient été utilisés ou non pour publication, ainsi que toutes les analyses effectuées pour chacun de ces sites sont répertoriés dans l'Annexe I (p. 187).

LES MÉTHODES DE DATATION

Un des sous-objectifs inhérent à ce projet de thèse est de développer une chronologie absolue la plus précise, exacte et exhaustive que possible afin de répondre à nos objectifs de recherche. Aux IDLM, la matière organique est plutôt rare dans les archives sédimentaires et les datations obtenues grâce au radiocarbone contribuent à développer un cadre chronologique qui demeure fragmentaire. Par ailleurs, la limite du radiocarbone se situe autour de 50 kyr BP, limitant les reconstitutions paléoenvironnementales à cette période. La méthode alternative préconisée dans le cadre de ce projet est la datation par la luminescence. Cette méthode a beaucoup de potentiel aux IDLM puisque d'une part, elle couvre le Pléistocène moyen et supérieur en entier et d'autre part, elle utilise des sédiments inorganiques. Les deux méthodes de datation énumérées ci-dessous sont présentées dans les sous-sections suivantes. Une attention particulière est portée sur la luminescence puisqu'elle est moins connue et requiert certaines connaissances afin de comprendre son fonctionnement ainsi que ses subtilités.

Le radiocarbone

Quinze échantillons de matière organique, soit des détritiques terrestres ou des coquillages, ont été prélevés dans les carottes et les coupes stratigraphiques afin d'obtenir des datations absolues par spectrométrie de masse par accélérateur (AMS) (voir Tableau 18, Annexe II, p. 192). Les cibles ont été préparées au laboratoire de radiochronologie du Centre d'études nordiques (CEN) de l'Université Laval, puis analysées au *Keck Carbon Cycle AMS Facility* de l'Université de Californie.

La luminescence

Cette méthode de datation est utilisée afin d'estimer le temps écoulé depuis que des sédiments ont été exposés pour la dernière fois à la lumière du jour (Duller 2008). Cette méthode se base sur la propriété qu'ont certains minéraux, notamment les quartz et les feldspaths potassiques, à emmagasiner dans leur structure cristalline une partie de l'énergie radioactive omniprésente dans l'environnement. Globalement, l'énergie ne cesse de s'accumuler à travers le temps, tant et aussi longtemps que les sédiments ne sont pas exposés à la lumière du jour. Cette énergie peut être libérée en exposant à nouveau les minéraux à la lumière du jour. Pour certains minéraux comme les quartz et les feldspaths, cette libération d'énergie s'effectue sous forme de lumière, nommée luminescence, et correspond à la remise à zéro ou au *bleaching* des sédiments. Plus spécifiquement, l'énergie est emmagasinée sous forme d'électrons piégés dans la structure cristalline du minéral. La décroissance radioactive des noyaux de l'uranium (U), du thorium (Th) et du potassium (K) produit de l'énergie sous forme de rayonnements alpha (α), bêta (β) et gamma (γ). Ces trois types de rayonnement, ajoutés au rayonnement cosmique, deviennent des sources ionisantes pour les électrons situés dans la structure cristalline d'un minéral. Selon le modèle théorique des bandes utilisé en physique du solide, les électrons ionisés sont diffusés dans le cristal via la bande de conduction et afin d'atteindre un état « neutre », ces électrons doivent perdre l'énergie acquise lors de l'ionisation, c.-à-d. en étant exposés à la lumière du jour. Cependant, la structure cristalline des quartz et des feldspaths potassiques comporte des défauts énergétiques qui représentent des pièges à électrons. Plus les électrons sont piégés en profondeur dans ces « trappes », plus ils sont stables à long terme, tant que les grains demeurent non-exposés à la lumière du jour.

Lorsque toutes les conditions expérimentales sont réunies, la remise à zéro des sédiments peut être exécutée en laboratoire en stimulant les quartz ou les feldspaths avec une source lumineuse, provoquant la libération de l'énergie emmagasinée sous forme de luminescence. Les échantillons doivent avoir été récoltés sur le terrain sans voir la lumière du jour et traités préalablement en laboratoire sous lumière orange (Figure 6). Ainsi, le

signal de luminescence (énergie libérée) peut être utilisé pour calculer la radiation totale à laquelle un échantillon a été exposé pendant toute la durée de son enfouissement (Duller 2008). Il s'agit de la dose équivalente (D_e). Par ailleurs, en considérant que le taux de radioactivité est constant à travers le temps, il est possible de calculer la radiation annuelle reçue dans l'environnement de l'échantillon grâce à la désintégration radioactive des isotopes de l'uranium (U), du thorium (Th) et du potassium (K). Il s'agit de la dose annuelle. L'unité de mesure des doses est le Gray (Gy) (J/kg), unité d'énergie absorbée du Système International (SI) d'unités. L'âge de l'échantillon est calculé en divisant la dose équivalente par la dose annuelle :

$$(\text{années}) = \frac{\text{dose équivalente } (D_e)(\text{Gy})}{\text{dose annuelle } (\text{Gy}/\text{année})}$$

La dose annuelle est déterminée par spectrométrie gamma (comptage d'émission), dénombrant les radiations α , β et γ . Ainsi, il est possible de connaître automatiquement la dose que reçoit l'environnement d'échantillonnage par année. Cependant, cette mesure s'effectue sur les sédiments secs. Dans leur milieu naturel, les sédiments contiennent de l'eau qui absorbe aussi une certaine quantité de radiation. La valeur calculée n'est donc pas tout à fait exacte. Une estimation de la teneur en eau de l'échantillon pendant son enfouissement est nécessaire pour corriger ce biais. Or, cette teneur en eau peut avoir varié dans le temps. La teneur en eau de l'échantillon dans son environnement actuel doit être mesurée en plus de la teneur en eau lorsque l'échantillon est saturé, donnant une limite maximale. En tenant compte de ces valeurs et de l'histoire de l'échantillon, une teneur en eau moyenne est estimée et utilisée pour faire le calcul de la dose annuelle.

La méthode optimale pour déterminer la dose équivalente a été au cœur des recherches en luminescence depuis les années 80. La méthode par régénération d'aliquote simple nommée SAR pour *single aliquot regenerative dose* est aujourd'hui largement utilisée pour mesurer la dose équivalente (Murray & Wintle 2000, 2003). Selon le type d'échantillon mesuré, quartz ou feldspaths, la méthode diffère légèrement. Sommairement,



Figure 6. A. Site BAH-est, échantillonnage de sédiments pour la luminescence à l'aide d'un tuyau en PVC noir complètement opaque pour éviter que les sédiments soient en contact avec la lumière du jour. B. Analyses en laboratoire au Danemark sous lumière orange, la lumière blanche y étant interdite.

il s'agit de déclencher une séquence de plusieurs cycles sur un échantillon en laboratoire (Duller 2008). Plusieurs aliquotes d'un même échantillon sont utilisées pour l'ensemble des mesures, ce qui correspond à ~ 2000 grains de quartz ou de feldspaths par aliquote. Les données obtenues correspondent au signal moyen de l'ensemble des grains pour un aliquote. L'utilisation de plusieurs aliquotes permet de déterminer la reproductibilité et ainsi d'attester (ou non) la crédibilité de l'expérience. Le premier cycle consiste à exposer l'échantillon à la lumière, bleue pour les quartz ou infrarouge pour les feldspaths, et à mesurer le signal OSL (pour *optically stimulated luminescence*) pour les quartz ou IRSL (pour *infrared stimulated luminescence*) pour les feldspaths provenant de la radiation reçue dans son environnement naturel (L_n) (Figure 7). Les cycles subséquents consistent à administrer diverses doses préétablies (p. ex. 10 Gy, 20 Gy, *etc.*) à l'échantillon à l'aide d'une source radioactive bêta (β). Le signal OSL ou IRSL est mesuré à la suite de chaque exposition régénérée ($L_1, L_2, L_3, \text{etc.}$). Ces valeurs doivent être corrigées selon la sensibilité de chaque aliquote après chaque cycle. La sensibilité représente la quantité de lumière émise par unité de radiation et varie d'un échantillon à l'autre. C'est la remise à zéro provoquée qui crée ce changement de sensibilité des doses régénérées par rapport à la sensibilité naturelle. Elle est corrigée en donnant une dose fixe de radiation (*test dose*) après

chaque cycle et en mesurant ensuite le signal OSL/IRSL résultant, soit T_n pour le premier cycle (signal naturel) et $T_1, T_2, T_3, \text{ etc.}$ pour les doses régénérées. Le *test dose* correspond à la deuxième étape de chaque cycle. La correction du signal OSL/IRSL est ensuite calculée en divisant les valeurs L_x par les valeurs T_x associées (Figure 7). La correction s'effectue donc au fur et à mesure que les cycles s'enchaînent ce qui fait toute la particularité du protocole SAR. Les valeurs L_x/T_x sont ensuite reportées sur un graphique en fonction des doses administrées. Il s'agit de la courbe de croissance individuelle (*dose response curve*). Il est ainsi possible d'interpoler la dose équivalente de l'échantillon en reportant le signal naturel L_n/T_n sur la courbe de croissance individuelle (Figure 7). Une fois que la courbe de croissance individuelle est élaborée, un dernier cycle est effectué avec une dose déjà administrée (*recycling ratio*). Le ratio entre les rapports L/T déterminés pour les deux cycles de même dose devrait être entre 0.9 et 1.1 si l'échantillon est reproductible. Finalement, une des doses « administrées » correspond à 0 Gy (*recuperation*), le signal résultant doit se situer autour de 0 également (Figure 7).

La mesure du signal OSL/IRSL consiste donc à mesurer la quantité d'énergie qui a été piégée dans le temps dans la bande interdite de la structure cristalline. Les pièges les plus profonds sont les plus stables à long terme, c.-à-d. sur des milliers voire des millions d'années. Cependant, les pièges superficiels ne sont stables que sur quelques minutes à la température ambiante. Ainsi, avant chaque mesure du signal OSL/IRSL, l'aliquote est préchauffé afin de retirer ces électrons instables superficiels qui biaiserait les résultats. La température de préchauffage adéquate à utiliser est déterminée en mesurant la dose équivalente d'un même échantillon à plusieurs températures. Normalement, à partir d'une certaine température, la dose équivalente devrait augmenter en raison du transfert thermique. Lorsqu'il y a transfert thermique, les électrons instables situés dans les trappes superficielles, et insensibles à la lumière, plutôt que d'être libérés, se piègent dans la bande interdite (sensible à la lumière), provoquant par la suite une surestimation du signal de la luminescence de l'échantillon. Le protocole SAR devrait donc considérer une température de préchauffage en deçà de celle provoquant le transfert thermique. Ce test, nommé communément *preheat plateau*, peut être effectué sur quelques échantillons d'une série

constituée *grosso modo* du même type de sédiment et non systématiquement sur tous les échantillons. Une fois que le protocole SAR est déterminé, le *dose recovery test* doit être effectué. Il s'agit de volontairement remettre à zéro quelques (~6) aliquotes d'un même échantillon en les exposant à une source lumineuse et de les irradier avec une dose connue. Le protocole SAR est ensuite appliqué sur l'échantillon comme si la dose équivalente (D_e) était inconnue. Le résultat devrait être très similaire à la dose administrée à l'échantillon. Si l'échantillon échoue le *dose recovery test*, les valeurs de dose équivalente obtenues antérieurement sont alors peu fiables. Finalement, la dose équivalente d'un échantillon est considérée comme étant crédible si elle est reproductible. Les différentes valeurs de dose

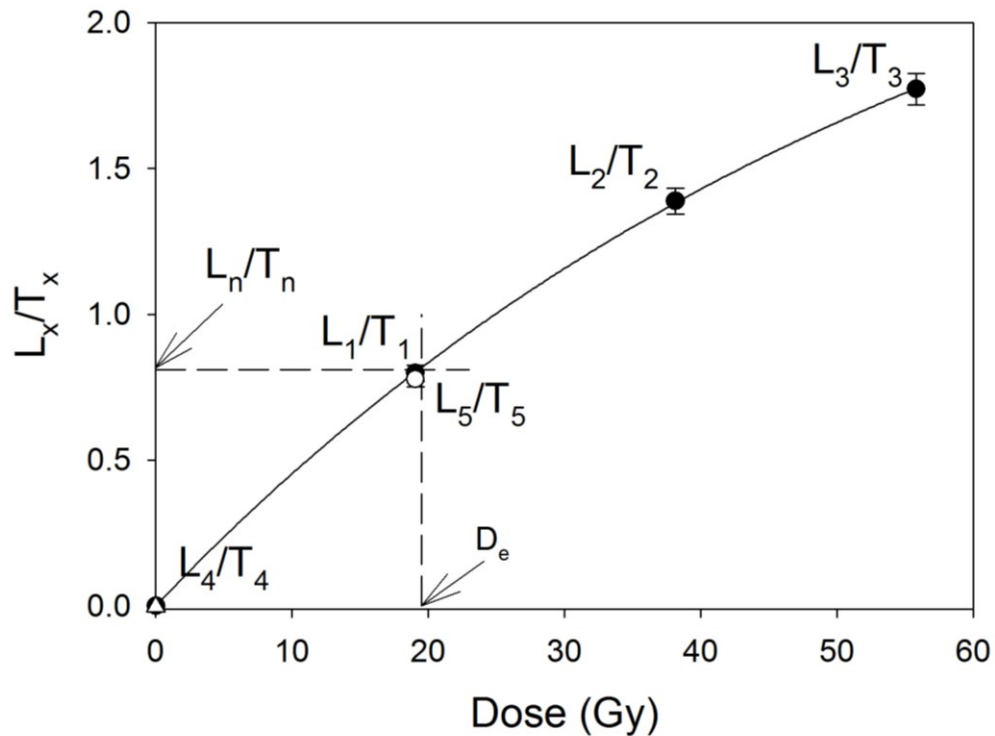


Figure 7. Courbe de croissance individuelle (*dose response curve*) du protocole SAR mesurant cinq cycles. Le premier cycle (L_n) et sa réponse au *test dose* (T_n), c.-à-d. le signal OSL naturel de l'échantillon incluant la sensibilité; les cycles L_1/T_1 , L_2/T_2 , L_3/T_3 , L_4/T_4 et L_5/T_5 , correspondent à des doses régénérées de 19, 38, 56, 0 (*recuperation*, triangle blanc) et 19 Gy, le dernier répétant un cycle déjà effectué afin de déterminer le *recycling ratio* (cercle blanc). Dans le cas présent, la dose équivalente (D_e) de l'échantillon est de 19,5 Gy.

équivalente (D_e) obtenues pour un même échantillon, c.-à-d. idéalement entre 18 et 24 pour les quartz, un peu moins pour les feldspaths (p. ex. Buylaert *et al.* 2013), devraient afficher une distribution normale ou log-normale (Duller 2008). Lorsque les valeurs ne sont pas similaires, de plus amples recherches doivent être effectuées, l'échantillon étant probablement plus complexe. Le problème le plus fréquent est la remise à zéro incomplète de l'échantillon lors de son enfouissement.

Les quartz, étant plus stables que les feldspaths, sont souvent à prioriser lors d'analyses en luminescence. Par contre, leur courbe de croissance individuelle sature autour de 200 Gy ce qui correspond généralement à ~100 ka. L'utilisation de cette méthode se limite donc aux sédiments de moins de 100 ka (Wintle 2008; Buylaert *et al.* 2009). En contrepartie, les feldspaths potassiques possèdent une plus grande densité de défauts cristallins dans leur structure, ce qui leur permet d'atteindre un niveau de saturation beaucoup moins rapidement et d'enregistrer l'irradiation sur une plus grande période de temps (Huntley & Lamothe 2001). La courbe de croissance individuelle des feldspaths peut donc croître à de plus fortes doses que les quartz (jusqu'à ~1 kGy) et peuvent ainsi être utilisés comme alternative lorsque les caractéristiques des quartz sont inappropriées ou lorsque les sédiments sont plus âgés. Leur signal est toutefois instable. Cette instabilité, communément nommée *anomalous fading* (Aitken 1985), correspond à une libération anormale et spontanée d'électrons lors de la mesure provoquant une sous-estimation de l'âge réel (Huntley & Lamothe 2001; Buylaert *et al.* 2011). Certains modèles permettent de corriger l'*anomalous fading* de la dose reçue (p. ex. Huntley & Lamothe, 2001; Thomsen *et al.* 2008; Buylaert *et al.* 2012), mais ce procédé demande beaucoup plus de temps d'analyse et sa fiabilité est encore mise à l'épreuve.

Avant la réalisation de ce stage, les sédiments des IDLM n'avaient jamais été testés pour la luminescence. Un total de 106 échantillons a été récolté sur le terrain et envoyé au Danemark. À la suite d'analyses préliminaires et de rectification des priorités, 28 échantillons ont été retirés pour finalement obtenir un total de 82 datations (voir Tableaux 19 et 20, Annexe II, p. 192). Les résultats des *preheat plateau*, *dose recovery test*, *recycling*

ratio, recuperation, etc. sont satisfaisants pour les sédiments des IDLM et sont présentés dans les chapitres subséquents. Tel que mentionné ci-haut, le problème le plus fréquent en luminescence est une remise à zéro incomplète des échantillons, auquel cas l'âge réel d'un échantillon est surestimé puisque la valeur résiduelle est comprise dans le calcul (Figure 8), et ce, même si le protocole SAR utilisé semble bien fonctionner. Le succès de la luminescence repose donc sur une remise à zéro adéquate des sédiments par la lumière du jour au moment de son enfouissement. Plusieurs techniques peuvent être utilisées afin d'évaluer la remise à zéro et ainsi minimiser les risques d'obtenir un âge surestimé : comparaison avec des âges indépendants (p. ex. ^{14}C), l'analyse d'échantillons modernes (p. ex. Murray & Olley 2002; Singarayer *et al.* 2005) et la comparaison avec les feldspaths. Ces trois méthodes ont été utilisées pour évaluer l'âge des sédiments aux IDLM et les résultats sont présentés dans les chapitres suivants.

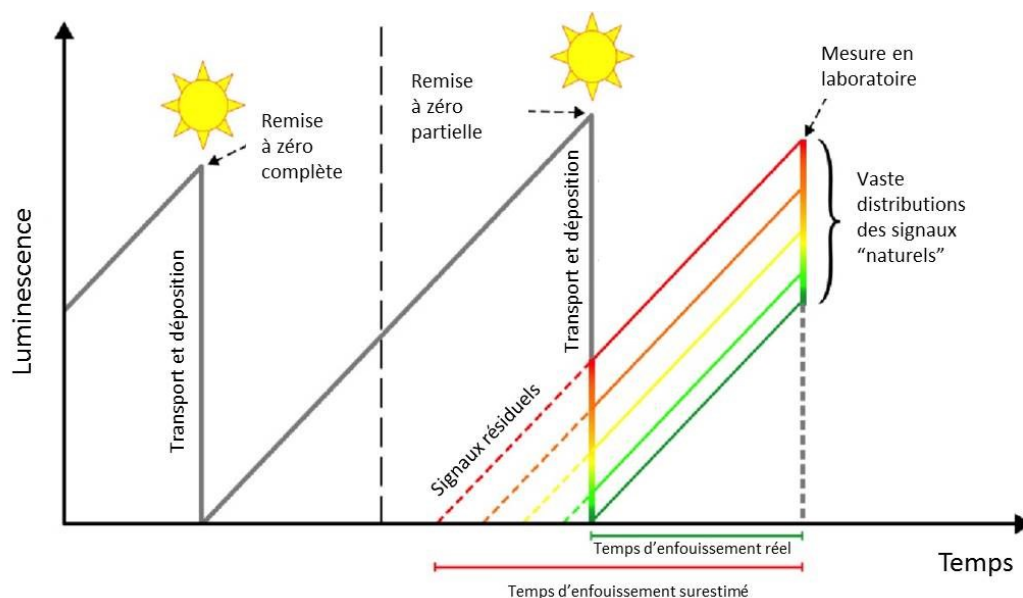


Figure 8. Graphique illustrant à gauche, une remise à zéro complète et au centre, une remise à zéro partielle. Lors de l'enfouissement du matériel à dater, l'énergie emmagasinée n'a pas été libérée des grains et un signal résiduel est ainsi compté lors de mesures en laboratoire. Comme la quantité d'énergie peut être variable d'un grain à l'autre selon leur histoire respective, il en résulte d'une vaste distribution des signaux « naturels » potentiels (Modifié de Strebler & Hartung 2014; uni-koeln.de/).

Organisation de la thèse

Cette thèse est organisée en trois chapitres qui correspondent *grosso modo* à chacun des objectifs du projet. À noter que les références bibliographiques de l'introduction générale et de la conclusion générale sont présentées à la toute fin de la thèse alors que les références utilisées dans les articles qui constituent les trois chapitres suivants sont présentées à la fin de chaque chapitre et respectent le style du journal respectif.

Le premier chapitre présente des données chronologiques et sédimentologiques sur l'histoire glaciaire des IDLM depuis la dernière glaciation. Plusieurs coupes stratigraphiques y sont décrites et plusieurs datations obtenues par luminescence y sont présentées. La discussion de cet article met ces nouvelles données en perspective par rapport à la littérature régionale et présente une version préliminaire d'une courbe de variations du NMR depuis la déglaciation.

Rémillard, A. M., St-Onge, G., Bernatchez, P., Héту, B., Buylaert, J.-P., Murray, A. S. & Vigneault, B. *Chronology and stratigraphy of the Magdalen Islands archipelago from the last glaciation to the early Holocene: new insights into the glacial and sea-level history of eastern Canada*. *Boreas*. Accepté le 18 février 2016, sous presse.

Le deuxième chapitre traite des variations du NMR aux IDLM. Des coupes stratigraphiques inédites y sont décrites et plusieurs nouvelles datations par luminescence et radiocarbone y sont présentées. Une courbe plus complète des variations du NMR y est proposée pour la période du DMG à l'Holocène inférieur tandis que des courbes partielles y sont présentées pour l'Holocène tardif et pour l'intervalle entre la fin du MIS 4 et le MIS 3. La discussion porte principalement sur la dynamique de l'ajustement glacio-isostatique postglaciaire et une première courbe de l'enfoncement de la croûte terrestre y est proposée. La signification de ces données pour la paléogéographie régionale y est également abordée et les différences entre les modèles d'ajustement glacio-isostatique et les mouvements verticaux de la croûte terrestre dans les Maritimes y sont discutées.

Rémillard, A. M., St-Onge, G., Bernatchez, P., Héту, B., Buylaert, J.-P., & Murray, A. S. *Relative sea-level changes and glacio-isostatic adjustment on the Magdalen Islands*

archipelago (Atlantic Canada) from MIS 5 to the late Holocene. L'article est presque complet et sera soumis à la revue *Quaternary Science Reviews* sous peu.

Le troisième chapitre de cette thèse répond au dernier objectif du projet qui est d'établir une chronologie pour les systèmes de plages soulevées aux IDLM et d'interpréter leur contexte de mise en place en lien avec les variations du NMR. Quatre sites situés sur l'archipel madelinot y sont présentés. Ces sites exposent des systèmes de crêtes de plage soulevées datant des trois derniers millénaires qui permettent de comprendre l'évolution de ces secteurs par rapport à la hausse du NMR de l'Holocène tardif.

Rémillard, A. M., Buylaert, J.-P., Murray, A. S., St-Onge, G., Bernatchez, P. & Héту, B. 2015. *Quartz OSL dating of late Holocene beach ridges from the Magdalen Islands (Quebec, Canada)*. *Quaternary Geochronology* 30, 264–269.

Finalement, les conclusions générales sont présentées à la suite de ces trois chapitres qui constituent le cœur de la thèse. Ces conclusions générales sont présentées sous forme de discussion générale illustrant l'ensemble des sujets soulevés dans le cadre de ce projet, les principaux résultats obtenus, les limites de la recherche, quelques pistes pour de futures recherches et la portée scientifique de cette thèse.

Autres réalisations

Cette section présente les différentes contributions réalisées dans le cadre de mon projet de doctorat en plus des trois articles qui constituent les chapitres subséquents de cette thèse. Notamment, un premier article présentant des données qui n'avaient pas été utilisées lors de mon projet de maîtrise a été publié dans la revue *Boreas*, mon projet de doctorat étant la continuité directe de ma maîtrise. Par ailleurs, j'ai participé à cinq congrès, trois nationaux (communications orales) et deux internationaux (affiches), ainsi qu'à quatre colloques internes (UQAR, Geotop, Ouranos), où j'ai présenté soit des résultats de ma maîtrise et/ou de mon doctorat. J'ai également participé à l'élaboration d'un panneau de vulgarisation scientifique sur la géomorphologie du site Les Sillons avec la Société de Conservation des Îles-de-la-Madeleine (SCÎM) et présenté 8 capsules de vulgarisation scientifique sur mes

résultats de doctorat à la radio des IDLM. Finalement, dans le cadre de mon doctorat en océanographie à l'ISMER, j'ai eu la chance de participer à deux missions en mer sur le N/R Coriolis II, soit pour le projet MARGES dans le golfe de San Jorge en Argentine (février-mars 2014) et le projet Old-Harry dans le golfe du Saint-Laurent (juin 2015). Ma principale contribution à ces projets, en plus de l'aide directe sur le terrain, a été de rédiger les rapports d'expédition en tant que première auteure (ouvrages collectifs).

AUTRE ARTICLE PUBLIÉ

Rémillard, A. M., Héту, B., Bernatchez, P., Buylaert, J.-P., Murray, A. S., St-Onge, G. & Geach, M. 2015. Chronology and palaeoenvironmental implications of the ice-wedge pseudomorphs and composite wedge casts on the Magdalen Islands (eastern Canada). *Boreas* 44, 658–675.

COMMUNICATIONS

Rémillard, A. M., St-Onge, G., Bernatchez, P., & Héту, B., Buylaert, J.-P. & Murray, A. S. 2015. Glacial history and sea level changes on the Magdalen Islands (Québec, Canada) during the Late Pleistocene. *Canadian Quaternary Association (CANQUA)*, St. John's, NL (Canada). *Récipiendaire du 1^{er} prix pour meilleure présentation orale.

Rémillard, A. M., St-Onge, G., Bernatchez, P., Héту, B., Buylaert, J.-P., Murray, A. S. & Vigneault, B. 2015. Histoire glaciaire et variations du niveau marin relatif aux Îles-de-la-Madeleine (IDLM). *Association canadienne pour le savoir (ACFAS)*, Rimouski, QC (Canada). *Récipiendaire du 1^{er} prix pour meilleure présentation orale.

Rémillard, A. M., Buylaert, J.-P., Murray, A. S., St-Onge, G., Bernatchez, P. & Héту, B. 2014. Quartz OSL dating of Late Holocene beach ridges from the Magdalen Islands (Québec, Canada). Luminescence and electron spin resonance dating conference (LED), Montréal, QC (Canada). Affiche.

Rémillard, A. M., St-Onge, G., Bernatchez, P. & Héту, B. 2014. Relative sea level changes in the Magdalen Islands (Québec, Canada) since the last deglaciation. *Congrès annuel des étudiants du Geotop*, Pohénégamook, QC (Canada). *Récipiendaire du 2^e prix pour meilleure présentation orale.

Rémillard, A. M., Héту, B., Bernatchez, P., St-Onge, G. & Ladouceur, G. 2013. Relative sea level changes in the Magdalen Islands (Québec, Canada) since the last glaciation. Conférence internationale de géomorphologie de l'IAG, Paris (France). Affiche.

Rémillard, A. M., Vigneault, B., Héту, B. & Bernatchez, P. 2013. À l'intersection de trois

calottes glaciaires dans le golfe du Saint-Laurent : stratigraphie et sédimentologie du Quaternaire des Îles-de-la-Madeleine. *Association canadienne pour le savoir (ACFAS)*, Québec, QC (Canada). Communication orale.

Rémillard, A. M., St-Onge, G., Bernatchez, P. & Hétu, B. 2013. Variations postglaciaires du niveau marin relatif aux Îles-de-la-Madeleine. Séminaire présenté au Consortium sur les changements climatiques Ouranos, Montréal, QC (Canada). Communication orale.

Rémillard, A. M., St-Onge, G., Bernatchez, P. & Hétu, B. 2013. Les variations du niveau marin aux Îles-de-la-Madeleine (Québec): le passé à la rescousse du futur. *La Nature dans tous ses états*, Université du Québec à Rimouski, Rimouski, QC (Canada). Communication orale, vulgarisation scientifique.

Rémillard, A. M., Hétu, B. & Bernatchez, P. 2013. Stratigraphie, sédimentologie et micromorphologie du Drift des Demoiselles, île du Havre-Aubert, Îles-de-la-Madeleine, Québec *ou* Le Quaternaire du sud des Îles-de-la-Madeleine. Midi-conférence du Module de géographie, Département de Biologie, géographie et chimie, Université du Québec à Rimouski, Rimouski, QC (Canada). Communication orale.

OUVRAGES COLLECTIFS

Rémillard, A.M., Desiège, P.-A., St-Onge, G., Montero-Serrano, J.-C. & Jetté, C. 2014. Marine geology of the Gulf of San Jorge (MARGES): habitat mapping, basin architecture and stratigraphy, gas seepage, natural hazards and harmful algal blooms. Université du Québec à Rimouski, Institut des sciences de la mer, expedition report, 120 p.

Rémillard, A.M., Desiège, P.-A., Casse, M., St-Onge, G., Montero-Serrano, J.-C. & Xie, H. 2015. Environmental conditions and dispersion processes within the Old Harry Influence Area. Université du Québec à Rimouski, Institut des sciences de la mer, expedition report, 43 p.

CHAPITRE 1

CHRONOLOGIE ET STRATIGRAPHIE DES ÎLES-DE-LA-MADELEINE DE LA DERNIÈRE GLACIATION AU DÉBUT DE L'HOLOCÈNE : NOUVELLES DONNÉES SUR L'HISTOIRE GLACIAIRE ET LES VARIATIONS DU NIVEAU MARIN RELATIF DANS L'EST DU CANADA

1.1 RÉSUMÉ EN FRANÇAIS DU PREMIER ARTICLE

Les Îles-de-la-Madeleine (IDLM) (Québec, Canada) sont situées dans une région clé pour clarifier l'histoire glaciaire ainsi que les variations du niveau marin relatif (NMR) des Provinces maritimes de l'Est du Canada. Bien que de nombreuses séquences sédimentaires aient été décrites dans la littérature, les âges absolus sont lacunaires, empêchant une interprétation exacte des dépôts ainsi que l'établissement d'un cadre chronologique adéquat. Cette étude présente d'une part, une description détaillée de 20 coupes stratigraphiques situées un peu partout sur l'archipel madelinot, et d'autre part, la première chronologie globale basée sur la luminescence pour la période allant du Dernier Maximum Glaciaire (DMG) jusqu'à ~10 ka. En plus de cinq échantillons récoltés à des fins de contrôle d'âge, 34 échantillons ont été prélevés pour la luminescence stimulée optiquement (OSL) à 17 sites distincts dans des dépôts glaciaires, périglaciaires et côtiers. Les données stratigraphiques et chronologiques révèlent que l'archipel madelinot était situé au carrefour de deux calottes glaciaires pendant le DMG; le sud des îles a été englacé par la calotte glaciaire Escuminac situé dans le secteur ouest du golfe du Saint-Laurent tandis que le nord des îles a été englacé à la fin du DMG par un mouvement glaciaire provenant de Terre-

Neuve. Un dépôt glaciaire situé sur la moitié nord des IDLM a été associé à la calotte glaciaire de Terre-Neuve; il a été nommé le Till de Grande-Entrée dans le cadre de cette étude et a été daté à ~20 ka. Plusieurs âges OSL entre ~23 et 17 ka provenant de dépôts périglaciaires (cryopédiments) et côtiers situés sur la moitié sud des îles indiquent que cette partie de l'archipel a été déglacée immédiatement après le DMG et a été affectée par des conditions périglaciaires ainsi qu'un haut NMR. Autour de 15 ka, l'archipel madelinot en entier aurait été déglacé et partiellement submergé jusqu'à ~10 ka. Cette nouvelle base de données est la première contribution majeure à une chronologie détaillée des IDLM et constitue par conséquent la première étape vers une interprétation de l'histoire glaciaire et l'histoire des variations du NMR de cette partie centrale du golfe du Saint-Laurent. Ces nouvelles connaissances fourniront des données essentielles pour la modélisation des mouvements glaciaires et du NMR.

Ce premier article, intitulé *Chronology and stratigraphy of the Magdalen Islands archipelago from the last glaciation to the early Holocene : new insights into the glacial and sea-level history of eastern Canada*, a été rédigé par moi-même et a été étroitement supervisé par mon directeur et mes deux co-directeurs de doctorat, soit respectivement Guillaume St-Onge (ISMER-UQAR), Pascal Bernatchez (UQAR) et Bernard Hétu (UQAR). Jan-Pieter Buylaert, chercheur sénior à l'Université technique du Danemark (DTU), et Andrew S. Murray, professeur-chercheur à l'Université D'Aarhus, aussi située au Danemark, ont également supervisé la rédaction de cet article, plus spécifiquement en ce qui concerne la partie qui traite de luminescence. Finalement, Benoit Vigneault, qui a récolté plusieurs données de terrain utilisées dans cet article, est le dernier auteur. L'article a été accepté pour publication dans sa version finale le 18 février 2016 par l'éditeur de la revue *Boreas*.

En tant que première auteure, ma contribution à ce travail a été essentiellement d'effectuer la récolte des échantillons aux IDLM ainsi que toutes les analyses en laboratoire, aussi bien à l'ISMER qu'au Danemark. J'ai également rédigé l'ensemble de l'article. Mon directeur et co-directeurs de recherche ont participé aux campagnes de

terrain, à l'interprétation des données ainsi qu'à l'ensemble des étapes de la rédaction. Jan-Pieter Buylaert et Andrew S. Murray ont participé activement à l'élaboration de la méthode utilisée pour la datation par luminescence et ont supervisé la rédaction des parties de l'article spécifiques à cette méthode. Benoit Vigneault, dernier auteur, a été un collaborateur essentiel puisqu'il a prélevé une partie des données sur le terrain lors de ses travaux de maîtrise effectués de 2006 à 2012.

Une version préliminaire et abrégée de cet article a été présentée sous forme de présentation orale au 83^e congrès de l'Association canadienne pour le savoir (ACFAS) qui a eu lieu à Rimouski en mai 2015 ainsi qu'au congrès de l'Association canadienne pour l'étude du Quaternaire (CANQUA) à St-John's (Terre-Neuve) en août 2015.

1.2 CHRONOLOGY AND STRATIGRAPHY OF THE MAGDALEN ISLANDS ARCHIPELAGO FROM THE LAST GLACIATION TO THE EARLY HOLOCENE: NEW INSIGHTS INTO THE GLACIAL AND SEA-LEVEL HISTORY OF EASTERN CANADA

The Magdalen Islands (Québec, Canada) are a key location for unravelling the glacial and sea-level history of the Maritime Provinces of eastern Canada. Although many sedimentary sequences have been described in the literature, absolute ages are lacking, impeding an accurate interpretation of the deposits and the establishment of a precise chronological framework. This study provides a detailed description of 21 stratigraphic sequences located throughout the archipelago, as well as the first comprehensive luminescence chronology from the Last Glacial Maximum (LGM) to ~10 ka. In addition to the five samples collected for age control purposes, 34 luminescence samples were taken from 17 different sites in glacial, periglacial, and coastal deposits. The stratigraphic and chronological data reveal that the islands were at the crossroads of two different icecaps during the LGM; the southern islands were glaciated by the Escuminac icecap located in the western Gulf of St. Lawrence while the northern archipelago was glaciated at the end of the LGM by an ice flow from Newfoundland. The glacial deposit covering the northern Magdalen Islands was associated with the Newfoundland icecap; here it is named the Grande-Entrée till and is dated to ~20 ka. OSL ages between ~23 and 17 ka acquired from cryopediment and coastal

deposits on the southern islands indicate that this part of the archipelago was deglaciated shortly after the LGM and was affected by a high sea level and periglacial processes. Around 15 ka, the entire archipelago was deglaciated and partially submerged until ~10 ka. This dataset is the first major contribution to a detailed chronology of the Magdalen Islands and constitutes the first step towards interpreting the glacial and sea-level history of the central area of the Gulf of St. Lawrence; this new understanding will provide input to regional marine and glacial modelling.

1.3 INTRODUCTION

The glacial history of the Maritime Provinces of eastern Canada has been debated throughout the 20th century. Two schools of thoughts have developed concerning the nature of the last glaciation in the area and these have become known as the ‘maximum’ and the ‘minimum’ conceptual models (e.g. Grant 1989; Stea *et al.* 1998, 2011). These models either argued that the Laurentide Ice Sheet (LIS) entirely covered the Maritimes to the end of the continental shelf (e.g. Dyke *et al.* 2002), or that local independent glaciers were located mainly on land with ice margins ending just offshore (e.g. Dyke & Prest 1987). The question whether the Magdalen Islands, located in the centre of the Gulf of St. Lawrence (Fig. 9), were glaciated during the Last Glacial Maximum (LGM) is key to resolving this debate (e.g. Grant 1989). Several studies have focused on the palaeogeographic history of the islands but these have only served to strengthen the dispute between the maximum and minimum models, because some of these studies recognized evidence of glaciation, either from local glaciers or the LIS, while others argued that, during the last glaciation, the archipelago was ice-free (e.g. Richardson 1881; Chalmers 1895; Clarke 1911; Goldthwait 1915; Coleman 1919; Alcock 1941; Hamelin 1959; Prest *et al.* 1976; Dredge & Grant 1987; Parent & Dubois 1988; Dredge *et al.* 1992). More recently, regional syntheses have come to what is generally accepted in the literature as the Appalachian Glacier Complex (AGC; e.g. Stea *et al.* 1998, 2011; Josenhans & Lehman 1999; Stea 2004; Shaw *et al.* 2006; Josenhans 2007). The AGC suggests that local glaciers, mostly located on the Maritime Provinces, were coalescing with each other and with the

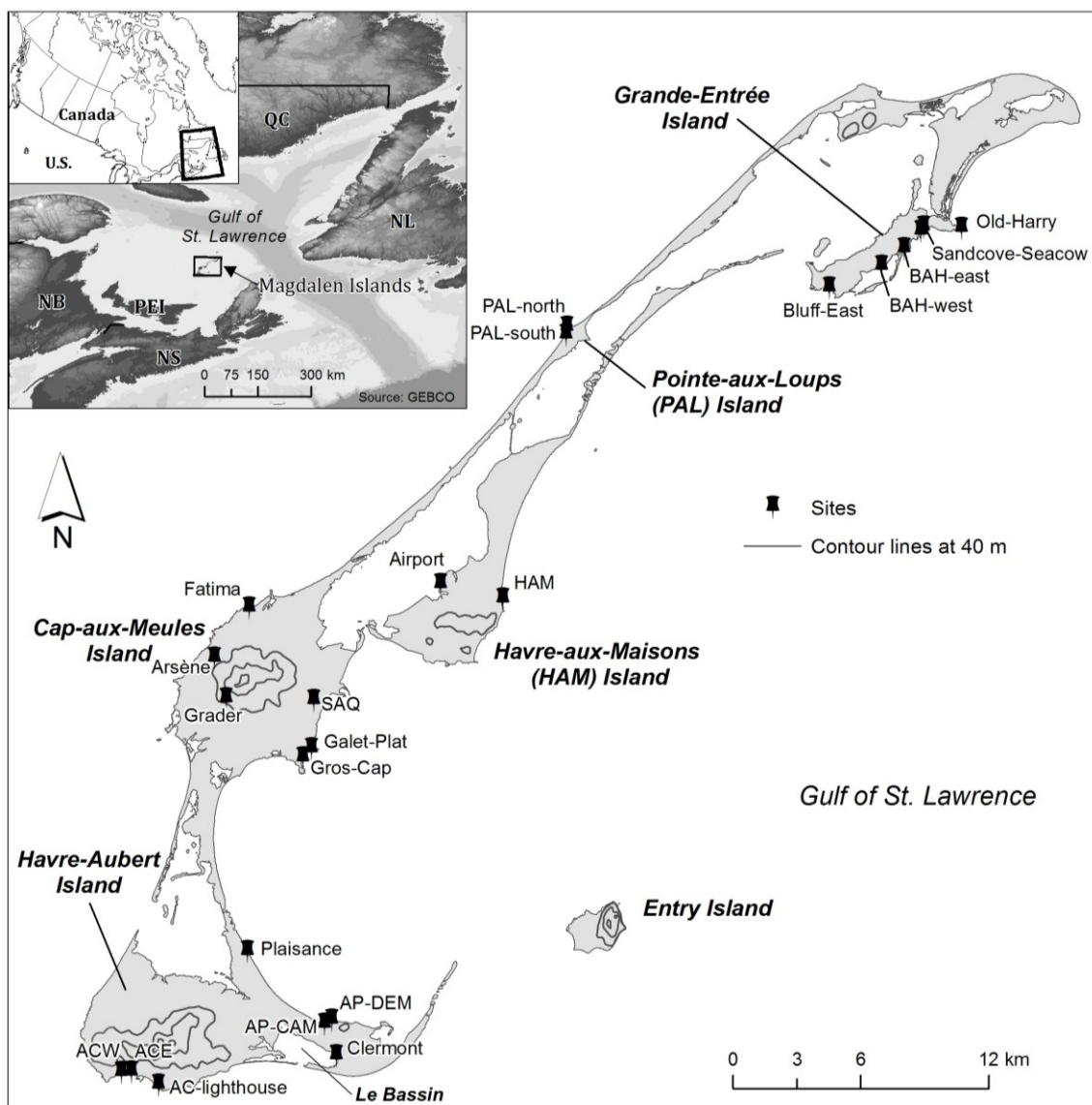


Figure 9. Location of the Magdalen Islands in eastern Canada and the Gulf of St. Lawrence. Sample sites are shown as black pushpins.

LIS that formed an ice stream in the Laurentian Channel. This model results in a complex sea-level history in the Gulf of St. Lawrence that is variable both regionally and locally (e.g. Quinlan & Beaumont 1981; Shaw *et al.* 2002; Bell *et al.* 2005). Although the AGC is generally accepted, this conceptual model extrapolates from several studies undertaken throughout the Maritimes; little is actually known of the glacial history in the centre of the

Gulf. Glacial, periglacial and marine deposits have been described in the literature (e.g. Prest *et al.* 1976; Dredge *et al.* 1992; Paquet 1989; Vigneault 2012; Rémillard *et al.* 2013, LIS that formed an ice stream in the Laurentian Channel. This model results in a complex sea-level history in the Gulf of St. Lawrence that is variable both regionally and locally (2015a), but the Quaternary history of the islands remains poorly understood mostly because of the lack of a robust chronological framework. Nevertheless the archipelago offers a strategic terrestrial record; it is likely to have experienced and recorded the last glaciation(s) and the inherent sea-level and periglacial changes in a key area.

The oldest known record on the Magdalen Islands is located on the Havre-Aubert Island and corresponds to a lagoonal marine deposit covering a woody peat. The wood provided U/Th Marine Isotopic Stage (MIS) 5 ages of 106.4 ± 8.2 ka (UQT – 183), 101.7 ± 15.6 ka (UQT – 182) and 89 ± 7.6 ka (UQT – 184). The woody peat and the lagoon deposit are overlain by a littoral sandy and gravel ridge formed in a context of sea-level rise, which has itself been truncated by a local till associated with the MIS 4 (Dredge *et al.* 1992). More recently, based on a limited number of radiocarbon ages, Rémillard *et al.* (2013, 2015a) suggested that the southern part of the Magdalen Islands was glaciated by the Escuminac icecap that flowed towards the southeast at some point during MIS 2, and was affected by two marine transgressions and two periglacial phases both before and after the MIS 2 glaciation. Unfortunately a similar chronological framework is lacking for other areas; the deposits of the archipelago require the construction of an absolute chronology before an understanding of the relationships amongst the glacial, periglacial and marine phases can be developed.

In this study, we aimed to i) describe and characterize the sedimentology of 21 outcrops observed throughout the Magdalen Islands, ii) improve the chronological framework by adding new OSL ages, and iii) increase the understanding of the palaeogeography and sea-level history of a key area of eastern Canada, from the LGM to ~10 ka.

1.4 GEOLOGICAL AND GEOMORPHOLOGICAL SETTINGS

The Magdalen Islands lie in the shallow waters of the Magdalen Shelf (<100 m) near the center of the Gulf of St. Lawrence (47°N) (Fig. 9). Six of the seven islands are connected to each other by Holocene barrier beaches (tombolos) (Rémillard *et al.* 2015b). The islands are built on Carboniferous-Visean volcanic and sedimentary substrata (Brisebois 1981; Giles 2008). The geomorphology of the islands is dominated by basaltic conical hills surrounded by sandstone and shale platforms slightly inclined towards the sea which are interpreted as cryopediment surfaces (Laverdière & Guimont 1974; Paquet 1989). The sandstone is mainly composed of quartz and is generally porous and highly friable (Brisebois 1981). On the southern islands, the bedrock is overlain discontinuously by between 0.5 and 10 m-thick Quaternary sediments (e.g. Dredge *et al.* 1992; Rémillard *et al.* 2013). In the northern part of the archipelago (the Pointe-aux-Loups and Grande-Entrée Islands), sedimentary bodies can be ~20 m thick (e.g. Dredge *et al.* 1992; Vigneault 2012).

1.5 METHODS

1.5.1 Sites

A total of 21 sedimentary outcrops mainly located in coastal cliffs have been described in detail (Fig. 9). Seven are located in the northern part of the Magdalen Islands (Old-Harry, Sandcove-Seacow, Bassin-aux-Huîtres west and east, Bluff-east, Pointe-aux-Loups north and south), two on Havre-aux-Maisons Island (Airport and HAM), seven on Cap-aux-Meules Island (Fatima, Facterie, SAQ, Arsène, Grader, Galet-Plat, and Gros-Cap), and five on Havre-Aubert Island (ACW, AC-Lighthouse, AP-DEM, AP-CAM, and Clermont). Finally, two sites were studied for chronological control purposes only: Plaisance, located on the tombolo connecting Cap-aux-Meules and Havre-Aubert Islands, and ACE, located on the southwest coast of Havre-Aubert Island.

1.5.2 Sedimentological analyses

Ten clast fabrics ($n = 30, 49$ or 50) were measured in the field using A-axis with an axial ratio of >1.5 ; eight of these were re-analysed from the study of Vigneault (2012). Clast fabrics were all plotted as contoured equal-area stereonet on the lower hemispheres using the Stereo32 software and examined using eigenvector analysis (Mark 1973) (Table 2). Grain-size distribution of matrices was determined with a Beckman-Coulter particle size analyzer LS 13 320 ($0.04 - 2000 \mu\text{m}$) on 51 disaggregated samples and processed with the Gradistat version 8.0 software using logarithmic method of Folk & Ward (1957) (Blott & Pye 2001) (Table 3). Altitudes were measured *in situ* using a Trimble RTK D-GPS (± 0.015 m vertical uncertainty).

1.5.3 Radiocarbon dating

Samples of organic material were collected at the AC-Lighthouse and Clermont sites both located on the Havre-Aubert Island. The samples 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 in Irvine. The conventional ^{14}C ages were calibrated using the CALIB 7.1 program with the INTCAL13 calibration dataset (Reimer *et al.* 2013).

Table 2. Clast fabric data from this study. S = eigenvalues; K = shape parameter; C = strength parameter.

	Clast fabric ID	n	Mean vectors		Eigenvalues			K	C
			Azimuth	Plunge	S1	S2	S3		
PAL-North	CF01	49	96	26	0.622	0.246	0.132	1.496	1.546
PAL-South	CF02	50	77	20	0.558	0.322	0.120	0.560	1.537
Old-Harry	CF03	50	194	13	0.675	0.253	0.071	0.773	2.248
Old-Harry	CF04	50	21	2	0.705	0.186	0.109	2.499	1.865
BAH-West	CF05	50	61	28	0.618	0.256	0.127	1.251	1.585
BAH-East	CF06	49	87	20	0.663	0.215	0.123	2.016	1.688
BAH-East	CF07	50	49	37	0.735	0.160	0.105	3.642	1.946
Grader	CF08	50	22	14	0.635	0.285	0.080	0.634	2.071
Grader	CF09	49	15	9	0.764	0.182	0.055	1.195	2.636
Gros-Cap	CF10	30	54	12	0.665	0.236	0.099	1.197	1.902

Table 3. Particle size data from this study.

Site	Unit	Sample no.	Medium to coarse sand (%)	Fine to very fine sand (%)	Silt (%)	Clay (%)	Mean (μm)	Sorting (ϕ)	Skewness (ϕ)	Kurtosis (ϕ)
PAL-North	Marine	PS01	15	72	12	2	135.9	1.237	0.355	1.813
PAL-North	Marine	PS02	25	65	9	1	153.5	1.165	0.149	1.391
PAL-North	Stone line	PS03	9	68	21	2	82.3	1.766	0.612	1.598
Sandcove	Marine	PS04	27	61	10	2	165.4	1.320	0.549	2.223
Sandcove	Marine	PS05	38	53	8	1	196.5	1.225	0.456	2.153
Sandcove	Marine	PS06	57	36	6	1	248.5	1.106	0.449	2.050
Sandcove	Marine	PS07	32	61	5	1	191.9	0.872	0.311	1.423
Sandcove	Marine	PS08	3	84	11	2	131.4	1.170	0.459	2.144
Sandcove	Marine	PS09	18	69	10	2	152.5	1.265	0.481	2.145
Sandcove	Marine	PS10	26	58	14	1	150.5	1.354	0.446	1.739
Sandcove	Marine	PS11	60	35	5	0	257.4	0.879	0.345	1.318
Sandcove	Marine	PS12	55	40	4	1	247.5	0.779	0.304	1.309
Sandcove	Subtidal	PS13	38	58	4	1	208.9	0.630	0.338	1.157
Seacow	Marine	PS14	0	81	17	2	91.7	1.101	0.608	2.692
Seacow	Subtidal	PS15	35	58	6	1	194.8	0.984	0.229	1.407
Seacow	Subtidal	PS16	47	48	4	1	227.6	0.799	0.253	1.141
Seacow	Subtidal	PS17	35	59	5	1	199.5	0.973	0.385	1.822
Old-Harry	Marine	PS18	20	73	6	2	174.1	0.940	0.499	2.010
Old-Harry	Till	PS19	10	61	25	5	67.0	2.178	0.620	1.318
Old-Harry	Till	PS20	0	48	46	7	29.2	2.048	0.687	0.757
Old-Harry	Till	PS21	0	45	50	5	36.7	2.198	0.349	0.752
Bluff-East	Marine	PS22	6	84	8	2	137.8	1.027	0.394	2.008
Bluff-East	Marine	PS23	0	84	13	3	111.3	1.284	0.657	2.784
Bluff-East	Marine	PS24	0	88	9	3	124.1	1.264	0.535	2.872
Bluff-East	Marine	PS25	0	55	38	7	33.7	2.176	0.691	0.841
Bluff-East	Marine	PS26	0	80	16	4	97.5	1.489	0.638	2.347
Bluff-East	Marine	PS27	11	76	11	2	145.2	1.270	0.573	2.287
Bluff-East	Marine	PS28	21	62	13	4	122.4	1.748	0.647	2.189
Bluff-East	Marine	PS29	0	75	22	3	77.0	1.249	0.621	2.650
Bluff-East	Marine	PS30	1	79	16	5	100.3	1.628	0.611	2.122
Bluff-East	Stone line	PS31	5	79	14	2	124.5	1.236	0.500	2.045
Bluff-East	Stone line	PS32	1	66	28	6	56.2	2.068	0.626	1.462
Bluff-East	Subtidal	PS33	0	78	19	3	86.3	1.416	0.649	2.204
BAH-East	Marine	PS34	57	36	6	1	291.3	1.262	0.148	1.232
BAH-East	Marine	PS35	20	59	19	2	86.0	1.888	0.674	1.503
BAH-East	Stone line	PS36	30	54	13	2	159.6	1.487	0.417	1.887
BAH-East	Subtidal	PS37	0	11	80	9	15.8	1.1886	0.311	0.809
Airport	Stone line	PS38	24	50	24	3	77.3	2.127	0.646	1.114
Airport	Subtidal	PS39	45	48	6	1	219.9	1.121	0.390	1.872
Airport	Subtidal	PS40	58	42	0	0	265.9	0.531	0.087	1.003
HAM	Subtidal	PS41	36	51	12	1	180.1	1.307	0.466	1.827
Fatima	Subtidal	PS42	43	55	2	1	221.8	0.661	0.164	1.033
Fatima	Subtidal	PS43	24	72	3	1	186.4	0.606	0.208	1.050
Fatima	Subtidal	PS44	1	87	11	1	123.3	1.043	0.450	2.033
ACW	Subtidal	PS45	10	69	18	2	98.4	1.514	0.352	2.134
ACW	Subtidal	PS46	16	61	21	3	80.1	1.976	0.517	1.742
AP-DEM	Subtidal	PS47	4	85	9	1	122.2	0.908	.222	1.763
Arsène	Colluvium	PS48	36	54	9	1	183.7	1.222	0.427	1.780
Arsène	Colluvium	PS49	48	52	0	0	229.0	0.772	0.171	0.845
Grader	Colluvium	PS50	0	57	39	5	40.2	2.102	0.629	0.817
Grader	Colluvium	PS51	0	38	56	6	26.6	2.020	0.490	0.712

1.5.4 Optically stimulated luminescence (OSL) dating

1.5.4.1 Sampling, sample preparation and measurement protocols

Thirty-nine OSL samples were collected throughout the archipelago from 19 sites (Tables 4, 5). Generally, sediments were sampled by hammering opaque plastic cylinders of 5 cm diameter and 30 cm long into a homogeneous part of the deposit. For the pebbly units where the absence of sandy lenses did not allow this approach, samples were collected in the dark (at night) in opaque plastic bags (OSL80, OSL81, OSL83, OSL84, and OSL92). All samples were prepared under subdued orange light. The outer ~5 cm ends of the cylinder samples were used for water content determination and dose rate analysis. Samples were wet-sieved and the 180-250 μm (90-180 μm fraction for OSL08) fraction was etched with 10% HCl, 10% H₂O₂ and 10% HF in the usual manner. Heavy liquid separation (2.58 g ml⁻¹) was then used to separate quartz from K-rich feldspar grains. Finally, the quartz-rich extract was etched using concentrated HF (40%) for 1 h to remove any remaining feldspar and the outer alpha-irradiated layer from the quartz grains.

All measurements were carried out using Risø TL/OSL readers (model DA-20) each equipped with blue LEDs (470 nm, ~80 mW cm⁻²), infrared (IR) LEDs (870 nm, ~135 mW cm⁻²) and with calibrated ⁹⁰Sr/⁹⁰Y beta source (Bøtter-Jensen *et al.* 2010). Quartz OSL was detected through a 7.5-mm Schott U-340 (UV) filter. The quartz extracts were mounted on ~8 mm diameter stainless steel discs using ‘Silkospray’ silicone oil as fixing agent. A single-aliquot regenerative-dose (SAR) protocol (Murray & Wintle 2000, 2003) was used for all equivalent dose (D_e) determinations. Prior to OSL measurement, the purity of the quartz extracts was confirmed by an OSL IR depletion test (Duller 2003); all samples had OSL IR depletion ratios within 10% of unity, indicating that there was no significant contribution from feldspar or other IR-sensitive components to the blue-stimulated OSL signals. Quartz aliquots were stimulated at 125 °C using blue light (90% power) for 40 s. Quartz D_e values were calculated using the first 0.32 s of the signal and a background based on the following 0.32-0.64 s to minimize any possible contribution of non-fast components (Cunningham & Wallinga 2010). The sample D_e used for the final age determination

Table 4. Sample location, elevation, depth, equivalent doses (D_e) and resulting quartz OSL ages. The index number column refers to Fig. 23. The equivalent dose tabulated is the average of 'n' estimates (total of 798 accepted estimates out of 802 measured aliquots). Samples in italic were saturated. The minimum dose is based on $2xD_0$. The reliability of the quartz OSL ages is discussed in the *Reliability of the OSL ages* section.

Site	Sample ID	Environment	Index no.	Lat. (N)	Long. (W)	Elev. (m a.s.l.)	Depth (cm)	D_e (Gy)	Total dose rate (Gy/ka)		Age $\pm 1\sigma$ (ka)	Well bleached?	
									n			Confident	Highly probable
ACE	OSL03	Beach	-	47.219517	61.989829	14.8	480	47 ± 3	1.16 ± 0.06	24	41 ± 4		
ACE	OSL04	Beach	-	47.219517	61.989829	15.6	400	55 ± 3	1.27 ± 0.07	27	44 ± 4		
ACW	OSL06	Subtidal	1	47.219500	61.995980	24	70	23.1 ± 0.5	1.99 ± 0.11	27	11.6 ± 0.7	X	X
AC - Lighthouse	OSL08	Subtidal	-	47.213810	61.972999	12	300	83 ± 5	2.18 ± 0.12	30	38 ± 3		X
AC - Lighthouse	OSL12	Subtidal	2	47.213810	61.972999	13	100	21.6 ± 0.5	2.13 ± 0.12	21	9.8 ± 0.6	X	X
AP-DEM	OSL16	Subtidal	3	47.240281	61.865154	13.5	150	19.6 ± 0.9	1.76 ± 0.09	26	11.1 ± 0.8	X	X
AP-DEM	OSL17	Subtidal	4	47.240281	61.865154	14.5	75	21.3 ± 1.2	1.82 ± 0.10	23	11.7 ± 0.9	X	X
AP-CAM	OSL18	Subtidal	5	47.238646	61.869752	13	150	23.8 ± 1.4	1.37 ± 0.07	21	17.4 ± 1.4	X	X
AP-CAM	OSL19	Subtidal	6	47.238646	61.869752	12.5	125	31.7 ± 1.8	1.76 ± 0.09	21	18.0 ± 1.4		X
Bluff-east	OSL20	Marine	-	47.545753	61.548475	3	700	>230	1.54 ± 0.09	-	>150	-	-
Bluff-east	OSL22	Marine	-	47.545753	61.548475	11	150	>230	1.99 ± 0.10	-	>115	-	-
Bluff-east	OSL23	Subtidal	7	47.545753	61.548475	16	75	29.8 ± 1.1	1.98 ± 0.11	33	15.1 ± 1.1	X	X
Sandcove	OSL26	Marine	-	47.568937	61.490783	6	1000	>230	1.47 ± 0.08	-	>150	-	-
Sandcove	OSL29	Marine	-	47.568937	61.490783	15	100	>230	1.41 ± 0.08	-	>156	-	-
Seacow	OSL30	Marine	-	47.570720	61.488940	10.5	300	>230	2.09 ± 0.12	-	>110	-	-
Seacow	OSL31	Subtidal	8	47.570720	61.488940	11	250	21.7 ± 1.0	1.71 ± 0.10	32	12.6 ± 1.0		X
Seacow	OSL32	Subtidal	9	47.570720	61.488940	12	150	17.5 ± 0.7	1.55 ± 0.08	21	11.3 ± 0.8	X	X
Seacow	OSL33	Subtidal	10	47.570720	61.488940	13	50	14.7 ± 0.5	1.45 ± 0.08	21	10.1 ± 0.6	X	X
PAL-north	OSL34	Marine	-	47.531185	61.712313	18	100	>230	1.77 ± 0.10	-	>130	-	-
PAL-north	OSL36	Marine	-	47.531185	61.712313	8	1300	>230	1.45 ± 0.09	-	>159	-	-
Airport	OSL44	Subtidal	11	47.423373	61.793613	2	175	14.9 ± 0.7	1.31 ± 0.07	33	11.4 ± 0.9	X	X
Airport	OSL46	Subtidal	12	47.423373	61.793613	3	75	12.7 ± 0.4	1.15 ± 0.06	21	11.0 ± 0.7	X	X
Fatima	OSL47	Subtidal	13	47.414613	61.912695	4.5	250	36.3 ± 1.8	1.6 ± 0.2	28	23 ± 3	X	X
Fatima	OSL48	Subtidal	14	47.414613	61.912695	6	100	22.7 ± 0.8	1.53 ± 0.08	21	14.8 ± 1.0	X	X
HAM	OSL63	Subtidal	15	47.416967	61.755060	9	90	31.6 ± 1.3	1.37 ± 0.07	21	23.0 ± 1.6	X	X
Sandcove	OSL72	Subtidal	16	47.568937	61.490783	15.5	100	17.1 ± 0.8	1.40 ± 0.07	24	12.2 ± 0.9	X	X
Airport	OSL78	Subtidal	-	47.423373	61.793613	-0.3	50	0.14 ± 0.02	1.03 ± 0.05	23	0.14 ± 0.02		X
BAH-east	OSL79	Subtidal	17	47.561772	61.501402	4	100	17.4 ± 0.8	1.60 ± 0.05	24	10.9 ± 0.8	X	X
Galet-Plat	OSL80	Beach	18	47.354933	61.875255	5.5	50	66 ± 3	3.7 ± 0.2	28	17.9 ± 1.4		X
Galet-Plat	OSL81	Beach	19	47.354785	61.873007	4	50	81 ± 4	3.8 ± 0.2	23	21.1 ± 1.7	X	X
SAQ	OSL83	Colluvial	-	47.375198	61.873500	10	75	45 ± 3	3.04 ± 0.17	22	14.9 ± 1.2		X
Grader	OSL84	Colluvial	-	47.376529	61.927917	50	275	67 ± 5	3.8 ± 0.2	32	17.6 ± 1.6	X	X
Plaisance	OSL87	Beach (dune)	-	47.269720	61.916940	4.8	10	0.08 ± 0.05	1.57 ± 0.09	48	0.05 ± 0.03	X	X
Plaisance	OSL88	Beach (tidal)	-	47.269720	61.916940	0.5	20	0.10 ± 0.07	1.91 ± 0.11	24	0.05 ± 0.04	X	X
Old-Harry	OSL89	Marine	-	47.569836	61.465471	11	300	>230	1.32 ± 0.07	-	>174	-	-
Old-Harry	OSL90	Glacial	-	47.569836	61.465471	12.5	150	31.7 ± 1.3	1.60 ± 0.09	28	19.8 ± 1.4		
Arsène	OSL92	Colluvial	-	47.393770	61.934643	50	50	51 ± 2	2.61 ± 0.15	26	19.5 ± 1.4	X	X
PAL-north	OSL96	Subtidal	20	47.531185	61.712313	15.5	350	25.8 ± 1.3	1.77 ± 0.10	21	14.5 ± 1.1		X
PAL-north	OSL97	Subtidal	21	47.531185	61.712313	18	100	21.3 ± 0.8	1.66 ± 0.09	24	12.8 ± 0.9	X	X

corresponds to the unweighted average of all accepted aliquots (between 21 and 48 aliquots per sample). As part of the investigation of the reliability of the quartz OSL ages, the feldspar extracts were also measured using infrared stimulation at elevated temperature and a SAR protocol. Details of these measurements are given in Supplementary Information.

1.5.4.2 Radionuclide analysis and dosimetry

Approximately 250-300 g of material was dried, ground and ignited (24 h at 450 °C) and subsequently cast in wax in a fixed cup-shaped geometry. After three weeks of storage to let ^{222}Rn reach equilibrium with its parent ^{226}Ra , the cups were counted on a high-resolution gamma spectrometer for at least 24 h following Murray *et al.* (1987). The radionuclide activities, water contents, dry dose rates and total dose rates are given in Table 5. Unfortunately, the ^{238}U concentrations are not known with sufficient precision to allow a discussion of the state of equilibrium between ^{226}Ra and ^{238}U on a sample by sample basis. However, it is interesting to note that the average $^{226}\text{Ra}/^{238}\text{U}$ ratio for all samples is 0.81 ± 0.09 ($n = 39$), suggesting that there may be some systematic disequilibrium in these samples. The most obvious explanation for a lack of ^{226}Ra in this environment is mobilisation due to the high salinity at the time of deposition (Webster *et al.* 1995). Although most of these samples were collected from above sea-level it is speculated that the considerable accumulation of salt spray on the islands and subsequent down washing by rain water is sufficient to continually remove some of the ^{226}Ra maintaining this small disequilibrium. However, for these samples the U-series only contribute ~8% to the total dose rate and so a small U-series disequilibrium is not of significance. Dry dose rates were calculated from the radionuclide concentrations using the conversion factors given in Guérin *et al.* (2011). Field water contents were measured when the samples were first opened in the laboratory. Unfortunately, material was insufficient for saturation water content measurements on 14 out of the 39 samples. To overcome this problem, we used the saturation water content mean value of the other 25 available samples (numbers in italics in Table 5). Many of these samples were deposited under water but were, compared to their subsequent burial time, uplifted shortly after deposition. Other samples were deposited sub-aerially. All were subsequently well-drained, and so for all samples (except the modern

Tableau 5. Radionuclide concentrations, water content and total dose rates of all the samples. Nat = observed water content; Sat = laboratory measured saturation water content. Derivation of life time average water content is discussed in Radionuclide analysis and dosimetry section. Note that OSL06 and OSL16 were presented in Rémillard *et al.* (2015a), and OSL87 was discussed in Rémillard *et al.* (2015b). Numbers in italics is the mean of the other 25 samples.

Site	Sample ID	Radionuclide activities (Bq/kg)				Dry dose rate (Gy/ka)		Water content meas. (%)			Total dose rate (Gy/ka)
		²³⁸ U	²²⁶ Ra	²³² Th	⁴⁰ K	Gamma	Beta	Nat	Sat	Life time average	
ACE	OSL03	26±3	6.5±0.2	5.3±0.2	325±6	0.368±0.008	0.94±0.02	18	38	19	1.16±0.06
ACE	OSL04	2±4	4.8±0.3	4.9±0.4	403±10	0.408±0.010	1.01±0.03	4	36	18	1.27±0.07
ACW	OSL06	26±5	21.9±0.4	20.5±0.5	489±10	0.78±0.02	1.49±0.03	10	40	20	1.99±0.11
AC - Lighthouse	OSL08	49±6	17.2±0.5	16.9±0.6	603±14	0.80±0.02	1.81±0.04	11	47	24	2.18±0.12
AC - Lighthouse	OSL12	38±5	26.6±0.5	17.0±0.4	553±11	0.82±0.03	1.70±0.04	12	45	22	2.13±0.12
AP-DEM	OSL16	26±5	14.7±0.4	14.2±0.4	474±10	0.65±0.02	1.39±0.03	12	43	21	1.76±0.09
AP-DEM	OSL17	33±5	16.4±0.4	16.5±0.4	464±10	0.68±0.02	1.41±0.03	8	43	21	1.82±0.10
AP-CAM	OSL18	21±3	10.4±0.3	10.9±0.3	337±7	0.468±0.010	1.00±0.02	9	34	17	1.37±0.07
AP-CAM	OSL19	12±5	13.3±0.4	13.7±0.5	480±11	0.632±0.015	1.34±0.03	7	41	21	1.76±0.09
Bluff-east	OSL20	5±4	9.3±0.3	10.7±0.4	483±10	0.571±0.012	1.27±0.03	5	41	21	1.54±0.09
Bluff-east	OSL22	33±6	10.1±0.5	12.9±0.4	607±12	0.706±0.013	1.69±0.04	10	49	25	1.99±0.10
Bluff-East	OSL23	21±8	13.2±0.6	14.1±0.6	547±14	0.69±0.02	1.53±0.05	9	36	18	1.98±0.11
Sandcove	OSL26	22±4	8.5±0.3	8.6±0.3	456±9	0.522±0.010	1.26±0.03	4	40	20	1.47±0.08
Sandcove	OSL29	2±4	5.7±0.3	8.0±0.3	417±9	0.461±0.009	1.07±0.03	5	38	19	1.41±0.08
Seacow	OSL30	25±5	15.8±0.4	16.1±0.5	593±13	0.77±0.02	1.68±0.04	11	39	20	2.09±0.12
Seacow	OSL31	15±5	10.9±0.4	9.8±0.4	483±10	0.572±0.013	1.31±0.03	6	30	15	1.71±0.10
Seacow	OSL32	21±4	7.5±0.3	8.1±0.3	451±9	0.506±0.010	1.23±0.03	7	40	20	1.55±0.08
Seacow	OSL33	7±4	6.4±0.3	6.5±0.4	435±10	0.464±0.010	1.12±0.03	4	42	21	1.45±0.08
PAL-north	OSL34	12±4	8.4±0.3	10.8±0.4	489±11	0.572±0.012	1.31±0.03	8	28	14	1.77±0.10
PAL-north	OSL36	0±5	8.3±0.4	10.2±0.4	427±9	0.512±0.011	1.11±0.03	8	24	12	1.45±0.09
Airport	OSL44	14±5	7.8±0.3	6.9±0.4	348±8	0.411±0.010	0.96±0.03	8	29	15	1.31±0.07
Airport	OSL46	16±3	5.0±0.3	5.1±0.2	308±7	0.340±0.007	0.85±0.02	5	37	18	1.15±0.06
Fatima	OSL47	27±4	12.0±0.3	8.8±0.3	404±8	0.509±0.012	1.18±0.25	4	29	15	1.6±0.2
Fatima	OSL48	22±4	9.7±0.3	8.1±0.3	454±9	0.523±0.011	1.26±0.03	9	49	25	1.53±0.08
HAM	OSL63	11±5	8.4±0.4	7.5±0.4	383±10	0.449±0.010	1.03±0.03	5	38	19	1.37±0.07
Sandcove	OSL72	6±4	6.7±0.3	7.7±0.3	409±9	0.459±0.010	1.07±0.03	9	39	20	1.40±0.07
Airport	OSL78	7±7	6.1±0.5	5.0±0.5	325±12	0.358±0.012	0.86±0.04	22	39	39	1.03±0.05
BAH-East	OSL79	14±5	9.8±0.4	10.7±0.4	449±11	0.548±0.013	1.23±0.03	18	39	20	1.60±0.05
Galet-Plat	OSL80	18±9	16.8±0.7	17.4±0.7	1231±23	1.29±0.02	3.16±0.06	7	39	20	3.7±0.2
Galet-Plat	OSL81	24±5	19.1±0.4	19.3±0.5	1247±21	1.34±0.02	3.25±0.05	7	39	20	3.8±0.2
SAQ	OSL83	20±5	17.3±0.4	12.8±0.4	988±17	1.05±0.02	2.57±0.04	5	39	20	3.04±0.17
Grader	OSL84	40±10	37.3±0.9	19.5±0.7	1162±22	1.41±0.04	3.21±0.07	9	39	20	3.8±0.2
Plaisance	OSL87	17±3	4.1±0.3	3.9±0.2	411±8	0.401±0.008	1.08±0.02	3	39	8	1.57±0.09
Plaisance	OSL88	3±3	3.8±0.2	4.0±0.3	553±10	0.508±0.009	1.35±0.03	0	39	8	1.91±0.11
Old-Harry	OSL89	20±4	7.7±0.3	9.0±0.3	402±8	0.480±0.009	1.12±0.02	6	56	28	1.32±0.07
Old-Harry	OSL90	13±4	7.1±0.3	11.4±0.4	464±9	0.551±0.010	1.25±0.03	7	39	20	1.60±0.09
Arsène	OSL92	38±10	33.2±1.0	15.1±0.7	703±19	0.97±0.03	2.07±0.06	4	39	20	2.61±0.15
PAL-North	OSL96	13±4	13.7±0.4	13.4±0.4	512±10	0.657±0.014	1.41±0.03	5	39	20	1.77±0.10
PAL-North	OSL97	7±4	7.6±0.3	10.5±0.4	495±10	0.566±0.011	1.30±0.03	7	39	20	1.66±0.09

analogues), a life time water content of 50% of the saturation value was assumed with an absolute uncertainty of $\pm 6\%$, e.g. for a sample with a saturation water content of 40% we adopted a life time average water content of $20 \pm 6\%$. For the three modern analogues where the likely fraction of saturation could be estimated more accurately, we adopted full saturation for sample OSL78 (subtidal) and 20% of saturation for samples OSL87 and OSL88 (beach). These assumed lifetime water contents were used to correct the calculated dry dose rates as described by Aitken (1985). Finally a cosmic ray dose rate was estimated from the assumed lifetime burial depth, following the equations given by Prescott & Hutton (1994).

1.5.4.3 Age control

In order to test the degree of bleaching of the coastal deposits, three samples of recently-deposited coastal environments were collected as described above at two different sites: OSL78 from a subtidal environment (Airport site) and OSL87 and OSL88 from a beach (Plaisance site; Table 4). At two sites (ACE and AC-Lighthouse), luminescence ages are also compared with published radiocarbon ages and one new AMS ^{14}C age obtained on plant fragments (Fig. 10, Table 6). Note that the ACE site is not presented in the *Results and interpretations* section because the exposure has already been described and discussed in Rémillard *et al.* (2013); it is used here only for chronological control purposes.

1.5.4.4 Quartz luminescence characteristics

Fig. 11A illustrates a typical sensitivity-corrected growth curve with a natural OSL stimulation decay curve (inset), together with a decay curve from a quartz calibration standard (Hansen *et al.* 2015). The reproducibility of laboratory measurements using this material is illustrated by the two measurements of the sensitivity corrected signal at 26 Gy. The average of this recycling ratio for all available measurements is 1.079 ± 0.015 ($n = 588$). The growth curve also passes very close to the origin; the average recuperation is $0.09 \pm 0.08\%$ of the natural signal ($n = 588$). The D_0 for this aliquot (Fig. 11A) is 115 ± 14 Gy suggesting that we can use this material to estimate D_e smaller than ~ 230 Gy (Wintle & Murray 2006).

Table 6. List of radiocarbon ages discussed in this paper.

Site	Laboratory ID	Age ^{14}C a BP $\pm 1\sigma$	Calibrated age ($\pm 2\sigma$)	Reference
ACE	UCIAMS-74416	>46 000	N/A	Rémillard <i>et al.</i> (2013)
ACE	UCIAMS-41189	47 100 \pm 2700	N/A	Rémillard <i>et al.</i> (2013)
ACE	UCIAMS-74417	50 100 \pm 3300	N/A	Rémillard <i>et al.</i> (2013)
ACE	UCIAMS-84792	47 100 \pm 2300	N/A	Rémillard <i>et al.</i> (2013)
ACE	UCIAMS-84793	47 800 \pm 2500	N/A	Rémillard <i>et al.</i> (2013)
AC-Lighthouse	UCIAMS-134737	8995 \pm 25	10 197 \pm 32	This paper
Clermont	UCIAMS-134729	9430 \pm 25	10 656 \pm 73	This paper

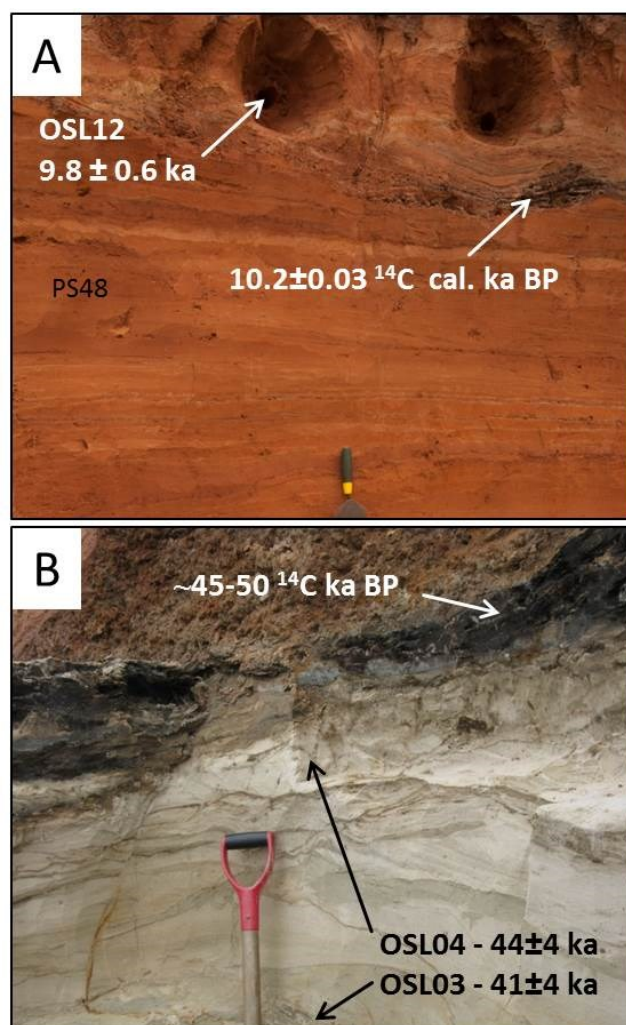


Figure 10. Comparison of luminescence ages with radiocarbon ages for age control. A. The AC-Lighthouse site; OSL12 is compared with a new calibrated AMS ^{14}C age obtained on plant fragments. B. OSL03 and OSL04 are compared with already published radiocarbon ages in Rémillard *et al.* (2013).

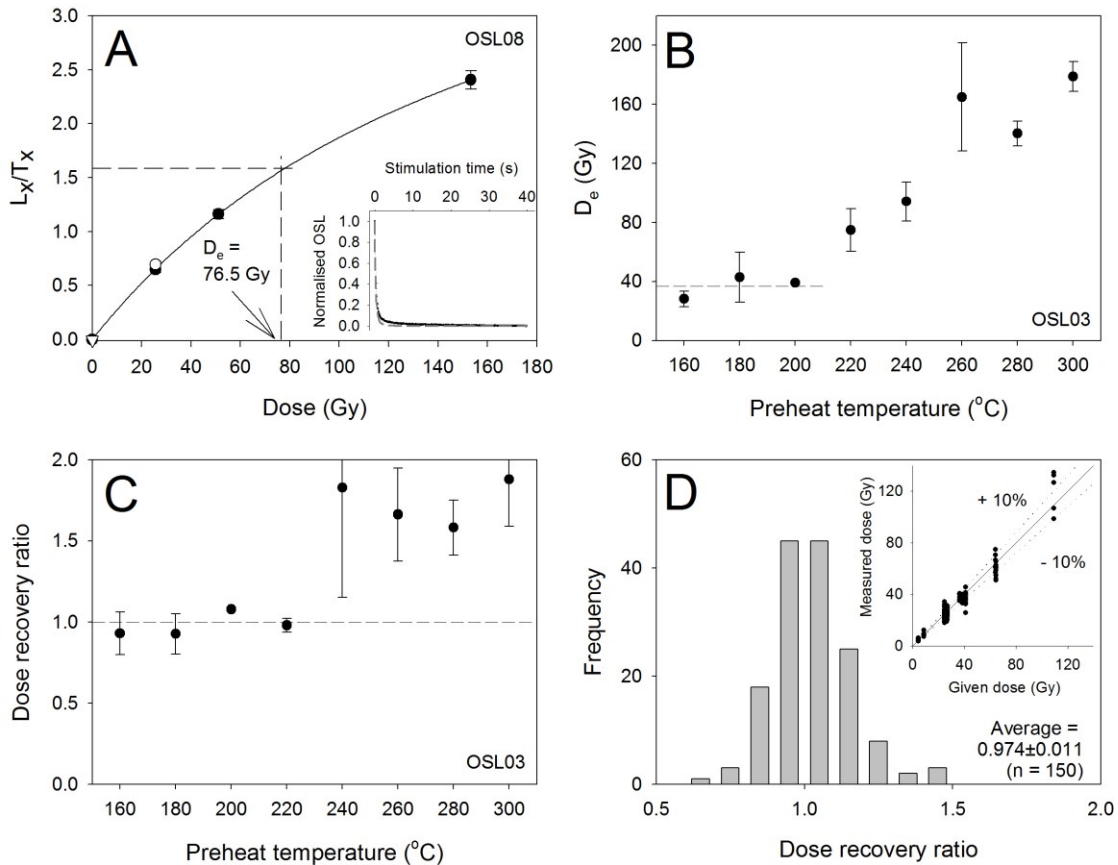


Figure 11. A. Quartz OSL SAR growth curve from OSL08 (site AC-Lighthouse). Sensitivity-corrected regenerated signals are shown as filled circles, the unfilled circle represents a repeat point (recycling) and the open triangle the response to zero dose (recuperation). The sensitivity corrected natural OSL signal is interpolated onto the growth curve to give the equivalent dose, D_e (in this case, 76.5 Gy). Inset shows a typical natural OSL decay from the same sample together with a decay curve of an aliquot of calibration quartz (dashed); a background signal from the end of the stimulation curve was subtracted before normalisation. B. Preheat plateau test carried out on sample OSL03; each point represents the average of 3 aliquots. The dashed line represents the average D_e over the temperature range 160-200 $^{\circ}$ C. C. Dose recovery plateau test carried out on samples OSL03; each point represents the average of 6 aliquots. The dashed line represents a dose recovery ratio of unity. D. Summary of dose recovery data for all aliquots (n = 150) of 25 samples measured with preheat of 200 $^{\circ}$ C for 10s and cut-heat of 160 $^{\circ}$ C. Inset shows the measured doses plotted against the given doses.

The dependency of the D_e and the dose recovery ratio (Murray & Wintle 2003) on thermal pre-treatment for sample OSL03 was tested by varying the pre-heat temperature; the thermal pre-treatment employed after giving the test dose (the ‘cut-heat’) was 40 $^{\circ}$ C below the preheat temperature (except for 160 and 180 $^{\circ}$ C preheat for which the cut heat

was kept fixed at 160 °C) (Fig. 11B, C). Both D_e estimates and dose recovery ratios have a pronounced dependence on preheat temperature with the dose recovery ratio only consistent with unity for preheats ≤ 220 °C (Fig. 11C). The D_e values are also relatively insensitive to preheat temperatures < 220 °C. Because of this, we chose a preheat/cut-heat combination of 200/160 °C. Further dose recovery measurements (Murray & Wintle 2003) were made using 6 aliquots of all samples (except OSL80, OSL83, OSL88, and OSL97 because of lack of material) and given doses varying between 4 Gy and 100 Gy depending on the approximate D_e of each sample (Fig. 11D); the average dose recovery ratio is 0.974 ± 0.011 ($n = 150$), confirming that the chosen SAR protocol is suitable for these samples.

1.5.4.5 Reliability of the OSL ages

Quartz from the Canadian Shield in mainland Quebec is not usually considered suitable for luminescence dating because of the low yield of sensitive grains (M. Lamothe, pers. comm. 2015). However, the sediment on and around the Magdalen Islands is not derived from the Canadian Shield, but rather from a Carboniferous sandstone platform derived from aeolian and fluvial sand (Brisebois 1981). This appears to have resulted in local quartz-rich sediment for which the OSL signal is dominated by a fast-component (e.g. Fig. 11A). The resulting OSL signals have satisfactory luminescence characteristics and the dose recovery ratios are indistinguishable from unity (Fig. 11).

Three samples were taken to represent modern analogues of the various coastal and subtidal deposits: OSL78 from a subtidal lagoon deposited in ~50 cm of water at low tide; OSL88 taken from just below the high tide limit on a beach, but deposited underwater; OSL87, aeolian sediment from an incipient dune just above the high tide limit. Samples OSL87 and OSL88 both give ages indistinguishable from zero (30 ± 30 and 50 ± 40 a) and even the subtidal lagoonal sediment has an apparent age of only 160 ± 20 a. These quartz ages are very small compared to all those in Table 4 indicating that all the coastal/subtidal samples can probably be considered as well bleached. The limited independent age control can also be used to discuss the completeness of bleaching of some of the samples at the

time of deposition. OSL12 has a quartz OSL age of 9.8 ± 0.6 ka and this sample sits immediately above a radiocarbon sample of 10.20 ± 0.03 cal. ka BP (Fig. 10A). Fig. 10B shows the stratigraphic relationship between five radiocarbon ages lying between 46 and 50 ka (Rémillard *et al.* 2013) and the chronostratigraphically consistent samples OSL03 (41 ± 3 ka) and OSL04 (43 ± 3 ka). The agreement between these OSL ages and the independent age control in both of these groups strongly suggests that the quartz OSL signal in all three of these subtidal/beach OSL samples was well bleached at the time of deposition. Furthermore, samples collected in a single unit are almost always consistent with each other (e.g. OSL03 and OSL04; OSL31, OSL32, and OSL33; OSL44 and OSL46; Table 4). The only exceptions are OSL08 and OSL12 which were sampled at the top and the base of a single unit and give ages of 38 ± 3 ka and 9.8 ± 0.6 ka, respectively. For safety reasons (very steep cliff), this outcrop was sampled at two different sections, one at the top and one at the base of the unit; it was not possible to completely connect these two sections stratigraphically. Thus it now seems likely that the sections were misidentified in the field, and that this explains the apparent stratigraphic inconsistency.

Further evidence for the completeness of bleaching of the quartz OSL signal at deposition is given by comparing the results with the less-bleachable K-feldspar (post-IR) IRSL signals (Murray *et al.* 2012; Buylaert *et al.* 2013) (analytical data and summary of feldspar results are given in Supplementary Information). Feldspar IRSL signals are significantly more difficult to bleach than the OSL fast-component signal from quartz used here (Godfrey-Smith *et al.* 1988; Thomsen *et al.* 2008; Fig. 12). This provides an independent test of the degree of bleaching of our quartz. In Fig. 13 we compare the ages derived from the more difficult to bleach feldspar signals with those from quartz. As discussed in the Supplementary Information, the feldspar data generally confirm the conclusion that our samples are well bleached although there remain four samples for which, based only on feldspar, we cannot be confident of the completeness of bleaching of the quartz OSL signal prior to deposition. Amongst them, the two samples with the largest IR_{50} age overestimate compared to quartz (Fig. 13C) are OSL03 and OSL04; both of these

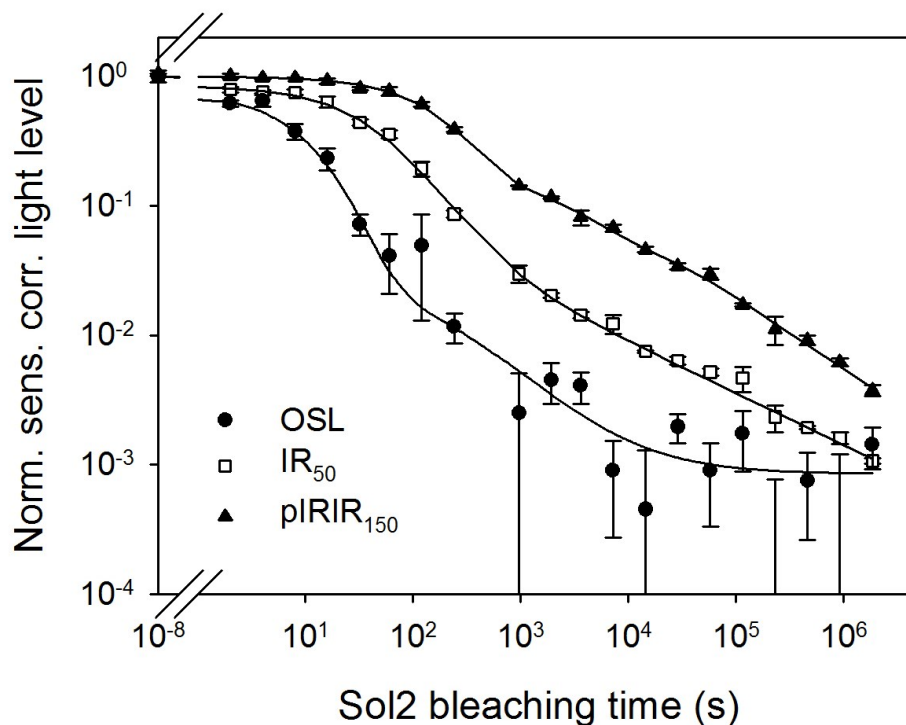


Figure 12. Quartz OSL, feldspar IR₅₀ and pIRIR₁₅₀ bleaching curves for a sample collected in a former sandy beach. Sensitivity-corrected natural luminescence is plotted as a function of Sol2 bleaching time. The data are normalised to the natural luminescence of unexposed aliquots. Bleaching curves have been fitted using a sum of decaying exponential functions.

samples have quartz D_e of <60 Gy and so are well below the ~230 Gy dating limit. Fortunately, OSL03 and OSL04 are the two samples for which we have independent age control based on radiocarbon (Fig. 10B); the agreement between the radiocarbon and quartz OSL ages clearly indicates that the quartz OSL signal from both these samples must have been sufficiently bleached at deposition. This calibrates our IR₅₀ signal for use in testing quartz bleaching.

In summary, the agreement of the quartz OSL ages with modern analogues and radiocarbon age control, the internal consistency and the comparison with differential bleaching rates of IR₅₀ and pIRIR₁₅₀ signals allows us to conclude that all the samples in this dataset were very probably well bleached at deposition and are thus reliable.

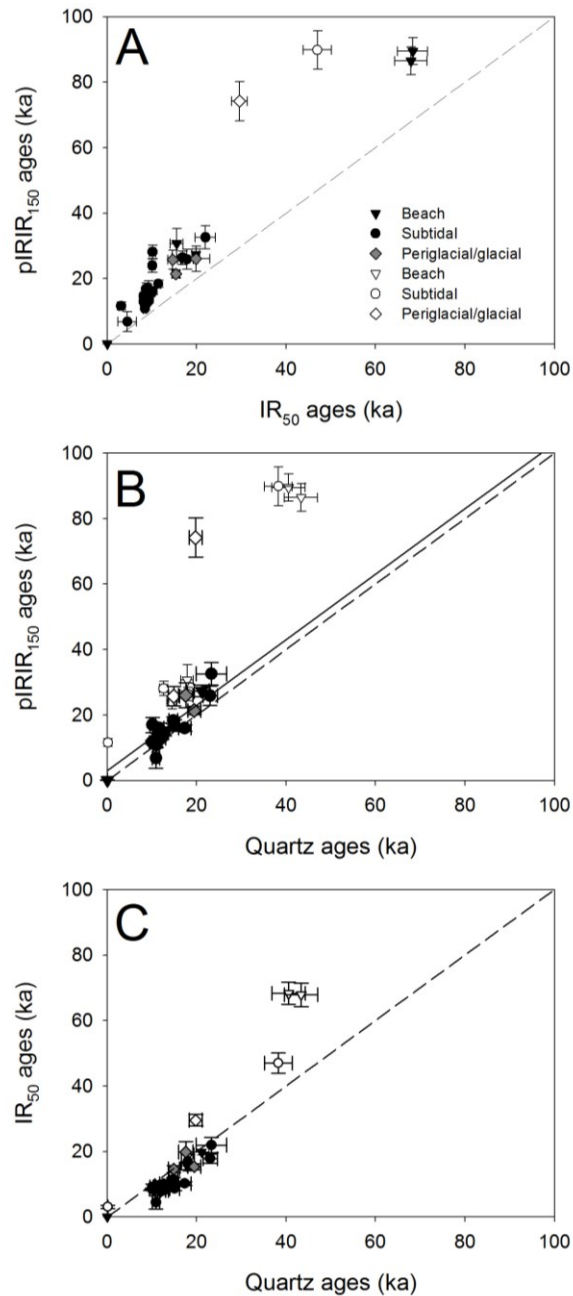


Figure 13. A) pIRIR₁₅₀ ages plotted against IR₅₀ ages. The dashed line is of unit slope. Filled symbols show those samples identified as probably well bleached. B) pIRIR₁₅₀ ages plotted against quartz ages. The solid line of unit slope is plotted through an intercept of ~3 ka on the pIRIR₁₅₀ axis. Filled symbols show those samples for which we are confident that the quartz OSL is well bleached (Table 4). C) IR₅₀ ages plotted against quartz ages. The dashed line is of unit slope. Filled symbols show those samples for which the quartz OSL signals are probably well bleached (Table 4). Legend in A) applies to all figures.

1.6 RESULTS AND INTERPRETATIONS

1.6.1 *Pointe-aux-Loups (PAL) north and south*

The Pointe-aux-Loups (PAL) Island is located on the northwest side of the Magdalen Islands (Fig. 14). On the western coast of the island, two active cliffs were described on each side of the wharf: PAL-north and PAL-south.

Sediments of the PAL-north exposure are ~18 m thick and ~60 m wide, filling a bedrock depression (Fig. 14A). The first unit (U1) lies directly on the sandstone bedrock and is composed of imbricated well-rounded pebbles and boulders, alternating with sand and gravel beds slightly inclined (~3-4°) southwards (Fig. 14B). These abrupt grain size variations in U1 reflect several energy changes during deposition with periods of very high energy; some boulders reach more than a meter in diameter. A petrographic count (n = 100) carried out in U1 revealed that 66% of the pebbles and boulders are fossiliferous limestone from the Anticosti Island located in the north of the Gulf of St. Lawrence, and 30% correspond to the St. Lawrence River North Shore geology (gneiss, granite, metaquartzite, anorthosite) (Vigneault 2012). With the exception of a few sandstone pebbles, the composition of U1 is entirely erratic. U1 evolves gradually into a stratified deposit (U2) composed of centimetric sandy beds alternating with millimetric silty beds inclined generally towards the southwest (Fig. 14C, D; Table 3); inclination of the beds increases from the base (~3-4°) to the top (>10°) (Vigneault 2012). U2 also contains scattered dropstones which decrease in number from the base to the top. The top of U2 is characterised by many load structures (balls and pillows, flames) and deformations (faults and folds) (Fig. 14E). The quartz in U2 is completely saturated and so only a minimum age of >130 ka can be derived based on the $2xD_0$ value >230 Gy (OSL34 and OSL36; Table 4). The entire U1 and U2 sequence is truncated by a compact and poorly-sorted diamict (U3; Table 3) that appears either as a stone line or as remnant pockets. Fig. 14E shows a remnant pocket in which clast fabric measurements suggest an E-W axis (inset Fig. 14E; Table 2). Some pebbles from U3 are striated and have contoured shapes. A petrographic count (n = 50) reveals that the unit is mostly erratic, composed of 80% of metaquartzite, gabbro, schist

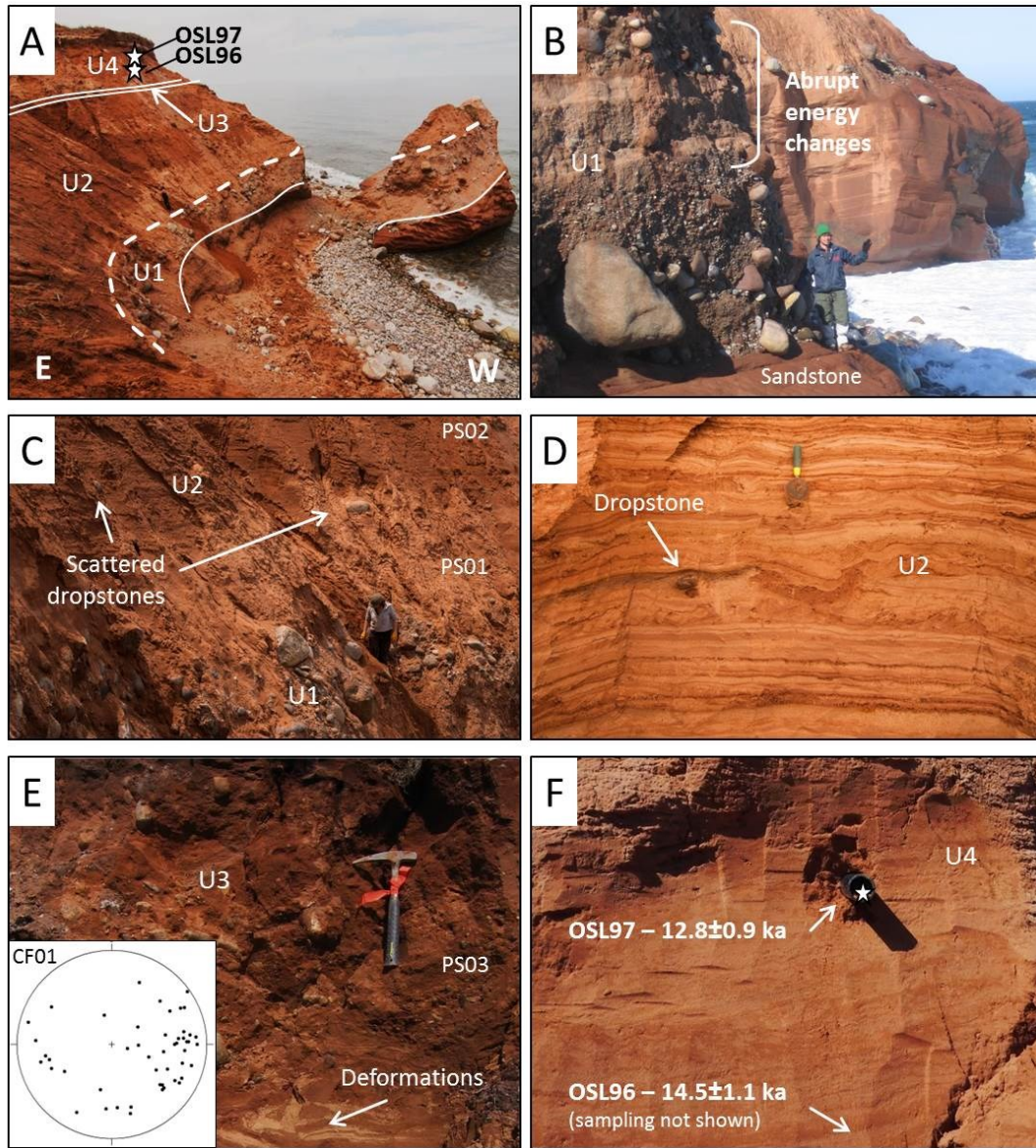


Figure 14. Representative pictures of the PAL-north site. U1 = proximal fluvio-glacial deposit with a lithology from the Anticosti Island and Quebec's North Shore; U2 = stratified marine deposit of moderate energy; U3 = till with Appalachian lithology; U4 = stratified subtidal sand. Star corresponds to OSL sample locations. Numbered symbols (e.g. PS01) are particle size samples. A. Overall picture of the PAL-north site. As scale, a person of 155 cm height stands in the outcrop. B. Close-up of U1; imbricated well-rounded pebbles and boulders, alternating with sand and gravel, reflecting abrupt energy changes. C. Gradual transition between U1 and U2 and presence of dropstones within U2. D. Close-up of U2; stratified deposit composed of centimetric sandy beds alternating with millimetric silty beds and presence of dropstones. E. Close-up of U3 where it appears as a till; compact and poorly-sorted diamict comprising striated and contoured-shape pebbles. Inset shows the clast fabric measured in U3. F. Close-up of U4; stratified unit composed of well-sorted and well-rounded red and white sand. As scale, the diameter of the black cylinder is 5 cm. Note: OSL96 has been collected at the base of U4 (not shown on the picture).

and anorthosite, and 14% of typical Appalachian lithology (jasper, phyllite, chert) (Vigneault 2012). U3 is overlaid by a ~3 m thick stratified unit (U4) composed of well-sorted and well-rounded red and white sand (Fig. 14F). U4 is characterized by an alternation of fine white sand and reddish silty-sand (Table 3). The contact between the different beds exposes micro-scale ripple marks. Two samples were collected in U4, OSL96 at the base (+15 m) and OSL97 (+18 m) at the top, giving ages of 14.5 ± 1.1 ka and 12.8 ± 0.9 ka, respectively (Fig. 14F; Table 4).

The PAL-south exposure is located in an indentation of the sandstone platform (Fig. 15A), allowing the outcrop to be studied on two opposing sides (Fig. 15B, C). The top of of

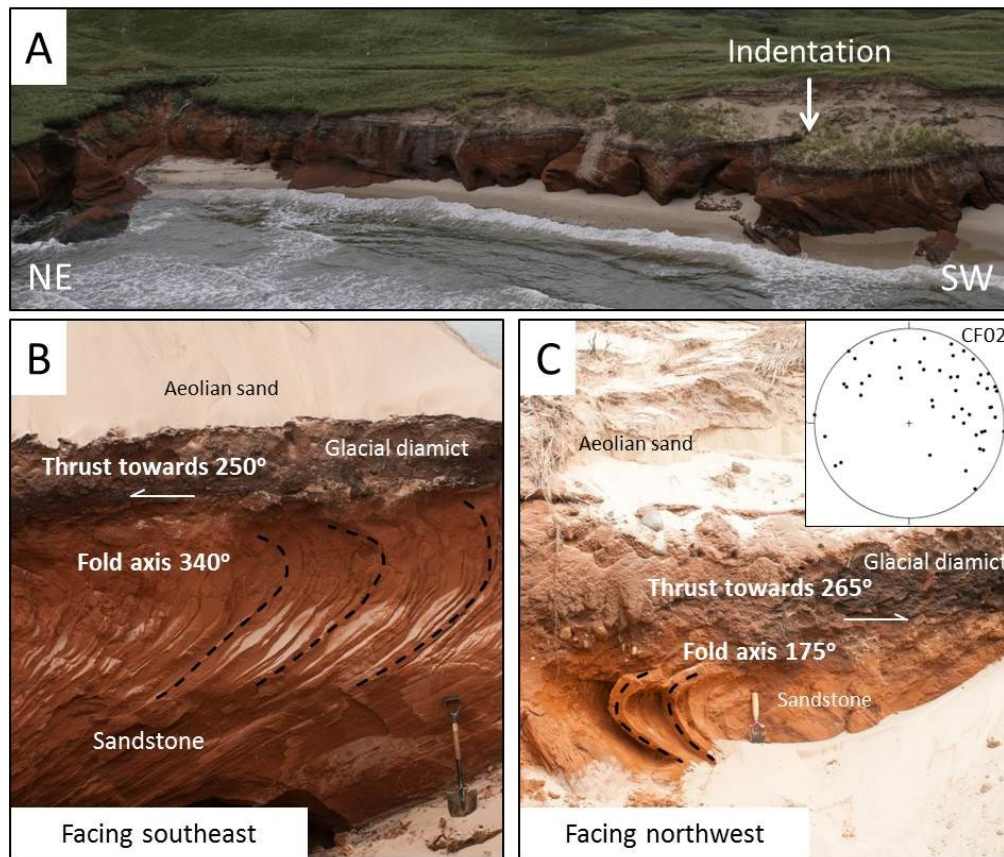


Figure 15. Representative pictures of the PAL-south site; a till with Appalachian lithology overlies the folded sandstone bedrock. A. Location of the outcrop on the coastal cliff. The total width of the picture is approximately 50 m. B. Outcrop facing the southeast. C. Outcrop facing the northwest. Inset shows the clast fabric measured in the till.

the sandstone bedrock is folded and overlaid by a ~80 cm thick compact and poorly-sorted diamict. The fold axes measured on each side of the exposure are consistent with each other (340° and 175°), and reveal a thrust towards WSW (respectively 250° and 265°) (Fig. 15B, C). A clast fabric measured in the overlying diamict suggests a NE-SW axis (inset Fig. 15C; Table 2). A petrographic count ($n = 50$) indicates that this unit is mostly allochthonous with 76% of metaquartzite, gabbro and anorthosite, and 22% of varied erratic (jasper, granite). The diamict is topped by recent aeolian sediment.

1.6.1.1 Interpretations

Owing to the clastic support, the imbrication, the very well-rounded shape of pebbles and boulders (regardless of the nature), and the metric size of several boulders, U1 is interpreted as a proximal fluvio-glacial unit (high energy) (Dredge *et al.* 1992). U2 is identified as a marine deposit of moderate energy (shallow water); the rhythmicity of beds, probably due to an alternating energy, might reflect seasonality. The conformable contact and the gradual decrease in particle size between U1 and U2, added to the decrease in concentration of dropstones from the base to the top of U2, strongly suggest a transition from a proximal to a more distal sedimentary source. The dominant lithology of U1 originates from the northern part of the Gulf of St. Lawrence (Anticosti Island and Quebec's North Shore). This fluvio-glacial deposit (U1) is thus likely to be associated with a deglacial phase of the Laurentide Ice Sheet (LIS). As the LIS retreated, the glacio-isostatically depressed area was inundated by the sea, and the more distal sedimentary source induced deposition of marine sediments (U2). The absolute age of these events is >130 ka. This sequence is interpreted similarly by Dredge *et al.* (1992); they suggested a pre-MIS 5 age.

U3 corresponds to a typical till (compact, poorly-sorted matrix, pebbles with glacial shape, striated pebbles), as suggested by Dredge *et al.* (1992), but with an erratic Appalachian lithology. The E-W axis of the clast fabric added to the Appalachian lithology give a mean orientation towards the west, in contrast to Dredge *et al.* (1992) who suggested a glaciation from the west. The load structures at the top of U2 are also consistent with a glacier loading. The till is overlain by a stratified unit composed of fine sand (U4),

interpreted as subtidal deposit associated with a high sea-level after the glaciation. The OSL ages suggest that sea-level was high at least +18 m between 14.5 ± 1.1 ka (OSL96) and 12.8 ± 0.9 ka (OSL97). The stone line is the result of the till reworking by waves at the high sea-level stage.

The PAL-south exposure is interpreted as the extension of U3 of the PAL-north exposure, namely the Appalachian till. All characteristics are similar: the compactness, the poorly-sorted matrix, the lithology, and the clast fabric axis. The WSW orientation of the glaciotectionic deformations in the sandstone and the clast fabric axis are consistent with a glaciation from the east-northeast.

1.6.2 Sandcove – Seacow

This site, located on Grande-Entrée Island (Fig. 9), is a ~300 m wide active cliff where two different exposures were studied: Sandcove and Seacow (Fig. 16A, B, C). At the Sandcove site (Fig. 16A), three units were identified. The first unit (U1) is a homogenous sandy deposit with a thickness of at least ~10 m; the underlying contact is unknown. U1 is slightly horizontally stratified: the homogenous fine sand is dominant but alternates with either beds of coarse sand (1-2 cm) or reddish clay (0.5 cm) both slightly inclined ($1-3^\circ$) towards the SW (Fig. 16D; Table 3). Cross-bedding structures and scattered red clay clasts are also observed within U1. Luminescence measurements using quartz gave a minimum age of >150 ka based on $2xD_0$ (saturated quartz) (OSL26, OSL29; Table 4). U1 is sharply truncated and the contact is marked by a stone line (U2) (Fig. 16A, E). Pebbles in U2 are well-rounded and heterometric; some have a diameter >30 cm. Petrographic count was not carried out on the stone line but a visual analysis suggests a foreign origin because of the dominant crystalline lithology (Fig. 16E). Above the stone line, a ~1 m thick unit (U3) is composed of horizontally stratified well-sorted and well-rounded fine sand (Fig. 16A, F; Table 3); this unit provides an OSL age of 12.2 ± 0.9 ka (+16 m; OSL72, Fig. 16A, Table 4). The same three units with very similar characteristics were observed at the Seacow site (Fig. 16C). Quartz luminescence measurements in U1 gave a minimum age of >110 ka

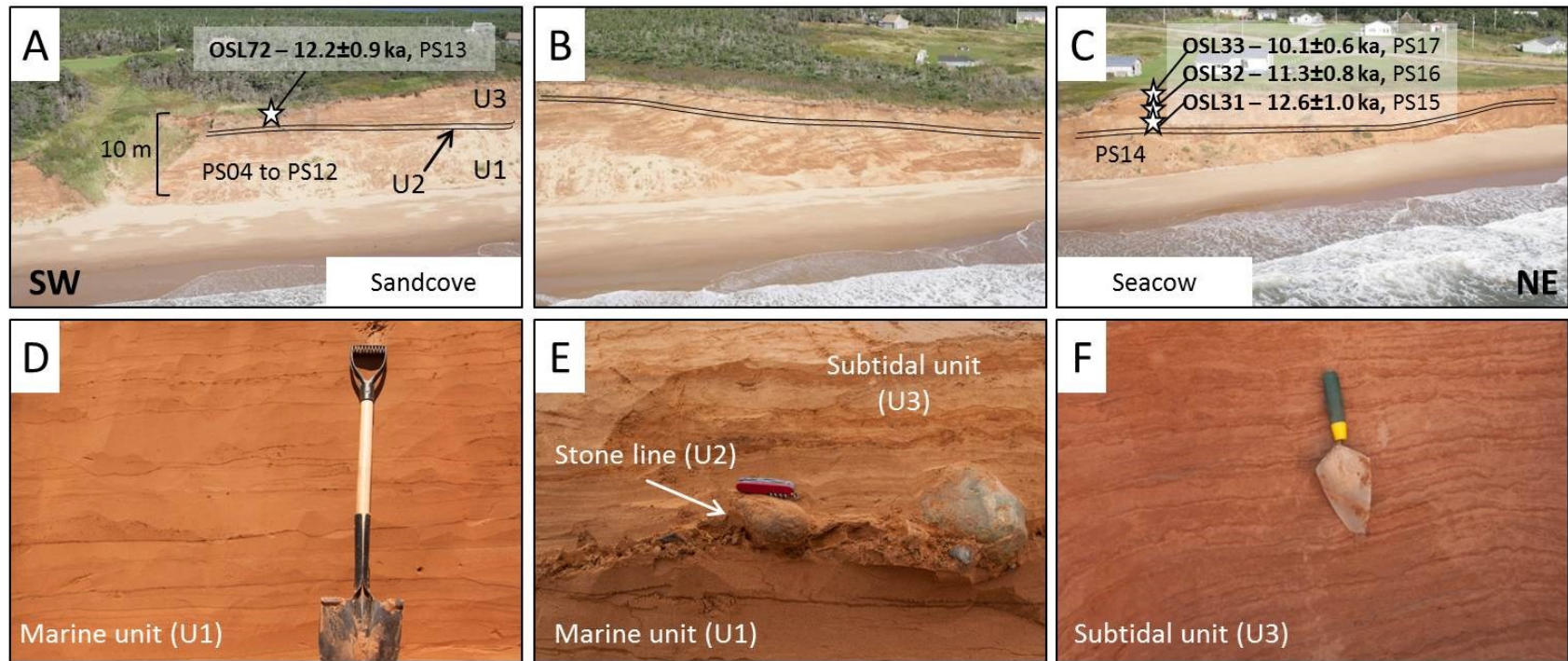


Figure 16. Representative pictures of the Sandcove – Seacow site. U1 = slightly stratified marine deposit; U2 = stone line of erratic lithology; U3 = stratified subtidal sand. Star corresponds to OSL sample location. Numbered symbols (e.g. PS14) are particle size samples. A, B and C has a width of ~100 m each. A. The Sandcove site. B. Section between the Sandcove and the Seacow sites. C. The Seacow site. D. Close-up of U1. E. Close-up of U2. F. Close-up of U3.

(OSL30; Table 4). The thickness of U3 at this site is ~3 m and the deposit displays undulating contacts (micro-scale ripples) between the red beds of silty-sand and the whitish beds composed of fine sand (Fig. 16F; Table 3). Three OSL samples were collected in U3 at the Seacow site and the resulting ages, from the base to the top, are 12.6 ± 1.0 ka (+11 m; OSL31), 11.3 ± 0.8 ka (+12 m; OSL32), and 10.1 ± 0.6 ka (+13 m; OSL33) (Fig. 16C, Table 4).

1.6.2.1 Interpretations

Owing to its homogenous facies composed of fine sand (mean = 180 μ m) (Table 3), U1 is interpreted as a marine unit of >150 ka deposited in relatively shallow water. The depositional environment is characterised by a moderate energy with periods of higher or lower energy, allowing the deposition of respectively coarser sand or clay beds (Fig. 16D). The stone line (U2) separates U1 from U3. The latter is interpreted as a subtidal unit analogous to U4 described at the PAL-north site. The OSL ages also correspond to a post-LGM high sea-level event (at least +16 m between ~13 and 11 ka). The stone line, composed of erratic lithology, might be analogous to U3 at the PAL-north and PAL-south, but the lack of quantitative petrographic information does not allow us to interpret it convincingly at this stage.

1.6.3 Old-Harry

The Old-Harry site is located on the eastern part of the Grande-Entrée Island (Fig. 9). The exposure comprises two different units lying on the sandstone bedrock (Fig. 17A). The first unit (U1) is ~1 m thick and is composed of moderately-sorted slightly horizontally stratified red and white fine sand (Table 3); the unit is very similar to U1 at the Sandcove – Seacow site. U1 is very compact and displays folded, faulted, and boudin structures, as well as sandy pockets (Fig. 17A, B). The measurement of a fold axis suggests a thrust towards 215° . OSL dating provided a saturated age of >170 ka (OSL89; Table 4).

U1 is truncated by the second unit (U2) which appears as a ~2 m thick diamict separated by a wide lens of sand and gravel (U2b) on a few metres wide (Fig. 17A). The

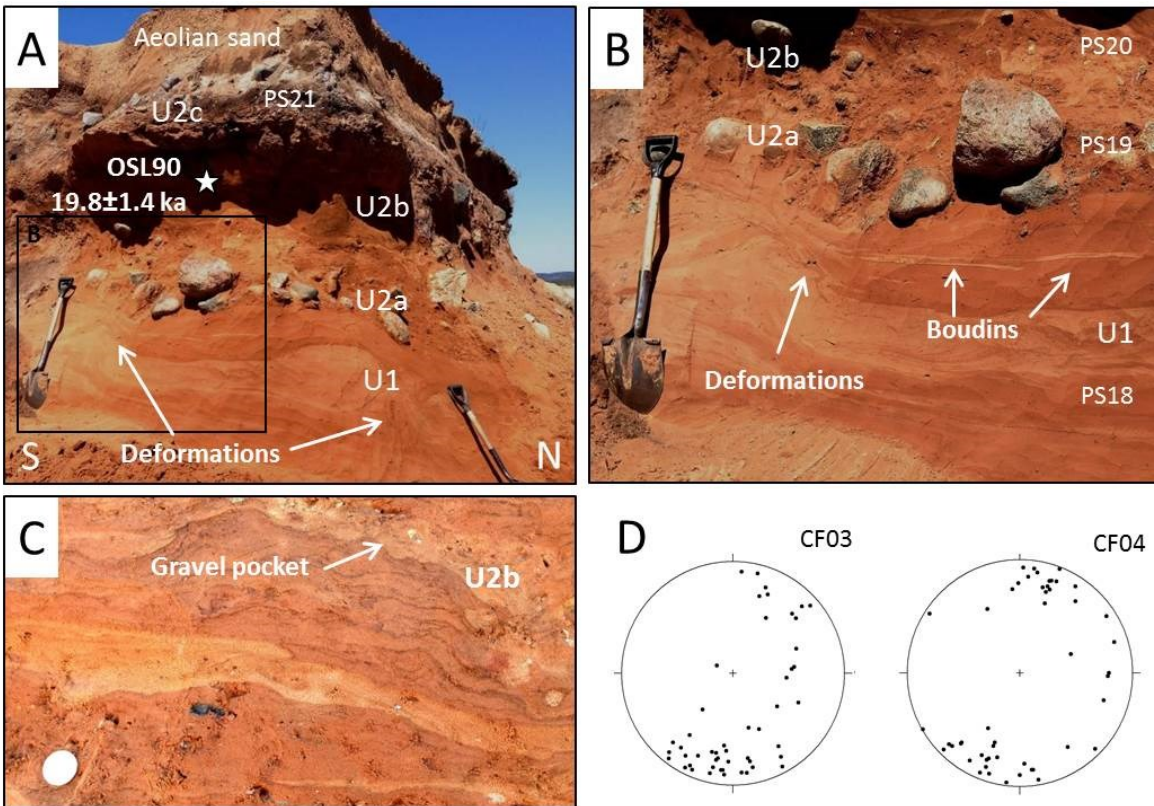


Figure 17. Representative pictures of the Old-Harry site. U1 = slightly stratified and deformed marine deposit; U2 = till. U2a = till composed of well-rounded erratic pebbles and boulders; U2b = stratified sandy lens within U2 composed of gravel pockets/beds and boudins of whitish sand; U2c = till composed of well-rounded erratic pebbles and boulders. Star corresponds to OSL sample locations. Numbered symbols (e.g. PS18) are particle size samples. A. Overall picture of the Old-Harry site. B. Close-up of U1 illustrating boudins of whitish sand and deformations. C. Close-up of U2b. The coin is ~3 cm diameter. D. Clast fabrics measured in U2.

first diamict (U2a) is ~70 cm thick and composed of well-rounded erratic (crystalline) pebbles and boulders. The matrix is very poorly-sorted and mostly composed of silty sand (Table 3). The sandy lens (U2b) is ~70 cm thick; the deposit is very compact, stratified, and composed of very-poorly-sorted very fine sand and coarse silt (Table 3). Gravel pockets/beds were observed in this part of U2 as well as brecciated clay beds and small boudins of whitish sand (Fig. 17C). Many sandy lenses are undulating over and under pebbles. An OSL sample was taken in a sandy part of U2b and the resulting age is 19.8 ± 1.4 ka (OSL90) (Table 4). The same diamict (U2c) as U2a covers the U2b lens (~50 cm thick) (Fig. 17A; Table 3). Two clast fabrics ($n = 100$) were measured in U2a and a mean vector

of 198° was determined (Fig. 17D; Table 2). The sequence is topped by accumulation of recent aeolian sediment.

1.6.3.1 Interpretations

The first unit (U1) of the Old-Harry exposure is interpreted as marine sediment (relatively shallow water) older than 170 ka. The syngenetic stratifications of U1 are deformed near the contact with U2. U2a and U2b correspond to a single unit interpreted as a till owing to its compactness, the very poorly-sorted matrix, and the erratic rounded pebbles and boulders. The clast fabrics measured in the till suggest an ice flow towards SSW, consistent with the deformations in the upper part of U1. U2b is presented as a lens of a few meters wide within the till. The stratifications and the sandy lenses undulating over and under pebbles involve the presence of water at deposition; the presence of water at the base of the glacier indicates a warm-based glacier. The OSL age of 19.8 ± 1.4 ka (OSL90) acquired from the sandy lens indicate the till was deposited at or later than the end of the LGM.

1.6.4 Bassin-aux-Huîtres (BAH)-West

The Bassin-aux-Huîtres (BAH)-west site is located in the central part of the Grande-Entrée Island (Fig. 9). The BAH-west site exposes many deformations of the sandstone bedrock topped by a compact diamict (Fig. 18A). The deformed bedrock is exposed on a ~10 m wide and ~1.5 m high from the modern high tide level, where at least three reverse faults are visible (Fig. 18A, C). The translational movement of the upper part is approximately towards the WSW (Vigneault 2012). The top part of the sandstone is entirely folded. Fold axis of 5°, 7°, and 160° were measured at three different places, involving a westward thrust (respectively 275°, 277°, and 250°) (Fig. 18B, C, E). The overlying diamict is composed of varying sized rounded to well-rounded pebbles and boulders. A petrographic count carried out on a few pebbles (n = 25) suggests a foreign origin: 64% of metaquartzite, gabbro, and anorthosite, 16% of jasper, and 20% of varied erratics such as gneiss, granite, and schist. Clast fabric measurements (n = 50) revealed an ENE-WSW depositional direction (inset Fig. 18B; Table 2).

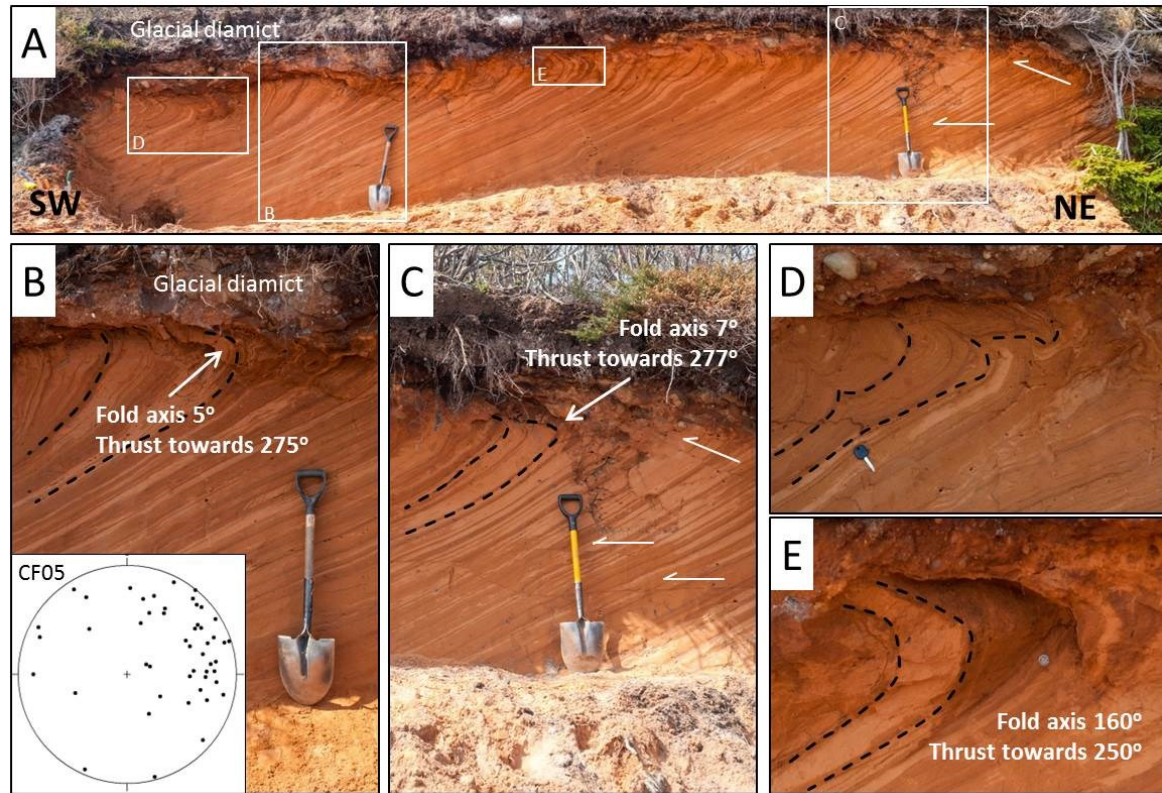


Figure 18. Representative pictures of the BAH-west site; a till with Appalachian lithology overlies the folded sandstone bedrock. A. Overall picture of the BAH-west site. B. Close-up of a section displaying folded structures of the bedrock under the till. Inset shows clast fabric measured in the diamict. C. Close-up of a section indicating folded and faulted structures. D. and E. Close-up of folded structures (as scale, in D, a car key of ~8 cm and in E, a coin of ~2 cm diameter).

1.6.4.1 Interpretations

The BAH-west site exposure is interpreted as a till covering the bedrock. The WSW orientation of folds and reverse faults are consistent with the clast fabric, suggesting that deformations of the sandstone have a glaciotectonic origin. The WSW orientation and the Appalachian lithology are similar to the PAL-north and PAL-south sites.

1.6.5 Supplementary outcrops on the northern archipelago

Three more exposures complete the overall picture for the northern archipelago: Bluff-east, Bassin-aux-Huîtres (BAH)-east, and Airport (Fig. 9). The Bluff-east site exposes three different units (Fig. 19A). The first unit (U1) is composed of slightly stratified fine to very fine sand (Table 3). A minimum age of >110 ka was derived from the saturated quartz

(OSL20 and OSL22; Table 4). Deformed millimetric beds of clay are observed as well as centimetric beds of coarser sand and red clay clasts. U1 is at least ~8 m thick (the underlying contact is unknown) and is truncated by a massive diamict that appears as remnant pockets or a stone line (U2). The matrix of U2 is very poorly-sorted and the pebbles and boulders have a well-rounded contoured shape and an erratic crystalline origin. Clast fabric and petrographic counting are not available for U2 at this site. U2 is overlaid by a stratified unit of silty sand (Table 3) showing ripple marks dated to 15.5 ± 1.1 ka (+16 m; OSL23) (Table 4).

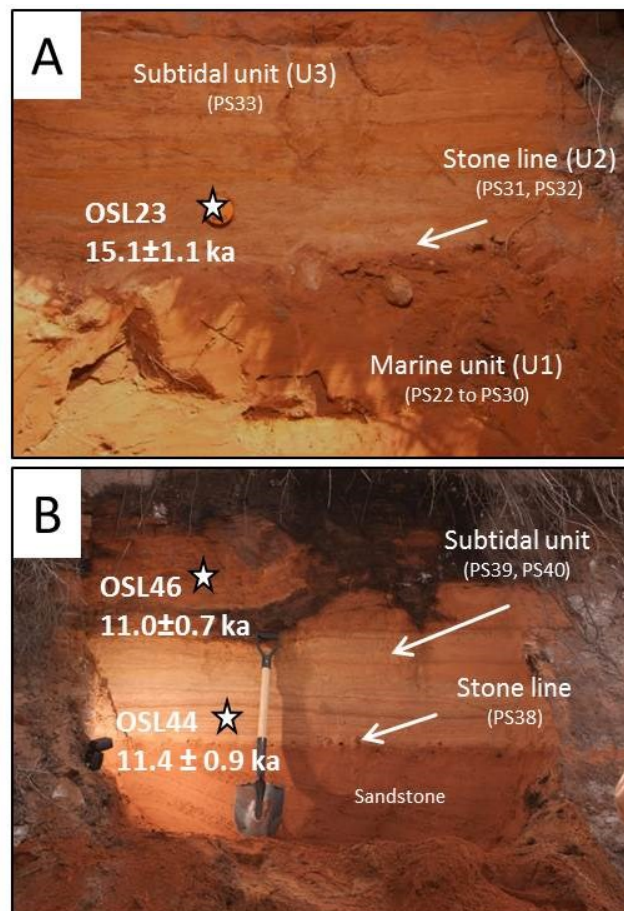


Figure 19. Representative pictures of the supplementary outcrops on the northern archipelago. Star corresponds to OSL sample locations. Numbered symbols (e.g. PS38) are particle size samples. A. The Bluff-east site. U1 = slightly stratified marine sand; U2 = till or stone line composed of erratic well-rounded pebbles and boulders; U3 = stratified subtidal sand. As scale, the orange cap is ~5 cm diameter. B. The Airport site; stratified subtidal sand overlying the sandstone bedrock. The contact is marked by a stone line of far-travelled origin.

The BAH-east exposure also displays three units. The first unit (U1) is similar to U1 at the Bluff-east site but is highly deformed (reverse faults and overturned folds), indicating a thrust towards WSW (Vigneault 2012). U1 is truncated by a compact poorly-sorted diamict (U2) also similar to U2 at the Bluff-east site. Clast fabrics measured in U2 suggest an ENE-WSW/E-W axis (Table 2) consistent with the underlying U1 deformations. A petrographic count ($n = 50$) reveals that 64% of the pebbles correspond to metaquartzite, gabbro and anorthosite while the rest is composed of varied erratics (schist, gneiss, etc.) (Vigneault 2012). A ~50 cm thick stratified silty unit (U3) overlies U2. An age of 10.9 ± 0.8 ka (+4 m; OSL79) (Table 4) was measured in U3. The Airport site is the most 'southerly' site of the northern archipelago (Fig. 9). A stratified unit of well-rounded white and red sand rests directly on the sandstone bedrock (Fig. 19B; Table 3). Two OSL ages were obtained in this unit: 11.4 ± 0.9 ka at the base (+2 m; OSL44) and 11.0 ± 0.7 ka at the top (+3 m; OSL46) (Table 4). The contact between the sandstone and the sandy unit is marked by a stone line of foreign crystalline origin (visual analysis) with a poorly-sorted matrix (Table 3). Pebbles in this unit are smaller compared to the other sites on the northern archipelago; no boulders are visible.

1.6.5.1 Interpretations

U1 at both Bluff-east and BAH-east sites are interpreted as marine sediment deposited in shallow water. The minimum age acquired in U1 at the Bluff-east site suggests a deposition before ~110 ka. At the Bluff-east site, the slight deformations in U1 are likely to have subaqueous origin while the reversed faults and overturned folds in U1 at the BAH-east site are more likely to have a glaciotectonic origin; the deformation orientations in U1 are consistent with the clast fabrics of the overlying diamict (U2). At the three sites, the diamict (stone line at the Airport site) is interpreted as a till and the Appalachian lithology suggests a glacial movement towards the W or WSW. U3 at both Bluff-east and BAH-east, as well as the main unit at the Airport site, is interpreted as a subtidal unit deposited during a post-LGM high sea-level of at least +16 m. The OSL ages from the three sites indicate that this high sea-level occurred at least between 15.5 ± 1.1 ka (OSL23) and 10.9 ± 0.8 ka (OSL79) (Table 4).

1.6.6 Havre-Aubert and Cap-aux-Meules Islands

1.6.6.1 Grader, Arsène and SAQ sites

These three inland sites represent temporary surface excavations located in a gentle slope ($<3^\circ$): Grader (+50 m), Arsène (+50 m), and SAQ (+10 m) (Fig. 9). At the three sites, the unit lies directly on the sandstone bedrock and corresponds to a ~1 to 1.5 m thick clast-supported and moderately-sorted compact diamict comprising exclusively angular pebbles of unstriated local basalts (Fig. 20). The contact between the sandstone and the unit is characterised by an undulating shape (channelized) (Fig. 20A). The unit also includes

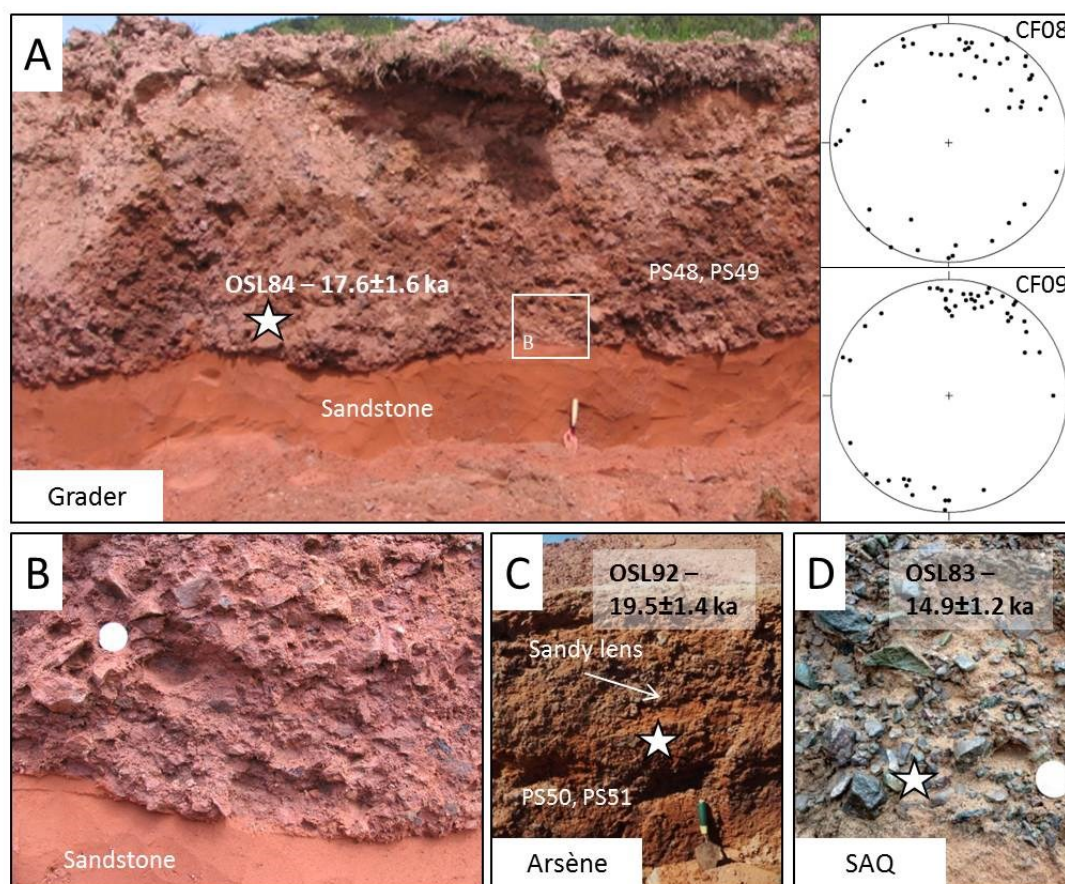


Figure 20. Representative pictures of the Grader, Arsène and SAQ sites; these sites present clast-supported and moderately-sorted compact diamict comprising exclusively angular pebbles of unstriated local basalts interpreted as cryopediments. Star corresponds to OSL sample locations. Numbered symbols (e.g. PS48) are particle size samples. The coin in B and D is ~3 cm diameter. A. The Grader site. Inset illustrates clast fabrics measured in the diamict. B. Close-up of the undulating contact between the sandstone bedrock and the diamict at the Grader site. C. The Arsène site. D. The SAQ site.

variably sized lenses of brownish sand (Fig. 20C). Two clast fabrics were measured ($n = 99$) at the Grader sites and the data illustrate a concentration of orientations around the mean vectors (azimuth of $\sim 15^\circ$ and 22°), which is parallel to the slope ($\sim 195 \pm 5^\circ$) (inset Fig. 20A; Table 2). Each site was sampled for OSL dating and the resulting ages are 17.6 ± 1.6 ka (Grader, OSL84; Fig. 20A), 19.5 ± 1.4 ka (Arsène, OSL92; Fig. 20C), and 14.9 ± 1.2 ka (SAQ, OSL83; Fig. 20D) (Table 4). This clast-supported diamict composed exclusively of unstriated local basalts, is interpreted as a periglacial colluvial deposit (cryopediments) (Paquet 1989); the angular clasts are produced by frost-shattering of the central hills. At the Grader site, the central hills are located roughly to the north of the exposure which is consistent with the N-S orientation of the clast fabrics (parallel with the slope). Cryopediments need the presence of perennially frozen ground to block the infiltration of water leading to surface flow forming slightly inclined ($< 3^\circ$) morphologies (e.g. Vandenberghe & Czudek 2008). The channel-shaped sandy lenses observed within the diamict testify that runoff played a role in the deposition. The post-LGM ages acquired at the three sites argue for periglacial conditions after the LGM glaciation.

1.6.6.2 Southern archipelago stratified sand

A sandy deposit is ubiquitous on the southern archipelago at variable elevations: Havre-aux-Maisons (HAM) (+9 m), Fatima (+6 m), AC-Lighthouse (+13 m), ACW (+24 m), AP-CAM (+13 m), AP-DEM (+15 m) (Fig. 9). The thickness of the unit varies from site to site between 0.3 to 3 m and is composed of horizontally stratified moderately-sorted very fine to silty red and white sand (Fig. 21; Table 3). Cross-bedding structures and micro-scale ripple marks are also observed in the unit. At a few sites, the sand is somewhat coarser and gravel beds are observed within the unit (e.g. Fig. 21A). At the HAM, Fatima (Fig. 21A), and AC-Lighthouse sites (Fig. 10A), the unit lies on the bedrock (sandstone or argillite), while at ACW, AP-DEM (Fig. 21B), and AP-CAM (Fig. 21C), the unit overlies the Drift des Demoiselles, an MIS 2 glaciomarine deposit described by Rémillard *et al.* (2013). Many OSL ages were acquired at different altitudes from these sites in the stratified sand: 23.0 ± 1.6 ka at HAM (OSL63), 23 ± 3 ka (base) and 14.8 ± 1.0 ka (top) at Fatima (OSL47 and OSL48; Fig. 21A), 38 ± 3 ka (base) and 9.8 ± 0.6 ka (top) at AC-Lighthouse (OSL08 and

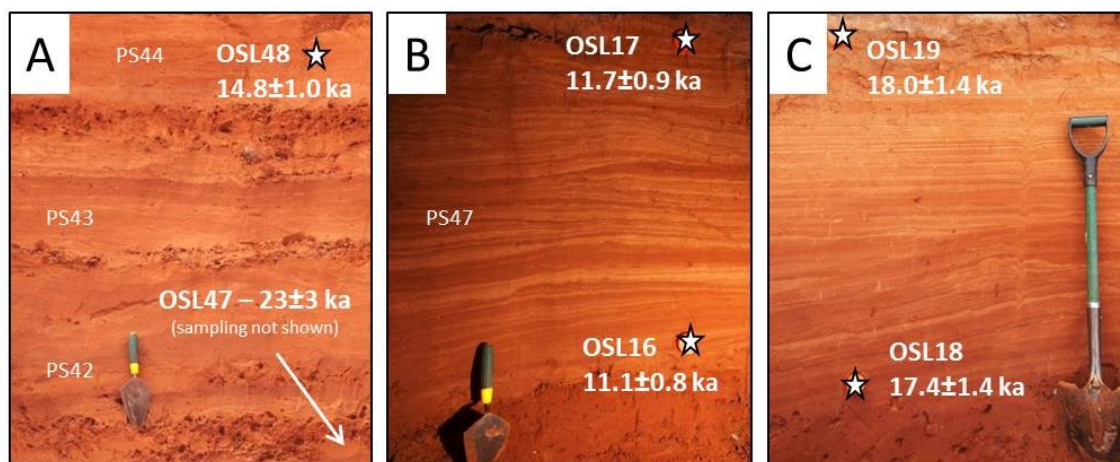


Figure 21. Representative pictures of the southern archipelago; these sites present stratified very fine to silty red and white sand. Star corresponds to OSL sample location. Numbered symbols (e.g. PS42) are particle size samples. A. The Fatima site; this site exposes stratified fine sand with gravel beds. B. The AP-DEM site. C. The AP-CAM site.

OSL12), 11.6 ± 0.7 ka at ACW (OSL06), 11.1 ± 0.9 ka (base) and 11.7 ± 0.9 ka (top) at AP-DEM (OSL16 and OSL17; Fig. 21B), and 17.4 ± 1.4 ka (base) and 18.0 ± 1.4 ka (top) at AP-CAM (OSL18 and OSL19; Fig. 21C) (Table 4). A radiocarbon age of 10.20 ± 0.03 cal. ka BP (UCIAMS-134737; Table 6) was also acquired at the AC-Lighthouse site (Fig. 10A). As mentioned in the *Reliability of the OSL ages* section, the only irregularity is the ages of 38 ± 3 ka (base) and 9.8 ± 0.6 ka (top) at the AC-Lighthouse site (OSL08 and OSL12) for which we believed a misidentification in the field has led to this stratigraphic inconsistency.

This stratified unit of very fine sand is interpreted as a subtidal deposit. The small variations in particle size (silty sand to sand with gravel beds) reflect the variable coastal energy around the islands. Both sedimentological facies and ages are similar to U4 of the PAL-north site, U3 of the Sandcove – Seacow site, etc. The ages are all from MIS 2 and are discussed in the *Post-LGM sea-level variations* section.

1.6.6.3 Galet-Plat and Gros-Cap sites

These two sites are located on the southeast side of the Cap-aux-Meules Island (Fig. 9). The Galet-Plat exposure comprises a ~30 cm thick uncompacted matrix-supported sandy-gravel deposit that rests directly on the highly weathered sandstone bedrock. The deposit is

structureless and composed of local (basalt) sub-angular to sub-rounded gravel and pebbles in a poorly-sorted sandy matrix, with few well-rounded erratics. This unit is visible over a distance of several kilometers along the coast in this area and two samples were collected for OSL dating at two different places; OSL80 (+6 m) and OSL81 (+4 m) yielded ages of 17.9 ± 1.4 ka and 21.1 ± 1.7 ka, respectively (Table 4). At the Galet-Plat site, the interface between the bedrock and the gravel unit displays tapered upward-extending injections, round bulges, and downward-extending lobes (involutions). At Gros-Cap site, a ~ 20 cm thick and ~ 7 m wide compact diamict lies between the bedrock and the sandy-gravel deposit described above (Fig. 22). The top of the sandstone bedrock at this location displays many faults and folds whose axes were measured around 310° , suggesting a southwestward thrust (Fig. 22). A clast fabric (n = 30) measured in this diamict also revealed a thrust from $\sim 40^\circ$ (NE) (Table 2).

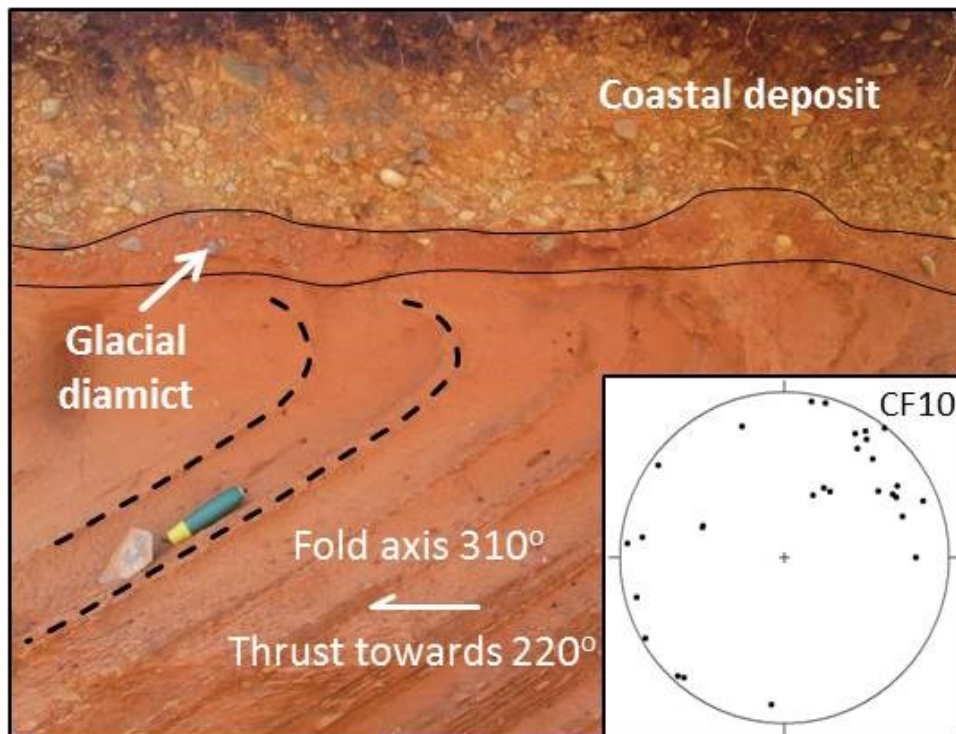


Figure 22. Representative picture of the Gros-Cap site. The sandstone bedrock is folded and overlaid by a thin and compact till and a coastal deposit composed of mostly local (basalt) sub-angular to sub-rounded gravel and pebbles in a poorly-sorted sandy matrix. Inset illustrates the clast fabric measured in the till.

The uncompacted nature of the gravelly deposit described at the Galet-Plat site and its composition of sub-rounded mostly local pebbles in a sandy matrix suggest a coastal environment. The unit is interpreted as a former pebbly beach/subtidal deposit reworked by periglacial processes (cryoturbations) (Rémillard *et al.* 2015a). At the Gros-Cap site, the thin diamict squeezed between the deformed sandstone bedrock and the coastal deposit is interpreted as a remnant lens of a till. The faults and the folds at the top of the sandstone bedrock are interpreted as glaciotectonic deformations; their orientations are consistent with the clast fabric measured in the till. The latter was most likely of a greater extent but the high sea-level, attested to by the overlying coastal deposit, washed the till recurrently, leaving only a thin lens behind. The OSL ages of 17.9 ± 1.4 ka and 21.1 ± 1.7 ka obtained in the coastal deposit suggest an early deglaciation of this part of the Magdalen archipelago and a post-LGM higher sea-level. The remnant till is therefore older and could have been deposited during the LGM or earlier.

1.6.6.4 Clermont site

The Clermont site is located on the east side of Le Bassin on the Havre-Aubert Island (Fig. 9). This site displays a ~2 m thick organic sequence from the modern high tide level. The deposit sits on an unidentified clayish unit and is composed of varied organic detritus such as plant fragments, and tree branches and trunks; some of which have a diameter of more than 10 cm and were identified as birch trunks. A basal sample gave an age of 10.7 ± 0.1 cal. ka BP (UCIAMS-134729; Table 6).

The organic deposit at the Clermont site is interpreted as an early Holocene terrestrial peat deposited while the sea level was below the current level. Dredge *et al.* (1992) also mentioned a terrestrial peat on the eastern side of Le Bassin, but the site is not localized in their paper. They also acquired a basal age of 10.8 ± 0.4 ka cal BP at -2.2 m.

1.7 DISCUSSION

1.7.1 Glacial movements during the Last Glacial Maximum (LGM)

A till was observed at 6 different exposures in the northern part of the Magdalen Islands: PAL-north, PAL-south, Old-Harry, BAH-west, BAH-east, and Bluff-east (Fig. 9). From site to site, the till characteristics are very similar suggesting that these deposits are probably all from the same glacial event. The till stratigraphic position is recurrent; it always rests either on the bedrock or on a marine deposit older than ~170 ka (based on $2xD_0$ for sample OSL89). The latter scenario occurs where exposures are located in a bedrock depression, allowing the preservation of older sediment (e.g. Fig. 14). In addition, glaciotectionic deformations were observed in either the bedrock or the marine sediment that underlie the till. The measurements carried out on these deformations show a thrust orientation towards the WSW (~255° on average) (e.g. Figs 15, 18). Clast fabrics measured in the till at different sites revealed that the mean vectors are mostly oriented ENE-WSW; the data provide a concentration of orientations around a mean vector of azimuth ~68° and plunge ~17° (Table 2). Clast fabrics have been the subject of much discussion and have to be considered cautiously; some authors argue that they are not good indicators of ice flow (e.g Carr & Rose 2003; Evans *et al.* 2006). However, we note that most mean vectors are oriented along the ENE-WSW axis, which is consistent with the ice flow direction towards WSW suggested by the glaciotectionic deformation structures. Taken together, these data strongly suggest an ice flow from the ENE, which is in opposition to Dredge *et al.* (1992) who suggested a glaciation from the west.

The allochthonous petrography is also very similar from site to site. The petrographic counts undertaken at PAL-north, PAL-south, BAH-west, and BAH-east sites indicate that ~70% of the pebbles are metaquartzite, gabbro, and anorthosite. The remaining are granitoids (granite, gneiss) and variable erratics such as jasper, chert, phyllite, and schist. These assemblages are typical of Appalachian lithology (Vigneault 2012). At the PAL-north and Bluff-east sites, the till appears rather as remnant pockets that evolve laterally as a stone line. The overlying subtidal unit suggests that the till has been

reworked by coastal processes during a higher sea-level. At the Seacow-Sandcove, and Airport sites, the stone line is overlain by a subtidal deposit and although no petrographic counting is available, visual analyses suggest that the lithology is similar to the till described above. We therefore interpret the stone line at these three sites as the remnant part of the Appalachian till. The clast fabric and glaciotectonic deformation orientations added to the Appalachian lithology point to a glaciation from the Newfoundland icecap. From here, we suggest the name of Grande-Entrée till to refer to the till of the northern Magdalen Islands.

The stratigraphic data reveal that the extension of the Grande-Entrée till is almost continuous from the Havre-aux-Maisons Island (Airport site) to the Grande-Entrée Island (Fig. 9). However, the Gros-Cap site displays glaciotectonic deformations and a small lens of till that are both self-consistent and also consistent with ice flow from Newfoundland. Although the evidence is limited, it suggests that the glacial movement might have reached at least the eastern part of the Cap-aux-Meules Island.

The timing of the Newfoundland ice flow on the northern Magdalen Islands is constrained by an OSL age of a sand lens in a glacial till at the Old-Harry site: 19.8 ± 1.4 ka (OSL90; Table 4). At two standard deviations, the age bracket is 22.6 to 17 ka, which covers the LGM period. OSL dating of glacial deposits is subject of discussion because of the possibly poor bleaching at deposition (e.g. Fuchs & Owen 2008). Here, had the sediment not been well bleached at deposition, the age of 19.8 ± 1.4 ka would be an overestimate, meaning that the glaciation would probably be younger. This scenario is improbable because according to the regional literature, the Laurentian Channel in the Gulf of St. Lawrence was entirely deglaciated around 17 cal. ka BP (e.g. Shaw *et al.* 2006; Stea *et al.* 2011), making a later ice flow from Newfoundland unlikely. In addition, the Grande-Entrée till or stone line is overlain at many sites by a subtidal deposit dated between 15.1 ± 1.1 ka (OSL23) and 10.1 ± 0.6 ka (OSL33) (Table 4), again suggesting that the northern part of the Magdalen Islands was indeed deglaciated after ~ 17 ka.

On the Havre-Aubert Island, which is the most southerly island of the archipelago (Fig. 9), Rémillard *et al.* (2013) described a southeastward ice movement during the MIS 2. This ice flow is interpreted as originating from the Escuminac icecap whose centre of dispersion was located in the northwestern part of the Gulf of St. Lawrence. The precise age of this ice flow is unknown, but since the glacial diamict lies on a MIS 3 deposit dated by both radiocarbon (Rémillard *et al.* 2013) and OSL (Fig. 10B), it is very likely that the glacial movement occurred during MIS 2 and most probably during the LGM. Rémillard *et al.* (2013) observed this glacial deposit at two different sites only on the Havre-Aubert Island, but other authors described a very similar diamict on the southwestern part of the Cap-aux-Meules Island (Paquet 1989; Dredge *et al.* 1992) (Fig. 9). In our study, the results strongly suggest that the glacial evidence on the northern archipelago is totally distinct from the southern indications. The glaciotectonic deformation and clast fabric orientations are to the west-southwest for the northern islands whereas they are southeastward for the southern part of the archipelago (Rémillard *et al.* 2013). Furthermore, the petrography of the till is far-travelled in the northern archipelago (Vigneault 2012) and local (sandstone and basalt) on the Havre-Aubert Island (Rémillard *et al.* 2013). There seems no doubt that these two glacial diamicts were deposited by two different ice flows that reached the Magdalen Islands during the MIS 2; this result is in contrast to that of Dredge *et al.* (1992) who suggested a MIS 4 age for the last glacial movement that reached the archipelago and a long cold period for MIS 2.

According to our observations at the Gros-Cap site, and taking into account the descriptions of Paquet (1989) and Dredge *et al.* (1992), it seems that both ice movements from the Escuminac and Newfoundland icecaps touched the Cap-aux-Meules Island. However, it is not possible at this stage to make any assumptions about whether the icecaps were synchronous. Another peculiar observation on the Cap-aux-Meules Island is the very well developed periglacial landforms, i.e. cryopediment surfaces and dry and asymmetrical valleys (e.g. Paquet 1989). Based on a detailed analysis of ice-wedge pseudomorphs, composite-wedge casts and cryoturbation structures, Rémillard *et al.* (2015a) suggested that permafrost developed after the LGM glaciation, and that the archipelago then remained

under periglacial conditions for a prolonged period. Here, our results revealed that the ages of the three cryopediment deposits observed on the Cap-aux-Meules Island are between 19.5 ± 1.4 (OSL92) and 14.9 ± 1.6 ka (OSL83) (Table 4). These ages are consistent with the interpretation of Rémillard *et al.* (2015a) and suggest that as soon as the Cap-aux-Meules Island was deglaciated after the LGM, periglacial processes occurred allowing the development of cryopediment surfaces, ice wedges, etc. As the ice margins of both Escuminac and Newfoundland icecaps were on the Cap-aux-Meules Island during the MIS 2, it might have been the first ice-free island and therefore the first to be affected by periglacial conditions, explaining the well-developed periglacial landscape and the ages between ~ 15 to 20 ka for the cryopediments. The periglacial landscape is also well-developed on the Havre-Aubert and Havre-aux-Maisons islands (Laverdière & Guimont 1974; Paquet 1989; Rémillard *et al.* 2015a), suggesting that these islands were probably also deglaciated immediately after the LGM. Finally, the age of 19.8 ± 1.4 ka (OSL90) obtained on the Grande-Entrée till at the Old-Harry site suggests that the northern archipelago was still ice-covered while the southern part was deglaciated and affected by periglacial processes.

1.7.2 Post-LGM sea-level variations

Throughout the Magdalen Islands there is a ubiquitous stratified fine sand deposit interpreted as a subtidal deposit. On the northern archipelago, this unit is always observed above the Grande-Entrée till or the stone line (e.g. U4 at the PAL-north site). The ages from this subtidal unit range between ~ 15 and 10 ka, stratigraphically consistent with the age of 19.8 ± 1.4 ka associated with the underlying Grande-Entrée till. In the southern part of the archipelago, the ages obtained from the subtidal unit also fall into the post-LGM period (Table 4). However, a few exposures provide ages of between ~ 18 and 23 ka, i.e. the AP-CAM, Galet-Plat, HAM, and Fatima sites. Even at two standard deviations, these ages are older than those obtained on the northern part of the Magdalen Islands, as well as the dated cryopediment surfaces discussed in the previous section; they suggest an earlier deglaciation of the south islands (Havre-Aubert, HAM, and Cap-aux-Meules Islands).

Subtidal deposits are less accurate indicators of relative sea-level (RSL) elevation than littoral deposits; subtidal deposits merely testify that the sea-level was higher than their current altitude. On the Magdalen Islands, altitudes associated with this subtidal unit vary from 2 to 24 m; for just these two elevations the ages are quite similar: 11.4 ± 0.9 ka (OSL44) and 11.6 ± 0.7 ka (OSL06) respectively. The age variability for this single unit is explained by the different locations and elevations of the sites, and by the different glacial history of the islands, which influences the subsequent sea-level variations differently. Fig. 23 illustrates a preliminary post-LGM RSL variation curve based on the different OSL ages acquired on the subtidal unit throughout the archipelago. The basal age of 10.7 ± 0.1 cal. ka BP (UCIAMS-134729) in the terrestrial peat at the Clermont site together with the age of 10.8 ± 0.4 cal. ka BP (GSC-4565) obtained at -2.2 m in the same area by Dredge *et al.* (1992) suggest that the sea level passed below the current level just prior to 10.7 cal. ka BP (Fig. 23; Table 6). A ~60 cm thick organic horizon containing leaves and tree trunks was found by the Canadian Salt Company Seleine Mines at a depth of 17 m under current sea-level when they drilled for a well (Anonymous 1981). A radiocarbon age of ~9.8 cal. ka BP was obtained from a well-preserved piece of wood recovered from this horizon (represented by the cross in Fig. 23). The sea-level was necessarily lower than -17 m at that time but it is impossible to speculate on the exact depth.

Considering the four postglacial RSL scenarios proposed for the Atlantic Canada (Quinlan & Beaumont 1981; Dyke & Peltier 2000; Shaw *et al.* 2002), our data indicate that the Magdalen Islands are consistent with scenario B (J-shaped curve) although we do not provide precision for the period between ~25 to 12 ka (Fig. 23). This scenario proposes that the RSL was initially higher than the current sea-level, after the deglaciation, because of the glacio-isostatic depression. Then, the RSL dropped below the current sea level due to the isostatic rebound and reached a postglacial sea-level lowstand during the passage of the marginal forebulge crest. The sea level rose again to reach the current level because of the subsidence associated with the glacial isostatic adjustment. The initial elevation, the timing of the passage below current level, the depth of the low level as well as the timing of the rise are all data that vary spatially and temporally at the scale of Atlantic Canada. For

instance, Kelley *et al.* (2011) stated that between ~16 and 12 cal. ka BP, the RSL fell from +70 to -60 m in the Gulf of Maine, which is earlier than what we observe in the Magdalen Islands. This significant decrease in RSL is associated with a very rapid passage of the peripheral forebulge after the deglaciation of this area (Barnhardt *et al.* 1995). On the inner Scotian Shelf, the post-glacial sea-level lowstand reached -65 m around 13 ka (11.6 uncal. ka BP) (Stea *et al.* 1994, 1998). On the western coast of Newfoundland, in the St. George's Bay area, the RSL reached +27 to +105 m around 16.4 cal. ka BP (14 uncal. ka BP)

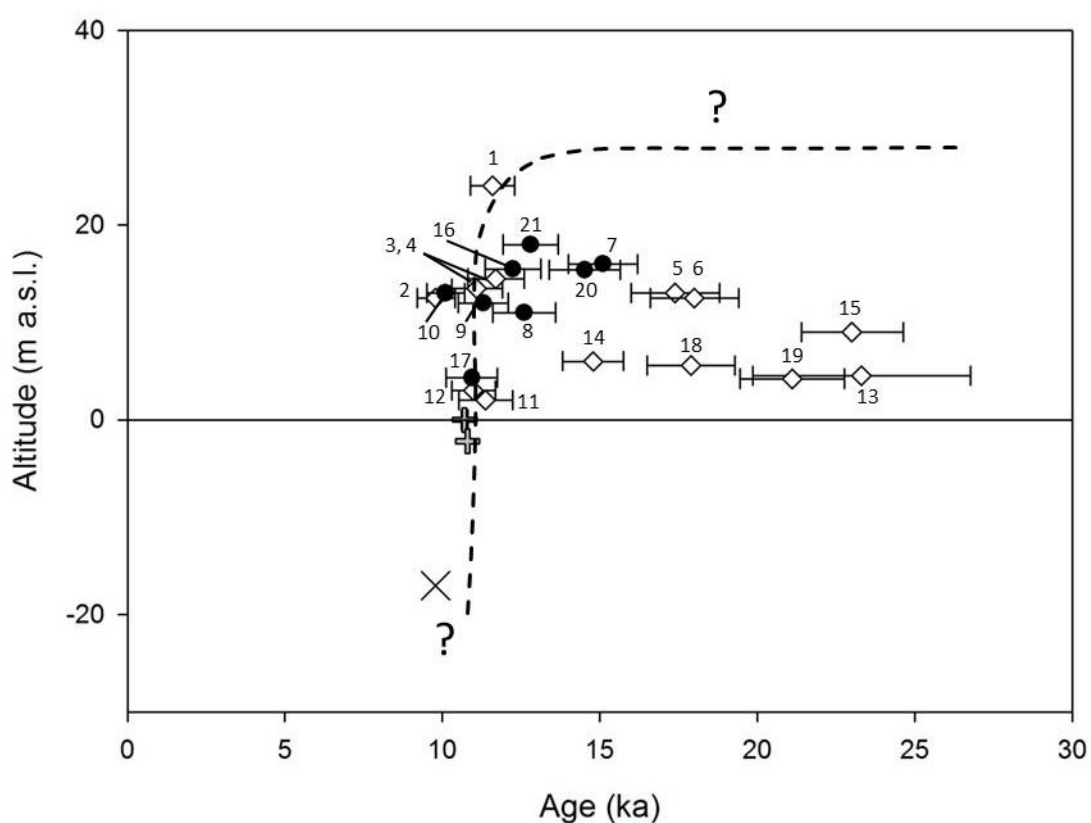


Figure 23. Preliminary post-LGM RSL variation curve based on the different OSL ages acquired on the subtidal unit throughout the Magdalen Islands ($\text{age} \pm 1\sigma$). Unfilled diamonds represent the ages from the southern archipelago (Havre-Aubert, Cap-aux-Meules, and Havre-aux-Maisons Islands). Filled circles correspond to the ages from the northern archipelago (Pointe-aux-Loups and Grande-Entrée Islands). Index numbers correspond with Table 4 in order to refer to the specific site, age and elevation of each point. The grey plus symbols represent the terrestrial peat dated to 10.7 cal. ka BP at modern level and to 10.8 cal. ka BP at -2.2 m by Dredge *et al.* (1992). The cross indicates a radiocarbon age of ~9.8 cal. ka BP acquired from a well-preserved piece of wood at a depth of 17 m. The dashed lines and the question marks outline that the drawn curve is arbitrary and preliminary based on current data.

depending on the location, passed below modern level at 12.6 ± 0.2 cal. ka BP (10.6 uncal. ka BP), and decreased to -25 m below the current level around 10.6 ± 0.1 cal. ka BP (9.4 uncal. ka BP). The lowstand have reached -30 m in the southern Newfoundland (Shaw & Forbes 1995). After the lowstand, the RSL rose again from ~ 10.2 cal. ka BP (~ 9 uncal. ka BP) until today (Forbes *et al.* 1993; Bell *et al.* 2003). According to Shaw *et al.* (2002), the New Brunswick and Prince Edward Island coasts were initially briefly submerged after the deglaciation. After ~ 16 cal. ka BP (13 uncal. ka BP), the RSL decreased enough to close the Northumberland Strait by ~ 10.2 cal. ka BP (9 uncal. ka BP). The RSL rose again from ~ 7 cal. ka BP (6 uncal. ka BP). The same scenario occurred in the northern Nova Scotia: the RSL reached +40 m after the deglaciation and then dropped to -30 m in the early Holocene (Stea 2000; Shaw *et al.* 2002).

The overall picture of the preliminary RSL variation curve for the Magdalen Islands shows some general trends (Fig. 23): i) the southern and central part of the archipelago were deglaciated and affected by high RSL before the north, ii) in the north, the RSL reached at least +18 m (PAL-north site), iii) in the south, the RSL reached at least +24 m (ACW site), iv) from ~ 15 ka, the entire archipelago was partially submerged by a high sea-level, and v) from ~ 10 ka, the RSL dropped drastically to reach a depth of at least ~ -17 m at ~ 9.8 ka. The RSL appears to have passed below the current sea-level around ~ 10.7 ka, which is consistent with the regional literature (e.g. Shaw *et al.* 2002; Bell *et al.* 2003). Many studies described submarine relief forms testifying a maximum depth for the lowstand. Based on marine terraces mapped between -36 m (Sanschagrín 1964) and up to -62 m (Loring & Nota 1966), Dredge *et al.* (1992) suggest a lowstand for the MIS 2 period, since they thought the Magdalen Islands were ice-free during the MIS 2. Loring & Nota (1973), and more recently Audet-Morin (2010), mentioned that the Magdalen Shelf around the archipelago is incised by well-defined valleys (~ 20 – 200 m) interpreted to be part of a former drainage system. Audet-Morin (2010) mapped a few valleys at ~ 35 m depth within approximately 10 km offshore the Havre-Aubert Island. Josenhans & Lehman (1999) also reported a marine terrace at a depth of ~ 100 m around the Magdalen Shelf, attesting to a low sea-level event. However, the timing of the lowstand is not clear; these studies refer to

a post-glacial lowstand without any further details. In light of our results, we suggest a low sea-level event after 10.8 ka.

1.7.3 Implications for the glacial history of eastern Canada

The data presented in this paper argue that the Magdalen Islands were glaciated during the LGM and are therefore inconsistent with the ‘minimum’ model supported by many of our predecessors who worked on the archipelago (e.g Prest *et al.* 1976; Dredge *et al.* 1992). However, our data are not consistent with the ‘maximum’ model either. The only sedimentological evidence of the LIS on the Magdalen Islands is the fluvio-glacial deposit that lies on the bedrock well under the Grande-Entrée till/stone line (PAL-north site). Since the latter is dated to the LGM, the LIS fluvio-glacial unit is likely to be older than the MIS 2. Based on the same deposit, Dredge *et al.* (1992) proposed a pre-MIS 5 glaciation of the archipelago by the LIS. Generally, our data fit with the Appalachian Glacier Complex (AGC) model, as two ice flows coming from two different local icecaps were identified on the archipelago and dated approximately to the LGM. By comparing our data with the regional syntheses (Stea *et al.* 1998, 2011; Josenhans & Lehman 1999; Stea 2004; Shaw *et al.* 2006; Josenhans 2007), it is clear that our dataset provides significant new information for the Magdalen Islands region and thus for the central part of the Gulf of St. Lawrence. Primarily, the ice flow from the Newfoundland icecap identified on the northern part of the archipelago is novel. The AGC model, as described for example by Shaw *et al.* (2006) or Stea *et al.* (2011), argues that the LIS formed an ice stream in the Laurentian Channel during the LGM, which is in contradiction with an ice flow from Newfoundland. However, based on an extensive study of subglacial bedforms across Newfoundland, McHenry & Dunlop (2015) presented maps on which an ice flow towards WSW from St. George’s Bay is highly probable. From the glaciotectonic deformation and clast fabric orientations observed on the northern archipelago, the Magdalen Islands are on the ice-flow axis of St. George’s Bay. McHenry & Dunlop (2015) did not present a chronology for the ice flow in the St. George’s Bay. Nonetheless, our data indicate an age of 19.8 ± 1.4 ka (OSL90) for the Grande-Entrée till at the Old-Harry site, suggesting a glaciation from the Newfoundland

icecap at the end of the LGM. For such a scenario to occur, the Laurentian Channel, which is ~400 m deep and ~70 to 100 km wide, must have been ice-filled with an inactive ice stream for a significant period of time. Studies carried out on modern-ice sheets suggest that ice streams show significant spatial and temporal variability with some ice streams known to have switched on and off (e.g. Margold *et al.* 2015). This variability is attributed to either external forcing such as changes in atmospheric or oceanic conditions, or internal forcing (e.g. Bennett 2003). Margold *et al.* (2015) pointed out that, although a comprehensive knowledge of the spatial extent of palaeo-ice streams exists, there is a major gap in the understanding of the timing of ice stream operation within the LIS. Notwithstanding this lack of information, we propose the hypothesis that at the end of the LGM, the Laurentian Channel ice stream (LCIS) switched off allowing the Newfoundland icecap to reach the northern Magdalen Islands from the St. George's Bay and across the Laurentian Channel (Fig. 24B). This scenario might be possible if at the end of the LGM climatic or oceanic conditions changed drastically, for instance, if the LIS received much less precipitation than the Newfoundland icecap, which is quite likely owing to the closer location of the latter to the Atlantic Ocean. However, it is assumed that during the LGM climax, the LCIS was probably active (switched-on) impeding ice from Newfoundland from crossing the Laurentian Channel (Fig. 24A). Another hypothesis is that when the LCIS switched-off and started to melt, the stress conditions changed, buttressing removed, and readvances were triggered in this case in the Newfoundland icecap, at least through the St. George's Bay. This scenario has been suggested by Josenhans & Lehman (1999) to explain major readvances off Baie des Chaleurs and in the Cape Breton Channel after the retreat of the LCIS between ~14.7 and 14.1 cal. ka BP (13.2 and 12.7 uncal. ka BP). Although these readvances occurred much later, this scenario might have triggered the Newfoundland ice movement towards the Magdalen Islands. Josenhans & Lehman (1999) suggested that around 16.5 cal. ka BP (14.3 uncal. ka BP), the ice in the Laurentian Channel was at least to the north of the Cabot Strait which was ice-free, and by ~16.1 cal. ka BP (14.1 uncal. ka BP), the ice was to the north of St. George's Bay, indicating that the Newfoundland lobe also retreated from the Laurentian Channel at that time. Since there is

no evidence of the Escuminac icecap on the northern archipelago, we hypothesize either i) the northern Magdalen Islands remained ice-free (as nunataks) during the LGM climax, or ii) the Escuminac glaciation evidences were removed by the subsequent glaciation by the Newfoundland ice, or iii) this part of the archipelago was affected by cold-based ice within the Escuminac icecap, leaving therefore no evidence.

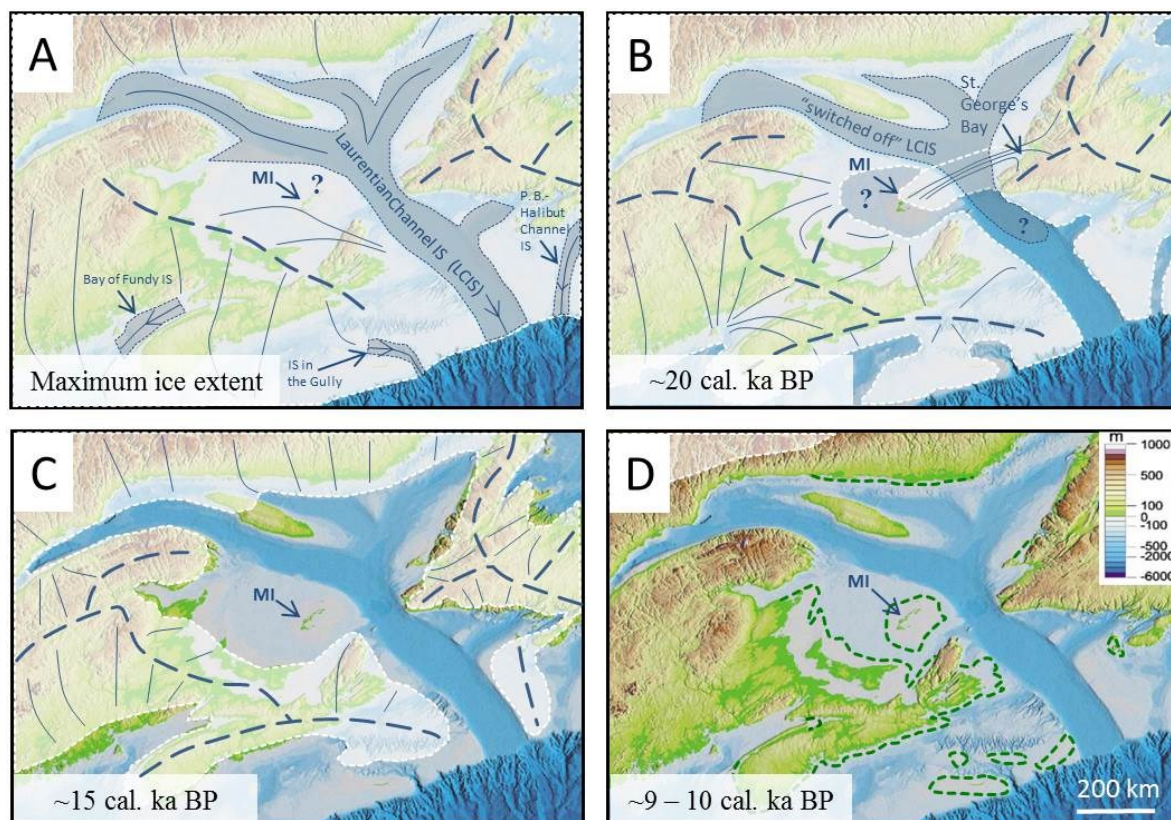


Figure 24. Schematic representation of the main interpretations discussed in this study. The underlying digital elevation model (m a.s.l.) is a shaded relief image of the Atlantic Canada DEM used by Shaw *et al.* (2002). Heavy blue dashed lines are major ice divides, thin blue lines are generalized flow lines, and white dashed lines are approximate ice margins, all according to Shaw *et al.* (2006), but re-interpreted with the new data presented in this study. Legend and scale in D are valid for all. MI = Magdalen Islands. A. Maximum ice extent during the Last Glacial Maximum (LGM). Gray polygons with dashed outlines are major ice streams (IS) outlined by Margold *et al.* (2015). The northern archipelago is included in the global model despite there being no evidence of a glaciation by the Escuminac icecap on the northern islands (see Discussion). P.B. = Placentia Bay. B. Ice margins at ~20 cal. ka BP. The southern Magdalen Islands were deglaciated and affected by a high sea level and periglacial processes. The northern archipelago was glaciated by an ice flow from Newfoundland (St. George's Bay) that reached the islands while the Laurentian Channel ice stream (LCIS) was inactive (or "switched off") (see Discussion). C. Ice margins at ~15 cal. ka BP. The entire Magdalen Islands were partially submerged. D. Around 9-10 cal. ka BP, the relative sea level stood below the current level. Dark green dashed lines are land extent adapted from Shaw *et al.* (2002).

The location of the Escuminac icecap in the west of the Gulf of St. Lawrence is well-recognized although its ice divide position is still discussed in the regional literature (e.g. Shaw *et al.* 2006; Stea *et al.* 2011). According to Rémillard *et al.* (2013), the Escuminac icecap would have extended approximately southeastward on the southern Magdalen Islands during the MIS 2, which is consistent with the ice divide suggested by Shaw *et al.* (2006) to the northwest of the archipelago (Fig. 24A). The deglaciation of the southern archipelago started while the north was still glaciated by the Newfoundland icecap (Fig. 24B). As soon as the southern islands were deglaciated, they were partially submerged and affected by periglacial processes (Rémillard *et al.* 2015a). Around 15 ka, the entire archipelago was ice-free and partially submerged (Fig. 24C). As discussed in the *Post-LGM sea-level variations* section, the sea level passed below modern level around 10.7 ka and reached a regional lowstand of unknown maximum depth after 10 ka (Fig. 24D).

1.8 CONCLUSIONS

In addition to the extensive chronology presented in this paper, the stratigraphic descriptions and the sedimentological analyses carried out on 21 sequences located throughout the archipelago draw an overall picture of its palaeogeographical history from the LGM to the early Holocene. During the LGM, the islands were at the crossroads of two different icecaps; the southern islands were glaciated by the Escuminac icecap located in the western Gulf of St. Lawrence while at the end of the LGM, the northern archipelago was glaciated by an ice flow from Newfoundland during an inactive period of the Laurentian Channel ice stream. This scenario argues against both the ‘minimum’ and ‘maximum’ conceptual models suggested during the 20th century for the Maritime Provinces of eastern Canada. The new data are instead consistent with the Appalachian Glacier Complex (AGC) scenario and provide details for the central area of the Gulf of St. Lawrence. Our data also reveal that the southern islands were deglaciated early after the LGM and were affected by a high sea level as well as periglacial processes, while the northern archipelago was still ice-covered (~20 ka). Around 15 ka, the entire archipelago was deglaciated and partially submerged until ~11 ka. The relative sea level (RSL) fell

below the current sea-level around 10.7 cal. ka BP. This study is the first major contribution to a detailed stratigraphic and independently validated absolute chronology of the Quaternary history of the Magdalen Islands and represents the first step towards the establishment of a complete RSL variation curve for the archipelago.

1.9 SUPPLEMENTARY INFORMATION ABOUT FELDSPAR

1.9.1 Instrumentation and measurement protocols

All feldspar measurements were carried out on the same Risø TL/OSL readers (model DA-20) used for the quartz OSL measurements. Feldspar IRSL was detected through a combination of Corning 7-59 and Schott BG-39 filters (blue-violet). The K-feldspar extracts were mounted on ~8 mm diameter stainless steel cups using ‘Silkospray’ silicone oil as fixing agent. A single-aliquot regenerative-dose (SAR) was used for all equivalent dose (D_e) determinations. Feldspar aliquots were first stimulated at 50 °C (IR₅₀) and then at 150 °C (pIRIR₁₅₀) each using IR light for 200 s. At the end of each SAR cycle a high temperature IR clean-out (200 s at 200°C) was inserted (protocol based on Madsen *et al.* 2011). D_e values were calculated using the first 10 s of the signal and a background based on the final 20 s.

1.9.2 Dosimetry

The K-feldspar dose rates were calculated from the quartz dose rates given in Table 3 by increasing the values with 0.81 ± 0.05 Gy/ka (0.53 ± 0.03 Gy/ka for OSL 08) to allow for internal ⁴⁰K beta dose rate (assuming $12.5 \pm 0.5\%$ K) and by 0.04 ± 0.03 Gy/ka (0.06 ± 0.03 Gy/ka for OSL08) because of the assumed larger internal radioactivity of feldspars grains compared to quartz grains.

1.9.3 Completeness of bleaching using differential bleaching of quartz and K-feldspars

As with quartz, before we can discuss the D_e 's and ages recorded by feldspar we must first investigate the luminescence characteristics to be confident that our dose measurement protocols are as accurate as possible.

1.9.3.1 Feldspars luminescence characteristics

When selecting the preheat conditions and second stimulation temperature in a post-IR IR protocol, one has to balance the risk of thermal transfer at higher preheat temperatures against the signal instability using lower second stimulation temperatures (and thus lower preheat temperatures) (e.g. Kars *et al.* 2014). A measurement of thermal transfer was carried out on samples OSL78 and OSL90. Twenty-four aliquots of each sample were first bleached for 6 h in a solar stimulator (Hönle Sol2) at a sample/lamp distance of ~80 cm before the residual dose was measured as a function of preheat temperature (first IR stimulation at 50°C and second stimulation temperature 30°C below preheat temperature). The results are summarised in Fig. 25A where it can be seen that the residual post-IR doses remaining after bleaching increase systematically with preheat temperature. Because these samples are relatively young (~10-25 ka) a low temperature protocol with a 180 °C preheat (pIRIR₁₅₀) (Madsen *et al.* 2011) was selected. It is recognised that this low temperature preheat may lead to some limited underestimation because of signal instability.

The insets to Fig. 25B and 25C depict representative natural IRSL decay curves from sample OSL63 measured following the selected preheat of 180°C, together with the dose response curves for this aliquot. The recycling ratios for this material are excellent (IR₅₀ 1.0142±0.0003; pIRIR₁₅₀ 1.0145±0.0008; n=147) and the average recuperation is small (IR₅₀ 1.79±0.16% of natural; pIRIR₁₅₀ 2.29±0.11%; n=147). A dose recovery experiment was carried out by adding known laboratory doses (17.5 and 70 Gy) each to 5 aliquots of the modern sample OSL78 with measured residual doses of 4.9±0.8 Gy (n=11) and 17.9±2.0 Gy (n=11) for the IR₅₀ and pIRIR₁₅₀ signals, respectively. Figure 25D summarises the doses measured on these laboratory irradiated aliquots, after subtraction of the average measured residual doses. The resulting average dose recovery ratios for the IR₅₀ signal following a given dose of 70 Gy is 0.92±0.01, and following a given dose of 17.5 Gy is 0.98±0.05. The corresponding results for the pIRIR₁₅₀ signal following a given dose of 70 Gy is 0.94±0.04, and following a given dose of 17.5 Gy is 0.97±0.10. Fading rates were measured in the usual manner (Auclair *et al.* 2003) using 3 aliquots each of samples OSL33, OSL78, OSL90, and OSL97. The average IR₅₀ and pIRIR₁₅₀ g_{2days} values are

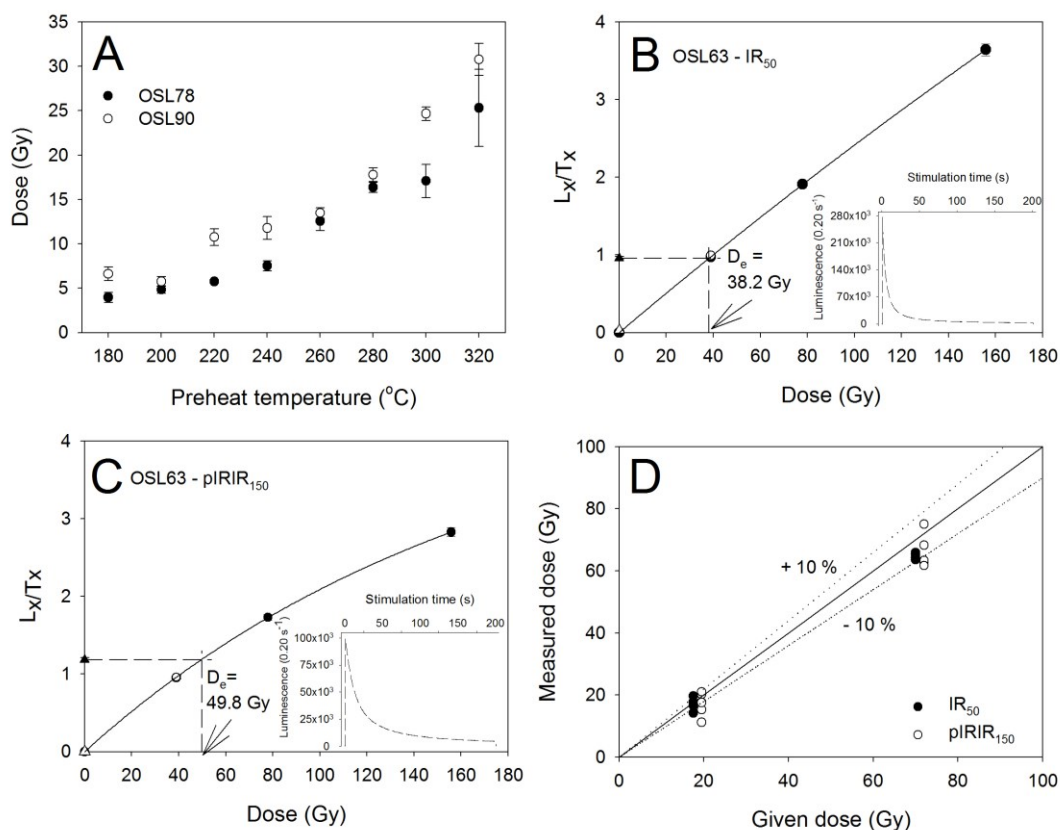


Figure 25. A) Thermal transfer test carried out on samples OSL78 (filled circles) and OSL90 (unfilled circles); post-IR equivalent dose is plotted against increasing preheat temperature for a set of aliquots that had first been bleached for 6 hours in a solar stimulator (Hönle Sol2) at a sample lamp distance of ~ 80 cm. B) SAR IR_{50} growth curve from OSL63 (HAM site). Sensitivity-corrected regenerated points are shown as filled circles, the unfilled circle represents a repeat point (recycling) and open triangle the response to zero dose (recuperation). The sensitivity-corrected natural IRSL signal is interpolated onto the growth curve to give the equivalent dose, D_e (in this case, 38.2 Gy). Inset shows a typical natural IRSL decay curve measured at 50°C . C) SAR pIRIR_{150} growth curve from OSL63 (HAM site). Symbols as in B), and in this case $D_e=49.8$ Gy. D) Dose recovery data from sample OSL78; filled circles represent IR_{50} data and unfilled circles the pIRIR_{150} data. Note that the pIRIR_{150} data have been offset by 2 Gy on the given dose axis for presentation.

4.4 ± 0.2 ($n=4$) and $1.56 \pm 0.12\%$ /decade ($n=4$). As expected, the IR_{50} signal is significantly less stable than the pIRIR_{150} signal. These laboratory fading rates suggest that corrections of $\sim 50\%$ and $\sim 15\%$, respectively, may be necessary to compensate for this lack of stability.

We conclude that our protocol is suitable for accurate measurement of a dose given to our sample prior to any laboratory thermal treatment. These IR_{50} and pIRIR_{150} signals are apparently not completely stable but this is not necessarily of concern as long as these

signals are more difficult to bleach than the quartz OSL signal. This question is discussed in the next section.

1.9.3.2 Bleaching curves

Here we investigate the rates at which the IR_{50} and $pIRIR_{150}$ signals are reset by exposure to daylight and compare these rates with the resetting of quartz OSL. Aliquots of both feldspar ($n=62$) and quartz ($n=122$) from a sandy beach deposit were prepared in the usual manner and placed under a solar stimulator (Hönle Sol2) at a distance of ~ 80 cm in groups of three (feldspar) or six (quartz); each group was exposed for a different length of time from as short as possible (2 s) up to nearly 9 days. The remaining natural luminescence is plotted against exposure time in Fig. 12, after sensitivity normalisation using a test dose. It is clear that the feldspar signals bleach significantly more slowly than the quartz OSL, and the $pIRIR_{150}$ signal bleaches more slowly than the IR_{50} . For instance, after 60 s, the quartz has lost 96% of its initial value whereas the IR_{50} signal has lost about 65%, and the $pIRIR_{150}$ signal has only lost 23%. Similar curves are now available in the literature for various $pIRIR$ signals (e.g. Colarossi *et al.* 2015; Kars *et al.* 2014; Sugisaki *et al.* 2015); all confirm this relative trend.

1.9.3.3 Feldspar doses, ages and comparison with quartz

Table 7 summarizes the IR_{50} and $pIRIR_{150}$ equivalent doses and resulting ages (uncorrected for fading). These apparent feldspar ages can be used to discuss the completeness of the bleaching of the quartz OSL signal, and thus the reliability of the quartz ages. Fig. 13A shows all of the $pIRIR_{150}$ ages plotted against the IR_{50} ages. As expected, all of the points lie above the line of unit slope (dashed), consistent with expected greater fading rate of the IR_{50} signal. Based on Buylaert *et al.* (2013), it is expected that the points relatively furthest above the line represent samples for which the $pIRIR_{150}$ signal was less well bleached than the IR_{50} . These are tentatively identified as unfilled symbols in Fig. 13A. There may also be some younger relatively poorly bleached $pIRIR_{150}$ ages but these cannot be identified convincingly. Fig. 13B presents the $pIRIR_{150}$ ages against the quartz ages. These data are more difficult to interpret because of the uncertainty on the residual age in the $pIRIR_{150}$

data. The solid line of unit slope in this figure is plotted through an intercept on the $pIRIR_{150}$ axis corresponding to an age of about 3 ka; this intercept is based on the results of the thermal transfer experiment on a modern analogue and an old sample (Fig. 25A). Thus this solid line of unit slope is taken to be the line on which data should fall if both the quartz and feldspar signals were well bleached at deposition and if the $pIRIR_{150}$ is stable. It appears that 27 out of the 31 quartz ages can be identified as well bleached based on this comparison.

Finally, Fig. 13C presents the apparent IR_{50} ages plotted against quartz ages. The residual dose in the IR_{50} signal is expected to be negligible (see Table 7), and so one would

Table 7. Sample equivalent doses (D_e) and resulting IRSL ages. The equivalent dose tabulated is the average of ' n ' estimates.

Site	Sample ID	n	D_e IR_{50} (Gy)	D_e $pIRIR_{150}$ (Gy)	Age $\pm 1\sigma$ IR_{50} (ka)	Age $\pm 1\sigma$ $pIRIR_{150}$ (ka)
ACE	OSL03	12	137 \pm 3	180 \pm 2	68 \pm 3	90 \pm 4
ACE	OSL04	12	144 \pm 4	184 \pm 3	68 \pm 4	90 \pm 4
ACW	OSL06	6	25.9 \pm 0.7	41.6 \pm 1.0	9.1 \pm 0.5	14.6 \pm 0.8
AC	OSL08	6	129 \pm 6	247 \pm 11	47 \pm 3	90 \pm 6
AC	OSL12	6	27 \pm 2	51 \pm 7	9.2 \pm 0.8	17 \pm 2
AP-DEM	OSL16	6	23.9 \pm 0.6	33.8 \pm 0.8	9.2 \pm 0.5	13.0 \pm 0.7
AP-DEM	OSL17	3	25.9 \pm 1.0	43 \pm 4	9.7 \pm 0.6	16.0 \pm 1.5
AP-CAM	OSL18	6	22.7 \pm 0.7	35.6 \pm 1.4	10.2 \pm 0.6	16.0 \pm 1.0
AP-CAM	OSL19	3	44 \pm 6	69 \pm 4	17 \pm 2	26.3 \pm 1.8
Bluff-East	OSL23	6	24.6 \pm 1.3	48 \pm 4	8.7 \pm 0.6	16.8 \pm 1.7
Seacow	OSL31	5	26.1 \pm 1.3	64 \pm 5	10.2 \pm 0.7	25 \pm 2
Seacow	OSL32	6	20.4 \pm 0.2	29.0 \pm 0.4	8.5 \pm 0.4	12.1 \pm 0.6
Seacow	OSL33	6	19.5 \pm 0.2	26.9 \pm 0.3	8.5 \pm 0.4	11.7 \pm 0.5
Airport	OSL44	6	20.2 \pm 0.4	29.1 \pm 1.3	9.3 \pm 0.5	13.5 \pm 0.9
Airport	OSL46	6	17.0 \pm 0.2	21.6 \pm 0.3	8.5 \pm 0.4	10.8 \pm 0.5
Fatima	OSL47	3	53 \pm 2	79 \pm 4	22 \pm 2	33 \pm 4
Fatima	OSL48	6	27.4 \pm 0.6	44.7 \pm 1.7	11.5 \pm 0.6	18.4 \pm 1.1
HAM	OSL63	3	49 \pm 3	58 \pm 6	17.9 \pm 1.4	26 \pm 3
Sandcove	OSL72	3	17.7 \pm 0.2	28.2 \pm 0.3	8.1 \pm 0.4	13.0 \pm 0.6
Airport	OSL78	11	5.5 \pm 0.9	20 \pm 3	3.1 \pm 0.5	11.4 \pm 1.7
BAH-East	OSL79	6	11 \pm 5	16 \pm 7	4 \pm 2	7 \pm 3
Facterie 1	OSL80	3	66 \pm 5	130 \pm 19	15.5 \pm 1.4	31 \pm 5
Facterie 2	OSL81	3	79.7 \pm 0.9	109 \pm 5	19.8 \pm 0.9	27.4 \pm 1.7
SAQ	OSL83	3	57 \pm 3	100 \pm 10	14.7 \pm 1.1	26 \pm 3
Grader	OSL84	3	85 \pm 13	112 \pm 16	20 \pm 3	26 \pm 4
Plaisance	OSL87	6	0.044 \pm 0.003	0.28 \pm 0.02	0.019 \pm 0.002	0.116 \pm 0.009
Plaisance	OSL88	6	0.045 \pm 0.010	0.32 \pm 0.03	0.017 \pm 0.004	0.118 \pm 0.013
Old-Harry	OSL90	3	69 \pm 3	172 \pm 12	29.6 \pm 1.8	74 \pm 6
Arsène	OSL92	6	49.8 \pm 1.7	69 \pm 2	15.4 \pm 0.9	21.4 \pm 1.2
PAL	OSL96	6	25.6 \pm 1.2	61 \pm 5	10.1 \pm 0.7	24.0 \pm 2.1
PAL	OSL97	6	20.2 \pm 0.2	36.2 \pm 2.2	8.2 \pm 0.4	14.7 \pm 1.1

expect all of these data to lie below the line of unit slope if the IR₅₀ signal was well bleached. From Fig. 13C, it can be concluded that, for 27 samples out of 31, the quartz signal was very probably well bleached at the time of deposition. The slope of the best fit straight line through these 27 samples alone is 0.8454 ± 0.4016 (n=27) consistent with expected instability of the IR₅₀ signal.

There are four samples (OSL03, OSL04, OSL08, and OSL90) for which the ages derived from the feldspar signals are significantly greater than those from quartz. The interpretation of this observation is discussed in the main text (*Reliability of the OSL ages*).

1.10 ACKNOWLEDGEMENTS

Gabriel Ladouceur is thanked for his valuable help in the field, as well as Marie-Pier St-Onge, Jacques Labrie, and Quentin Beauvais for their help in the laboratory. The authors wish to acknowledge the support of the technical staff of the Nordic Laboratory for Luminescence Dating (NLL). The Natural Sciences and Engineering Research Council of Canada (NSERC), the *Fonds de recherche du Québec Nature et Technologies* (FRQNT), the Coastal Geoscience Chair, and the Canada Research Chair in Marine Geology provided financial support for the project. We also thank John Shaw and Mark Bateman for the constructive and helpful comments that greatly improved the manuscript. Comments by the Editor Jan A. Piotrowski are also much appreciated.

1.11 REFERENCES

- Aitken, M. J. 1985: *Thermoluminescence Dating*. 359 pp. Academic Press Inc., London.
- Alcock, F. J. 1941: The Magdalen Islands, their geology and mineral deposits. *Transactions of the Canadian Institute of Mine of Metallurgy* 44, 623–649.
- Anonymous. 1981: Une découverte en fonçant le puits no. 2. *L'explorateur* 3, p. 2.
- Audet-Morin, M. 2010: *Géomorphologie marine des zones extracôtières est et sud des Îles-de-la-Madeleine, Québec*. M.Sc. thesis, Université Laval, 57 pp.

- Barnhardt, W. A., Gehrels, W. R., Belknap, D. F. & Kelley, J. T. 1995: Late Quaternary relative sea-level change in the western Gulf of Maine: evidence for a migrating glacial forebulge. *Geology* 23, 317–320.
- Bell, T., Batterson, M. J., Liverman, D. G. E. & Shaw, J. 2003: A new late-glacial sea-level record for St. George's Bay, Newfoundland. *Canadian Journal of Earth Sciences* 40, 1053–1070.
- Bell, T., Daly, J., Batterson, M. J., Liverman, D. G. E., Shaw, J. & Smith, I. R. 2005: Late Quaternary relative sea-level change on the west coast of Newfoundland. *Géographie physique et Quaternaire* 59, 129–140.
- Bennett, M. R. 2003: Ice streams as the arteries of an ice sheet: their mechanics, stability and significance. *Earth-Science Reviews* 61, 309–339.
- Blott, S. J. & 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*. 48 pp. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Québec, DPV-796, Québec.
- Bøtter-Jensen, L., Thomsen, K. & Jain, M. 2010: Review of optically stimulated luminescence (OSL) instrumental developments for retrospective dosimetry. *Radiation Measurements* 45, 253–257.
- Buylaert, J.-P., Murray, A. S., Gebhardt, A. C., Sohbati, R., Ohlendorf, C., Thiel, C., Wastegård, S., Zolitschka, B. & The PASADO Science Team. 2013: Luminescence dating of the PASADO core 5022-1D from Laguna Potrok Aike (Argentina) using IRSL signals from feldspar. *Quaternary Science Reviews* 71, 70–80.
- Carr, S. J. & Rose, J. 2003: Till fabric patterns and significance: particle response to subglacial stress. *Quaternary Science Reviews* 22, 1415–1426.
- Chalmers, R. 1895: Report on the surface geology of southern New Brunswick, north-western Nova Scotia and a portion of Prince Edward Island. *Geological Survey of Canada, Annual Report*, 144 pp.
- 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.

- Cunningham, A. C. & Wallinga, J. 2010: Selection of integration time intervals for quartz OSL decay curves. *Quaternary Geochronology* 5, 657–666.
- Dredge, L. A. & Grant, D. R. 1987: Glacial deformation of bedrock and sediment, Magdalen Islands and Nova Scotia, Canada: evidence for a regional grounded ice sheet. In van der Meer, J. J. M. (ed.): *Tills and Glaciotectonics: Proceedings of an INQUA Symposium on Genesis and Lithology of Glacial Deposits*, 183–195. Balkema, Rotterdam.
- Dredge, L. A., Mott, R. J. & Grant, D. R. 1992: Quaternary stratigraphy, paleoecology, and glacial geology, Iles de la Madeleine, Québec. *Canadian Journal of Earth Science* 29, 1981–1996.
- Duller, G. A. T. 2003: Distinguishing quartz and feldspar in single grain luminescence measurements. *Radiation Measurements* 37, 161–165.
- Dyke, A. S. & Prest, V. K. 1987: Late Wisconsinan and Holocene history of the Laurentide Ice Sheet. *Géographie physique et Quaternaire* 41, 237–263.
- Dyke, A. S. & Peltier, W. R. 2000: Forms, response times and variability of relative sea-level curves, glaciated North America. *Geomorphology* 32, 315–333.
- Dyke, A. S., Andrews, J. T., Clark, P. U., England, J. H., Miller, G. H., Shaw, J. & Veillette, J. J. 2002: The Laurentide and Innuitian ice sheets during the last glacial maximum. *Quaternary Science Reviews* 21, 9–31.
- Evans, D. J. A., Phillips, E. R., Hiemstra, J. F. & Auton, C. A. 2006: Subglacial till: formation, sedimentary characteristics and classification. *Earth-Sciences Reviews* 78, 115–176.
- Forbes, D. L., Shaw, J., & Eddy, B. G. 1993: Late Quaternary sedimentation and the postglacial sea-level minimum in Port-au-Port Bay and vicinity, west Newfoundland. *Atlantic Geology* 29, 1–26.
- Fuchs, M. & Owen, L. A. 2008: Luminescence dating of glacial and associated sediments: review, recommendations and future directions. *Boreas* 37, 636–659.
- Giles, P. S. 2008: Windsor Group (Late Mississippian) stratigraphy, Magdalen Islands, Quebec: a rare eastern Canadian record of late Visean basaltic volcanism. *Atlantic Geology* 144, 167–185.
- Godfrey-Smith, D. L., Huntley, D. J. & Chen, W. H. 1988: Optically dating studies of quartz and feldspar sediment extracts. *Quaternary Science Reviews* 7, 373–380.

- Goldthwait, J. W. 1915: The occurrence of glacial drift on the Magdalen Islands. *Canada Geological Survey, Department of Mines, Museum Bulletin 14, Geological Series 25*, 11 pp.
- Grant, D. R. 1989: Le Quaternaire de la région des Appalaches atlantiques du Canada. In Fulton, R. J. (ed.): *Le Quaternaire du Canada et du Groenland, Géologie du Canada*, 412–474. Geological Survey of Canada, Ottawa.
- Guérin, G., Mercier, N. & Adamic, C. 2011: Dose-rate conversion factors: update. *Ancient TL 29*, 5-8.
- Hamelin, L.-E. 1959: *Sables et mer aux Îles de la Madeleine*. 75 pp. Ministère de l'Industrie et du Commerce, Québec.
- Hansen, V., Murray, A. S., Buylaert, J.-P., Yeo, E. Y. & Thomsen, K. J. 2015: A new irradiated quartz for beta source calibration. *Radiation Measurements 81*, 123–127.
- Josenhans, H. 2007: Atlas of the marine environment and seabed geology of the Gulf of St. Lawrence. *Geological Survey of Canada, File 5346*, 142 pp.
- Josenhans, H. & Lehman, S. 1999: Late glacial stratigraphy and history of the Gulf of St. Lawrence, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences 36*, 1327–1345.
- Kelley, A. R., Kelley, J. T., Belknap, D. F. & Gontz, A. M. 2011: Coastal and terrestrial impact of the isostatically forced Late Quaternary drainage divide shift, Penobscot and Kennebec Rivers, Maine, USA. *Journal of Coastal Research 27*, 1085–1093.
- Laverdière, C. & Guimont, P. 1974: Un froid à sol fendre. *Geos 2*, 18–20.
- Loring, D. & 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 23*, 1197–1207.
- Loring, D. & Nota, D. 1973: Morphology and sediments of the Gulf of St. Lawrence. *Service des pêches et des sciences de la mer, Bulletin 182*, 147 pp.
- Margold, M., Stokes, C. R. & Clark C. D. 2015: Ice stream in the Laurentide Ice Sheet: Identification, characteristics and comparison to modern ice sheets. *Earth-Science Reviews 143*, 117–146.
- Mark, D. M. 1973: Analysis of axial orientation data including till fabrics. *Geological Society of America, Bulletin 84*, 1369–1374.

McHenry, M. & Dunlop, P. 2015: The subglacial imprint of the last Newfoundland Ice Sheet, Canada. *Journal of Maps*, DOI: [10.1080/17445647.2015.1044038](https://doi.org/10.1080/17445647.2015.1044038).

Murray, A. S. & Wintle, A. G. 2000: Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiation Measurement* 32, 57–73.

Murray, A. S. & Wintle, A. G. 2003: The single aliquot regenerative dose protocol: potential for improvements in reliability. *Radiation Measurement* 37, 377–381.

Murray, A. S., Marten, R., Johnston, A. & Martin, P. 1987: Analysis for naturally occurring radionuclides at environmental concentrations by gamma spectrometry. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry* 115, 263–288.

Murray, A. S., Thomsen, K. J., Masuda, N., Buylaert, J.-P. & Jain, M. 2012: Identifying well-bleached quartz using the different bleaching rates of quartz and feldspar luminescence signals. *Radiation Measurements* 47, 688–695.

Paquet, G. 1989: *L'évolution de la plate-forme gréseuse de l'Île du Cap-aux-Meules (Îles-de-la-Madeleine, Québec)*. M.Sc. thesis, Université de Montréal, 223 pp.

Parent, P. & 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. In Héty, B. (ed.): Proceedings, 6e Congrès de l'Association québécoise pour l'étude du Quaternaire, p. 71. Rimouski.

Prescott, J. R. & Hutton, J. T. 1994: Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: large depths and long-term time variations. *Radiation Measurements* 23, 497–500.

Prest, V. K., Terasme, J., Matthews, J. V. & Litchti-Federovich, S. 1976: Late-Quaternary Magdalen Islands, Quebec. *Maritime Sediments* 12, 39–59.

Quinlan, G. & Beaumont, C. 1981: A comparison of observed and theoretical postglacial relative sea level in Atlantic Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences* 18, 1146–1163.

Reimer, P. J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Ramsey, C. B., Buck, C. E., Cheng, H., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Haflidason, H., Hajdas, I., Hatte, C., Heaton, T. J., Hoffmann, D. L., Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kaiser, K. F., Kromer, B., Manning, S. W., Niu, M., Reimer, R. W., Richards, D. A., Scott, E. M., Southon, J. R., Staff, R. A., Turney, C. S. M. & van der Plicht, J. 2013: INTCAL13 and MARINE13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon* 55, 1869–1887.

- Rémillard, A. M., Hétu, B., Bernatchez, P. & Bertran, P. 2013: The Drift des Demoiselles on the southern Magdalen Islands (Quebec, Canada): sedimentological and micromorphological evidence of a glacial diamict of Late Wisconsinan. *Canadian Journal of Earth Sciences* 50, 545–563.
- Rémillard, A. M., Hétu, B., Bernatchez, P., Buylaert, J.-P., Murray, A. S., St-Onge, G. & Geach, M. 2015a: Chronology and palaeoenvironmental implications of the ice-wedge pseudomorphs and composite-wedge casts on the Magdalen Islands (eastern Canada). *Boreas* 44, 658–675.
- Rémillard, A. M., Buylaert, J.-P., Murray, A. S., St-Onge, G., Bernatchez, P. & Hétu, B. 2015b: Quartz OSL dating of late Holocene beach ridges from the Magdalen Islands (Quebec, Canada). *Quaternary Geochronology* 30, 264–269.
- Richardson, J. 1881: Report of a geological exploration of the Magdalen Islands. *Geological Survey of Canada, Report of Progress, 1879–1880, part VIII*, 16 pp.
- Sanschagrin, R. 1964: Magdalen Islands. Ministère de l'Énergie et Ressources du Québec, *Geological Report 106*, 57 pp.
- Shaw, J. & Forbes, D. L. 1995: The postglacial relative sea-level lowstand in Newfoundland. *Canadian Journal of Earth Sciences* 32, 1308–1330.
- Shaw, J., Gareau, P. & Courtney, R. C. 2002: Palaeogeography of Atlantic Canada 13–0 kyr. *Quaternary Science Reviews* 21, 1861–1878.
- Shaw, J., Piper, D. J. W., Fader, G. B. J., King, E. L., Todd, B. J., Bell, T., Batterson, M. J. & Liverman, D. G. E. 2006: A conceptual model of the deglaciation of Atlantic Canada. *Quaternary Science Reviews* 25, 2059–2081.
- Stea, R. R. 2000: Virtual Field Trip web site. Nova Scotia Natural Resources, Mines and Energy Branch.
- Stea, R. R. 2004: The Appalachian glacier complex in Maritime Canada. In Ehlers, J. & Gibbard, P. L. (eds.): *Quaternary glaciations - extent and chronology, part II: North America*, 213–232. Elsevier, New York.
- Stea, R. R., Boyd, R., Fader, G. B. J., Courtney, R. C., Scott, D. B. & Pecore S. S. 1994: Morphology and seismic stratigraphy of the inner continental shelf off Nova Scotia, Canada: Evidence for a -65 m lowstand between 11,650 and 11,250 C 14 yr B.P. *Marine Geology* 117, 135–154.

Stea, R. R., Piper, D. J. W., Fader, G. B. J. & 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, 821–845.

Stea, R. R., Seaman, A. A., Pronk, T., Parkhill, M. A., Allard, S. & Utting, D. 2011: The Appalachian Glacier Complex in Maritime Canada. In Ehlers, J., Gibbard, P.L. (eds.): *Quaternary glaciations - extent and chronology, part II: North America*, 631–659. Elsevier, New York.

Thomsen, K., Murray, A. S., Jain, M. & Bøtter-Jensen, L. 2008: Laboratory fading rates of various luminescence signals from feldspar-rich sediment extracts. *Radiation Measurements* 43, 1474–1486.

Vandenbergh, J. & Czudek, C. 2008: Pleistocene Cryopediments on Variable Terrain. *Permafrost and Periglacial Processes* 19, 71–83.

Vigneault, B. 2012: *Cadre lithostratigraphique quaternaire du nord des Îles-de-la-Madeleine*. M. Sc. thesis, Université du Québec à Rimouski, 109 pp.

Webster, I. T., Hancock, G. J. & Murray, A. S. 1995: Modelling the effect of salinity on radium desorption from sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59, 2469–2476.

Wintle, A. G. & Murray, A. S. 2006: A review of quartz optically stimulated luminescence characteristics and their relevance in single-aliquot regeneration dating protocols. *Radiation Measurements* 41, 369–391.

CHAPITRE 2

VARIATIONS DU NIVEAU MARIN RELATIF ET AJUSTEMENT GLACIO-ISOSTATIQUE AUX ÎLES-DE-LA-MADELEINE (CANADA ATLANTIQUE) DU MIS 5 À L'HOLOCÈNE TARDIF

2.1 RÉSUMÉ EN FRANÇAIS DU DEUXIÈME ARTICLE

Les Îles-de-la-Madeleine (IDLM) (Québec, Canada) occupent une position stratégique afin de fournir un portrait global sur l'histoire des variations du niveau marin relatif (NMR) de l'Est du Canada puisque l'archipel se situe au centre du golfe du Saint-Laurent. Bien que plusieurs études sur les variations du NMR des Maritimes ait été réalisées, les données provenant du golfe sont rares et conséquemment, les modèles sur les variations du NMR et l'ajustement glacio-isostatique extrapolent pour cette région centrale. Cette étude expose des données stratigraphiques et chronologiques provenant de 4 nouveaux affleurements et 2 sites de carottage aux IDLM. En plus de 5 échantillons récoltés à des fins de contrôle d'âge, 9 nouveaux âges obtenus par la méthode de la luminescence sont présentés. À l'aide de ces nouvelles données et de celles disponibles dans la littérature, une nouvelle courbe des variations du NMR a été reconstituée pour la période allant du Dernier Maximum Glaciaire (DMG) à l'Holocène tardif et une courbe partielle est proposée pour l'intervalle entre la fin du MIS 4 et le MIS 3. Les données permettent également de fournir quelques interprétations pour le MIS 5. Les résultats révèlent que pour la période allant du DMG à l'Holocène tardif, la courbe correspond au scénario en forme de J présenté dans la littérature. Les variations du NMR pendant cette période sont le résultat du rebond glacio-

isostatique, de la migration et de l'effondrement du bourrelet périphérique, ajoutés aux variations du niveau eustatique. Pour la période allant du DMG à l'Holocène inférieur, des courbes d'enfoncement glacio-isostatique montrant quelques différences locales sont aussi proposées. Pour l'Holocène tardif, les données sont contraintes entre deux types d'indicateurs, i.e. marins et terrestres, et indiquent que le NMR a augmenté d'au moins 3 m pendant les deux derniers millénaires. Des sédiments datés du MIS 5 et de l'intervalle entre la fin du MIS 4 et le MIS 3 illustrent que l'ajustement glacio-isostatique qui s'est opéré à la suite du DMG s'est également produit pour l'interglaciaire du MIS 5 et l'interstade du MIS 3. Finalement, les différences entre les modèles d'ajustement glacio-isostatique et les mouvements verticaux de la croûte terrestre mesurés dans les Provinces maritimes de l'Est du Canada sont discutées.

Ce deuxième article, intitulé *Relative sea-level changes and glacio-isostatic adjustment on the Magdalen Islands archipelago (Atlantic Canada) from MIS 5 to the late Holocene*, a été rédigé par moi-même et a été étroitement supervisé par mon directeur et mes deux co-directeurs de doctorat, soit respectivement Guillaume St-Onge (ISMER-UQAR), Pascal Bernatchez (UQAR) et Bernard Héту (UQAR). Puisque de nouvelles datations par luminescence y sont présentées, Jan-Pieter Buylaert, chercheur sénior à l'Université technique du Danemark (DTU), et Andrew S. Murray, professeur-chercheur à l'Université D'Aarhus, aussi située au Danemark, ont également participé à la supervision de la rédaction, plus spécifiquement en ce qui concerne la section portant sur la luminescence. L'article sera soumis très prochainement pour publication dans la revue *Quaternary Science Reviews*.

En tant que première auteure, ma contribution à ce travail a été essentiellement d'effectuer la récolte des échantillons aux IDLM ainsi que toutes les analyses en laboratoire, aussi bien à l'ISMER qu'au Danemark. J'ai également rédigé l'ensemble de l'article. Mon directeur et co-directeurs de recherche ont participé aux campagnes de terrain, à l'interprétation des données ainsi qu'à l'ensemble des étapes de la rédaction. Les

protocoles utilisés pour la datation par luminescence ont été élaborés par moi-même ainsi que par Jan-Pieter Buylaert et Andrew S. Murray.

Tout comme le premier article de cette thèse, une version préliminaire et abrégée des données présentées dans ce deuxième article a été exposée sous forme de présentation orale au 83^e congrès de l'Association canadienne pour le savoir (ACFAS) qui a eu lieu à Rimouski en mai 2015 ainsi qu'au congrès de l'Association canadienne pour l'étude du Quaternaire (CANQUA) à St-John's (Terre-Neuve) en août 2015.

2.2 RELATIVE SEA-LEVEL CHANGES AND GLACIO-ISOSTATIC ADJUSTMENT ON THE MAGDALEN ISLANDS ARCHIPELAGO (ATLANTIC CANADA) FROM MIS 5 TO THE LATE HOLOCENE

The Magdalen Islands (Québec, Canada) are located in a strategic position for providing an overview of the relative sea-level (RSL) history of the Maritime Provinces of eastern Canada as the archipelago lies in the centre of the Gulf of St. Lawrence. Although data are available for the coastal terrestrial areas of the Maritimes, data from the Gulf are very scarce and both the RSL and glacio-isostatic adjustment (GIA) models extrapolate for this central region. This study provides new stratigraphic and chronological data from four outcrops and two coring sites on the Magdalen Islands. In addition to the five samples used mainly for age control purposes, nine new luminescence ages are presented. With these new data added to the available literature, a new RSL curve was reconstructed for the LGM to the late Holocene period and a partial curve is proposed for the interval between the late MIS 4 to the MIS 3. The new dataset also provides a few insights for the MIS 5 period. Results reveal that for the LGM to the late Holocene, the curve corresponds to the J-shaped curve scenario recognized in the literature. The RSL changes during this period are the result of the glacio-isostatic rebound, the migration and collapse of the peripheral forebulge, added to the eustatic sea-level changes. For the LGM to the early Holocene, glacio-isostatic depression curves displaying a few local differences are also proposed. For the late Holocene, the data constrain the curve between two types of indicators, i.e. marine and terrestrial, and indicate that the RSL has risen at least 3 m during the last two millennia.

Sediments dated to the MIS 5 and the interval between the late MIS 4 and the MIS 3 illustrate that the GIA following the LGM also occurred for the MIS 5 interglacial and the MIS 3 interstadial. Finally, discrepancies between recent GIA models and measured vertical land motion in the Maritime Provinces of eastern Canada are discussed.

2.3 INTRODUCTION

Global sea-level rise is currently at the forefront of climate change research as it poses one of the most significant challenges facing coastal communities in the 21st century (e.g. Church *et al.* 2013; Jevrejeva *et al.* 2014). The level of the sea is not stable; it is fluctuating geographically and throughout time at varying rates. During the Quaternary, for instance, global sea-level experienced substantial fluctuations, from lowstand around -130 m (MIS 2; e.g. Yokoyama *et al.* 2000) to highstand of more than +20 m (MIS 11; Candy *et al.* 2014), primarily as a consequence of the growth and decay of the ice sheets (e.g. Lambeck *et al.* 2014). Our understanding of past changes is crucial since the pattern of present and future global sea-level variations might be analogous to past events (e.g. Gehrels 2010; Lambeck *et al.* 2010). In addition to the factors directly related to the climate such as thermal expansion or freshwater flux from the melting land-based ice sheets, geophysical forcings also produce significant relative sea-level (RSL) variations to more local and regional scales, especially the glacial isostatic adjustment (GIA) (e.g. Cazenave & Le Cozannet 2014). Although the Last Glacial Maximum (LGM) ended more than 20,000 yrs ago, GIA is still ongoing today in and near the areas that were affected by ice sheets (e.g. Tamisiea & Mitrovica 2011). Today, GIA models are required to predict future changes in sea-level and to develop accurate projections; these models must be as suitable as possible and require therefore an adequate coverage of past RSL data (e.g. Goslin *et al.* 2015; Lambeck *et al.* 2014; Reynolds & Simms 2015).

Generally, the dynamics of RSL in formerly glaciated areas can be illustrated by three major theoretical postglacial RSL curves (e.g. Dyke & Peltier 2000; Quinlan & Beaumont 1981). The zones that were heavily ice-loaded during LGM are influenced by a

continuous emergence since the deglaciation while the more distal regions are exposed to a continuous submergence (Fig. 26). The areas in between, located inside and just outside the ice margin, exhibit an initial high RSL followed by an emergence due to the glacio-isostatic rebound and the migrating forebulge, and finally, a submergence that is still ongoing today. This scenario is represented by a J-shaped RSL curve including a lowstand below current level (Fig. 26).

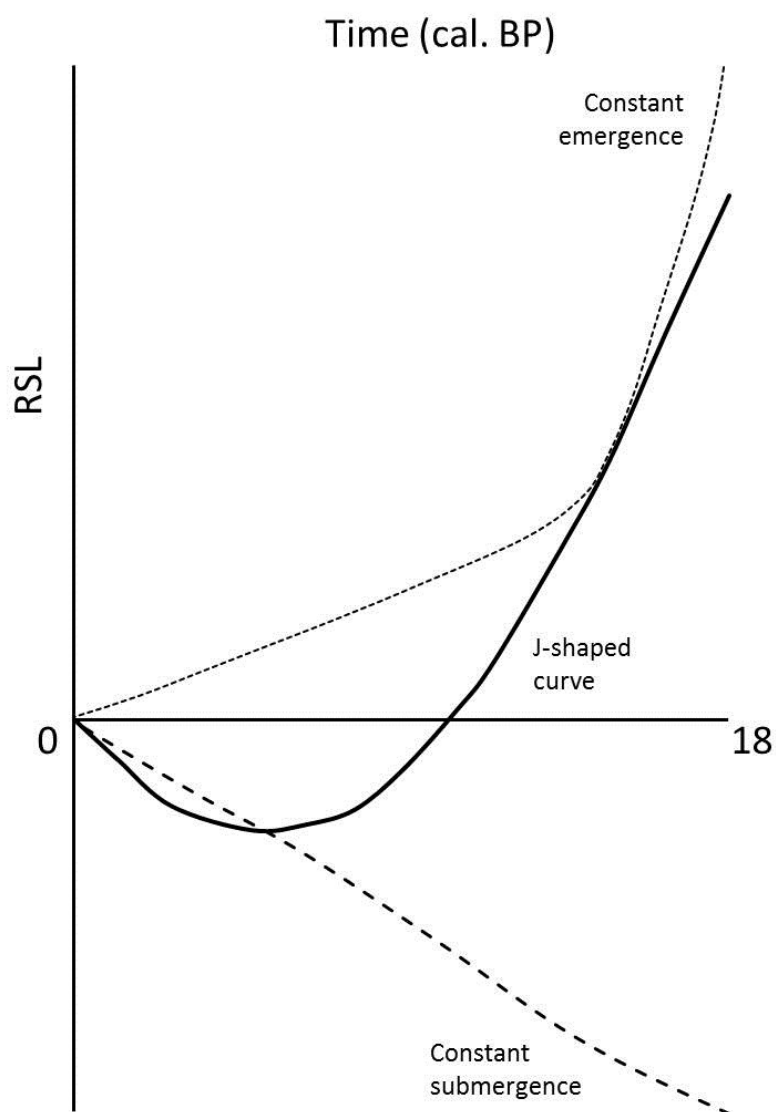


Figure 26. Schematic representation of the three major theoretical postglacial relative sea-level curves in formerly glaciated areas.

During the LGM, the provinces of eastern Canada (including Québec) were covered by regional ice-caps that extended up to the continental shelf and that coalesced with each other and with the Laurentide Ice Sheet (LIS), which formed an ice stream in the Laurentian Channel (e.g. Shaw *et al.* 2006; Stea *et al.* 1998, 2011). The Maritime Provinces of eastern Canada (Québec, New Brunswick, Nova Scotia, Prince Edward Island, and Newfoundland) were therefore at the limit of the LGM ice extent, and thus, display theoretically all the RSL scenarios described above. Based on a considerable amount of data presented in the literature, Shaw *et al.* (2002) proposed the first complete RSL reconstruction for Atlantic Canada and the northeastern United-States since ~15.8 ka cal. BP. According to this model and the regional literature (e.g. Scott *et al.* 1984, 1989), the RSL on the Grand Banks of Newfoundland and the Sandy Island area (offshore of Nova Scotia), where the peripheral forebulge was located, has been rising continuously since deglaciation, from approximately -100 m up to the current level. Conversely, the northern part of the Gulf of St. Lawrence was heavily ice-loaded by the LIS and the RSL has constantly decreased since deglaciation, from approximately +130-170 m to the present-day level (e.g. Bigras & Dubois 1987; Dionne 2001; Bernatchez 2003; Bell *et al.* 2005). Between these scenarios, the J-shaped RSL curve is well represented in the Maritimes and exhibits variability from site to site with respect to the former ice margins and the different timing of the passage of the migrating forebulge (e.g. Shaw *et al.* 2002; Bell *et al.* 2005). Although the coverage is quite extensive for the coastal terrestrial areas, data from the Gulf of St. Lawrence are scarce despite it constituting a very large part of the Maritimes. The Magdalen Islands (Fig. 27), located in the centre of the Gulf of St. Lawrence, halfway between Prince Edward Island and Newfoundland, offer a strategic terrestrial record to complete the RSL history of the Gulf and therefore the Maritimes area. With the aim of reconstructing the glacial history of the archipelago and based mostly on subtidal deposits dated by optically stimulated luminescence (OSL), Rémillard *et al.* (in press) proposed a preliminary RSL curve from the LGM to the early Holocene period that shows a J-shaped curve. However, the data have not been discussed in detail in terms of RSL variations and

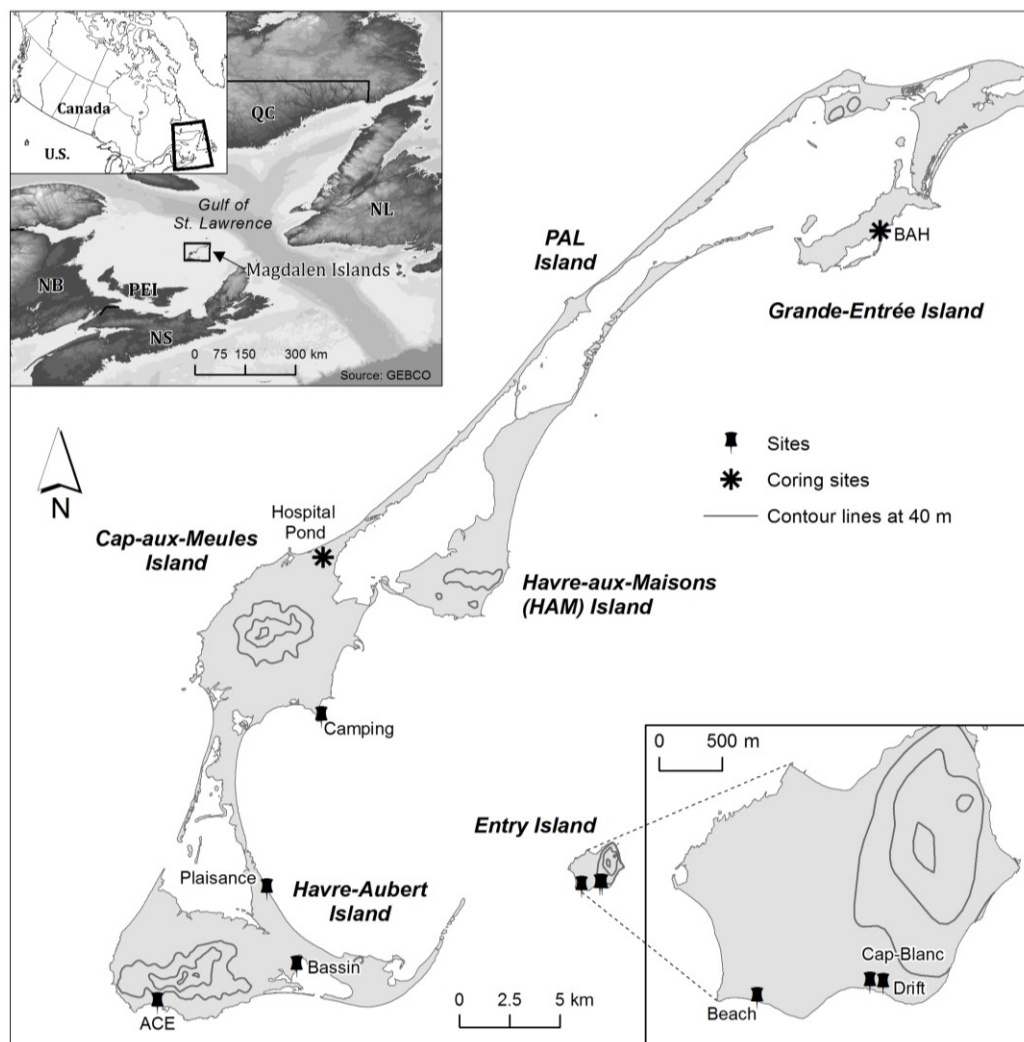


Figure 27. Location of the Magdalen Islands in eastern Canada and the Gulf of St. Lawrence. Sample sites are shown as black pushpins and coring sites as black asterisks.

GIA. Furthermore, RSL archives from MIS 3 (e.g. Rémillard *et al.* 2013) and MIS 5 (Dredge *et al.* 1992) were observed on the Magdalen Islands. A thorough study of these deposits would constitute novel data that could be useful to reconstruct the RSL on a multi-temporal scale, which has never been proposed for the Maritimes provinces of eastern Canada where ages older than 16 ka are rather scarce. Such older RSL records are indeed rare in the literature at both the regional and global scales; the Magdalen Islands might therefore contribute to supplement the worldwide knowledge and the modelling effort on RSL as well as on Earth rheology.

In this paper, we aim to i) describe new sites from the Magdalen Islands by presenting sedimentological and chronological data that are then used to produce new RSL records for the MIS 5, the interval between the MIS 4/MIS 3, and the late Holocene, ii) add MIS 2 data points to the RSL record of the Magdalen Islands presented by Rémillard *et al.* (in press), iii) reconstruct the RSL history of the Magdalen Islands from the available literature and the data presented in this study, iv) analyse the patterns of glacio-isostatic crustal behavior in the region, and v) compare the vertical land motion rates predicted in recent GIA models with the measured values and discuss the discrepancies.

2.4 BACKGROUND

2.4.1 Geological and geomorphological settings

The Magdalen Islands lie in the shallow waters (<100 m) of the Magdalen Shelf near the centre of the Gulf of St. Lawrence (47°N) (Fig. 27). The islands are built on Carboniferous to Permian sedimentary substrata outcropped by volcanic basaltic strata, typically in fault-bound blocks (Brisebois 1981; Giles 2008). As a result, the geomorphology of the islands is dominated by basaltic conical hills surrounded by sandstone and shale platforms slightly inclined towards the sea and interpreted as cryopediment surfaces (Paquet 1989; Rémillard *et al.* in press). The sandstone is mainly composed of quartz contained in a calcareous and ferruginous cement; it is generally porous and friable, and so deeply weathered to 1 to 2 m beneath ground surface (Brisebois 1981).

On the southern islands (Havre-Aubert, Entry, Cap-aux-Meules Islands, and Havre-aux-Maisons Islands), bedrock is overlain discontinuously by 0.5 up to 10 m-thick of Quaternary sediments (e.g. Dredge *et al.* 1992; Rémillard *et al.* 2013). In the northern part of the archipelago (the Pointe-aux-Loups and Grande-Entrée Islands), sedimentary bodies can be ~20 m thick (e.g. Dredge *et al.* 1992; Vigneault 2012). Six of the seven islands are connected to each other by Holocene barrier beaches (i.e. tombolos) (Rémillard *et al.* 2015a). The cliffs of the Magdalen Islands have the highest rocky coastal-cliff erosion rates in the Estuary and Gulf of St. Lawrence (Bernatchez & Dubois 2004); the mean retreat rate

throughout the archipelago is ~ 0.3 m/year (1963 to 2008), but reaches ~ 1.5 m/year in some sectors (Bernatchez *et al.* 2012). However, the overall sediment budget of the Magdalen Islands is almost in equilibrium; cliff-eroded sediments are transported by longshore drift, mixed with littoral sediment, and accumulate in littoral drift convergence zones (Drapeau & Mercier 1990). Rémillard *et al.* (2015b) suggested that this very dynamic sediment transfer has been active for at least the last two thousand years.

2.4.2 Glacial and relative sea-level (RSL) history

The glacial history of the Maritime Provinces of eastern Canada is described as a series of recurrent interactions between the sea and the land-based ice-caps of different origins, resulting in a complex RSL history in the Gulf of St. Lawrence that is variable both regionally and locally (e.g. Bell *et al.* 2005; Josenhans 2007; Josenhans & Lehman 1999; Shaw *et al.* 2002, 2006; Stea 2004; Stea *et al.* 1998, 2011). However, the glacial history and subsequent RSL changes of the Magdalen Islands have been debated for over a century and remained unclear until recently (Rémillard *et al.* 2013). The major issue was whether the islands were glaciated during the LGM. The different hypotheses raised by several researchers have complicated RSL reconstructions for this specific area of the Gulf of St. Lawrence, mainly because of the lack of a robust chronological framework. Although regional syntheses have come to the generally accepted Appalachian Glacier Complex (ACG) model (e.g. Shaw *et al.* 2006; Stea 2004; Stea *et al.* 1998, 2011), which suggests that the Magdalen Islands were glaciated during the LGM, no data came from the archipelago and the model was extrapolated to include the islands and surroundings. Recently, Rémillard *et al.* (2013, in press) presented extensive sedimentological and chronological data for the Magdalen Islands. They argued that the islands were at the crossroads of two different ice-caps during the LGM. The southern islands were glaciated by the Escuminac ice-cap located in the western Gulf of St. Lawrence, while the northern archipelago was glaciated at the end of the LGM (~ 20 ka) by an ice flow from Newfoundland. They also suggested an early deglaciation, a high RSL and periglacial conditions for the southern islands as early as ~ 23 ka, while the northern islands were still

ice-covered. The preliminary post-LGM RSL curve proposed by Rémillard *et al.* (in press) suggests that around 15 ka, the entire archipelago was deglaciated and partially submerged until ~11 ka. The RSL passed below the current sea-level around 10.7 ka cal. BP and dropped at least to a depth of 17 m around 9.8 ka cal. BP. All these data are quite consistent with the J-shaped curve scenario. In addition to these data, it should be noted that Rémillard *et al.* (2013, in press) and Dredge *et al.* (1992) observed coastal and lagoonal deposits on the southern archipelago dated to the MIS 3 (+15 m) and to the MIS 5 (current level), respectively.

2.5 METHODOLOGY

2.5.1 Sites

A total of 4 new stratigraphic sequences all located in coastal cliffs are described in detail (Fig. 27). Three are located on Entry Island (Cap-Blanc, Drift, and Beach) and one on Cap-aux-Meules Island (Camping). Four sites are discussed for chronological control purposes only; at the Plaisance site, located on the tombolo connecting Cap-aux-Meules and Havre-Aubert Islands, and the Airport site, located on Havre-aux-Maisons Island, current coastal sediments were sampled as modern analogues. At the ACE and Bassin sites, both located on Havre-Aubert Island, samples were collected for comparison with independent age control, with radiocarbon and U/Th disequilibrium ages, respectively. Note that the Plaisance, Airport, and ACE sites were also used for chronological control in Rémillard *et al.* (in press) and one sample of the Plaisance site (OSL87) was also discussed in Rémillard *et al.* (2015b). In addition to the stratigraphic sequences, vibracore (WINK) was used to obtain samples at different depths at 2 sites: Bassin-aux-Huîtres (BAH) (Grande-Entrée Island) and Hospital Pond (Cap-aux-Meules Island) (Fig. 27).

2.5.2 Sedimentological analyses

Grain-size distribution of matrices from both stratigraphic sequences and cores was determined with a Beckman-Coulter particle size analyzer LS 13 320 (0.04 – 2000 μm) on 24 disaggregated samples and processed with Gradistat software using the logarithmic

method of Folk & Ward (1957) (Blott & Pye, 2001; Table 8). Altitudes of deposits in the stratigraphic sequences were measured *in situ* using a Trimble RTK D-GPS (± 0.015 m vertical uncertainty).

2.5.3 Radiocarbon dating

Two samples of shell fragments collected from the vibracores 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 in Irvine (Table 9). The conventional ^{14}C ages were calibrated using the CALIB 7.1 program with the INTCAL13 or MARINE13 calibration dataset (Reimer *et al.* 2013). All radiocarbon ages discussed in this paper are listed in Table 9.

Table 8. Particle size data from this study.

Site	Type of sediment	Sample no.	Medium to coarse sand (%)	Fine to very fine sand (%)	Silt (%)	Clay (%)	Mean (μm)	Sorting (ϕ)	Skewness (ϕ)	Kurtosis (ϕ)
Cap-Blanc	Marine (subtidal)	PS01	34	63	2	1	223.7	0.397	0.205	1.262
Cap-Blanc	Marine	PS02	34	64	1	1	223.0	0.403	0.206	1.233
Cap-Blanc	Marine	PS03	18	73	7	2	173.2	1.026	0.686	2.389
Cap-Blanc	Colluvial	PS04	6	51	33	10	43.2	2.665	0.656	0.683
Cap-Blanc	Littoral (beach)	PS05	58	42	0	0	263.9	0.402	-0.008	0.998
Cap-Blanc	Colluvial	PS06	1	67	25	7	48.0	2.360	0.750	0.903
Drift	Glaciomarine	PS07	0	80	16	4	88.3	1.490	0.659	2.544
Drift	Glaciomarine	PS08	0	69	29	2	62.5	1.524	0.567	1.562
Beach	Marine	PS09	1	91	6	2	129.8	0.723	0.257	1.380
Beach	Marine	PS10	1	90	7	2	130.2	0.745	0.224	1.185
Beach	Marine	PS11	0	75	22	3	76.2	1.419	0.578	2.349
Camping	Littoral (subtidal)	PS12	48	45	7	1	240.0	1.526	0.085	1.373
Camping	Littoral (subtidal)	PS13	25	59	14	1	140.5	1.405	0.282	1.459
Camping	Littoral (subtidal)	PS14	27	29	40	3	62.2	2.367	0.437	0.670
Hospital -P.	Marine	PS15	85	15	0	0	328.9	0.374	0.025	0.932
Hospital -P.	Marine	PS16	85	15	0	0	339.4	0.416	0.033	0.967
Hospital -P.	Marine	PS17	6	90	3	1	157.5	0.531	0.245	1.077
Hospital -P.	Marine	PS18	0	90	9	1	112.6	0.632	0.322	1.284
Hospital -P.	Marine	PS19	33	62	4	1	199.0	0.767	0.144	1.173
BAH	Marine	PS20	93	7	0	0	366.0	0.375	-0.004	0.947
BAH	Marine	PS21	93	7	0	0	369.0	0.378	-0.006	0.950
BAH	Marine	PS22	94	6	0	0	378.7	0.374	0.019	0.960
BAH	Marine	PS23	77	21	2	1	321.2	0.574	0.201	1.231
BAH	Marine	PS24	46	50	4	1	221.8	0.708	0.322	1.154

Table 9. List of radiocarbon ages discussed in this paper.

Site	Laboratory ID	Age ^{14}C a BP \pm 1 δ	Calibrated age (\pm 2 σ)	Elevation (m)	Reference
ACE	UCIAMS-74416	>46 000	N/A	15	Rémillard <i>et al.</i> (2013)
ACE	UCIAMS-41189	47 100 \pm 2 700	N/A	15	Rémillard <i>et al.</i> (2013)
ACE	UCIAMS-74417	50 100 \pm 3 300	N/A	15	Rémillard <i>et al.</i> (2013)
ACE	UCIAMS-84792	47 100 \pm 2 300	N/A	15	Rémillard <i>et al.</i> (2013)
ACE	UCIAMS-84793	47 800 \pm 2 500	N/A	15	Rémillard <i>et al.</i> (2013)
AC-Lighthouse	UCIAMS-134737	8 995 \pm 25	10 197 \pm 32	13	Rémillard <i>et al.</i> (in press)
Clermont	UCIAMS-134729	9 430 \pm 25	10 656 \pm 73	0	Rémillard <i>et al.</i> (in press)
BAH	UCIAMS-134725	840 \pm 20	418 \pm 84	-5	This study
Hospital Pond	UCIAMS-134726	1 125 \pm 20	635 \pm 75	-5	This study
Cap à Isaac	UCIAMS-39577	860 \pm 15	761 \pm 28	-0.28	Juneau (2012)
Cap à Isaac	UCIAMS-41190	1 135 \pm 15	1 023 \pm 44	-0.82	Juneau (2012)
Cap de l'Église	UCIAMS-39582	930 \pm 15	853 \pm 58	-0.13	Juneau (2012)
Cap de l'Église	UCIAMS-39585	460 \pm 15	512 \pm 13	0.55	Juneau (2012)
Cap de l'Église	UCIAMS-52766	350 \pm 15	400 \pm 82	0.75	Juneau (2012)
Anse aux renards	UCIAMS-39580	625 \pm 15	606 \pm 50	0.10	Juneau (2012)
Anse aux renards	UCIAMS-41191	585 \pm 15	634 \pm 49	-0.14	Juneau (2012)
Anse aux renards	UCIAMS-41192	145 \pm 20	143 \pm 138	0.35	Juneau (2012)
Anse aux renards	UCIAMS-45696	110 \pm 20	144 \pm 122	0.35	Juneau (2012)
Grand Barachois	UL-3272	1 140 \pm 60	1 080 \pm 148	-0.18	Juneau (2012)
Petite Échouerie	UCIAMS-39583	930 \pm 20	854 \pm 61	0.56	Juneau (2012)
Baie du Bassin	UCIAMS-39578	625 \pm 15	606 \pm 50	-0.16	Juneau (2012)
Baie du Bassin	UCIAMS-41188	1 885 \pm 15	1 811 \pm 70	-3.1	Juneau (2012)
Baie du Bassin	UCIAMS-39575	120 \pm 15	144 \pm 123	0.31	Juneau (2012)

2.6 QUARTZ OSL AND FELDSPAR (POST-IR) IRSL DATING

2.6.1 Sampling, sample preparation and instrumentation

Sediments collected for luminescence dating were sampled by hammering opaque plastic cylinders 5 cm diameter and 30 cm long into the deposits. All samples were prepared under subdued orange light. The outer ~5 cm ends of the samples were used for water content determination and dose rate analysis. Samples were wet-sieved and the 180-250 μm fraction was etched with 10% HCl, 10% H₂O₂ and 10% HF in the usual manner. Heavy liquid separation (2.58 g/ml) was then used to separate quartz from K-rich feldspar grains. Finally, the quartz-rich extract was etched using concentrated HF (40%) for 1 h to remove any remaining feldspar and the outer alpha-irradiated layer from the quartz grains.

All measurements employed Risø TL/OSL readers (model DA-20) each equipped with blue LEDs (470 nm, ~80 mW cm⁻²), infrared (IR) LEDs (870 nm, ~135 mW cm⁻²) and with an accurately calibrated ⁹⁰Sr/⁹⁰Y beta source (Bøtter-Jensen *et al.* 2010). Quartz OSL

was detected through 7.5 mm of Schott U-340 (UV) filter and feldspar IRSL through a combination of Corning 7-59 and Schott BG-39 filter (blue–violet). The quartz and K-feldspar extracts were mounted on ~8 mm diameter stainless steel discs and cups, respectively, using ‘Silkospray’ silicone oil as fixing agent. The single-aliquot regenerative-dose (SAR) protocol (Murray & Wintle 2000; 2003) was used for all equivalent dose (D_e) determinations. Prior to OSL measurement, the purity of the quartz extracts was confirmed by an OSL IR depletion test (Duller, 2003); all samples had OSL IR depletion ratios within 10% of unity, indicating that there was no significant contribution from feldspar or other IR-sensitive components to the blue-stimulated OSL signals. Quartz aliquots were stimulated at 125 °C using blue light (90% power) for 40 s; preheat conditions are discussed in Section 3.4.4 (Luminescence characteristics). Quartz D_e values were calculated using the first 0.32 s of the signal and a background based on the following 0.32-0.64 s to minimize any possible contribution of non-fast components (Cunningham & Wallinga, 2010).

Feldspar measurements were carried out on two samples only, OSL51 and OSL101. The feldspar aliquots were first stimulated at 50 °C (IR_{50}) and then at 290 °C ($pIRIR_{290}$) each using IR light for 100 s. Before measurement of natural, regeneration and test dose signals, the aliquots were pre-heated at 320 °C for 60 s. At the end of each SAR cycle a high temperature IR clean-out (100 s at 325°C) was inserted (e.g. Thiel *et al.* 2011). The choice of the measurements protocol is discussed in Section 3.4.4. Feldspar D_e values were calculated using the first 10 s of the signal and a background based on the final 20 s.

2.6.2 Radionuclide analysis and dosimetry

Approximately 250-300 g of material was dried, ground and ignited (24 h at 450°C) and subsequently cast in wax in a fixed cup-shaped geometry. After three weeks of storage to let ^{222}Rn reach equilibrium with its parent ^{226}Ra , the cups were counted on a high-resolution gamma spectrometer for at least 24 h following Murray *et al.* (1987).

Table 10. Radionuclide concentrations, water content and total dose rates of all the samples. Nat = observed water content; Sat = laboratory measured saturation water content. Derivation of life time average water content is discussed in the *Radionuclide analysis and dosimetry* section.

Site	Sample ID	Radionuclide activities (Bq/kg)				Dry dose rate (Gy/ka)		Water content meas. (%)			Total dose rate (Gy/ka)
		²³⁸ U	²²⁶ Ra	²³² Th	⁴⁰ K	Gamma	Beta	Nat	Sat	Life time average	
Camping	OSL51	12±5	10.7±0.4	11.7±0.4	455±10	0.571±0.012	1.25±0.03	11	38	19	1.63±0.09
Cap Blanc	OSL53	7±4	6.4±0.3	6.4±0.3	399±8	0.434±0.009	1.04±0.02	5	30	15	1.30±0.08
Cap Blanc	OSL54	27±4	10.0±0.3	12.6±0.3	483±9	0.602±0.011	1.37±0.03	4	51	25	1.58±0.08
Cap Blanc	OSL55	8±3	5.2±0.3	5.3±0.3	383±9	0.401±0.009	0.99±0.03	4	40	20	1.23±0.07
Cap Blanc	OSL56	21±3	9.1±0.3	4.0±0.2	378±7	0.411±0.010	1.05±0.02	4	42	21	1.30±0.07
Cap Blanc	OSL57	11±5	12.7±0.4	10.2±0.4	568±13	0.66±0.02	1.51±0.04	7	33	16	1.94±0.11
Drift	OSL58	9±5	12.4±0.4	13.4±0.5	457±11	0.604±0.014	1.26±0.03	6	39	19	1.65±0.09
Beach	OSL59	28±5	19.6±0.5	18.5±0.4	524±10	0.77±0.02	1.56±0.03	19	40	20	1.98±0.11
Bassin	OSL101	26±7	20.8±0.6	19.4±0.7	510±13	0.77±0.02	1.51±0.04	28	25	13	2.08±0.13

Field water contents were measured when the samples were first opened in the laboratory. As discussed in Rémillard *et al.* (in press), many of these samples were deposited under water but, compared to their subsequent burial time, were uplifted shortly after deposition. Other samples were deposited sub-aerially. We have assumed life time water content of 0.5 of saturation ($\pm 6\%$). The formulas in Aitken (1985) were used to correct the calculated dry dose rates, derived from radionuclide concentrations, to give the life-time averaged dose rates. Finally a cosmic ray dose rate was estimated from the assumed lifetime burial depth (Prescott and Hutton, 1994).

Table 10 summarises the resulting total dose rates to 180-250 μm quartz grains. The corresponding dose rate to feldspar grains is greater by 0.81 ± 0.05 Gy/ka because of internal potassium (and rubidium) and by 0.04 ± 0.03 because of the assumed larger internal radioactivity of feldspars grains compared to quartz grains.

2.6.3 Age control

Rémillard *et al.* (in press) have measured the doses recorded by modern analogue samples from beach and subtidal environments and shown that the apparent ages are negligible compared to those discussed later in this paper. They also argued using differential bleaching of feldspar and quartz that all their quartz samples appear to have been well-bleached at deposition. Finally, they found good agreement between OSL ages and independent radiocarbon age estimates. In our present study we add to this age control with

one sample collected in a silty-sand unit interpreted as a lagoonal deposit (OSL101) from the Bassin site (Figs. 27, 28); this sample has an independent age estimate derived from U/Th acquired from overlying woody peat (Dredge *et al.* 1992).

2.6.4 Luminescence characteristics and reliability of the ages

2.6.4.1 Quartz

Fig. 29A illustrates a typical sensitivity-corrected growth curve with a natural OSL stimulation decay curve (inset), together with a decay curve from a quartz calibration standard (Hansen *et al.* 2015). The reproducibility of laboratory measurements using this material is illustrated by the two measurements of the sensitivity corrected signal at

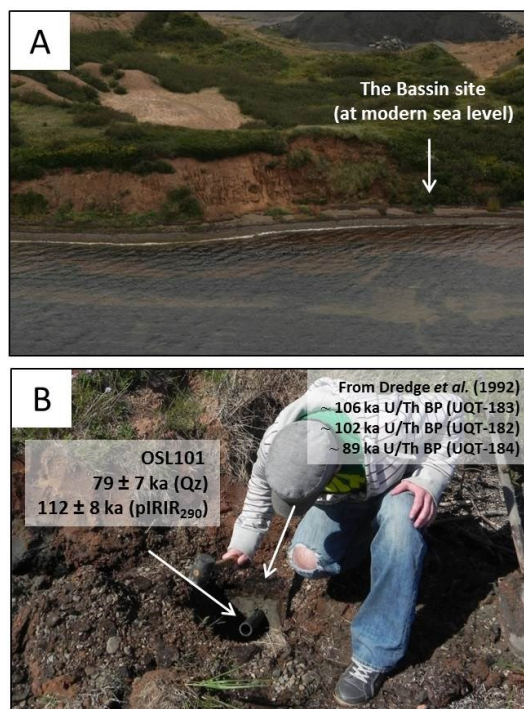


Figure 28. Comparison of luminescence (OSL and pIRIR₂₉₀) ages with U/Th ages for age control. A. Location of the Bassin site; the sampling site is located at modern sea level. B. Representative picture of the lagoonal deposit (luminescence ages) and the overlying woody peat (U/Th ages; Dredge *et al.* 1992).

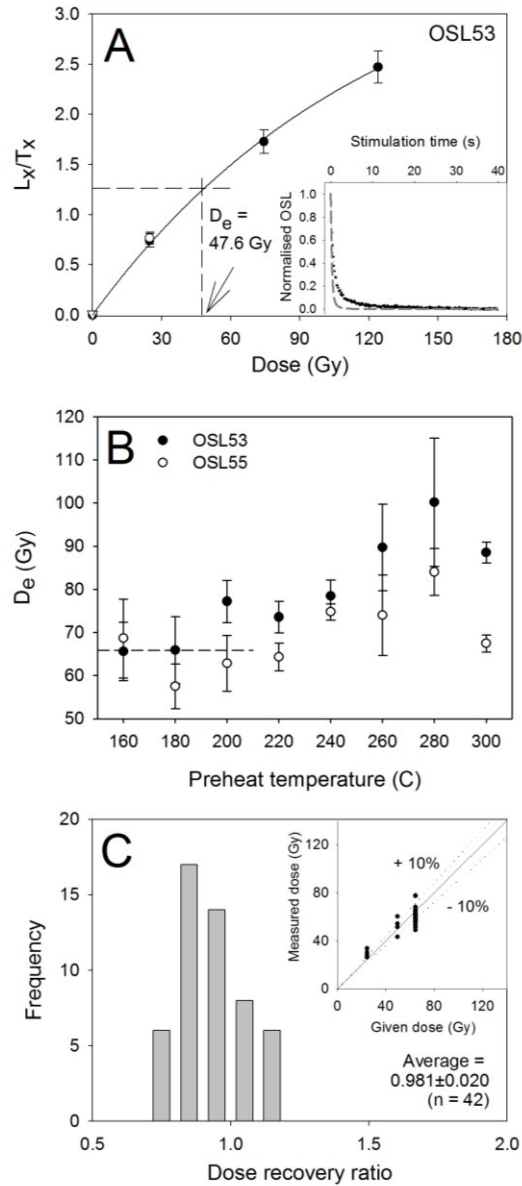


Figure 29. A. Quartz OSL SAR growth curve from OSL53 (Cap Blanc site). Sensitivity-corrected regenerated signals are shown as filled circles, the unfilled circle represents a repeat point (recycling) and the open triangle the response to zero dose (recuperation). The sensitivity corrected natural OSL signal is interpolated onto the growth curve to give the equivalent dose, D_e (in this case, 47.6 Gy). Inset illustrates a typical natural OSL decay from the same sample together with a decay curve of an aliquot of calibration quartz (dashed); a background signal from the end of the stimulation curve was subtracted before normalisation. B. Preheat plateau test carried out on sample OSL53 and OSL55; each point represents the average of 3 aliquots. The dashed line represents the average D_e over the temperature range 160-200 °C. C. Summary of dose recovery data for all aliquots ($n = 54$) of 7 samples measured with preheat of 200 °C for 10s and cut-heat of 160 °C. Inset shows the measured doses plotted against the given doses.

24.8 Gy. The average of this recycling ratio for all available quartz measurements is 1.10 ± 0.03 ($n=192$). The growth curve also passes very close to the origin; the average recuperation is $-0.01 \pm 0.04\%$ of natural ($n=192$). The D_0 for this aliquot (Fig. 29A) is 110 ± 30 Gy suggesting that we may be able to use this material for D_e estimates up to ~ 220 Gy (Wintle & Murray, 2006).

The dependency of the D_e and the dose recovery ratio on thermal pre-treatment for samples OSL53 and OSL55 was tested by varying the pre-heat temperature; the thermal pre-treatment employed after giving the test dose (the ‘cut-heat’) was 40°C below the preheat temperature (except for 160 and 180°C preheat for which the cut heat was kept fixed at 160°C) (Fig. 29B). Dose recovery tests began with a blue-light exposure for two periods of 40 s at room temperature, separated by a pause of 10 ks, before administering the given dose. This given dose was then measured in the usual manner. Both D_e estimates and dose recovery ratios have a pronounced dependence on preheat temperature with the dose recovery ratio only consistent with unity for preheats $\leq 220^\circ\text{C}$ (Fig. 29C). The D_e values are also relatively insensitive to preheat temperatures $< 220^\circ\text{C}$. Because of this, we chose a preheat/cut-heat combination of $200/160^\circ\text{C}$. Further dose recovery measurements were made using 6 aliquots of all samples and given doses varying between 25 Gy and 65 Gy depending on the approximate D_e of each sample (inset Fig. 29C); the average dose recovery ratio is 0.981 ± 0.020 ($n=42$), confirming that the chosen SAR protocol is suitable for these samples.

2.6.4.2 Feldspars

Fig. 30A presents a representative pIRIR₂₉₀ stimulation curve and the resulting dose response curve for sample OSL51. The D_0 for this aliquot (Fig. 30A) is 530 ± 40 Gy suggesting that we can use this material for D_e estimates at least up to ~ 1000 Gy. A dose recovery experiment was carried out by adding known laboratory doses (100 and 596 Gy) each to 6 aliquots of the modern sample OSL78 with measured residual doses of 10.6 ± 0.7 Gy ($n=6$) and 43.7 ± 1.5 Gy ($n=6$) for the IR₅₀ and pIRIR₂₉₀ signals, respectively. Fig. 30B summarises the doses measured on these laboratory irradiated aliquots, after subtraction of

the average measured residual doses. The average dose recovery for the IR_{50} signal is 0.690 ± 0.008 and for the $pIRIR_{290}$ signal is 1.02 ± 0.03 (slope of the straight lines passing through the origins in Fig. 30B).

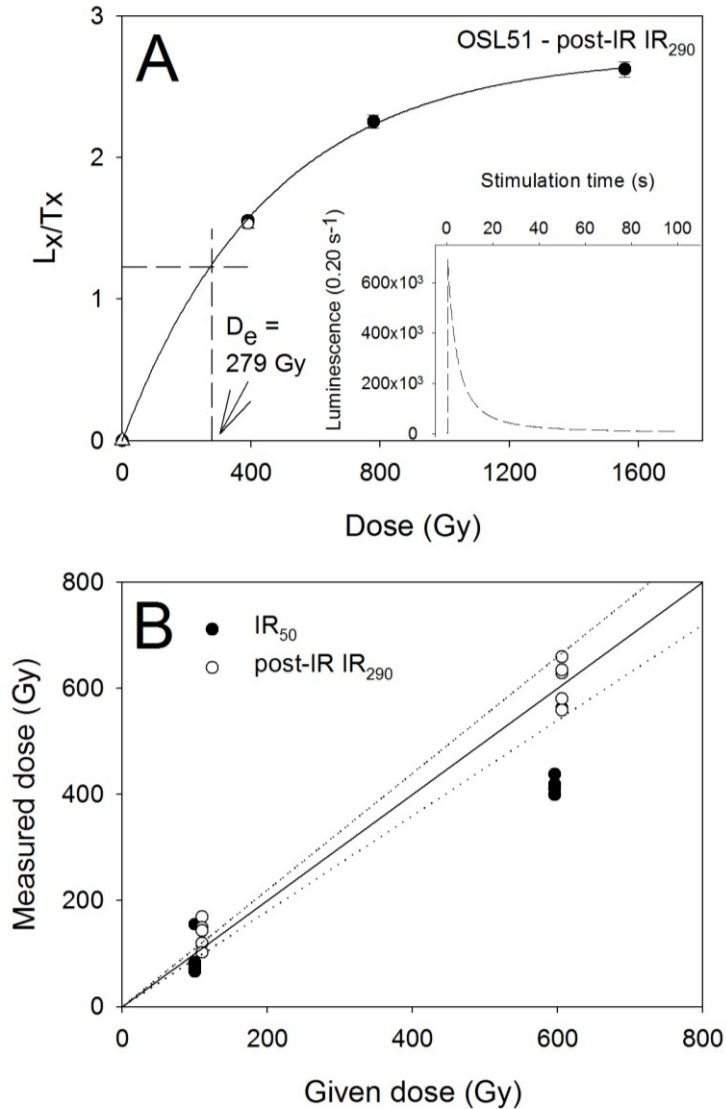


Figure 30.A. SAR $pIRIR_{290}$ growth curve from OSL51 (Camping site). Sensitivity-corrected regenerated points are shown as filled circles, the unfilled circle represents a repeat point (recycling) and open triangle the response to zero dose (recuperation). The sensitivity-corrected natural IRSL signal is interpolated onto the growth curve to give the equivalent dose, D_e (in this case, 279 Gy). Inset reveals a typical natural IRSL decay curve measured at 290°C . B) Dose recovery data from sample OSL78; filled circles represent IR_{50} data and unfilled circles the $pIRIR_{290}$ data. Note that the $pIRIR_{290}$ data have been offset by 10 Gy on the given dose axis for presentation.

2.6.5 Reliability of the luminescence ages

The luminescence characteristics of the samples presented in this study are very similar to the samples presented in Rémillard *et al.* (2015a, in press); the OSL signals are dominated by fast component, have satisfactory luminescence characteristics, and the dose recovery ratios are consistent with unity (Fig. 29). As discussed above, Rémillard *et al.* (2015b, in press) used modern analogues to argue that these samples were probably well-bleached at deposition and independent radiocarbon age control to demonstrate the accuracy of quartz ages of ~40-45 ka.

The OSL age of the sample taken at the Bassin site can be compared with a U/Th independent age control (Fig. 28). The measured quartz age is 79 ± 9 ka (OSL101; Table 11) while the U/Th ages presented by Dredge *et al.* (1992) for the overlying woody peat are approximately 106.4 ± 8.2 ka (UQT-183), 101.7 ± 15.6 ka (UQT-182), and 89 ± 7.6 ka (UQT-184). In contrast to the observation of Rémillard *et al.* (in press) using ~40-45 ka samples, here the quartz age seems to underestimate the U/Th ages. However, the pIRIR₂₉₀ age obtained from the same sample gives an age of 112 ± 8 ka (Table 12), in better agreement with the U/Th. This quartz underestimate is not surprising; the D_e values from OSL101 are ~160 Gy. Several papers have suggested that quartz begins to underestimate for doses >150 Gy (e.g. Chapot *et al.*, 2012). We conclude that the pIRIR₂₉₀ protocol is probably more accurate for our two samples with the largest doses, OSL51 and OSL101 with quartz D_e values of 156 ± 7 Gy and 164 ± 11 Gy.

Table 11. Sample location, elevation, depth, equivalent doses (D_e) and resulting quartz OSL ages. The equivalent dose tabulated is the average of ‘ n ’ estimates (202 accepted estimates out of 203 measured aliquots).

Site	Sample ID	Environment	Lat. (N)	Long. (W)	Elev. (m)	Depth (cm)	D_e (Gy)	n	Age $\pm 1\sigma$ (ka)
Camping	OSL51	Littoral (subtidal)	47.346252	61.879590	16	150	156 \pm 7	19	96 \pm 7
Entry – Cap Blanc	OSL53	Shallow marine	47.269535	61.698221	30	900	72 \pm 4	15	55 \pm 5
Entry – Cap Blanc	OSL54	Shallow marine	47.269535	61.698221	32	700	94 \pm 3	30	60 \pm 4
Entry – Cap Blanc	OSL55	Beach	47.269535	61.698221	34.5	450	63 \pm 3	15	51 \pm 4
Entry – Cap Blanc	OSL56	Beach	47.269535	61.698221	37	200	80 \pm 3	29	61 \pm 4
Entry – Cap Blanc	OSL57	Colluvial	47.269535	61.698221	37.5	150	115 \pm 5	30	60 \pm 5
Entry – Drift	OSL58	Shallow marine	47.269441	61.696845	40	150	41 \pm 2	20	25 \pm 2
Entry – Beach	OSL59	Shallow marine	47.268591	61.710130	2.6	650	31.3 \pm 1.1	22	15.8 \pm 1.1
Bassin	OSL101	Lagoonal	47.235024	61.898210	0	350	164 \pm 11	22	79 \pm 7

Table 12. Sample equivalent doses (D_e) and resulting IRSL ages. The equivalent dose tabulated is the average of 'n' estimates.

Site	Sample ID	n	D_e		Age $\pm 1\sigma$	
			IR ₅₀ (Gy)	pIRIR ₂₉₀ (Gy)	IR ₅₀ (ka)	pIRIR ₂₉₀ (ka)
Camping	OSL51	12	221 \pm 26	286 \pm 14	89 \pm 11	115 \pm 8
Bassin	OSL101	12	188 \pm 17	269 \pm 20	64 \pm 7	92 \pm 8

2.7 RESULTS

2.7.1 Stratigraphic sequences

2.7.1.1 Cap Blanc

The Cap Blanc site is located on the southeast side of the Entry Island (Fig. 27). The sequence is ~10 m thick and ~10 m wide. Sediments fill a bedrock depression with an elevation of between 30 and 40 m a.s.l. (Fig. 31A). Five units were identified in this sequence. The first unit (U1) lies directly on the weathered bedrock and is composed of ~2 m thick of white and red well-rounded and well-sorted fine to medium sand (Fig. 31B; Table 8). U1 is slightly horizontally stratified; the whitish fine sand is dominant, but is alternating with beds of very fine to silty reddish sand. Luminescence measurements using quartz gave an age of 55 \pm 5 ka (OSL53; Table 11). U1 grades up gradually through U2 which is composed of ~1 m thick massive red fine to very fine sand (Fig. 31C; Table 8). A few beds of red silt are observed within the unit. An age of 60 \pm 4 ka was acquired from the top of U2 (OSL54; Table 11). U2 is sharply truncated by a 1 m thick clast-supported and very poorly-sorted compact diamict (U3) comprising exclusively angular pebbles of unstriated local basalts (Figs. 31C, D; Table 8). U3 is overlaid by U4 which is composed of ~2.5 m thick horizontally stratified well-rounded and well-sorted medium to fine white sand (Figs. 31D, E; Table 8). The base of U4 was dated to 51 \pm 4 ka (OSL55) and the top to 61 \pm 4 ka (OSL56; Table 11). U4 is truncated by a 2 to 3 m thick clast-supported and very poorly-sorted compact diamict (U5) (Fig. 31E, Table 8). As with U3, U5 is exclusively composed of angular and unstriated basalt pebbles. U5 also comprises variably sized lenses of brown sand. A sample for OSL dating was collected into a sandy lens and the resulting age is 60 \pm 5 ka (OSL57; Table 11).

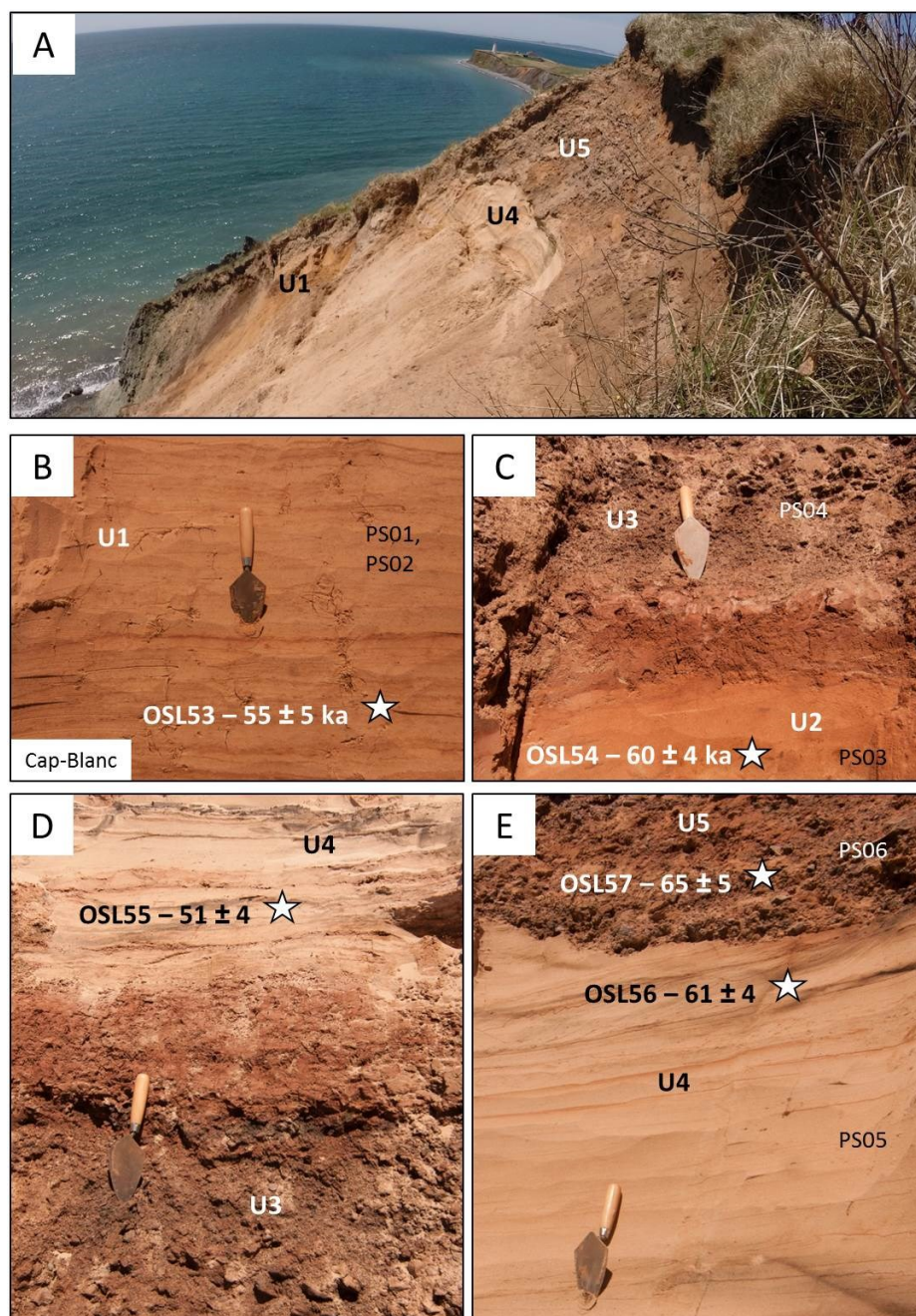


Figure 31. Representative pictures of the Cap Blanc site. U1 = slightly stratified subtidal deposit. U2 = massive shallow water marine deposit. U3 = clast-supported and very poorly-sorted compact diamict comprising exclusively angular local basalts interpreted as cryopediment. U4 = stratified well-rounded and well-sorted medium to fine white littoral sand. U5 = cryopediment. Star corresponds to OSL sample locations. Numbered symbols (e.g. PS01) are particle size samples. A. Overall picture of the site. B. Close-up on U1. C. Close-up on the transition between U2 and U3. D. Close-up on the transition between U3 and U4. E. Close-up on U4 and the transition with U5.

Interpretations

Owing to the gradual evolution of slightly stratified mostly medium whitish sand to more homogeneous fine to very fine red sand, U1 and U2 are interpreted as a transgressive period of high RSL. U1 corresponds to a subtidal unit that evolves gradually into shallow water marine deposit (U2). The massive diamict that truncates U2 is associated with a periglacial colluvial deposit very similar to those observed on the Cap-aux-Meules Island by Paquet (1989) and Rémillard *et al.* (in press). Since U3 sharply truncates a shallow water marine deposit (U2), it suggests that the colluvial deposits (U3) produced by the central hills have definitely reached the sea. At some point, the colluvial activity stopped and the sea, which was still at a high level, has allowed the deposition of U4 (interpreted as a littoral deposit). Indeed, the well-sorted nature of the medium to fine white sand, its parallel and horizontal bedding, and the presence of small-scale ripples strongly suggest an intertidal deposit (beach). U4 probably corresponds to the regressive period following the transgressive phase suggested by U1 and U2 whose deposition has been interrupted by the colluvial periglacial activity. U4 is also truncated by a massive diamict very similar to U3 and also associated to a periglacial colluviation. The ages obtained from the entire sequence range between 61 ± 4 ka (OSL56) and 51 ± 4 ka (OSL55). All these ages are indistinguishable from the average of 57 ± 4 ka ($n=5$) and indicate that this entire sequence of high RSL (at least $\sim +35$ m) and periglacial conditions have occurred either during the late MIS 4 or the early MIS 3.

2.7.1.2 Drift

The Drift site is located ~ 300 m to the east of the Cap Blanc site (Fig. 27). This site exposes a single unit that lies directly on the weathered bedrock at an elevation of ~ 39 m. The deposit is composed of poorly-sorted fine to very fine silty red sand (Fig. 32A, Table 8). The unit is quite homogeneous, moderately compact and massive; only few thin lenses of whitish sand are observed. The unit also displays varying sized of scattered sub-angular to sub-rounded contoured pebbles. One basalt boulder of more than a meter in diameter is exposed in the unit; a layer of red sand between the bedrock and the boulder indicates that

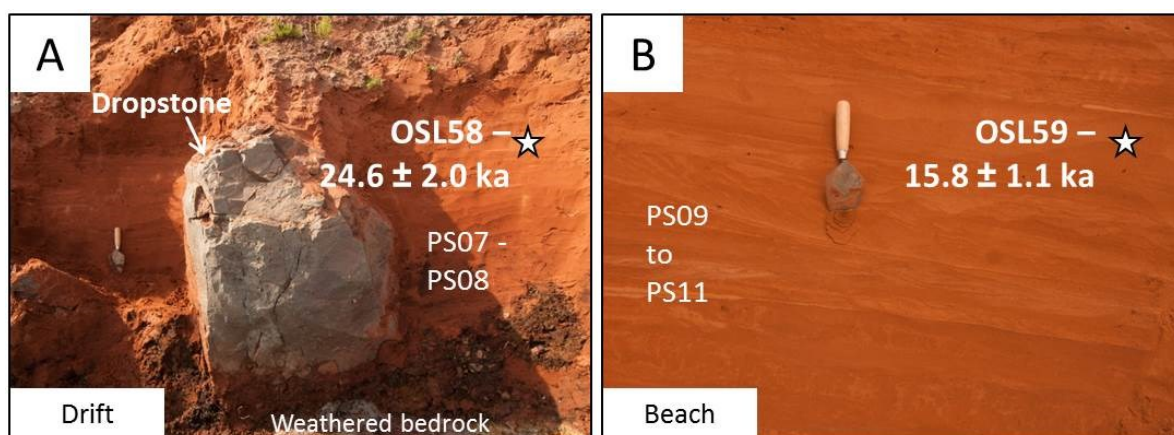


Figure 32. Representative pictures of the Drift and Beach sites. Star corresponds to the position of the OSL sample. Numbered symbols (e.g. PS08) are particle size samples. A. The Drift site: homogeneous, moderately compact and massive red sand interpreted as glaciomarine deposit. B. The Beach site: slightly sub-horizontally stratified shallow water marine deposit.

it is not part of the substratum (Fig. 32A). OSL measurements gave an age of 24.6 ± 2.0 ka (OSL58; Table 11).

Interpretations

Owing to its homogeneous and massive facies composed of fine to very fine silty sand, the moderately compacted nature, and the occurrence of scattered pebbles of contoured sub-rounded shape, the Drift site is interpreted as a glaciomarine deposit. The scattered pebbles and the boulder correspond to dropstones. The unit is very similar to the glaciomarine part of the Drift des Demoiselles on the Havre-Aubert Island described by Rémillard *et al.* (2013). The age of 24.6 ± 2.0 ka acquired in this unit suggests a deposition immediately after the MIS 2 deglaciation of the southeastern Magdalen Islands, consistent with the relative MIS 2 age associated to the Drift des Demoiselles on the Havre-Aubert Island (Rémillard *et al.*, 2013).

2.7.1.3 Beach

The Beach site is an active coastal cliff located on the upper beach of the southwest coast of Entry Island (Fig. 27). The sequence exposes ~ 6.5 m of moderately to poorly-sorted fine to very fine red sand (Fig. 32B, Table 8). The unit is slightly sub-horizontally stratified; the

red sand is dominant, but is alternating with beds of white sand. The unit also exposes cross-bedding structures, micro-scale ripples, thin lenses of white sand, and scattered small clasts (gravel). An age of 15.8 ± 1.1 ka (OSL59; Table 11) was acquired from the basal part of the unit.

Interpretations

All the characteristics of the Beach site correspond to sediments deposited in shallow water marine conditions (infratidal to subtidal). The elevation and the age of the deposit suggest a higher RSL of at least +10 m at ~ 16 ka, consistent with the indicators of a higher RSL listed by Rémillard *et al.* (in press) on the Havre-Aubert Island, also on the southern part of the archipelago, and all OSL dated to younger than 20 ka.

2.7.1.4 Camping

The Camping site is located on the southeast side of the Cap-aux-Meules Island (Fig. 27). A crested-shape deposit lies directly on the sandstone bedrock on approximately 60 meters wide (Fig. 33A). At its maximum, the deposit is ~ 4 m thick at an elevation of +14 m. A single unit is exposed, composed of fine to medium red sand alternating with gravelly beds of 10 to >30 cm thick, both moderately to poorly-sorted (Fig. 33B, Table 8). The sandy beds are slightly stratified with few undulating beds. The gravel (with few pebbles) is mostly composed of sub-angular local basalt. A pIRIR₂₉₀ age of 115 ± 8 ka (OSL51; Table 12) was obtained from the deposit; the material is too old to be dated reliably using quartz.

Interpretations

The deposit at the Camping site is interpreted as a littoral unit (barrier beach) whose depositional environment is characterised by a low energy (sandy beds) with periods of higher energy (gravel beds). The deposit is associated to a higher RSL of at least +14 m. At two standard deviations, the age of the deposit range between ~ 100 and 130 ka, a wide period corresponding to MIS 5e–c.

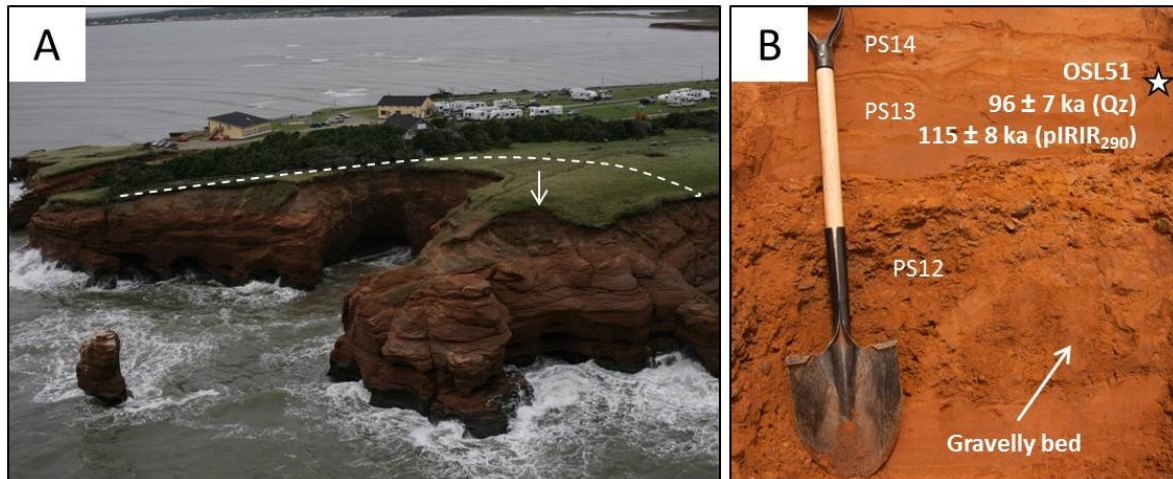


Figure 33. Representative pictures of the Camping site. Star corresponds to the position of the OSL sample. Numbered symbols (e.g. PS14) are particle size samples. A. Location of the site on the coastal cliff. The dashed line outlines the crested-shape of the deposit that lies directly on the sandstone bedrock. B. Alternating fine to medium sand with gravelly beds of sub-angular local basalt; the unit is interpreted as littoral deposit.

2.7.1.4 Coring sites

Two cores were sampled at two different sites on the archipelago using vibrocoring equipment (WINK): Hospital Pond (9-m length) on the Cap-aux-Meules Island and Bassin-aux-Huîtres (BAH; 5-m length) on the Grande-Entrée Island (Fig. 27). Both cores are very homogeneous from the base to the top and expose massive sand. More precisely, at the Hospital Pond site, the core is mostly composed of well-sorted fine to very fine grayish brown sand (PS17 to PS19) with layers of medium to coarse sand (PS15, PS16) (Table 8). At the BAH site, the core is mainly composed of well-sorted medium to coarse brownish sand (Table 8). Both cores contain scattered gravel and shell fragments. At a depth of -5 m, shell fragments gave an age of 636 ± 75 cal. BP (UCIAMS-134726) for the Hospital Pond core and 418 ± 84 cal. BP (UCIAMS-134725) for the BAH core.

Interpretations

The characteristics of both cores, i.e. the massive and uncompacted nature, the particle size, the presence of shell fragments, etc., correspond to sediments deposited in shallow water marine conditions (infratidal to subtidal). According to the two ages acquired, these sediment bodies were deposited while the RSL around the archipelago was rising

(Rémillard *et al.* 2015b). Although the water depth at deposition is unknown, these dated samples give minimum level for RSL reconstructions.

2.7.2 Relative sea-level (RSL) curves

Sea-level index point methods are often used when reconstructing palaeo-RSL. (Murray-Wallace & Woodroffe 2014; Reynolds & Simms 2015). These methods use a quantitative relationship between a dated indicator (e.g. sediment, landforms, biological assemblages, etc.) and its correlated past mean sea-level; this relationship is also called the indicative meaning. However, only few indicators form or deposit at mean RSL and most have a limiting relationship to a former RSL (limiting data), i.e. that the RSL must have been at or above (marine indicator), or at or below (terrestrial indicator) the dated point. The RSL curves for the Magdalen Islands (Fig. 34) have been drawn from the data listed in Table 9 (radiocarbon) and Table 13 (luminescence). These data were mainly compiled from marine indicators, i.e. glaciomarine, shallow marine or subtidal deposits. It is therefore impossible to assign an indicative meaning or limiting points to these data since they could have been deposited in varying water depths. These are not accurate indicators of RSL; they only testify that the RSL was higher than their current altitude. For the ACE site, in addition to the two luminescence ages (OSL03 and OSL04), three radiocarbon ages were also available (Table 9). For the late Holocene period, terrestrial indicators (tree trunks, peat) located on modern beaches inventoried by Juneau (2012) were also used to reconstruct the RSL curves; the age and elevation of these indicators suggest a lower RSL and are presented in Table 9. In addition to the two radiocarbon ages from the coring sites presented above (Table 9), two samples of a core also acquired by vibrocoring (Les Sillons site; cf. Rémillard *et al.* 2015b) dated by luminescence to 1.30 ± 0.05 ka and 1.14 ± 0.04 ka at 9 and 7.5 m depth, respectively, were added to the curve (Fig. 34A). Finally, a lowstand event is evidenced on the curve by the cross (Fig. 34). This event is recognized by organic horizon found by the Canadian Salt Company Seleine Mines at a depth of 17 m under current sea-level observed when they

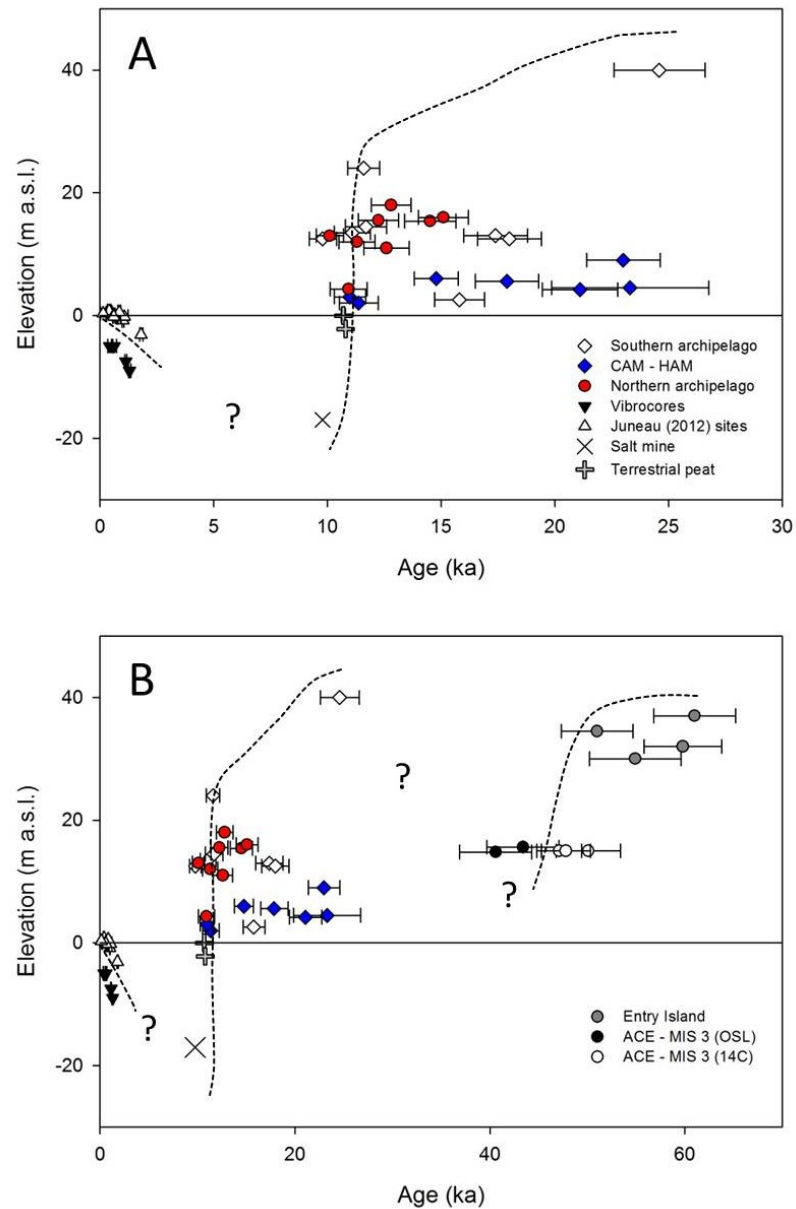


Figure 34. RSL variation curves based on the different OSL and radiocarbon ages acquired in this study or in the available literature on different indicators throughout the Magdalen Islands. The grey plus symbols represent the terrestrial peat dated to 10.7 cal. ka BP at modern level and to 10.8 cal. ka BP at -2.2 m by Dredge *et al.* (1992). The cross indicates a radiocarbon age of ~9.8 cal. ka BP acquired from a well-preserved piece of wood at a depth of 17 m. The dashed lines and the question marks outline that the drawn curve is arbitrary based on current data. A. Post-LGM to the late Holocene period. B. Partial curve for the transition between late MIS 4 to MIS 3 by the addition of the Cap Blanc site (Entry Island) and the ACE site (Havre-Aubert Island).

Table 13. List of the indicators dated with OSL used for the RSL curve reconstruction. Site and island on which it is exposed, sample ID, type of indicator, location, elevation and age of each indicator. The related global sea-level is estimated from the study of Stanford *et al.* (2011) for the LGM and post-LGM points, and from Caputo (2007) for the MIS 4/MIS 3 ages. The minimum crustal depression is derived from the age and the related global sea-level estimated.

Site	Island	Sample ID	Type of indicator	Lat. (N)	Long. (W)	Elev. (m a.s.l.)	Age $\pm 1\sigma$ (ka)	Global sea-level (m)	Min. crustal depression (m)
ACW	HA	OSL06	Subtidal	47.219500	61.995980	24	11.6 \pm 0.7	-60	79
AC - Lighthouse	HA	OSL12	Subtidal	47.213810	61.972999	13	9.8 \pm 0.6	-40	53
AP-DEM	HA	OSL16	Subtidal	47.240281	61.865154	13.5	11.1 \pm 0.8	-55	69
AP-DEM	HA	OSL17	Subtidal	47.240281	61.865154	14.5	11.7 \pm 0.9	-60	75
AP-CAM	HA	OSL18	Subtidal	47.238646	61.869752	13	17.4 \pm 1.4	-110	123
AP-CAM	HA	OSL19	Subtidal	47.238646	61.869752	12.5	18.0 \pm 1.4	-115	128
Bluff-east	GE	OSL23	Subtidal	47.545753	61.548475	16	15.1 \pm 1.1	-95	111
Seacow	GE	OSL31	Subtidal	47.570720	61.488940	11	12.6 \pm 1.0	-65	76
Seacow	GE	OSL32	Subtidal	47.570720	61.488940	12	11.3 \pm 0.8	-55	67
Seacow	GE	OSL33	Subtidal	47.570720	61.488940	13	10.1 \pm 0.6	-40	53
Airport	HAM	OSL44	Subtidal	47.423373	61.793613	2	11.4 \pm 0.9	-55	57
Airport	HAM	OSL46	Subtidal	47.423373	61.793613	3	11.0 \pm 0.7	-55	58
Fatima	CAM	OSL47	Subtidal	47.414613	61.912695	4.5	23 \pm 3	-120 to -130	135
Fatima	CAM	OSL48	Subtidal	47.414613	61.912695	6	14.8 \pm 1.0	-95	101
Cap Blanc	Entry	OSL53	Marine (subtidal)	47.269535	61.698221	30	55 \pm 5	-50 to -100	85
Cap Blanc	Entry	OSL54	Marine	47.269535	61.698221	32	60 \pm 4	-50 to -100	85
Cap Blanc	Entry	OSL55	Littoral (beach)	47.269535	61.698221	34.5	51 \pm 4	-50 to -100	85
Cap Blanc	Entry	OSL56	Littoral (beach)	47.269535	61.698221	37	61 \pm 4	-50 to -100	85
Drift	Entry	OSL58	Glaciomarine	47.269441	61.696845	40	25 \pm 2	-120 to -130	160
Beach	Entry	OSL59	Marine	47.268591	61.710130	2.6	15.8 \pm 1.1	-100	100
HAM	HAM	OSL63	Subtidal	47.416967	61.755060	9	23.0 \pm 1.6	-120-130	139
Sandcove	GE	OSL72	Subtidal	47.568937	61.490783	15.5	12.2 \pm 0.9	-65	81
BAH-east	GE	OSL79	Subtidal	47.561772	61.501402	4	10.9 \pm 0.8	-55	59
Galet-Plat	CAM	OSL80	Beach/subtidal	47.354933	61.875255	5.5	17.9 \pm 1.4	-115	121
Galet-Plat	CAM	OSL81	Beach/subtidal	47.354785	61.873007	4	21.1 \pm 1.7	-120-130	134
PAL-north	PAL	OSL96	Subtidal	47.531185	61.712313	15.5	14.5 \pm 1.1	-90	106
PAL-north	PAL	OSL97	Subtidal	47.531185	61.712313	18	12.8 \pm 0.9	-65	83

drilled for a well (cf. Rémillard *et al.* in press). A radiocarbon age of ~ 9.8 cal. ka BP was derived from a well-preserved piece of wood recovered from this horizon.

This series of past RSL evidence reveals that the post-LGM RSL curve for the Magdalen Islands is of J-shaped type as proposed by Rémillard *et al.* (in press) and theoretically presented by Quinlan & Beaumont (1981) (Fig. 34A). The data also suggest a partial RSL curve for the interval between the end of the MIS 4 and the MIS 3 (Fig. 34B).

2.8 DISCUSSION

2.8.1 Last Glacial Maximum and subsequent RSL variations

The new data presented in this paper allows a more detailed analysis of the age-elevation data and provide an improved understanding of the glacial history of the archipelago; this

new information leads us to more specific interpretations. We start by reiterating the conclusion from Rémillard *et al.* (in press) that all the evidence suggests that these deposits were well-bleached at the time of deposition. Thus there is no reason to suspect age overestimation in our samples arising from poor-bleaching. With this in mind, the glaciomarine deposit located at an elevation of +40 m on the Entry Island and dated to 25 ± 2 ka (OSL58) is the oldest record observed for the LGM period and suggests a very early deglaciation of the southeast part of the islands. A similar unit named the Drift des Demoiselles interpreted as a glacial diamict evolving into a glaciomarine deposit has been observed at different sites on the Havre-Aubert Island by Rémillard *et al.* (2013). Based on a relative chronology, they associated the Drift des Demoiselles to the LGM glaciation and the following deglaciation, which is consistent with the age of 25 ka acquired on the very similar deposit on the Entry Island. Even considering a lower limit of two standard deviations, i.e. 23 ka, deglaciation occurred very early and involves open waters at least for a part of the Laurentian Channel (Cabot Strait) at that time, although most of the deglaciation models suggest an opening of the Laurentian Channel around 17 ka cal. BP (e.g. Shaw *et al.* 2006; Josenhans 2007; Stea *et al.* 2011). The single LGM age on the Entry Island is supported by the ages acquired from subtidal deposits on the Havre-Aubert (18 ka; OSL19), where these are generally covering the Drift des Demoiselles, the Cap-aux-Meules (23 ka; OSL47), and the Havre-aux-Maisons Islands (23 ka; OSL63) (Table 13). Based on these ages and the deglaciation model of Josenhans & Lehman (1999) and Josenhans (2007), Rémillard *et al.* (in press) suggested that while a “switched-off” ice stream was partly filling the Laurentian Channel around 20 ka, an ice-free section has allowed marine waters to invade the Gulf of St. Lawrence at least around the southern archipelago. The data presented here are consistent with this hypothesis and suggests an even earlier partial deglaciation, i.e. at $\sim 25\pm 2$ ka. The southern archipelago is assumed to have been glaciated in a southeastward movement by the Escuminac ice-cap whose centre of dispersion was located in the northwestern Gulf of St. Lawrence (Rémillard *et al.* 2013; in press). The series of ages from 25 ka on the Entry Island (glaciomarine deposit) to ~ 23 -18 ka (subtidal deposits) on the southern islands indicate a deglaciation from east to west consistent with

the Escuminac glaciation. Such a scenario is also consistent with retreat of the glacier to the west, as indicated by Josenhans (2007). While the southern islands were deglaciated, the northern archipelago was still glaciated by a lobe of the Newfoundland ice-cap evidenced by the Grande-Entrée till dated to ~ 20 ka (Rémillard *et al.* in press). The oldest age acquired from the subtidal deposits that overlie the Grande-Entrée till is 15.1 ± 1.1 ka (OSL23; Table 13).

From the elevation, location, and the age of each point, it is possible to discuss on an approximate glacio-isostatic depression by comparing the RSL to global sea-level curves available for that period. Once more, since the water depth is unknown for all points, the depression values are considered as minimum but give a rough idea of the GIA dynamic that occurred in the central Gulf of St. Lawrence. So according to the eustatic sea-level curves proposed in the literature for the last glaciation/deglaciation, the global sea-level stood approximately 120-130 m under current level between 25 and 20 ka (e.g. Caputo 2007; Stanford *et al.* 2011; Yokoyama 2000). This suggests that when the glaciomarine unit was deposited on the Entry Island, the area was affected by a glacio-isostatic subsidence of more than ~ 160 -170 m (Fig. 35). On the same island, the shallow marine deposit (Entry – Beach site) dated to 15.8 ± 1.1 ka (OSL59) at +2.6 m indicates a depression of >100 m since the global sea-level was ~ 100 m under current level at ~ 16 ka (Stanford *et al.* 2011). These two ages on the Entry Island suggest a glacio-isostatic rebound of >60 m in approximately 9 kyr. The scenario on the Entry Island is quite consistent with the ages of 18-17 ka acquired on subtidal deposit at the AP-DEM site on the Havre-Aubert Island at an elevation of $\sim +14$ m (Fig. 34A; Table 13). All these deposits suggest a glacio-isostatic subsidence of roughly ~ 115 m between 18 and 16 ka for the southern islands (Fig. 35). On the western part of the Havre-Aubert Island, two sites exposing subtidal deposits dated to 11.6 ka at +24 m (ACW site; OSL06) and to 9.8 ka at +14 m (AC site; OSL12) (Table 13), suggest a residual crustal depression of about 90 m to 55 m (Fig. 35), respectively, since the global sea-level passed from ~ 65 to 40 m below current level for the same period (Stanford *et al.* 2011).

For the Cap-aux-Meules and Havre-aux-Maisons Islands, the scenario is slightly different. All the dated subtidal deposits are exposed at lower elevation than the southern islands, i.e. <10 m (Fig. 34A). Two deposits dated to 23 ka, at the HAM and Fatima sites, are displayed at +9 m and +5 m, respectively, involving a glacio-isostatic depression of ~130-140 m (Fig. 35). This is a little less than what we observe for the Entry Island. The glacial history of these islands is also different. There is no strong evidence of a glaciation on the central islands. Based on Paquet (1989) and Dredge *et al.* (1992) as well as on their own observations, Rémillard *et al.* (in press) suggested that the central islands were located at the margins of both Escuminac and Newfoundland ice-caps. The ice thickness might have been less important on these islands compared to the southern islands, explaining the slight difference in glacio-isostatic depression. Other subtidal deposits were dated on the Cap-aux-Meules Island between 21 and 18 ka (Galet-Plat site) at an elevation of ~+5 m (Table 13). According to Stanford *et al.* (2011), the global sea-level passed from ~120 to

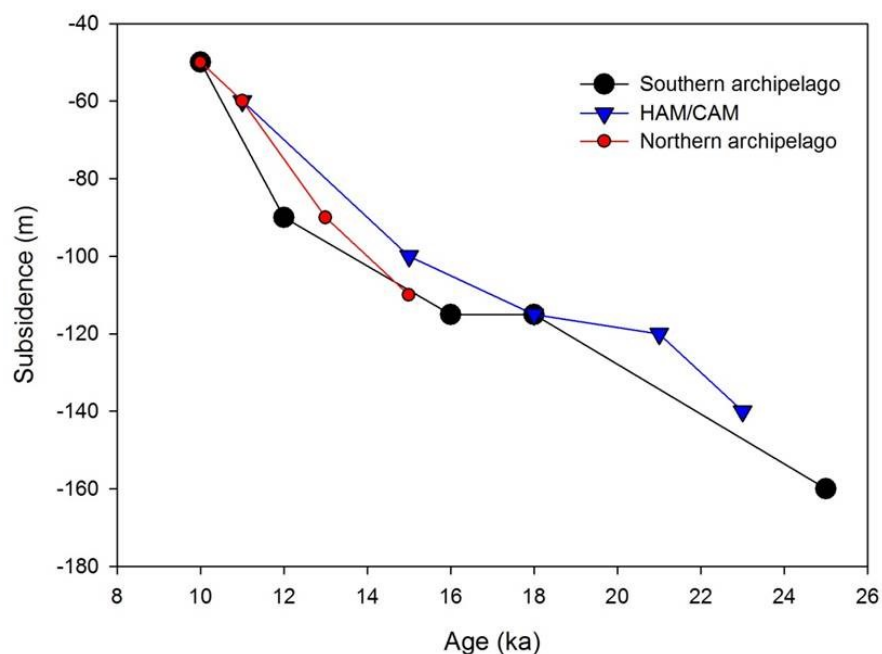


Figure 35. Glacio-isostatic depression curves for the southern (black circles), central (blue triangles) and northern archipelago (red circles).

110 m between these ages, meaning a glacio-isostatic depression between ~125 and 115 m from 21 to 18 ka (Fig. 35). Still based on subtidal deposits and the global sea-level curve of Stanford *et al.* (2011), around 15 ka (Fatima site), the crustal depression was about 100 m and around 11 ka (Airport site), 55 m (Fig. 35; Table 13). For the northern archipelago, the scenario is slightly different since the deglaciation occurred later, i.e. between 19.8 ± 1.4 and 15.1 ± 1.1 ka. The ~15 ka deposit is exposed at an elevation of +16 m and suggests a crustal depression >110 m (Fig. 35; Table 13). Other deposits dated to 13 ka at the PAL-north site (+18 m), 12 ka at the Sandcove site (+16 m), 11 ka (+12 m) and 10 ka (+13 m) at the Seacow site indicate a residual glacio-isostatic depression from approximately 90 m to 50 m between 13 and 10 ka (Fig. 35; Table 13).

Notwithstanding the error on the ages and the uncertainty regarding the water depth of each sample at deposition, general trends on RSL variations can be discussed. Globally, the glacio-isostatic depression was more important in the southern sector of the archipelago, i.e. on the Entry and Havre-Aubert Islands, which were glaciated by the Escuminac ice-cap, an extensive glacier that originates from the northwestern Gulf of St. Lawrence. As soon as the northern archipelago was deglaciated, the depression seems to have followed the glacio-isostatic rebound of the southern archipelago i.e. that at ~ 15 ka, the crustal depression was around 110 m, similar to the depression on the central and southern islands for the same period (Fig. 35). However, the rebound took place more rapidly than the southern archipelago, which might be explained by the glaciation of the northern archipelago by the extension of lobe coming from the Newfoundland ice-cap (Rémillard *et al.* in press). The ice thickness might have been less important than the Escuminac ice-cap on the southern islands. The central islands have experienced a less significant glacio-isostatic. Despite these small nuances between the islands, around 10-11 ka, the glacio-isostatic depression seems to have reached an equal level for the entire archipelago, i.e. ~50 m (Fig. 35). Rémillard *et al.* (in press) indicated that the RSL passed below the current level just prior to 10.7 ka cal. BP based on a terrestrial peat observed at the current sea-level (grey plus symbols in Fig. 34A), consistent with a glacio-isostatic depression of ~50 m. The age of ~9.8 ka cal. BP at 17 m depth suggests that the RSL was

necessarily lower than -17 m at that time but it is impossible to speculate on the exact depth (Fig. 34A; Rémillard *et al.* in press).

The spatial variability in RSL at the Magdalen Islands scale is hardly comparable with regional literature since the differences seem to be observable as soon as the islands were deglaciated, i.e. before ~16 ka; RSL reconstructions in the Maritime Provinces are rarely older than ~16 ka (e.g. Shaw *et al.* 2002). However, this variability could be compared with studies on newly deglaciated areas even if the deglaciation occurred later. Spatial variability has been recognised in Newfoundland where on a short distance, the RSL scenario passes from a constant emergence on the Northern Peninsula to a J-shaped curve in the St. George Bay area (west) and the bay of Exploits (east) (Shaw *et al.* 2002; Bell *et al.* 2003, 2005). Consequently, the crustal depression recorded in the Northern Peninsula area is almost the double compared to the evidences over central Newfoundland; this is explained by the greater ice-loading by the LIS to the north compared to the smaller loading of the regional Newfoundland ice-cap (Bell *et al.* 2005). The variability within the Magdalen Island, i.e. north versus south, might be explained by the different ice-loading of the Escuminac ice-cap compared to the lobe from the Newfoundland ice-cap. Spatial variability is also recorded on the northeastern coast of United-States where the RSL scenario passes from a constant submergence to a J-shaped curve scenario from New-York City to Wells (Maine) owing to their respective distance to the ice-margin (LIS), i.e. from the peripheral forebulge to more inner ice, respectively (e.g. Gehrels *et al.* 1996; Shaw *et al.* 2002). Spatial and temporal variability also exists within the J-shaped curve scenario. Kelley *et al.* (2011) specified that between ~16 and 12 cal. ka BP, the RSL fell from +70 to -60 m in the Gulf of Maine, suggesting that the lowstand occurred earlier than what we observe in the Magdalen Islands. Barnhardt *et al.* (1995) associated this significant decrease in RSL to the very rapid passage of the forebulge after the deglaciation. On the inner Scotian Shelf, the RSL lowstand reached -65 m around 13 ka (11.6 uncal. ka BP) (Stea *et al.* 1994, 1998). On the western coast of Newfoundland, the RSL passed below modern level at 12.6 ± 0.2 cal. ka BP (10.6 uncal. ka BP), and decreased to -25 m below the current level around 10.6 ± 0.1 cal. ka BP (9.4 uncal. ka BP). The lowstand over small areas

would have reached -30 m in the southern Newfoundland (Shaw & Forbes 1995). As the forebulge migrated inland, towards the retreating ice, it would be expected that the associated lowstands in Atlantic Canada occurred more lately roughly from south to north. Our data on the Magdalen Islands, i.e. the decrease of the RSL below current sea-level just prior to 10.7 ka cal. BP and the lowstand around 10 ka, are totally consistent with this expected general trend. However, the depth reached by the lowstand is unknown. Several studies have reported submerged geomorphic indicators attesting to a maximum depth of the lowstand (between ~36 and 200 m) for the Magdalen Islands and surroundings area, but the timing of their formation remains unclear and do not provide precisions for RSL reconstructions (e.g. Sanschagrin 1964; Loring & Nota 1966, 1973; Josenhans & Lehman 1999; Audet-Morin 2010).

2.8.2 Holocene relative sea-level (RSL)

After the evidence of a lowstand at ~9.8 ka cal. BP around the Magdalen Islands, there is a lack of data until the late Holocene and this is generally true for the Maritime Provinces. For the late Holocene, two types of indicator observed on the archipelago allow us to draw a curve for the last ~2,000 years (Fig. 34A). The terrestrial indicators inventoried by Juneau (2012) indicate a lower RSL than their current elevation, i.e. below current level, although it is not possible to correlate them to an exact past mean sea-level. However, sediments suggesting higher RSL and now located below current sea-level were observed in the cores collected at the Hospital Pond and BAH sites, and also at Les Sillons site presented by Rémillard *et al.* (2015b) (Fig. 34A). The RSL curve is therefore constrained between the marine sediments and the terrestrial indicators. According to Juneau (2012), RSL rose by 3 m from 2 ka BP to present day with a submersion rate of 20.7 cm/century between 1 and 0.8 ka BP (2.1 mm/yr), 17.9 cm/century between 0.8 and 0.6 ka BP (1.8 mm/yr), and 15.8 cm/century between 0.6 and 0.2 ka BP (1.6 mm/yr). For comparison, the coastline of New Brunswick has been affected by a RSL rise of 10 cm/century since 3 ka BP (Scott *et al.* 1995; Gehrels *et al.* 2004). On Prince Edward Island (PEI), different submersion rates were calculated for different sites: 8 cm/century for the western end of the island, 9 cm/century

for the centre-south, 14 cm/century for the southeast, and 19 cm/century for the northeast side. On the Atlantic coast of Nova Scotia (Chezzetcook Inlet), a RSL rise of 22 cm/century for the last 2 ka BP (Scott *et al.* 1995; Gehrels *et al.* 2004). According to Gehrels *et al.* (2004), the higher rates of RSL rise in Nova Scotia are mostly due to the crustal subsidence caused by the forebulge migration and collapse, but also partly by the ocean loading on the Scotian shelf. The rates of RSL rise measured on the Magdalen Islands vary between ~21 and 16 cm/century for the last 2 ka BP; these are higher than those measured for the coast of New Brunswick but lower than for Nova Scotia. Although the entire region are affected by the crustal subsidence caused by the collapse of the migrating forebulge, the differences from one area to another might be explained by a more important ocean loading in the Gulf of St. Lawrence than near the coasts of New Brunswick, explaining in turn higher rates on the northeast PEI and the Magdalen Islands compared to the eastern PEI and the New Brunswick coastline. In the same way and as suggested by Gehrels *et al.* (2004), a more important ocean loading on the Scotian shelf would explain the higher rates of RSL rise on the Atlantic coasts of Nova Scotia compared to the Magdalen archipelago.

2.8.3 New insights for the MIS 4 – MIS 3 interval

The new sedimentological and chronological data presented in this paper also provide new information on RSL during the last interstadial period. The stratigraphic sequence at the Cap Blanc (Entry Island) exposes very shallow marine sediment (subtidal) evolving into shallow marine, and then littoral sediment, and is interpreted as a transgressive period of high RSL. This marine/littoral sequence is truncated and topped by cryopediment deposits suggesting periglacial conditions during deposition. The five luminescence ages obtained from the entire sequence range between 61 ± 4 ka (OSL56) and 51 ± 4 ka (OSL55); these ages are all consistent with the average of 57 ± 4 ka. It appears that the entire sequence was deposited during a higher RSL, at least $\sim +35$ m since the littoral sediment stood at this elevation, at the end of the MIS 4 or the onset of the MIS 3. Rémillard *et al.* (2013) presented radiocarbon ages between 45 and 50 ka BP at $\sim +15$ m from a terrestrial peat located on the Havre-Aubert Island (ACE site). These ages were corroborated by two

luminescence ages of 41 ± 4 ka (OSL03) and 44 ± 4 ka (OSL04) (Table 13; Rémillard *et al.* in press). The littoral unit and terrestrial peat sequence is topped by a periglacial colluvial deposit, similar to those observed on the Entry Island. The model of Stea *et al.* (2011) suggests a glaciation of the Maritime Provinces of eastern Canada during the MIS 4 (Caledonia Phase) and a retreat phase during the MIS 3 (~50-25 ka) with the existence of a calving bay along the Laurentian Channel up to the Anticosti Island. According to their model, the Magdalen Islands remained ice-covered during the entire MIS 3. Our data rather suggest that the Magdalen archipelago was ice-free between $\sim 57\pm 4$ ka and 41 ± 4 ka (OSL03). Many studies support the scenario that a much wider calving bay took place along the Laurentian Channel during the MIS 3. For instance, Dionne & Occhietti (1996) acquired dates between ~ 38 and 33 ka cal. BP (35 and 29 ka uncal. BP) in sand containing shell fragments near Tadoussac (Québec) located in the St. Lawrence Estuary. On the Île-aux-Coudres (Québec), also located in the St. Lawrence Estuary, Brodeur & Allard (1985) obtained four finite radiocarbon dates between 39 and 31 ka cal. BP (34 and 26 ka uncal. BP) on organic peat detritus collected in fluvial sediments. Ages between 33 and 31 ka cal. BP were obtained on plant fragments from the St. Lawrence Lowlands, which is even further into the St. Lawrence River (Parent *et al.* 2015). These studies, amongst others, indicate that the calving bay in the Laurentian Channel has opened much deeper in the St. Lawrence Estuary than previously suggested by Stea *et al.* (2011).

The data presented above sketch for the first time a partial RSL curve for the interval between the end of the MIS 4 and the MIS 3 period (Fig. 34B). Compared to the curve established for the LGM to early Holocene period, it seems that a similar scenario occurred, i.e. that the RSL of +35 m high decreased to +10 to +15 m above current sea-level in approximately 15 kyr. According to the compilation of Caputo (2007) and Siddall *et al.* (2008), the global sea-level stood somewhere between 100 and 50 m below current level at ~ 60 ka. This broad range is due to the existence of several global sea-level curves for that period and comprises the possible eustatic sea-level variations within the MIS 3. Since the littoral deposit is located at +35 m on the Entry Island, this would imply a crustal depression of between at least 85 and 135 m. The eustatic sea-level remained roughly

between 100 and 50 m below current level until ~30 ka (Caputo 2007; Siddall *et al.* 2008). Therefore, the littoral deposit located at +15 m on the Havre-Aubert Island and dated to ~45 ka suggests a rebound of between 20 and 70 m, depending on the subsidence values used, between roughly ~60 and 45 ka. Although there is no evidence of an MIS 4 glaciation on the Magdalen Islands, it is generally accepted in the literature that the entire Maritime Provinces of eastern Canada were ice-covered during that period (e.g. Dredge *et al.* 1992; Stea *et al.* 1998, 2011), and thus the MIS 3 crustal depression is very likely to have a glacio-isostatic origin. Ó Cofaigh *et al.* (2012) and Gallagher *et al.* (2015) also present many OSL ages from the late MIS 4 – MIS 3 interval on the other side of the Atlantic from raised beaches along the south coast of Ireland. Gallagher *et al.* (2015) suggested that the southern Ireland experienced an episode(s) of deglaciation, periglacial conditions (colluvial deposits), and sufficient glacio-isostatic subsidence (45-75 m) to allow a local positive RSL (+5 m). This scenario is very similar to the Magdalen Islands and suggests that the relative retreat of glaciers, the periglacial conditions and the high RSL caused by glacio-isostatic depression phase during the late MIS 4 – MIS 3 interval might be pan-Atlantic for the coastal regions that experienced partial deglaciation.

2.8.4 Data from the MIS 5

The uncertainties on the MIS 5 ages acquired at the Bassin and Camping sites do not allow us to correlate the deposits to a specific global sea-level. However, the age of 115 ± 8 ka at the Camping site is easily consistent with the MIS 5e highstand. The available literature on this global high sea-level suggests highstand values of +2 up to +9 metres between 132 and 116 ka (e.g. Caputo 2007; O'Leary *et al.* 2013; Rohling *et al.* 2008). The data point at the Camping site (+15 m) suggests a glacio-isostatic depression of ~10 m, presumably associated with the MIS 6 glaciation that occurred in eastern Canada (e.g. Stea *et al.* 2011). This depression is much less significant compared to those estimated for the post-LGM period, but as the MIS 5e corresponds to the last interglacial climax, it is likely that the deglaciation and the GIA of the area occurred sometime before. At the Bassin site, located at the modern high tide level (Fig. 3), Dredge *et al.* (1992) associated the deposit with the

MIS 5e based on pollen profiles and the presence of oysters shells (*Ostrea virginica*), indicating warm conditions (interglacial). Consequently, they interpreted their U/Th ages (106.4 ± 8.2 ka, 101.7 ± 15.6 ka, and 89 ± 7.6 ka; cf. *Reliability of the luminescence ages* section) as a minimum. At the upper limit of $+2\sigma$, our pIRIR₂₉₀ age of 92 ± 8 ka is also closer to the MIS 5e and is therefore in better agreement with both the palaeoecological data of Dredge *et al.* (1992) and the GIA that continued after the deposition of the Camping site unit (suggesting a glacio-isostatic rebound of ~ 15 m).

2.8.5 Implications for ice sheet modelling

GIA models used to predict future changes in RSL are based on several parameters including the influence of ice-sheets on vertical and horizontal motion of the Earth's crust (e.g. Peltier *et al.* 2015). Measurements of the vertical land motion are required to test the models at a specific location. Such measurements on the Magdalen Islands are limited to GPS data for 1996 to 2010 from the Canadian Base Network (Natural Resources Canada), which describe a subsiding coastline of -1.48 mm/yr with a significant uncertainties of ± 1.29 mm/yr. Modelled GIA based on levelling network and RSL records in Canada predicts a higher rate of subsidence of between ~ -3 and -4 mm/yr for the Maritime Provinces of eastern Canada (with the exception of northern Newfoundland) (Koohzare *et al.* 2008). The recent GIA model of Peltier *et al.* (2015), ICE-6G_C (VM5a), which includes the GPS measurements from the Magdalen Islands, also describes a relatively high rate of subsidence (-3.73 mm/yr). Note that in both models, the hinge line between the uplift and the subsidence in the Gulf of St. Lawrence passes to the south of the Anticosti Island as an almost straight line from the Gaspé Peninsula (Québec) and the north of the St. George Bay (Newfoundland). Compared to the available data, both models seem to overestimate the subsidence values recorded on the Magdalen Islands. Data available for Prince Edward Island (PE) and Nova Scotia (NS) indicate subsidence rates varying between -1.45 mm/yr (Charlottetown, PE), -2.10 mm/yr (Baddeck, NS), -1.26 mm/yr (Halifax, NS), and -1.44 mm/yr (Tusket, NS) (James *et al.* 2014). These values indicate that the models of Koohzare *et al.* (2008) and Peltier *et al.* (2015) overestimate the predicted

subsidence in the Maritime Provinces. At the upper bound, the value of -1.48 ± 1.29 mm/yr for the Magdalen Island is near the lower bound of -3 mm/yr predicted in the models. However, since similar subsidence rates were measured for the Maritimes (James *et al.* 2014), we believe that the value of -1.48 mm/yr is more reasonable.

The influence of ice-sheets in the GIA models of Koohzare *et al.* (2008) and Peltier *et al.* (2015) is based on the glaciation model of Dyke (2004) and Dyke *et al.* (2002), respectively. For Atlantic Canada, these models argue that the LIS reached its maximum, i.e. approximately up to the continental slope, prior to the LGM and remained at this limit well after the LGM with large-scale ice margin retreat starting well after ~ 17.2 ka cal. BP. This scenario is in conflict with the recent glacial modelling of Shaw *et al.* (2006) and Stea *et al.* (2011), which indicate a glaciation of the Maritime Provinces by the Appalachian Glacier Complex, i.e. by different ice-caps coalescing with each other and with the LIS that formed an ice stream in the Laurentian Channel. This latter scenario is supported by recent data from Rémillard *et al.* (in press) suggesting that the Magdalen Islands were glaciated by two ice-caps during the LGM. Finally, the timing of the deglaciation suggested by Dyke *et al.* (2002) also conflicts with the study of Rémillard *et al.* (in press) and the data presented in this paper, both of which support open waters for at least a part of the Laurentian Channel and the southern Magdalen Islands as early as ~ 20 - 25 ka. The ice loading and the well-constrained timing of ice retreat are crucial information to take into account in GIA models (e.g. Goslin *et al.* 2015; Peltier *et al.* 2015). The apparent overestimation of subsidence for the Maritime Provinces of eastern Canada suggested by the comparison of the GIA models and the measured subsidence rates may be related to the use of inaccurate data on the glacial and deglacial history. In addition, the peripheral forebulge induced by regional ice-caps might be smaller than one induced by the LIS because of the greater ice thickness of the latter. Consequently, the subsidence values resulting of the migration and collapse of the peripheral forebulge would be greater for the regions affected by the LIS. Thus the model of Dyke *et al.* (2002), suggesting a glaciation of the Maritimes by the LIS, might overestimate the resulting forebulge amplitude and so the predicted current vertical land motion rates.

2.9 CONCLUSIONS

The new sedimentological and chronological data for the Magdalen Islands presented in this study allow the reconstruction of a more detailed RSL curve for the LGM to the late Holocene (~25 to 0.5 ka), as well as a partial curve for the period between the late MIS 4 to the MIS 3 (~60 to 40 ka). Although there is an important lack of evidence between 9.8 ka cal. BP and the late Holocene, the data distribution indicate that the post-LGM RSL scenario for the Magdalen Islands is of J-shaped type; an initial high RSL was followed by a gradual RSL fall and eventually an emergence due to the glacio-isostatic rebound and the migrating forebulge. This in turn was followed by a constant submergence because of the forebulge collapse and the continuing glacio-isostatic rebound. However, the glacio-isostatic depression curve proposed for the LGM to the early Holocene period suggests that until ~11-10 ka, there were a few local differences in crustal depression, probably associated with the distinct glacial history of the southern, central and northern islands. For the late Holocene, the RSL curve is constrained by terrestrial and marine chronological data revealing that the RSL has risen at least 3 m during the last two millennia. This RSL rise is mainly attributed to the ongoing GIA (peripheral forebulge collapse) and partly to the ocean loading induced by the increasing ocean depth. The luminescence ages from the transition between late MIS 4 and MIS 3 allow the reconstruction of a partial RSL curve that, when compared to global sea-level, suggests a GIA following the MIS 4 glaciation, a scenario similar to the post-LGM.

This study presents RSL data for a broad timescale, i.e. from MIS 5 to the late Holocene, and provides evidence for two different glacial/interglacial (or interstadial) transitions. Despite the uncertainties associated with the ages and with the linking of the indicators to an accurate former RSL, this study is the first major contribution to the RSL dataset of the Gulf of St. Lawrence; it constitutes a major input of empirical data to the regional GIA and RSL modelling effort of eastern Canada. In the context of the current climate change, these precisions are essential to develop accurate projections on future RSL

variations as overestimated subsidence rates based on GIA models can lead to the overvaluation of the RSL rise in formerly glaciated areas such as eastern Canada.

2.10 ACKNOWLEDGEMENTS

Gabriel Ladouceur is thanked for its valuable help in the field, as well as Marie-Pier St-Onge, Jacques Labrie, Elissa Barris and Quentin Beauvais for their help in the laboratory. The authors wish to acknowledge the support of technical staff of the Nordic Laboratory for Luminescence Dating (NLL). The Natural Sciences and Engineering Research Council of Canada (NSERC), Fonds de recherche du Québec Nature et Technologies (FQRNT), the Coastal Geoscience Chair, and the Canada Research Chair in Marine Geology provided financial support for the project.

2.11 REFERENCES

- Aitken, M. J. 1985: *Thermoluminescence Dating*. 359 pp. Academic Press Inc., London.
- Audet-Morin, M. 2010: *Géomorphologie marine des zones extracôtières est et sud des Îles-de-la-Madeleine, Québec*. M.Sc. thesis, Université Laval, 57 pp.
- Barnhardt, W. A., Gehrels, W. R., Belknap, D. F. & Kelley, J. T. 1995: Late Quaternary relative sea-level change in the western Gulf of Maine: evidence for a migrating glacial forebulge. *Geology* 23, 317–320.
- Bell, T., Batterson, M. J., Liverman, D. G. E. & Shaw, J. 2003. A new late-glacial sea-level record for St. George's Bay, Newfoundland. *Canadian Journal of Earth Sciences* 40, 1053–1070.
- Bell, T., Daly, J., Batterson, M. J., Liverman, D. G. E., Shaw, J. & Smith, I. R. 2005: Late Quaternary relative sea-level change on the west coast of Newfoundland. *Géographie physique et Quaternaire* 59, 129–140.
- Bernatchez, P., Dubois, J-M.M. 2004. Bilan des connaissances de la dynamique de l'érosion des côtes du Québec maritime laurentien. *Géographie physique et Quaternaire* 58, 45–71.
- Bernatchez, P., Drejza, S., Dugas, S. 2012. Marges de sécurité en érosion côtière : évolution historique et future du littoral des îles de la Madeleine. Laboratoire de dynamique

et de gestion intégrée des zones côtières, Université du Québec à Rimouski. Rapport remis au ministère de la Sécurité publique du Québec, 71 p.

Bigras, P. & Dubois, J.-M. M. 1987. Répertoire commenté des datations ^{14}C du nord et du sud de l'estuaire du Saint-Laurent, Québec et Labrador. Université de Sherbrooke, Département de Géographie, Bulletin de recherche, 160 p.

Blott, S. J. & 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.

Bøtter-Jensen, L., Thomsen, K. & Jain, M. 2010: Review of optically stimulated luminescence (OSL) instrumental developments for retrospective dosimetry. *Radiation Measurements* 45, 253–257.

Brisebois, D. 1981. *Lithostratigraphie des strates Permo-Carbonifères de l'archipel des Îles de la Madeleine*. 48 pp. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Québec, DPV-796, Québec.

Brodeur, D., and Allard, M. 1985. Stratigraphie de l'île aux Coudres, estuaire moyen du Saint-Laurent, Québec. *Géographie physique et Quaternaire* 39: 183–197.

Candy, I., Schreve, D. C., Sherriff, J. & Tye, G. J. 2014: Marine Isotope Stage 11: Palaeoclimates, palaeoenvironments and its role as an analogue for the current interglacial. *Earth-Science Reviews* 128, 18–51.

Caputo, R. 2007: Sea-level curves: Perplexities of an end-user in morphotectonic applications. *Global and Planetary Change* 57, 417–423.

Cazenave, A. & Le Cozannet, G. 2014: Sea level rise and its coastal impacts, *Earth's Future* 2, 15–34.

Chapot, M.S., Roberts, H.M., Duller, G.A.T. & Lai, Z.P. 2012: A comparison of natural- and laboratory-generated dose response curves for quartz optically stimulated luminescence signals from Chinese Loess. *Radiation Measurements* 47, 1045–1052.

Church, J.A., Clark, P.U., Cazenave, A., Gregory, J.M., Jevrejeva, S., Levermann, A., Merrifield, M.A., Milne, G.A., Nerem, R.S., Nunn, P.D., Payne, A.J., Pfeffer, W.T., Stammer, D. & Unnikrishnan, A.S. 2013. Sea Level Change. In: Stocker, T.F., Qin, D., Plattner, G.-K., Tignor, M., Allen, S.K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V., & Midgley, P.M. (eds.). *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

- Cunningham, A. C. & Wallinga, J. 2010: Selection of integration time intervals for quartz OSL decay curves. *Quaternary Geochronology* 5, 657–666.
- Dionne, J.-C. 2001. Relative sea-level changes in the St Lawrence estuary from deglaciation to present day. *Geological Society of America, Special Paper* 351, 271–284.
- Dionne, J.-C., and Occhietti, S. 1996. Aperçu du Quaternaire à l'embouchure du Saguenay, Québec. *Géographie physique et Quaternaire* 50: 5–34.
- Drapeau, G., Mercier, O. 1990. Modélisation de l'évolution du littoral des îles de la Madeleine, Québec. *Géographie physique et Quaternaire* 44, 217–226.
- Dredge, L. A., Mott, R. J. & 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.
- Duller, G. A. T. 2003: Distinguishing quartz and feldspar in single grain luminescence measurements. *Radiation Measurements* 37, 161–165.
- Dyke, A.S. 2004. An outline of North American deglaciation with emphasis on central and northern Canada. In: Ehlers, J., Gibbard, P.L. (Eds.), *Quaternary Glaciations—Extent and Chronology, Part 2, North America*. Elsevier.
- Dyke, A. S. & Peltier, W. R. 2000: Forms, response times and variability of relative sea-level curves, glaciated North America. *Geomorphology* 32, 315–333.
- Dyke, A. S. Andrews, J. T. Clark, P. U. England, J. H. Miller, G. H. Shaw, J. & Veillette, J. J. 2002. The Laurentide and Innuitian ice sheets during the last glacial maximum. *Quaternary Science Reviews* 21, 9–31.
- Gallagher, C., Telfer, M. W. & Ó Cofaigh, C. Ó. 2015. A marine isotope stage 4 for Pleistocene raised beach deposits near Fethard, southern Ireland. *Journal of Quaternary Science* 30, 754–763.
- Gehrels, W. R. 2010: Late Holocene land- and sea-level changes in the British Isles: implications for future sea-level predictions. *Quaternary Science Reviews* 29, 1648–1660.
- Gehrels, W. R., Belknap, D. F. & Kelley, J. T. 1996. Integrated high-precision analyses of Holocene relative sea-level changes: lessons from the coast of Maine. *Geological Society of American Bulletin* 108, 1073–1088.

Gehrels, W. R., Milne, G. A., Kirby, J. R., Patterson, R. T. & Belknap, D. F. 2004. Late Holocene sea-level changes and isostatic crustal movements in Atlantic Canada. *Quaternary International* 120, 79–89.

Giles, P. S. 2008: Windsor Group (Late Mississippian) stratigraphy, Magdalen Islands, Quebec: a rare eastern Canadian record of late Visean basaltic volcanism. *Atlantic Geology* 144, 167–185.

Hansen, V., Murray, A. S., Buylaert, J.-P., Yeo, E. Y. & Thomsen, K. J. 2015: A new irradiated quartz for beta source calibration. *Radiation Measurements* 81, 123–127.

James, T. S., Henton, J. A., Leonard, L. J., Darlington, A., Forbes, D. L. & Craymer, M. 2014. Relative sea-level projections in Canada and the adjacent mainland United States. *Geological Survey of Canada*, Open file 7737.

Jevrejeva, S., Grinsted, A. & Moore, J.C. 2014a. Upper limit for sea level projections by 2100. *Environmental Research Letters* 9, 104008.

Josenhans, H. 2007. Atlas of the marine environment and seabed geology of the Gulf of St. Lawrence. Geological Survey of Canada, File 5346.

Josenhans, H. & Lehman, S. 1999. Late glacial stratigraphy and history of the Gulf of St. Lawrence, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences* 36, 1327–1345.

Juneau, M.-N. 2012. Hausse récente du niveau marin relatif aux Îles-de-la-Madeleine. Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Rimouski, Département de biologie, chimie et géographie, 161 p.

Kelley, A. R., Kelley, J. T., Belknap, D. F. & Gontz, A. M. 2011: Coastal and terrestrial impact of the isostatically forced Late Quaternary drainage divide shift, Penobscot and Kennebec Rivers, Maine, USA. *Journal of Coastal Research* 27, 1085–1093.

Koohzare, A. Vanicek, P. & Santos, M. 2008. Pattern of recent vertical crustal movements in Canada. *Journal of Geodynamics* 45, 133–145.

Krank, K. 1972. Geomorphological Development and Post-Pleistocene Sea Level Changes, Northumberland Strait, Maritime Provinces. *Canadian Journal of Earth Sciences* 9, 835–844.

Lambeck, K., Woodroffe, C. D., Antonioli, F., Anzidei, M., Gehrels, W. R., Laborel, J. & Wright, A. J. 2010: Paleoenvironmental Records, Geophysical Modeling, and Reconstruction of Sea-Level Trends and Variability on Centennial and Longer Timescales. In Church, J. A., Woodworth, P. L. & Stanley W. (eds.): *Understanding sea-level rise and variability*, 61-121. John Wiley & Sons, United Kingdom.

Lambeck, K., Rouby, H., Purcell, A., Sun, Y. & Sambridge, M. 2014: Sea level and global ice volumes from the Last Glacial Maximum to the Holocene. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 111, 15296–15303.

Loring, D. & 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* 23, 1197–1207.

Loring, D. & Nota, D. 1973: Morphology and sediments of the Gulf of St. Lawrence. *Service des pêches et des sciences de la mer, Bulletin* 182, 147 pp.

Murray, A. S. & Wintle, A. G. 2000: Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiation Measurement* 32, 57–73.

Murray, A. S. & Wintle, A. G. 2003: The single aliquot regenerative dose protocol: potential for improvements in reliability. *Radiation Measurement* 37, 377–381.

Murray, A. S., Marten, R., Johnston, A. & Martin, P. 1987: Analysis for naturally occurring radionuclides at environmental concentrations by gamma spectrometry. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry* 115, 263–288.

Murray-Wallace, C. V. & Woodroffe, C. D. 2014: *Quaternary Sea-Level Changes. A global perspective*. Cambridge University Press, Cambridge, 504 pp.

Ó Cofaigh, C., Telfer, M. W., Bailey, R. M. & Evans, D. J. A. 2012: Late Pleistocene chronostratigraphy and ice sheet limits, southern Ireland. *Quaternary Science Reviews* 44, 160–179.

Paquet, G. 1989: L'évolution de la plate-forme gréseuse de l'Île du Cap-aux-Meules (Îles-de-la-Madeleine, Québec). M.Sc. thesis, Université de Montréal, 223 pp.

Parent, M., Lefebvre, R., Rivard, C., Lavoie, M. & Guilbault, J.-P. 2015. Mid-Wisconsinan fluvial and marine sediments in the central St. Lawrence lowlands – implications for glacial and deglacial events in the Appalachian uplands. The Geological Society of America, Northern Section - 50th Annual meeting, paper no. 31-2.

Peltier, W. R., Argus, D. F. & Drummond, R. 2015. Space geodesy constrains ice age terminal deglaciation: The global ICE-6G_C (VM5a) model. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 120, 450–487.

Prescott, J. R. & Hutton, J. T. 1994: Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: large depths and long-term time variations. *Radiation Measurements* 23, 497–500.

Quinlan, G. & Beaumont, C. 1981: A comparison of observed and theoretical postglacial relative sea level in Atlantic Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences* 18, 1146–1163.

Reimer, P. J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Ramsey, C. B., Buck, C. E., Cheng, H., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Haflidason, H., Hajdas, I., Hatte, C., Heaton, T. J., Hoffmann, D. L., Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kaiser, K. F., Kromer, B., Manning, S. W., Niu, M., Reimer, R. W., Richards, D. A., Scott, E. M., Southon, J. R., Staff, R. A., Turney, C. S. M. & van der Plicht, J. 2013: INTCAL13 and MARINE13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon* 55, 1869–1887.

Rémillard, A. M., Héту, B., Bernatchez, P. & Bertran, P. 2013: The Drift des Demoiselles on the southern Magdalen Islands (Quebec, Canada): sedimentological and micromorphological evidence of a glacial diamict of Late Wisconsinan. *Canadian Journal of Earth Sciences* 50, 545–563.

Rémillard, A. M., Héту, B., Bernatchez, P., Buylaert, J.-P., Murray, A. S., St-Onge, G. & Geach, M. 2015a: Chronology and palaeoenvironmental implications of the ice-wedge pseudomorphs and composite-wedge casts on the Magdalen Islands (eastern Canada). *Boreas* 44, 658–675.

Rémillard, A. M., Buylaert, J.-P., Murray, A. S., St-Onge, G., Bernatchez, P. & Héту, B. 2015b: Quartz OSL dating of late Holocene beach ridges from the Magdalen Islands (Quebec, Canada). *Quaternary Geochronology* 30, 264–269.

Rémillard, A. M., St-Onge, G., Bernatchez, P., Héту, B., Buylaert, J.-P., Murray, A. S. & Vigneault, B. 2016: Chronology and stratigraphy of the Magdalen Islands archipelago from the last glaciation to the early Holocene: new insights into the glacial and sea-level history of eastern Canada. *Boreas*, in press.

Reynolds L. C. & Simms, A. R. 2015: Late Quaternary relative sea level in Southern California and Monterey Bay. *Quaternary Science Reviews* 126, 57–66.

Rohling, E. J., Grant, K., Hemleben, C., Siddall, M., Hoogakker, B. A. A., Bolshaw, M. & Kucera, M. 2008: High rates of sea-level rise during the last interglacial period. *Nature Geoscience* 1, 38–42.

Sanschagrín, R. 1964. Magdalen Islands. Ministère de l'Énergie et Ressources du Québec, *Geological Report* 106, 57 pp.

Scott, D. B., Williamson, M. A. & Medioli, F. S. 1981. Marsh foraminifera of Prince Edward Island: their recent distribution and application for former sea-level studies. *Maritime Sediments and Atlantic Geology* 17, 98–129.

Scott, D. B., Medioli, F. S. & Duffett, T. E. 1984. Holocene rise of relative sea level at Sable Island, Nova Scotia, Canada. *Geology* 12, 173–176.

Scott, D. B., Boyd, R., Douma, M., Medioli, F. S., Yuill, S., Leavitt, E. & Lewis, C. F. M. 1989. Holocene relative sea-level changes and Quaternary glacial events on a continental shelf edge: Sable island bank, *In* Scott, D. B., Pirazolli, P. A. & Honig, C. A. (eds.). *Late Quaternary Sea-Level Correlation and Applications*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 105-119.

Scott, D. B., Gayes, P. T. & Collins, E. S. 1995. Mid-Holocene precedent for a future rise in sea-level along the Atlantic coast of North America. *Journal of Coastal Research* 11, 615–622.

Shaw, J. & Forbes, D. L. 1995: The postglacial relative sea-level lowstand in Newfoundland. *Canadian Journal of Earth Sciences* 32, 1308–1330.

Shaw, J., Gareau, P. & Courtney, R. C. 2002: Palaeogeography of Atlantic Canada 13–0 kyr. *Quaternary Science Reviews* 21, 1861–1878.

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

Siddall, M., Rohling, E. J., Thompson, W. G. & Waelbroeck, C. 2008: Marine isotope stage 3 level fluctuations: data synthesis and new outlook. *Reviews of Geophysics* 46, RG4003.

Stanford, J.D., Hemingway, R., Rohling, E.J., Challenor, P.G., Medina-Elizade, M. & Lester, A.J. 2011: Sea-level probability for the last deglaciation: A statistical analysis of far-field records. *Global and Planetary Change* 79, 193–203.

Stea, R. R. 2004. The Appalachian glacier complex in Maritime Canada. *In* Ehlers, J. & Gibbard, P. L. (eds.): *Quaternary glaciations - extent and chronology, part II: North America*, 213–232. Elsevier, New York.

Stea, R. R., Boyd, R., Fader, G. B. J., Courtney, R. C., Scott, D. B. & Pecore, S. S. 1994. Morphology and seismic stratigraphy of the inner continental shelf off Nova Scotia, Canada: evidence for a -65m lowstand between 11,650 and 11,250 C14 yr B.P. *Marine Geology* 117, 135–154.

Stea, R. R., Piper, D. J. W., Fader, G. B. J. & 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, 821–845.

Stea, R. R., Seaman, A. A., Pronk, T., Parkhill, M. A., Allard, S. & Utting, D. 2011: The Appalachian Glacier Complex in Maritime Canada. In Ehlers, J., Gibbard, P.L. (eds.): *Quaternary glaciations - extent and chronology, part II: North America*, 631–659. Elsevier, New York.

Tamisiea, M. E. & Mitrovica, J. X. 2011. The moving boundaries of sea level change. Understanding the origins of geographic variability. *Oceanography, Special Issue 24(2)*, 24–39.

Thiel, C., Buylaert, J.-P., Murray, A. S., Terhorst, B., Hofer, I., Tsukamoto, S. & Frechen, M. 2011: Luminescence dating of the Stratzing loess profile (Austria) – Testing the potential of an elevated temperature post-IR IRSL protocol. *Quaternary International 234*, 23–31.

Vigneault, B. 2012: *Cadre lithostratigraphique quaternaire du nord des Îles-de-la-Madeleine*. M. Sc. thesis, Université du Québec à Rimouski, 109 pp.

Yokoyama, Y., Lambeck, K., De Deckker, P., Johnston, P. & Fifield L. K. 2000: Timing of the Last Glacial Maximum from observed sea-level minima. *Nature 406*, 713–716.

CHAPITRE 3

DATATION PAR LUMINESCENCE STIMULEE OPTIQUEMENT DES QUARTZ PROVENANT DE CRETES DE PLAGES SOULEVEES AUX ILES-DE-LA-MADELEINE (QUEBEC, CANADA)

3.1 RÉSUMÉ EN FRANÇAIS DU PREMIER ARTICLE

La méthode de la luminescence stimulée optiquement (OSL) par l'utilisation de quartz a été appliquée à des systèmes de crêtes de plages sableuses soulevées aux Îles-de-la-Madeleine (IDLM), situées dans le centre du golfe du Saint-Laurent (Québec, Canada), afin de fournir le premier cadre chronologique pour ce type de structures aux IDLM. Dix-neuf crêtes de plage soulevées (22 échantillons) provenant de 4 sites différents sur l'archipel ont été examinées. À l'aide d'un carottier à vibration, des échantillons ont été prélevés sur un des sites à 9 m et 7,5 m de profondeur sous le niveau marin actuel. L'ensemble des quartz mesurés sont dominés par une composante rapide (*fast component*) et le protocole de doses régénérées par aliquote simple (SAR) a été utilisé pour mesurer les doses équivalentes. Une faible température de préchauffage (180°C/10s) a été utilisée afin d'éviter l'influence du transfert thermique. Le ratio moyen des doses récupérées (*dose recovery test*) de tous les échantillons est de 1.02 ± 0.02 (n=130), suggérant que le protocole SAR fonctionne de manière satisfaisante sur le matériel utilisé. L'ensemble des âges OSL sont cohérents entre eux et sont corroborés par des contrôles d'âge indépendant (radiocarbone). Les âges OSL suggèrent que les crêtes de plage se sont formées entre 2.6 ± 0.2 et 0.40 ± 0.10 ka, i.e. pendant une période de hausse du niveau marin relatif (NMR). Cette hausse a provoqué l'érosion

des falaises côtières de l'archipel, formées pour la plupart de grès rouge carbonifère, fournissant un apport significatif de sédiments à la dérive littorale ainsi qu'aux plages. Quelques plages de l'archipel madelinot sont toujours en progradation malgré une augmentation du NMR de $\sim 1,6$ mm/a sur les 600 dernières années. Les âges obtenus dans cette étude se situent autour de l'Holocène tardif et indiquent que ces processus (érosion/accumulation) ont été actifs pour au moins les deux derniers millénaires. Cette étude démontre pour la première fois que la méthode de l'OSL utilisant des quartz a un grand potentiel dans cette région et qu'il s'agit d'une méthode adéquate pour l'établissement de chronologies précises sur les sédiments côtiers dans cette région du golfe du Saint-Laurent.

Ce troisième article, intitulé *Quartz OSL dating of late Holocene beach ridges from the Magdalen Islands (Quebec, Canada)*, a été corédigé par moi-même ainsi que par Jan-Pieter Buylaert, chercheur sénior à l'Université technique du Danemark (DTU), et Andrew S. Murray, professeur-chercheur à l'Université D'Aarhus, également au Danemark. L'article a également été supervisé et corrigé par mon directeur et mes deux co-directeurs de doctorat, soit respectivement Guillaume St-Onge (ISMER-UQAR), Pascal Bernatchez (UQAR) et Bernard Héту (UQAR). Il a été accepté pour publication dans sa version finale le 30 mars 2015 par les éditeurs de la revue *Quaternary Geochronology*.

En tant que première auteure, ma contribution à ce travail a été essentiellement d'effectuer la récolte des échantillons aux Îles-de-la-Madeleine ainsi que toutes les manipulations et mesures nécessaires en laboratoire au Danemark. Le développement de la méthode utilisée, l'analyse des résultats ainsi que la rédaction de l'article ont également été effectués par moi-même mais ont été étroitement supervisés par les second et troisième co-auteurs Jan-Pieter Buylaert et Andrew S. Murray. Guillaume St-Onge, Pascal Bernatchez et Bernard Héту ont participé activement à l'interprétation chronologique et géomorphologique ainsi qu'à la révision de l'article.

Une version préliminaire et abrégée de cet article a été présentée sous forme d'affiche à la conférence *Luminescence and electron spin resonance dating* qui s'est déroulé à Montréal (Québec) du 7 au 11 juillet 2014.

3.2 QUARTZ OSL DATING OF LATE HOLOCENE BEACH RIDGES FROM THE MAGDALEN ISLANDS (QUEBEC, CANADA)

Quartz optically stimulated luminescence (OSL) dating has been applied to sandy beach ridge systems from the Magdalen Islands in the center of the Gulf of St. Lawrence (Quebec, Canada) to provide the first chronological framework for these features. Nineteen beach ridges (22 samples) from four different sites throughout the archipelago were investigated. At one of the sites, samples were taken at 9 m and 7.5 m depth using a vibracore. The quartz is dominated by the fast OSL component and a single-aliquot regenerative-dose (SAR) protocol was used to measure the equivalent doses; a low preheat (180°C/10s) was chosen to avoid the influence of thermal transfer. The average dose recovery ratio of all samples is 1.02 ± 0.02 ($n=130$) suggesting that the SAR protocol works satisfactorily on this material. The OSL ages are internally consistent and supported by independent age control (radiocarbon). The OSL ages indicate that the ridges were built between 2.6 ± 0.2 ka and 0.40 ± 0.10 ka, i.e. during a period of sea level rise. This rise eroded adjacent sandstone cliffs, which contributed a significant sediment supply to the littoral drift and beaches. Some low-lying coasts in the archipelago are still prograding, despite a relative sea level increase of ~ 1.6 mm/a over the last 600 years. The late Holocene ages obtained in this study indicate that these processes have been active for at least the past two thousand years. This study demonstrates for the first time that OSL dating using quartz has great potential in this area, and is an appropriate method for establishing precise chronologies for coastal sediments in this region of the Gulf of St. Lawrence.

3.3 INTRODUCTION

The Magdalen Islands lie in shallow water (< 100 m) near the center of the Gulf of St. Lawrence, halfway between Prince Edward Island and Newfoundland in eastern Canada

(Fig. 36A). Sandy beach ridges are found at five locations on the sandy causeway connecting the bedrock islands. Such beach ridge systems are regarded as providing a promising record of Holocene paleo-coastlines (e.g. Otvos, 2000; Scheffers *et al.* 2012). Here we use ‘beach ridge systems’ in the terminology of Scheffers *et al.* (2012) to describe the different complexes of beach ridges, which can be of various morphodynamic origins (Taylor and Stone, 1996). These geomorphic features contain archives of the processes involved in the evolution of low-lying coasts, including records of sea-level, sediment supply, climate (including storm events and paleo-wind direction regime), wave energy and related littoral drift, *etc.* (e.g. Otvos, 2000; 2012; Bristow and Pucillo, 2006; Stutz and Pilkey, 2011).

On the Magdalen Islands, despite the presence of indicators of Holocene sea level changes, no local relative sea level (RSL) curve is available. Nevertheless, a RSL rise of 3 m over the last 2 ka has been suggested using an analysis of terrestrial environments and trees in living position, but now located in the intertidal zone (Juneau, 2012). This rise corresponds to an average of 15 to 20 cm/century in the last two millennia, with a peak of 34 cm/century during the last century. One consequence of this recent acceleration in sea level rise is that 70% of the coastline is currently at risk of erosion and submersion (Bernatchez *et al.* 2008; 2012). It is thus very important to understand past and present RSL in order to generate accurate projections and develop appropriate adaptation strategies against these hazards. Dating of the beach ridge systems located on the Magdalen Islands has previously not been undertaken; the development of such a chronology would enable: (1) a spatiotemporal reconstruction of the coastline at the local scale, and (2) an understanding of geomorphological responses to Holocene RSL changes, allowing accurate predictions of future responses.

OSL dating of features such as beach ridges has been the subject of numerous studies in the last decade and have shown that standard multi-grain quartz SAR OSL dating can yield accurate results (e.g. Murray-Wallace *et al.* 2002; Argyilan *et al.* 2005; Clemmensen *et al.* 2012). In eastern Canada, however, such analyses have not been carried

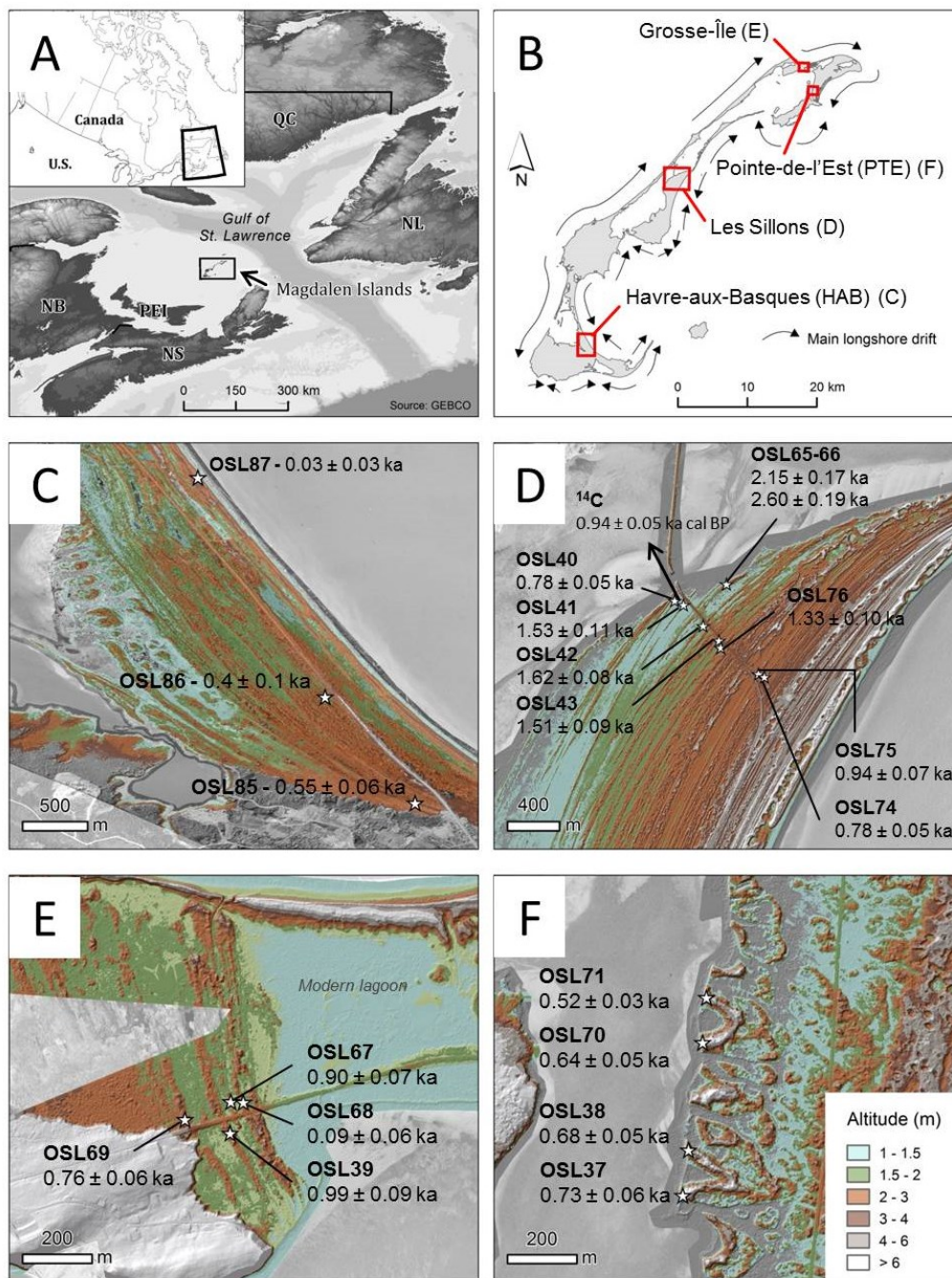


Figure 36. A. Location of the Magdalen Islands in the Gulf of St. Lawrence and Eastern Canada. QC = Québec, NB = New Brunswick, PEI = Prince Edward Island, and NL = Newfoundland B. Location of the sampling sites on the Magdalen Islands. Arrows correspond to the direction of the main longshore drift. Figs. 36C to 36F correspond to LiDAR imagery where white stars represent sampling locations; legend in 1F is valid for all of them. C. HAB site. The black star represents sampling location of a recently deposited beach ridge (Plaisance site; OSL87). D. Les Sillons site. E. Grosse-Île site. F. PTE site.

out as a consequence of the observed low yield of sensitive quartz in sediment from mainland glaciated Quebec (Lamothe, 2015).

In this pilot study, we investigate the feasibility of developing the first numerical chronology for the beach ridge systems of the Magdalen Islands, and so derive new insights into late Holocene sea level change on the north-east coast of North America. We begin by documenting the luminescence characteristics of quartz grains extracted from beach ridges on the Magdalen Islands and present a luminescence chronology for these geomorphological features. This new dataset is the first major contribution to a detailed chronology of the beach ridge systems on the Magdalen Islands.

3.4 SAMPLES, METHODOLOGY AND LUMINESCENCE CHARACTERISTICS

Twenty two OSL samples were collected from 19 beach ridges at five different sites throughout the archipelago: Havre-aux-Basques (HAB), Les Sillons, Grosse-Île, Pointe-de-l'Est (PTE), and Plaisance (Figs. 36B to 36F). Except for the Grosse-Île site that is isolated from current coastal dynamics, these sites are located in convergence zones of the main longshore drift (Fig. 36B). All samples were collected by hammering opaque 5-cm diameter plastic tubes 30 cm into both outcrops and pits. At HAB, Les Sillons and Grosse-Île (Figs. 36C to 36E), samples were collected from 60 to 100-cm depth in pits dug on top

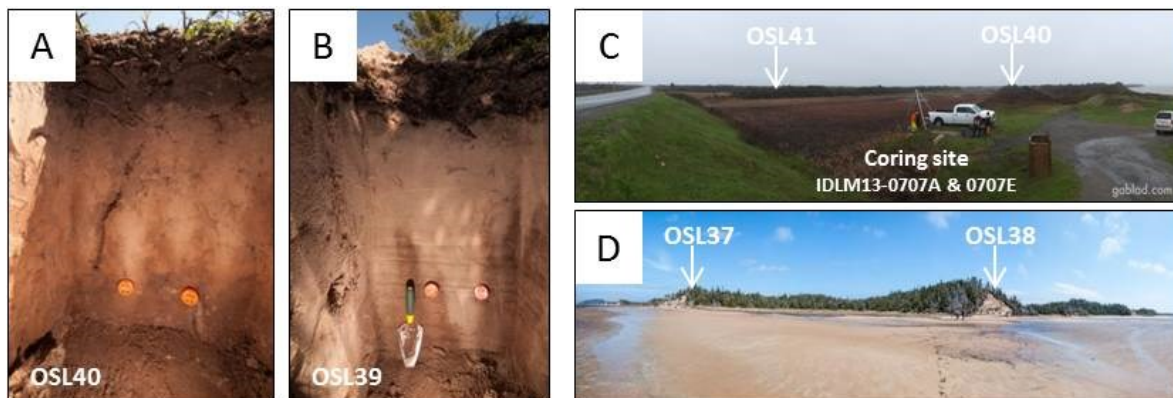


Figure 37. Examples of sample location and sampling. A. Les Sillons site (OSL40 and its backup). B. Grosse-Île site (OSL39 and its backup). C. Les Sillons site (OSL40, OSL41, and the coring site IDLM13-0707A and 0707E). D. PTE site (OSL37 and OSL38). The backup samples were not used.

of two, seven and four ridges, respectively (Figs. 37A; 37B). At PTE (Fig. 36F), the four ridges sampled were exposed in outcrops (Fig. 37D). At Les Sillons (Fig. 36D), one ridge was exposed in an outcrop; the base and the top of the outcrop were sampled to investigate the feasibility of dating the formation of the ridge at the outcrop scale. At Les Sillons, a vibracore (WINK) was used to obtain samples at 9 m and 7.5 m depth (Fig. 37C) using a light-proof liner. At Plaisance (Fig. 36C), one sample was taken from a recently-deposited beach ridge to test the degree of bleaching in this type of environment on the Magdalen Islands.

All OSL samples were prepared under subdued orange light. The outer ~5 cm ends of all tubes were used for water content determination and dose rate analysis. Samples were wet-sieved and the 180-250 μm fraction was etched with 10% H_2O_2 , 10% HCl , and 10% HF in the usual manner. Heavy liquid separation (2.58 g/ml) was used to isolate quartz grains. Finally, the quartz-rich extract was etched using concentrated HF (40%) for 1h to remove any remaining feldspar and to remove the outer alpha irradiated layer from the quartz grains.

All measurements were carried out using a Risø TL/OSL reader (model DA-20) equipped with blue LEDs ($\sim 80\text{mW}/\text{cm}^2$) and infrared (IR) LEDs ($\sim 135\text{mW}/\text{cm}^2$) (Thomsen *et al.* 2006). The sand-sized quartz grains were mounted on 8 mm diameter stainless steel discs using silicone oil. The single-aliquot regenerative-dose (SAR) protocol (Murray and Wintle 2000; 2003) was used for all equivalent doses (D_e) determination. Quartz aliquots were stimulated using blue light at 125°C (90% power) for 40 s. The D_e values were calculated using the first 0.32 s of OSL and a background of 0.32-0.64 s (Cunningham and Wallinga, 2010) to minimize any possible contribution of non-fast components. However, because our samples are dominated by the fast component (see Fig. 38A), dose estimates are relatively insensitive to the background interval chosen. Prior to OSL measurement, the purity of the quartz subsamples was confirmed by an OSL IR depletion test (Duller, 2003); all samples had OSL IR depletion ratios within 10% of unity, indicating that there was no

significant contribution from feldspar or other IR-responsive components to the blue-stimulated OSL signal.

A typical sensitivity corrected growth curve is given in Fig. 38A, with a natural OSL stimulation curve shown inset, together with a curve from a quartz calibration standard (Hansen *et al.* in press). The strong fast-component dominated signal is in marked

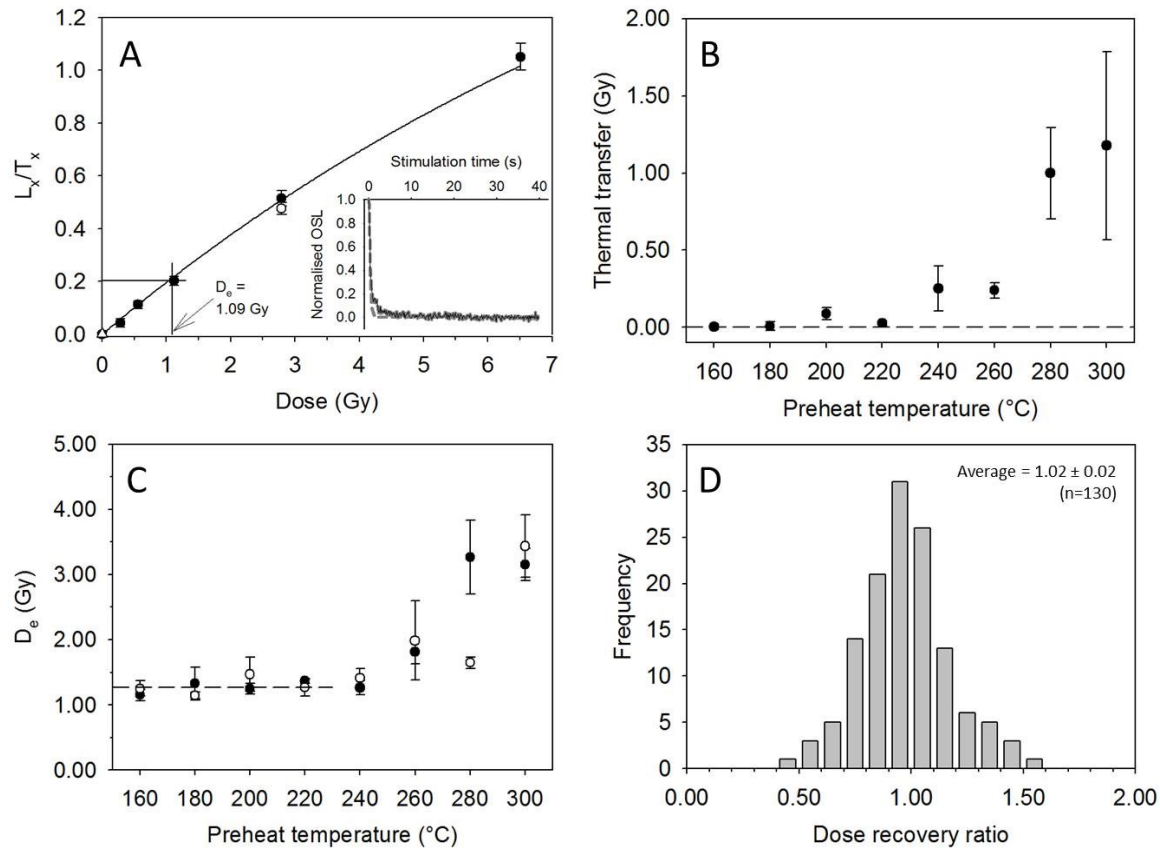


Figure 38. A. SAR growth curve from sample OSL43 (Les Sillons site). Regenerated signals are shown as filled circle, opened circle represents recycling ratio and open triangle recuperation. Inset shows a typical natural OSL decay curve from the same sample together with a decay curve of an aliquot of calibration quartz (dashed); a background signal from the end of the stimulation curve has been subtracted before normalisation. The sensitivity corrected natural OSL signal is interpolated onto the growth curve to give the equivalent dose (in this case $D_e = 1.09$ Gy). B. Thermal transfer (sample OSL43); equivalent dose is plotted against increasing preheat temperature for a set of aliquots that had first been bleached by blue light at room temperature. C. Preheat plateau (sample OSL43); equivalent dose is plotted against eight different preheat temperature. Closed circles represent blue-light stimulation and open circles post-IR blue stimulation. The dashed line is guide showing the average 160-220 $^{\circ}$ C. D. Summary of dose recovery data for the 22 samples measured with preheat of 200 $^{\circ}$ C for 10s and cut-heat of 160 $^{\circ}$ C (n=130).

contrast to the insensitive quartz often found in other eastern Canadian sediments. The effects of thermal pre-treatment were tested using a thermal transfer plateau (on laboratory bleached sample) and a preheat plateau (Fig. 38B; 38C). These data suggest that preheat temperatures of $\leq 200^{\circ}\text{C}$ will avoid significant thermal transfer. The preheat plateau was also measured using a post-IR blue protocol (opened symbols); the results further confirm that feldspar contamination does not affect our D_e estimates. The average recycling ratio is 1.02 ± 0.01 ($n = 550$) and the recuperation is always less than 10% of the test dose (see also Fig. 38A for a typical example). A dose recovery test was carried out on 6 aliquots of each sample by blue-light bleaching for two periods of 40 s at room temperature, separated by 10 ks pause, giving a laboratory dose, and then measuring this dose using a preheat of 200°C for 10 s, and a cut-heat of 160°C . The given dose was of 5.1 Gy and the mean dose recovery ratio is 1.02 ± 0.02 ($n=130$) (Fig. 38D), confirming that the chosen SAR protocol is suitable for these samples. For dose rate determination, approximately 250 to 300 g of the light-exposed material was dried, ground and ignited (24h at 450°C) and subsequently cast in wax in a fixed cup geometry. After three weeks of storage, the cups were counted on a high-resolution gamma spectrometer for at least 24h, following Murray *et al.* (1987). The cosmic ray contribution is derived following Prescott and Hutton (1994), and the burial depths given in Table 14.

Finally, an AMS ^{14}C age obtained on plant fragments from a basal swale peat provides some independent age control; this was calibrated using the CALIB 7.0 program with the INTCAL13 calibration dataset (Reimer *et al.* 2013).

3.5 RESULTS

3.5.1 Dosimetry

Radionuclide activity concentrations, water contents, dry dose rates and total dose rates are given in Table 15. The water contents used for the dose rates calculation are based on laboratory measurements of saturation water contents. The PTE and Plaisance samples were well-drained at the time of sampling and are confidently expected to have been well

Table 14. Sample location, elevation, depth, equivalent doses (D_e) and resulting luminescence ages. The equivalent dose tabulated is the average of ' n ' estimates (536 accepted estimates out of 562 measured aliquots). HAB = Havre-aux-Basques; PTE = Pointe-de-l'Est.

Site	Sample ID	Lat. (N)	Long. (W)	Elev. (m)	Depth (cm)	D_e (Gy)	n	Age (ka)
HAB	OSL85	47.247500	61.901940	4	70	0.52±0.06	27	0.55±0.06
HAB	OSL86	47.254633	61.908159	4	85	0.43±0.10	36	0.40±0.10
Plaisance	OSL87	47.269720	61.916940	4.8	10	0.06±0.04	47	0.03±0.03
Les Sillons	OSL40	47.477482	61.748170	1.6	100	1.53±0.07	20	0.78±0.05
Les Sillons	OSL41	47.477170	61.747259	2.3	90	1.76±0.10	24	1.53±0.11
Les Sillons	OSL42	47.475696	61.745336	1.6	60	1.40±0.03	24	1.62±0.08
Les Sillons	OSL43	47.474587	61.743752	2.3	100	1.21±0.05	30	1.51±0.09
Les Sillons	OSL65	47.478519	61.743295	0.8	150	1.56±0.10	25	2.15±0.17
Les Sillons	OSL66	47.478519	61.743295	3.1	60	1.43±0.08	24	2.09±0.19
Les Sillons	OSL74	47.473659	61.743731	3.4	75	0.89±0.04	18	0.78±0.05
Les Sillons	OSL75	47.472090	61.740434	4.3	80	0.91±0.06	18	0.94±0.07
Les Sillons	OSL76	47.471792	61.739970	3.2	80	1.01±0.06	18	1.33±0.10
Les Sillons	0707A	47.477664	61.748303	-9	900	2.72±0.10	24	2.09±0.12
Les Sillons	0707E	47.477664	61.748303	-7.5	750	1.51±0.08	26	1.33±0.09
Grosse-île	OSL39	47.617578	61.501114	2.6	80	0.84±0.06	20	0.99±0.09
Grosse-île	OSL67	47.618262	61.501437	1.6	40	0.77±0.05	29	0.90±0.07
Grosse-île	OSL68	47.618405	61.500817	2.7	70	0.07±0.04	23	0.09±0.06
Grosse-île	OSL69	47.617990	61.503396	3.9	90	0.66±0.04	18	0.76±0.06
PTE	OSL37	47.586660	61.484512	8	150	0.75±0.05	24	0.73±0.06
PTE	OSL38	47.585479	61.484773	8.7	100	0.56±0.03	23	0.68±0.05
PTE	OSL70	47.589492	61.483939	7.2	140	0.52±0.03	20	0.64±0.05
PTE	OSL71	47.590558	61.483788	6.9	200	0.44±0.04	18	0.52±0.05

Table 15. Radionuclide concentrations, water content and total dose rates of all the samples. HAB = Havre-aux-Basques; PTE = Pointe-de-l'Est; Nat = observed water content; Sat = laboratory measured saturation water content. Derivation of life time average water content is discussed in the text.

Site	Sample ID	Radionuclide activities (Bq/kg)				Dry dose rate (Gy/ka)		Water content meas. (%)			Total dose rate (Gy/ka)
		^{238}U	^{226}Ra	^{232}Th	^{40}K	Gamma	Beta	Nat	Sat	Life time average	
HAB	OSL85	5±4	3.9±0.3	3.6±0.3	283±8	0.29±0.01	0.73±0.02	21	51	31	0.88±0.03
HAB	OSL86	3±4	3.9±0.3	3.9±0.3	352±8	0.35±0.01	0.88±0.02	23	67	33	0.94±0.03
Plaisance	OSL87	17±3	4.1±0.3	3.9±0.2	411±8	0.40±0.01	1.08±0.02	3	54	5	1.21±0.04
Les Sillons	OSL40	29±5	14.6±0.4	17.3±0.4	595±11	0.78±0.01	1.70±0.03	16	39	31	1.96±0.07
Les Sillons	OSL41	33±5	4.8±0.4	6.3±0.3	317±8	0.36±0.01	0.94±0.03	6	37	30	1.15±0.04
Les Sillons	OSL42	6±4	3.8±0.3	3.5±0.3	249±7	0.26±0.01	0.65±0.02	19	41	31	0.86±0.03
Les Sillons	OSL43	2±5	4.0±0.3	3.7±0.4	210±7	0.24±0.01	0.55±0.03	17	31	25	0.80±0.03
Les Sillons	OSL65	6±4	4.4±0.3	4.1±0.3	285±7	0.30±0.01	0.74±0.01	7	47	37	0.73±0.03
Les Sillons	OSL66	4±3	3.3±0.2	3.5±0.3	205±6	0.23±0.01	0.54±0.02	4	42	34	0.55±0.03
Les Sillons	OSL74	20±4	4.0±0.3	4.7±0.3	338±8	0.35±0.01	0.93±0.02	4	48	29	1.06±0.04
Les Sillons	OSL75	-3±4	4.0±0.3	4.0±0.3	308±7	0.32±0.01	0.75±0.02	4	52	31	0.91±0.03
Les Sillons	OSL76	8±6	3.0±0.5	4.0±0.4	205±10	0.23±0.01	0.55±0.03	4	42	34	0.72±0.03
Les Sillons	0707A	17±5	6.9±0.4	7.2±0.4	499±11	0.53±0.01	1.32±0.03	19	51	41	1.30±0.05
Les Sillons	0707E	18±4	8.0±0.3	6.3±0.3	380±8	0.43±0.01	1.05±0.02	19	41	33	1.14±0.04
Grosse-île	OSL39	10±5	2.8±0.3	3.2±0.4	244±7	0.25±0.01	0.65±0.03	4	39	31	0.85±0.03
Grosse-île	OSL67	1±4	2.6±0.3	2.8±0.3	250±6	0.25±0.01	0.62±0.02	19	60	30	0.78±0.03
Grosse-île	OSL68	0±3	2.8±0.2	2.6±0.3	230±6	0.23±0.01	0.57±0.02	5	46	37	0.76±0.03
Grosse-île	OSL69	3±3	2.7±0.2	3.2±0.3	269±6	0.27±0.01	0.68±0.02	5	41	33	0.87±0.03
PTE	OSL37	14±3	3.8±0.3	3.9±0.2	235±6	0.26±0.01	0.65±0.02	3	30	6	0.88±0.03
PTE	OSL38	12±3	3.2±0.2	3.3±0.2	170±5	0.20±0.01	0.49±0.02	3	32	6	0.72±0.03
PTE	OSL70	3±6	3.5±0.4	3.9±0.4	178±9	0.21±0.01	0.47±0.03	2	37	4	0.69±0.03
PTE	OSL71	8±3	3.1±0.2	3.7±0.3	195±6	0.22±0.01	0.53±0.02	9	46	5	0.69±0.03

above the water table throughout their burial history; for these samples we have assumed a life-time water content of 20% of saturation. The remaining samples were poorly drained and are confidently expected to have always been close to the water table; for these samples we have assumed a life-time water content of 80% of saturation. In both cases an uncertainty of $\pm 4\%$ water content by weight was assumed. Resulting dose rates vary between 0.55 ± 0.03 and 1.96 ± 0.07 Gy/ka, typical of sandy sediments (Table 15). Because of some of these dose rates are low and most samples lie with 2 m of the surface, the cosmic ray contribution to the total varies between 6 and 26%.

The uncertainties on individual ^{238}U analyses are too large to allow a discussion of the state of equilibrium on a sample by sample basis. Nevertheless, on average the $^{226}\text{Ra}/^{238}\text{U}$ activity ratio is 0.63 ± 0.17 ($n = 21$) indicating that there has probably been some loss of ^{226}Ra as a result of exposure of terrestrial sediment to saline water before deposition (e.g. Webster *et al.* 1995). This implies that the ^{226}Ra concentrations measured today may not be representative of the life time average. However, this is not of concern because ^{226}Ra and its daughters contribute $< 5\%$ to the total dose rate in these sediments; the effect of variations in ^{226}Ra on a time scale of a few ka will be much less than this.

3.5.2 Reliability of OSL dates

Equivalent doses and the resulting ages are summarized in Table 14. In order to confirm that the quartz from the beach ridges of the Magdalen Islands was well bleached at the time of deposition, a sample was taken at Plaisance from a recent deposit analogous to the relic beach ridge sediments (OSL87; Fig. 36C). The resulting dose is 60 ± 40 mGy, corresponding to an age 0.03 ± 0.03 ka (Table 14), consistent with the expected time since deposition. In addition, the basal swale peat between two ridges at Les Sillons site gave a radiocarbon age of 0.94 ± 0.05 ka cal BP (UCIAMS-52770), while the OSL ages from the two adjacent ridges are 0.78 ± 0.05 ka (OSL 40) and 1.53 ± 0.11 ka (OSL 41). These OSL ages are again consistent with the independent age control and confirm that the chosen SAR protocol is suitable for this material.

3.5.3 Chronology of the beach ridge systems

The beach ridge systems observed on the Magdalen Islands started developing before approximately 2.6 ka ago. The oldest site is Les Sillons with samples OSL65 and OSL66 dated to 2.15 ± 0.17 ka and 2.60 ± 0.19 ka respectively. This ridge was exposed in an outcrop; OSL65 is from the bottom and OSL66 the top of the exposure. These two ages are indistinguishable at a 95% confidence interval; as a result they do not allow us to discuss the internal chronology of this ridge at the outcrop scale. The age of the Les Sillons system becomes younger on both sides of the ridge containing OSL65 and OSL66 (Fig. 36D; Table 14). Westward, the ridges give ages of 1.53 ± 0.11 ka (OSL41) and 0.78 ± 0.05 ka (OSL40). A core was taken adjacent to OSL40 and ages of 1.30 ± 0.05 ka (0707A) and 1.14 ± 0.04 ka (0707E) were measured at 9 m and 7.5 m depth, respectively. These ages suggest an approximate net accumulation rate of ~ 10 mm/a, indicating a high rate of sediment supply. The OSL ages suggest that the Les Sillons system grew each side of OSL65-66 ridge and a new major ridge was built every ~ 100 to 300 years.

The same pattern is present at the Grosse-Île site, where the oldest ridge is 0.99 ± 0.09 ka (OSL39) (Fig. 36E; Table 14). On each site, adjacent ridges were dated to 0.90 ± 0.06 ka (OSL67) and 0.76 ± 0.06 ka (OSL69). The ridge located the closest to the modern lagoon gives a recent age of 0.09 ± 0.06 ka (OSL68). This ridge is currently vegetated by shrubs and small trees (mainly white spruce) with shallow soil development; it is likely that the sediment was reworked by wind before the vegetation cover was established. At the PTE site, the ridges give ages between 0.73 ± 0.06 ka (OSL37) and 0.52 ± 0.05 ka (OSL71) (Fig. 36F; Table 14); the ages decrease northwards with ~ 50 -100 years between each ridge. Finally, the same pattern was observed at the HAB site where two sampled ridges gave ages of 0.55 ± 0.06 ka (OSL85) and the more seaward 0.40 ± 0.10 ka (OSL86).

3.6 DISCUSSION

Beach ridge strandplains are often preserved where the sea level is dropping or has dropped in the past (e.g. Blum *et al.* 2002; Otvos, 2004; Scheffers *et al.* 2012). However, in the Saint-Pierre-et-Miquelon Islands, southwest of Newfoundland, prograding beach ridge systems were formed during a deceleration in relative sea level rise (induced by glacial isostatic adjustment) over the last 3,000 years (Billy *et al.* 2014). On the Magdalen Islands, analysis of paleo-forest horizons and submerged trees stumps found currently in the intertidal zone, and the succession of freshwater peat overlain by intertidal marsh facies, leads to the deduction of a relative sea level rise of 3 m over the two last millennia. These measures imply a mean rise of 15 cm to 20 cm per century with a recent acceleration of 24.4 and 34.4 cm/century during the 19th and the 20th centuries, respectively (Juneau, 2012). These sea level rise values are similar to those measured in the southern Gulf of St. Lawrence, especially in the provinces of Prince Edward Island and Nova Scotia (e.g. Scott *et al.* 1981; 1995; Gehrels *et al.* 2004; Koohzare *et al.* 2008). From the 22 OSL ages obtained in this study, it appears that the Magdalen Islands beach ridge systems were built while the sea level was rising. For a coastline to prograde in such circumstances requires a large sediment supply together with a gradual sea level rise (Giles and King, 2001; Stutz and Pilkey, 2011). With a mean erosion rate of -0.3 m/year between 1963 and 2008, and reaching up to -1.5 m/year in some places (Bernatchez *et al.* 2012), the cliffs of the Magdalen Islands have the highest rocky coastal-cliff erosion rates in the Estuary and Gulf of St. Lawrence (Bernatchez and Dubois, 2004). Since there are no rivers capable of transporting sediment on the Magdalen Islands and offshore currents do not appear to be significant sources (Drapeau and Mercier, 1990), it is likely that sandstone cliff erosion due to rising sea level is the main source of sediment to the longshore drift and the building of prograding beaches. Indeed, some low-lying coasts on the archipelago are still prograding, despite a relative sea level increase of ~1.6 mm/a over the last 0.6 ka (Bernatchez *et al.* 2012; Juneau, 2012). The new late Holocene OSL ages of this study suggest that this progradation and sediment transfer have been active for at least the last two thousand years.

3.7 CONCLUSIONS

This study demonstrates that it is possible to build an OSL chronology using quartz grains for the beach ridge systems of the Magdalen Islands. The 22 OSL ages measured here have shown that the beach ridges began to develop about 2,500 years ago while the sea level was rising. The data suggest the building of a new ridge every ~100 to 300 years, and such a progradation in the presence of a rising sea level requires a high rate of sediment supply. This study also suggests that quartz OSL dating has considerable potential and that it is an appropriate method for establishing precise chronologies in coastal sediments in this region of the Gulf of St. Lawrence. This dataset is the first step towards the development of a late Holocene RSL curve and the understanding of the geomorphological response of the local coastal systems to sea level rise.

3.8 ACKNOWLEDGEMENTS

Gabriel Ladouceur, David Noël, Sylvain Leblanc, Tarik Toubal, Louis Cormier, Robert Barnett and Francis Bonnier-Roy are thanked for their valuable help in the field, as well as Marie-Pier St-Onge and Jacques Labrie for their help in the laboratory. The authors wish to acknowledge the support of the Nordic Laboratory for Luminescence Dating (NLL) team. The Natural Sciences and Engineering Research Council of Canada (NSERC), Fonds de recherche du Québec Nature et Technologies (FQRNT), the Coastal Geoscience Chair, and the Canada Research Chair in Marine Geology provided financial support for the project.

3.9 REFERENCES

- Argyilan, E.P., Forman, S.L., Johnston, J.W., Wilcox, D.A. 2005. Optically stimulated luminescence dating of late Holocene raised strandplain sequences adjacent to Lakes Michigan and Superior, Upper Peninsula, Michigan, USA. *Quaternary Research* 63, 122–135.
- Billy, J., Robin, N., Hein, C.J., Certain, R., FitzGerald, D.M. 2014. Internal architecture of mixed sand-and-gravel beach ridges: Miquelon-Langlade Barrier, NW Atlantic. *Marine geology* 357, 53–71.

- Bernatchez, P., Dubois, J.-M.M. 2004. Bilan des connaissances de la dynamique de l'érosion des côtes du Québec maritime laurentien. *Géographie physique et Quaternaire* 58, 45–71.
- Bernatchez, P., Fraser, C., Friesinger, S., Jolivet, Y., Dugas, S., Drejza, S., Morissette, A. 2008. Sensibilité des côtes et vulnérabilité des communautés du golfe du Saint-Laurent aux impacts des changements climatiques. Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières, Université du Québec à Rimouski. Rapport de recherche remis au Consortium OURANOS et au FACC, 256 p.
- Bernatchez, P., Drejza, S., Dugas, S. 2012. Marges de sécurité en érosion côtière : évolution historique et future du littoral des îles de la Madeleine. Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières, Université du Québec à Rimouski. Rapport remis au ministère de la Sécurité publique du Québec, 71 p.
- Blum, M.D., Carter, A.E., Zayac, T., Goble, R. 2002. Middle Holocene sea-level and evolution of the Gulf of Mexico coast (USA). *Journal of Coastal Research* SI36, 65–80.
- Bristow, C.S., Pucillo, K. 2006. Quantifying rates of coastal progradation from sediment volume using GPR and OSL: the Holocene fill of Guichen Bay, south-east South Australia. *Sedimentology* 53, 769–788.
- Clemmensen, L.B., Murray, A., Nielsen, L. 2012. Quantitative constraints on the sea-level fall that terminated the Littorina Sea Stage, southern Scandinavia. *Quaternary Science Reviews* 40, 54–63.
- Cunningham, A.C., Wallinga, J. 2010. Selection of integration time intervals for quartz OSL decay curves, *Quaternary Geochronology* 5, 657–666.
- Drapeau, G., Mercier, O. 1990. Modélisation de l'évolution du littoral des îles de la Madeleine, Québec. *Géographie physique et Quaternaire* 44, 217–226.
- Duller, G.A.T. 2003. Distinguishing quartz and feldspar in single grain luminescence measurements. *Radiation Measurements* 37: 161–165.
- Gehrels, W.R., Milne, G.A., Kirby, J.R., Patterson, R.T., Belknap, D.F. 2004. Late Holocene sea-level changes and isostatic crustal movements in Atlantic Canada. *Quaternary International* 120, 79–89.
- Giles, P.T., King, M. C. 2001. “Les sillons”: a relict foredune plain. Canadian landform examples – 41. *Canadian Geographer* 45, 437–441.
- Hansen, V., Murray, A., Buylaert, J.-P., Yeo, E.-Y., Thomsen, K. A new irradiated quartz for beta source calibration. *Radiation Measurements*, in press.

- Juneau, M.-N. 2012. Hausse récente du niveau marin relatif aux Îles-de-la-Madeleine. MSc thesis, Université du Québec à Rimouski, Département de biologie, chimie et géographie, 161 p.
- Koohzare, A., Vaníček, P., Santos, M. 2008. Pattern of recent vertical crustal movements in Canada. *Journal of Geodynamics* 45, 133–145.
- Lamothe, M. 2015, January 14. Personal Communication.
- Murray-Wallace, C.V., Banerjee, D., Bourman, R.P., Olley, J.M., Brooke, B.P. 2002. Optically stimulated luminescence dating of Holocene relict foredunes, Guichen Bay, South Australia. *Quaternary Science Reviews* 21, 1077–1086.
- Otvos, E.G. 2000. Beach ridges—definitions and significance. *Geomorphology*, 32: 83–108.
- Otvos, E.G. 2004. Holocene Gulf levels: Recognition issues and an updated sea-level curve. *Journal of Coastal Research* 20, 680–699.
- Otvos, E.G. 2012. Coastal barriers — Nomenclature, processes, and classification issues. *Geomorphology* 139-140, 39–52.
- Prescott, J.R., Hutton, J.T. 1994. Cosmic-ray contributions to dose-rates for luminescence and ESR dating – large depths and long-term time variations. *Radiation measurements* 23, 497–500.
- Reimer, P.J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Ramsey, C.B., Buck, C.E., Cheng, H., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Haflidason, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T.J., Hoffmann, D.L., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., Manning, S.W., Niu, M., Reimer, R.W., Richards, D.A., Scott, E.M., Southon, J.R., Staff, R.A., Turney, C.S.M., van der Plicht, J. 2013: INTCAL13 and MARINE13 radiocarbon age calibration curves 0-50,000 years cal BP. *Radiocarbon* 55, 1869–1887.
- Scheffers, A., Engel, M., Scheffers, S., Squire, P., Kelletat, D. 2012. Beach ridge systems – archives for Holocene coastal events? *Progress in Physical Geography* 36, 5–37.
- Scott, D.B., Brown, K., Collins, E.S., Medioli, F.S. 1995. A new sea-level curve from Nova Scotia: evidence for a rapid acceleration of sea-level rise in the late mid-Holocene. *Canadian Journal of Earth Science* 32, 2071–2080.
- Scott, D.B., Williamson, M.A., Duffett, T.E. 1981. Marsh foraminifera of Prince Edward Island: Their recent distribution and application for former sea levels studies. *Maritime Sediments and Atlantic Geology* 17, 98–129.

Stutz, M.L., Pilkey, O.H. 2011. Open-Ocean Barrier Islands: Global Influence of Climatic, Oceanographic, and Depositional Settings. *Journal of Coastal Research* 27, 207–222.

Taylor, M., Stone, G.W. 1996. Beach-ridges: a review. *Journal of Coastal Research* 12, 612–621.

Thomsen, K.J., Bøter-Jensen, L., Denby, P.M., Moska, P., Murray, A.S. 2006. Developments in luminescence measurement techniques. *Radiation Measurements* 41: 768–773.

Webster, I.T., Hancock, G.J., Murray, A.S. 1995. Modelling the effect of salinity on radium desorption from sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59: 2469–2476.

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

L'analyse de l'ensemble des coupes stratigraphiques et des carottes sédimentaires étudiées aux Îles-de-la-Madeleine (IDLM) ainsi que le nombre significatif de datations obtenues par le radiocarbone et la luminescence ont mené à l'accomplissement de l'objectif général de cette thèse, soit de reconstituer l'histoire glaciaire et les variations du niveau marin relatif (NMR) aux IDLM. C'est la réalisation des trois objectifs spécifiques de recherche qui a mené à l'accomplissement de l'objectif principal. Ces objectifs spécifiques étaient : 1) compléter l'histoire glaciaire des IDLM par l'obtention d'une chronologie la plus précise et exacte que possible, 2) reconstituer les variations du NMR aux IDLM et d'en déterminer les causes, et 3) établir une chronologie pour les systèmes de plages soulevées aux IDLM et d'interpréter leur contexte de mise en place en lien avec les variations du NMR.

Les IDLM étaient au cœur d'une controverse depuis le début du 20^e siècle. La principale question débattue était de déterminer si l'archipel avait été englacé pendant le dernier maximum glaciaire (DMG) ou non. Les divers indices récoltés par différents chercheurs ne permettaient pas de trancher formellement la question. Certains croyaient qu'aucun indice glaciaire ne se trouvait sur l'archipel et qu'ainsi, ce dernier avait plutôt été affecté par un haut NMR ou encore par des conditions périglaciaires alors que les marges des calottes glaciaires environnantes se trouvaient approximativement au niveau des côtes actuelles du continent. D'autres disaient avoir trouvé un dépôt glaciaire et que par conséquent, les IDLM devaient avoir été englacées à une certaine époque. Plusieurs chercheurs notoires (p. ex. Goldthwait, Prest, Grant, Dredge, *etc.*) ont étudié le Quaternaire des IDLM mais le manque de données chronologiques a malheureusement laissé leurs interprétations fragiles dans ce contexte de débat. Par ailleurs, sans toutefois les remettre en question, une autre lacune qui laisse parfois leurs interprétations plus ambiguës est le manque de données quantitatives. En effet, l'interprétation solide d'une unité sédimentaire

repose parfois sur une récolte complète de données quantitatives comme la granulométrie, les fabriques, *etc.* Vigneault (2012) est le premier à avoir apporté une importante dimension quantitative à plusieurs affleurements des IDLM. Par contre, ces données ne représentaient pas l'ensemble de l'archipel et demeuraient ainsi fragmentaires. Par ailleurs, Vigneault (2012) n'a pas été en mesure de fournir de cadre chronologique. La dimension chronologique demeurait donc lacunaire. Ainsi, sans toutefois le distinguer spécifiquement en un seul objectif de recherche distinct, l'établissement d'une chronologie robuste était la première cible à atteindre afin de pouvoir réaliser cette thèse.

Une des raisons pour laquelle le cadre chronologique aux IDLM demeurait fragmentaire était le manque de matériel datable par le radiocarbone. En effet, peu d'unités sédimentaires comprenant des coquillages ou de la matière organique terrestre ont été trouvées sur l'archipel. Par ailleurs, quelques dépôts en contenant ont été datés à >45 ka BP par le radiocarbone (p. ex. Parent & Dubois 1988; Dredge *et al.* 1992). Toutefois, ces âges se trouvent à la limite de la méthode et leur signification chronologique demeurait incertaine. Dans le cadre de ce projet, une méthode de datation alternative devait être préconisée. La luminescence est la méthode qui a été choisie puisque d'une part, elle utilise des sédiments inorganiques, et d'autre part, elle peut potentiellement couvrir une très vaste période de temps, soit du Pléistocène moyen à l'époque moderne. Cependant, tous les sédiments n'ont pas les caractéristiques idéales pour la datation par luminescence. Par exemple, les quartz du Bouclier canadien sont peu efficaces puisqu'ils ne présentent pas la composante rapide (Lamothe, comm. pers. 2014; cf. La luminescence, p. 24). Les sédiments des IDLM n'avaient jamais été testés pour la luminescence avant cette étude et puisque l'archipel repose essentiellement sur du grès carbonifère, complètement différent du Bouclier canadien, il avait le potentiel de fournir des sédiments aux caractéristiques distinctes et éventuellement favorables. Les trois chapitres principaux de cette thèse ont présenté les caractéristiques de luminescence de plusieurs échantillons variant en âge (d'environ >170 ka à 500 a) et en environnement (péglaciaire, glaciaire, glaciomarin, côtier, *etc.*). L'ensemble de ces échantillons ont montré des propriétés adéquates pour la luminescence. Tel qu'expliqué dans les chapitres précédents, le comportement des

sédiments des IDLM n'était pas parfait pour la luminescence, mais l'abondance de mesures et tests effectués a mené à l'établissement de protocoles fonctionnels pour tous les échantillons. En somme, ce projet de thèse a révélé pour la première fois que les sédiments des IDLM sont tout à fait appropriés pour cette méthode de datation. Un total de 82 âges a été déterminé essentiellement à l'aide de quartz (OSL) et complémentirement de feldspaths (IRSL) (Tableaux 19 et 20, Annexe II, p. 192). Une quinzaine d'âges radiocarbones, provenant de matière organique terrestre ou marine récoltée soit dans les coupes stratigraphiques ou les carottes, viennent compléter le substantiel cadre chronologique développé grâce à la luminescence (Tableau 18, Annexe II, p. 192). Parallèlement au développement de ce cadre chronologique, une abondante récolte de données quantitatives a été effectuée dans le cadre de ce projet de recherche. Ainsi, dans chacun des chapitres précédents, des données sédimentologiques ont été présentées afin de soutenir une interprétation solide des faciès exposés dans les diverses coupes stratigraphiques (Annexe I, p. 187).

HISTOIRE GLACIAIRE

L'ensemble des données récoltées a mené dans un premier temps à la réalisation du premier objectif spécifique de cette thèse (Chapitre 1), soit de compléter l'histoire glaciaire des IDLM. D'abord, les coupes stratigraphiques décrites par Vigneault (2012), au nord de l'archipel, ont été réétudiées en profondeur en plus de quelques nouveaux affleurements. Les résultats obtenus montrent que l'épais dépôt associé à l'Inlandsis laurentidien situé à la coupe de Pointe-aux-Loups (Dredge *et al.* 1992; Vigneault 2012), soit une unité fluvio-glaciaire surmontée d'une unité marine, a été mis en place il y a plus de 170 ka. Cette unité, qui est toujours localisée dans une dépression du substrat rocheux, d'où sa préservation, a été corrélée aux sédiments marins exposés aux coupes d'Old-Harry, Seacow, Sandcove et Bluff Est. Puisque les quartz de cette unité sont complètement saturés, des mesures ont été effectuées avec des feldspaths mais malheureusement ces derniers semblent ne pas avoir été remis à zéro adéquatement lors de leur déposition. Ainsi, la meilleure estimation chronologique possible pour cette unité marine est un âge minimum

dérivé des quartz saturés. Il est donc impossible de l'associer à un stade isotopique en particulier. Cependant, il s'agit de la seule trace du passage de l'Inlandsis laurentidien sur les IDLM. Finalement, malgré le fait que les âges obtenus soient considérés comme étant une limite minimale, ils apportent une nouvelle dimension chronologique appuyant l'hypothèse de Dredge *et al.* (1992) qui avaient associé ce dépôt à une glaciation antérieure au MIS 5.

Le dépôt étudié par Vigneault (2012) associé à un mouvement glaciaire provenant de Terre-Neuve a été observé et réétudié à six différents endroits dans le cadre de ce projet, soit à Pointe-aux-Loups Nord et Sud, Old-Harry, Bassin-aux-Huîtres Est et West et Bluff Est. La position stratigraphique de cette unité qui apparaît soit sous forme de dépôt ou de *stone line* est récurrente, elle recoupe soit le dépôt marin de >170 ka ou le grès. Les fabriques de till et l'orientation des déformations glaciotectioniques dans le grès, mesurés soit par Vigneault (2012) ou par notre équipe, suggèrent un mouvement provenant de l'est-nord-est, cohérent avec la pétrographie appalachienne terre-neuvienne déterminée par Vigneault (2012). L'ensemble des indices récoltés démontre que ce till provient de Terre-Neuve, contrairement à ce qui avait été brièvement mentionné par Dredge *et al.* (1992) qui lui avaient attribué une origine occidentale. Dans le Chapitre 1, nous avons proposé de nommer officiellement cette unité glaciaire Till de Grande-Entrée. Une unité subtidale datée entre 15.1 ± 1.1 ka et 10.1 ± 0.6 ka recouvre le till à plusieurs sites témoignant d'un haut niveau marin d'au moins +18 m après la déglaciation (cf. section *Variations du niveau marin relatif à long terme*). C'est d'ailleurs ce haut NMR qui est à l'origine de la *stone line* visible par endroits. Les données stratigraphiques montrent que l'extension du Till de Grande-Entrée est plutôt continue de l'Île du Havre-aux-Maisons (site de l'Aéroport), jusqu'à l'Île de Grande-Entrée. Cependant, un site situé sur l'Île du Cap-aux-Meules (site de Gros-Cap) qui n'avait jamais été répertorié auparavant montre des déformations glaciotectioniques dans le grès et une mince couche de till qui sont cohérentes avec le mouvement glaciaire provenant de Terre-Neuve. Cette observation, bien que limitée à ce seul site, suggère que ce mouvement glaciaire a peut-être atteint, du moins en partie, le centre des îles.

Au site d'Old-Harry, une lentille de sable comprise dans le till a été datée par luminescence à $\sim 19.8 \pm 1.4$ ka, correspondant à la toute fin du DMG. La datation par luminescence des sédiments glaciaires est sujette à discussion en raison de la remise à zéro potentiellement incomplète lors de leur mise en place (p. ex. Fuchs & Owen 2008). Par contre, dans le cas présent, si les sédiments ne sont pas complètement remis à zéro, l'âge de 19.8 ± 1.4 ka serait surestimé, ce qui signifie que le mouvement glaciaire de Terre-Neuve serait plus récent. Ce scénario est improbable puisque selon la littérature régionale, le chenal Laurentien dans le golfe du Saint-Laurent aurait été complètement déglacé dès ~ 17 ka cal BP (p. ex. Shaw *et al.* 2006; Stea *et al.* 2011). Par ailleurs, presque partout où il est observé, ce till est surmonté d'une unité subtidale datée entre ~ 15 et 10 ka (OSL), suggérant un haut NMR d'au moins +18 m après la déglaciation. À -2σ , la limite inférieure de la date de 19.8 ± 1.4 ka est de 17 ka ce qui demeure cohérent avec le scénario régional de déglaciation du golfe. Une surestimation de l'âge mesuré pour le Till de Grande-Entrée est donc peu probable. Néanmoins, afin de consolider notre scénario, de plus amples mesures chronologiques pourraient être effectuées afin de s'assurer de la reproductibilité de cet âge.

Le mouvement glaciaire provenant d'un lobe de la calotte de Terre-Neuve est totalement nouveau dans la littérature. Or, Henry & Dunlop (2015) ont cartographié les traces d'un mouvement glaciaire vers l'ouest-sud-ouest à partir de la baie Saint-George. Ce mouvement est cohérent avec l'orientation des déformations glaciotectioniques et des fabriques de till répertoriées sur la partie nord de l'archipel. Cependant, McHenry & Dunlop (2015) n'ont pas publié de datation pour ce mouvement glaciaire. La chronologie de son passage sur le nord des IDLM repose donc sur la date de 19.8 ± 1.4 ka discutée précédemment. Selon les modèles les plus récents reproduisant la dernière glaciation au Canada atlantique (p. ex. Shaw *et al.* 2006; Stea *et al.* 2011), l'Inlandsis laurentidien formait un courant glaciaire dans le chenal Laurentien lors du DMG (Fig. 39A), ce qui est en contradiction avec un mouvement glaciaire provenant de Terre-Neuve. Dans le cadre de cette thèse, plusieurs hypothèses sont soulevées afin de comprendre ce scénario inédit. Puisque le chenal Laurentien a une profondeur d'environ 400 m et une largeur de ~ 70 à 100 km, il est plutôt improbable qu'un glacier provenant de Terre-Neuve puisse le traverser

dans des conditions d'eau libre sans vêler. Le courant de glace qui était dans le chenal Laurentien lors du DMG devait toujours s'y trouver mais devait être inactif (Fig. 39B). Des études effectuées sur des courants de glace modernes suggèrent qu'ils peuvent être très variables spatialement et temporellement; certains courants de glace deviennent inactifs et se réactivent de manière intermittente (p. ex. Margold *et al.* 2015). Cette variabilité est attribuée à des forçages externes comme des changements importants de conditions atmosphériques ou océaniques ou encore à des forçages internes qui demeurent méconnus (p. ex. Bennett 2003). Il est possible que le courant de glace du chenal Laurentien se soit inactivé à la fin du DMG, permettant à la glace de Terre-Neuve d'atteindre les IDLM via la baie Saint-George (Fig. 39B). Plusieurs hypothèses sont mises de l'avant pour qu'un tel scénario se produise. D'abord, il est possible que les conditions climatiques ou océaniques aient changé drastiquement. Par exemple, l'Inlandsis laurentidien a possiblement reçu moins de précipitations que la calotte de Terre-Neuve pendant cette période, cette dernière étant plus proche de l'océan Atlantique. Cependant, ce scénario demeure hypothétique puisque des données l'appuyant n'ont jamais été suggérées dans la littérature régionale (de Vernal, comm. pers. 2016). Une autre hypothèse est que lors de la phase d'inactivité du courant de glace du chenal Laurentien, les conditions de stress ont changé en raison de son inactivité et de sa fonte partielle. Une avancée s'est ainsi amorcée, du moins pour secteur de la baie Saint-George, le courant de glace inactif et aminci, ne retenant plus la glace de Terre-Neuve latéralement mais servant plutôt de support pour contrer le vêlage. Une hypothèse similaire a déjà été suggérée dans la littérature par Josenhans & Lehman (1999) pour expliquer des avancées glaciaires majeures dans le secteur de la baie des Chaleurs et du Cap-Breton après le retrait du courant de glace du chenal Laurentien. Ces avancées se sont produites entre ~14.7 et 14.1 ka cal BP, ce qui est beaucoup plus récent que la date de 19.8 ka suggérée pour le mouvement de Terre-Neuve. Néanmoins, le même mécanisme

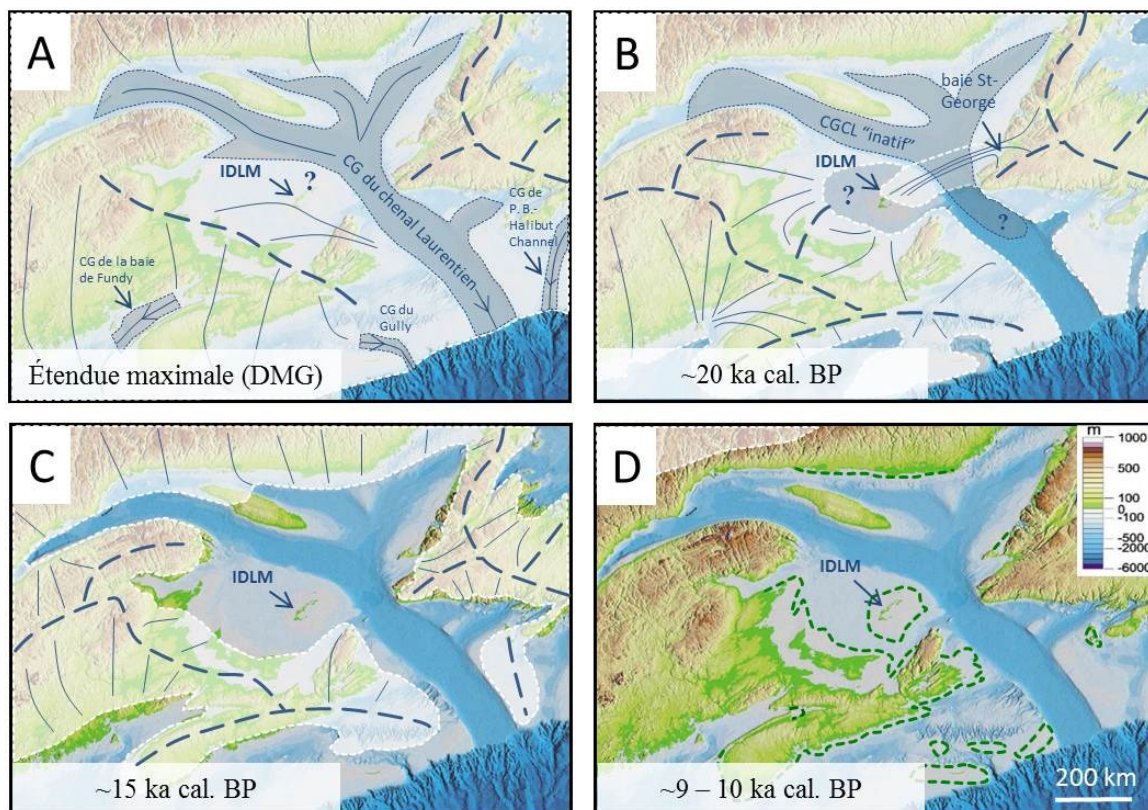


Figure 39. Représentation schématique des principales interprétations discutées sur l'histoire glaciaire des IDLM. Le fond de carte correspond au modèle numérique d'élévation de Shaw *et al.* (2002). Les lignes bleues pointillées correspondent aux principales lignes de partage glaciaire, les lignes bleues pleines correspondent aux écoulements glaciaires et les lignes blanches pointillées sont les limites glaciaires approximatives, toutes adaptées de Shaw *et al.* (2006) à partir des données présentées dans cette étude. La légende en D est valide pour l'ensemble de la figure. A. Étendue glaciaire maximale pendant le DMG. Les polygones bleu-grisâtres correspondent aux courants de glace (CG) majeurs proposés par Margold *et al.* (2015). La partie nord des IDLM est incluse dans le modèle global même s'il n'y a pas d'évidence de glaciation par la calotte d'Escuminac pour cette région. P. B. = baie de Placentia. B. Limites glaciaires proposées pour ~20 ka cal. BP. Le sud et le centre des IDLM étaient libres de glace et soumis à un haut NMR et des conditions périglaciaires. Le nord des IDLM était englacé par un lobe provenant de la calotte de Terre-Neuve (via la baie Saint-George) qui a atteint l'archipel alors que le courant de glace du chenal Laurentien (CGCL) était inactif. C. Limites glaciaires proposées pour ~15 ka cal. BP. L'archipel en entier était partiellement submergé par un haut NMR. D. Autour de 9-10 ka cal. BP, le NMR était sous l'actuel. Les lignes vertes pointillées représentent de manière approximative les limites de ce bas niveau marin adaptées de Shaw *et al.* (2002).

pourrait en être à l'origine. Par ailleurs, Josenhans & Lehman (1999) ont suggéré que le chenal Laurentien était toujours englacé juste au nord du détroit de Cabot autour de 16.5 ka cal BP et ensuite au nord de la baie St-George vers 16.1 ka cal BP, ce qui indique que le lobe de Terre-Neuve s'était retiré des IDLM et du chenal à cette époque. Ces dates sont cohérentes avec les datations de ~15 ka obtenues sur l'unité subtidale qui recouvre le Till

de Grande-Entrée (Fig. 39C). En somme, dans le cadre de cette thèse, le nombre important d'indices récoltés sur la partie nord des IDLM suggère un mouvement glaciaire provenant de la calotte de Terre-Neuve à la fin du DMG. Ce scénario est probable si un lobe s'est avancé, probablement via la baie Saint-George, et a traversé le chenal Laurentien pour finalement atteindre le nord de l'archipel. Bien que ce scénario soit totalement novateur, la littérature régionale semble cohérente avec les hypothèses avancées jusqu'ici. De plus amples recherches permettraient éventuellement de corroborer cette découverte, par exemple par l'obtention d'autres datations, notamment aux IDLM, mais également au niveau de Terre-Neuve, ou encore par la récolte d'indices en milieu marin. De manière plus globale, il serait intéressant d'acquérir plus d'informations sur des possibles phases d'inactivité du courant de glace dans le chenal Laurentien, puisque ce phénomène n'a jamais été soulevé dans la littérature régionale.

Sur l'Île du Havre-Aubert, située complètement au sud de l'archipel, Rémillard *et al.* (2013) ont proposé un mouvement glaciaire provenant du nord-ouest pendant le MIS 2. Ce mouvement proviendrait de la calotte glaciaire Escuminac dont le centre de dispersion se situait au nord de l'Île-du-Prince-Édouard. La chronologie précise de ce mouvement est inconnue mais puisque le dépôt glaciaire, nommé le Drift des Demoiselles, repose sur un horizon organique daté du MIS 3 (^{14}C), il est plus que plausible qu'il date du MIS 2 et donc très probablement du DMG. Or, les âges radiocarbones datant d'environ 45 ka BP sont souvent controversés dans la littérature puisqu'ils sont à la limite de la méthode. Dans le cadre de cette thèse, des âges de 41 ± 3 ka et 43 ± 3 ka ont été obtenus par la luminescence (OSL) au niveau de l'unité sableuse sous-jacente au dépôt organique. À deux écarts-types, les âges obtenus par l'une ou l'autre des méthodes de datation sont indiscernables et les méthodes de datation se confirment mutuellement. Des études menées par Paquet (1989) et Dredge *et al.* (1992) mentionnent qu'un dépôt très similaire à ce qui correspond au Drift des Demoiselles a été observé sur l'Île du Cap-aux-Meules, notamment dans sa partie sud-ouest. Malheureusement, ces affleurements n'ont pas été retrouvés par notre équipe. Toutefois, en prenant en considération ces informations ainsi que le dépôt et les déformations observés à Gros-Cap, il semble que les deux calottes glaciaires, soit celle de

Terre-Neuve et d'Escuminac, aient touché l'Île du Cap-aux-Meules pendant le MIS 2. Par contre, il est impossible à ce stade de savoir si les mouvements étaient synchrones ou non et si les calottes glaciaires ont envahi l'ensemble de l'île. Des données acquises sur l'Île du Cap-aux-Meules pourraient éventuellement préciser notre hypothèse.

En ce qui concerne le Drift des Demoiselles, ce dépôt observé notamment sur l'Île du Havre-Aubert, a été décrit comme étant un dépôt glaciaire évoluant en dépôt glaciomarin lors de la déglaciation du sud de l'archipel (Rémillard *et al.* 2013). Dans le cadre de ce projet, la partie glaciomarine du dépôt a été observée également sur l'Île d'Entrée, à une altitude de +40 m, et a été datée par la luminescence à 25 ± 2 ka (cf. Chapitre 2). Cet âge se situe en plein pendant le DMG et signifie que la partie sud-est des IDLM a été déglacée de manière très précoce. D'autres indices de haut NMR datés entre ~ 23 et 17 ka ont été répertoriés pour le sud et le centre des IDLM, indiquant que la déglaciation hâtive a commencé par l'Île d'Entrée et s'est rapidement poursuivie vers l'ouest avec les îles du Cap-aux-Meules et du Havre-Aubert. Cette déglaciation précoce implique que le chenal Laurentien était ouvert en partie à cette époque ce qui est nouveau puisque la plupart des modèles de déglaciation du golfe du Saint-Laurent suggère une ouverture du chenal autour de 17 ka cal BP (Shaw *et al.* 2006; Josenhans 2007; Stea *et al.* 2011). Par ailleurs, ce scénario est cohérent avec le sens d'écoulement de la calotte Escuminac vers l'est-sud-est ainsi qu'avec le modelé périglaciaire très développé au sud de l'archipel (Paquet 1989). En effet, des dépôts colluviaux, surmontant des surfaces d'érosion faiblement inclinées interprétées comme étant des cryopédiments, ont été étudiés dans le cadre de cette thèse sur l'Île du Cap-aux-Meules. Ils ont été datés entre 19.5 ± 1.4 ka et 14.9 ± 1.6 ka. Ajoutés aux datations obtenues sur l'unité subtidale et aux fentes de gel fossiles décrites par Rémillard *et al.* (2015), ces dépôts indiquent que dès la déglaciation, des conditions périglaciaires ainsi qu'un haut NMR ont affecté le sud de l'archipel. Bien que les dépôts colluviaux périglaciaires aient été datés essentiellement sur l'Île du Cap-aux-Meules, des surfaces inclinées (cryopédiments) similaires peuvent être observées sur les îles d'Entrée et du Havre-Aubert. Par ailleurs, un dépôt semblable daté à la toute fin du MIS 4 a été observé sur l'Île d'Entrée (cf. Chapitre 2). L'existence de ce dépôt, ainsi que celui décrit par

Rémillard *et al.* (2013) sur l'île du Havre-Aubert et daté de manière relative au MIS 3, montrent qu'il serait pertinent de faire une étude approfondie des cryopédiments du sud de l'archipel. Des datations supplémentaires et une analyse précise de leur disposition permettraient d'une part, de savoir s'il y a eu plusieurs phases de cryopédimentation comme le suggère Paquet (1989), une datant du MIS 4/3 et une autre de la fin du MIS 2, et d'autre part, de mieux comprendre leur dynamique de formation (altitude versus âge, processus impliqués, liens avec le pergélisol et les variations du NMR).

En somme, l'ensemble des données sédimentologiques et chronologiques exposant les événements du MIS 2 permet d'éclaircir toutes les hypothèses qui avaient été émises au sujet de la dernière glaciation aux IDLM. La confirmation des dates radiocarbone de ~45 ka par la luminescence pour l'horizon organique situé sous le dépôt glaciaire de la calotte Escuminac ainsi que la datation du mouvement glaciaire de Terre-Neuve qui avait été répertorié par Vigneault (2012), soutiennent que les IDLM ont bel et bien été englacées pendant le DMG par deux calottes glaciaires différentes, ce qui est cohérent avec le Complexe glaciaire appalachien proposé pour le Canada atlantique (p. ex. Shaw *et al.* 2006; Stea *et al.* 2011). Toutefois, les nouvelles données fournissent des précisions quant aux lignes de partage glaciaire de ces modèles, particulièrement pour le secteur ouest du golfe du Saint-Laurent (Escuminac) (Fig. 39A). Par ailleurs, Dredge *et al.* (1992), qui soutenaient que l'archipel avait été soumise à une longue période périglaciaire pendant le MIS 2, avaient en partie raison puisque nos résultats révèlent que de telles conditions ont affecté les IDLM juste avant et immédiatement après le DMG et jusqu'au tout début de l'Holocène (Rémillard *et al.* 2015). Une interrogation importante découle de l'ensemble du scénario proposé ci-haut concernant l'histoire glaciaire des IDLM. Que s'est-il passé sur la partie nord de l'archipel avant l'avancée du lobe provenant de la calotte de Terre-Neuve à la toute fin du DMG (Fig. 39A) ? Puisqu'il n'y a aucune preuve du passage de la calotte Escuminac sur la partie nord des IDLM, trois hypothèses ont été émises : 1) le nord des IDLM est demeuré libre de glace pendant le climax du DMG (nunatak), 2) les indices d'une glaciation par la calotte Escuminac ont été effacés par la glaciation terre-neuvienne subséquente, ou 3) cette partie de l'archipel a été englacée par une section à base froide de

la calotte Escuminac ne laissant aucune trace. Seule l'obtention d'indices supplémentaires permettra de répondre à cette question.

VARIATIONS DU NIVEAU MARIN RELATIF À LONG TERME

La réalisation du premier objectif spécifique de cette thèse a mis en place les indices nécessaires à l'accomplissement du deuxième objectif (Chapitre 2) qui était de reconstituer les variations du NMR aux IDLM et d'en déterminer les causes. Une reconstitution précise d'anciens NMR nécessitent souvent l'utilisation de relations quantitatives entre un indicateur daté (sédiment, structure géomorphologique, assemblage biologique, *etc.*) et le niveau moyen de la mer auquel cet indicateur est associé (*sea-level index points*) (p. ex. Murray-Wallace & Woodroffe 2014; Reynolds & Simms 2015). Cependant, peu d'indicateurs se sont formés directement au niveau moyen de la mer et la plupart ont donc une « relation limite » à un ancien NMR, i.e. que le NMR était inévitablement sous la position actuelle de l'indicateur (indicateur terrestre) ou au-dessus de sa position actuelle (indicateur marin). Dans le cadre de cette thèse, la plupart des indices récoltés sont des dépôts subtidaux, littoraux et marins qui ont été datés par la luminescence (OSL) et dont l'altitude actuelle a été déterminée à l'aide d'un DGPS. Il est ainsi impossible d'évaluer l'altitude exacte ou « limite » du NMR par rapport à ces indicateurs, la profondeur de la colonne d'eau lors de leur mise en place étant inconnue et variable. Ces dépôts ne sont donc pas des indicateurs précis de niveaux marins relatifs. Ils témoignent simplement d'un NMR plus élevé que leur position actuelle. Par ailleurs, la période pour laquelle les données sont plus abondantes s'étend du DMG à l'Holocène inférieur (~10 ka). Pour cette période, une courbe des variations du NMR a été proposée dans le Chapitre 2 qui correspond à la courbe de type B (forme en J) reconnue dans la littérature (Quinlan & Beaumont 1981; Shaw *et al.* 2002) (Fig. 40A). À noter qu'une version préliminaire de cette courbe a également été soumise dans le Chapitre 1. L'analyse globale de l'ensemble des indicateurs de NMR à la suite de la déglaciation du MIS 2 permet de soulever quelques tendances générales : i) le sud et le centre de l'archipel ont été déglacés et affectés par un haut NMR avant le nord, ii) au nord de l'archipel, le haut NMR postglaciaire a atteint au moins +18 m, iii) au sud de

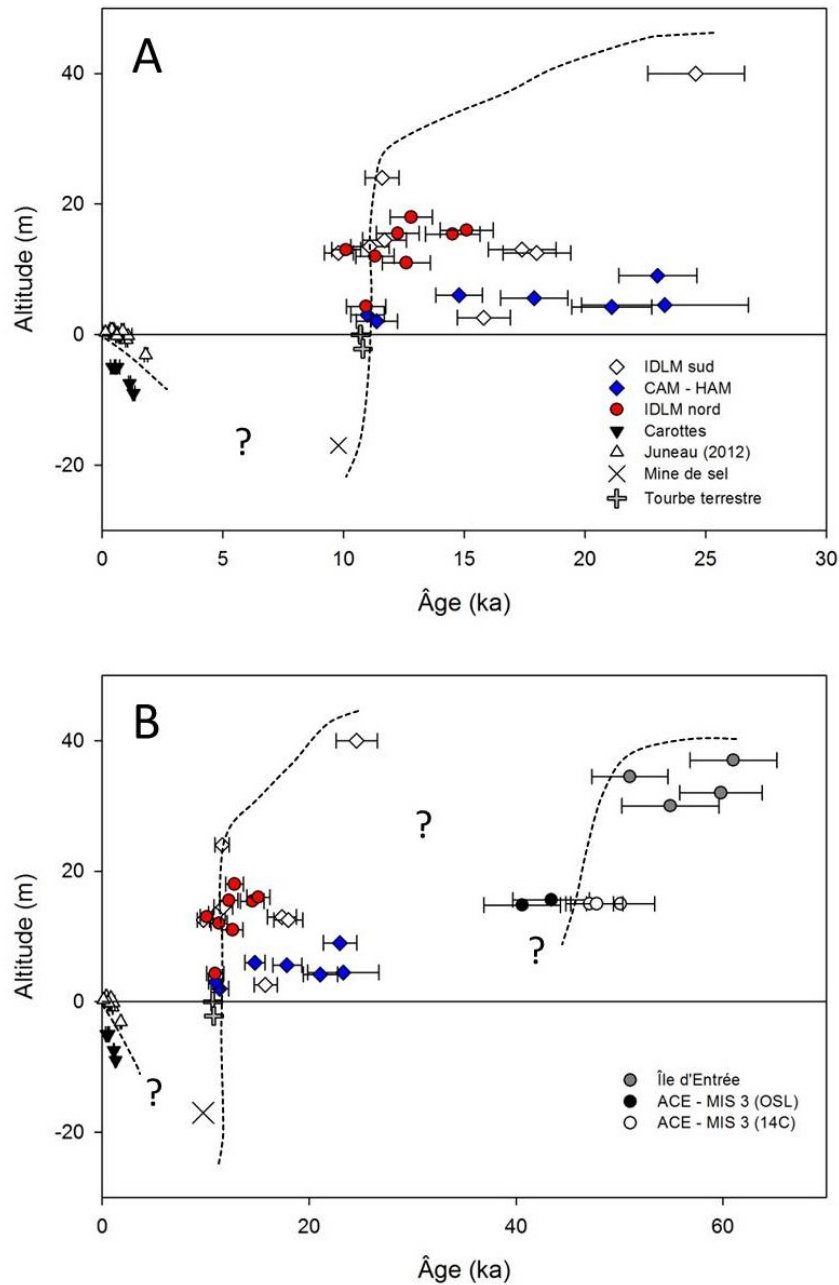


Figure 40. Courbes des variations du NMR basées sur les différents âges OSL et radiocarbone obtenus dans le cadre de cette thèse ainsi que sur la littérature existante sur les différents indicateurs de variations du NMR aux IDLM. Les symboles « plus » en gris correspondent à la tourbe terrestre datée à 10,7 ka cal BP (0 m) et 10,8 ka cal BP (-2,2 m) par Dredge *et al.* (1992). Le symbole en croix correspond à la date de ~9,8 ka cal BP obtenue à 17 m de profondeur par Mines Seleine. Les lignes noires pointillées et les points d'interrogation soulignent que les courbes sont dessinées arbitrairement selon les données disponibles à ce jour. A. Courbes correspondant à la période allant du DMG à l'Holocène tardif. B. Courbe partielle pour la transition entre le MIS 4 et le MIS 3 par l'ajout des sites de Cap-Blanc (Île d'Entrée) et d'ACE (Île du Havre-Aubert).

l'archipel, le haut NMR postglaciaire a atteint au moins +24 m, iv) à partir de ~15 ka, l'archipel madelinot en entier était partiellement submergé (Fig. 39C), et v) à 10.7 ka cal BP, le NMR est passé sous le niveau marin actuel et s'est abaissé abruptement jusqu'à une profondeur inconnue (au moins 17 m à ~9.8 ka cal BP selon Mines Seleine) (Fig. 39D).

À partir de l'altitude, de la localisation et de l'âge de chaque indicateur, il est possible de discuter de l'enfoncement glacio-isostatique de chaque site en comparant le NMR approximatif aux courbes de variations du niveau marin eustatique pour la même période. Une fois de plus, puisque la profondeur d'eau à laquelle les indicateurs ont été déposés est inconnue, un dépôt daté à la même période peut se retrouver à des altitudes légèrement différentes. Ainsi, les valeurs estimées d'enfoncement sont considérées comme étant minimales. Toutefois, ces données donnent une bonne idée de la dynamique de l'ajustement glacio-isostatique qui s'est produit dans le golfe du Saint-Laurent après la dernière glaciation. Une courbe d'enfoncement glacio-isostatique a été présentée dans le Chapitre 2; il s'agit de la première courbe proposée pour la région centrale du golfe du Saint-Laurent.

Selon les courbes de variations du niveau marin eustatique, le niveau de la mer se situait à environ 120-130 m sous le niveau marin actuel entre 25 ka et 20 ka (p. ex. Yokoyama *et al.* 2000; Caputo 2007; Stanford *et al.* 2011). Ainsi, lorsque l'unité glaciomarine à +40 au-dessus du niveau marin actuel s'est mise en place sur l'Île d'Entrée (site du Drift), la région était affectée par un enfoncement glacio-isostatique d'au moins 160-170 m. À partir de l'analyse des âges et altitudes des différents dépôts subtidaux et marins d'eau peu profonde observés pour les îles du Havre-Aubert et d'Entrée et de la courbe de variations du niveau marin mondial de Stanford *et al.* (2011), il est possible de déterminer un enfoncement glacio-isostatique résiduel de >115 m entre ~18 et 16 ka, de >90 m vers 11.6 ka et >55 m vers 10 ka. L'ensemble de ces données suggère un rebond glacio-isostatique de plus de 100 m entre ~25 et 10 ka. Sur les îles du Cap-aux-Meules et du Havre-aux-Maisons, le scénario est légèrement différent. L'ensemble des dépôts subtidaux datés se trouvent à moins de 10 m d'altitude. Aux sites de HAM et de Fatima,

des dates de 23 ka à +9 m ont été obtenues, suggérant un enfoncement glacio-isostatique d'environ 130-140 m, ce qui est moins important que ce qui a été mesuré pour les îles plus au sud. Cette différence s'explique par l'histoire glaciaire différente entre les îles du sud et les îles centrales. Les preuves convaincantes de glaciation sur les îles centrales sont lacunaires et selon nos observations limitées (cf. Chapitre 1), ainsi que celles de Paquet (1989) et de Dredge *et al.* (1992), les indices ne suggèrent pas de glaciation vigoureuse des îles centrales mais plutôt une englaciation par les marges glaciaires des calottes de Terre-Neuve et d'Escuminac. L'épaisseur de la glace moins importante au niveau des marges pourraient expliquer un enfoncement glacio-isostatique moins important. Les autres dépôts subtidaux répertoriés sur les îles centrales témoignent d'un enfoncement glacio-isostatique qui passe de ~125 m et 115 m entre 21 ka et 18 ka, puis à ~100 m autour de 15 ka et à ~55 m vers 11 ka. Le nord de l'archipel madelinot présente également un scénario différent des îles centrales et méridionales puisqu'à 19.8 ka, cette partie était encore englacée alors que le sud et le centre étaient libres de glace. Le dépôt subtidal le plus vieux est daté à 15 ka et est exposé à +16 m (Bluff Est). Toujours selon la courbe des variations du niveau marin eustatique de Stanford *et al.* (2011), ce dépôt suggère un enfoncement glacio-isostatique de >110 m pour cette période. Les autres dépôts du nord de l'archipel témoignent d'un enfoncement passant de ~90 m à 50 m entre 13 ka et 10 ka.

Malgré l'erreur sur les âges et l'incertitude par rapport à la profondeur d'eau à laquelle les indicateurs de niveaux marins relatifs ont été déposés, quelques tendances générales peuvent être discutées. De manière générale, l'enfoncement glacio-isostatique semble avoir été plus important au niveau des îles du sud qui ont été englacées par la calotte Escuminac. Dès que le nord de l'archipel a été déglacé, l'enfoncement glacio-isostatique estimée semble avoir été équivalente au sud de l'archipel, i.e. que vers 15 ka, l'enfoncement était de ~110 m, similaire à celui évalué pour les îles centrales et méridionales. Cependant, le rebond semble s'être accéléré sur les îles septentrionales par rapport aux îles du sud. Il est également possible que cette observation soit due aux incertitudes de la démarche et que l'ampleur du rebond glacio-isostatique du nord de l'archipel ait été équivalente au sud, répondant à un ajustement global plutôt que local.

Seuls des indices plus précis permettraient de confirmer ou infirmer notre hypothèse. Pour ce qui est des îles centrales, elles ont été affectées par l'enfoncement glacio-isostatique le plus faible de l'archipel, probablement en raison de leur localisation à la marge des glaciers. Nonobstant ces nuances entre les différentes îles, autour de 11-10 ka, l'enfoncement glacio-isostatique semble avoir été égal partout sur l'archipel, soit d'environ 50 m. Tel que proposé dans le Chapitre 1, le NMR aux IDLM est passé sous le niveau marin actuel vers 10.7 ka cal BP, ce qui est également cohérent avec un enfoncement glacio-isostatique résiduel de 50 m. La variabilité spatiale de l'enfoncement glacio-isostatique au sein de l'archipel est difficilement comparable avec la littérature régionale puisque les différences sont observables particulièrement au moment où l'archipel s'est déglacé, i.e. avant ~16 ka. Les reconstructions de variations du NMR dans le Canada Atlantique remontent rarement au-delà de cette période (p. ex. Shaw *et al.* 2002), rendant les comparaisons difficiles. Cependant, des études montrent une variabilité spatiale des scénarios de variations du NMR sur des superficies limitées. C'est le cas de Terre-Neuve où sur une distance d'environ 100 km, le scénario passe d'une émergence constante pour la péninsule du nord (type A) à un scénario de type B au niveau de la baie Saint-George (ouest) et de la baie des Exploits (est) (Shaw *et al.* 2002; Bell *et al.* 2003, 2005). L'enfoncement glacio-isostatique qui en résulte est presque le double au nord par rapport à la région centrale de Terre-Neuve. Bell *et al.* (2005) expliquent cette différence par une charge plus importante de l'Inlandsis laurentidien au nord par rapport à la calotte de Terre-Neuve. La différence d'enfoncement enregistrée aux IDLM (nord versus sud), si elle est réelle, pourrait possiblement être expliquée par une charge plus importante de la calotte Escuminac par rapport à la glaciation du nord par un lobe de la calotte de Terre-Neuve. Cependant, dans le cas des IDLM, il n'y a pas plusieurs scénarios de variations du NMR; la variabilité spatiale se fait au sein du scénario de type B et touche ainsi davantage l'ampleur que le style de variation. Une telle variabilité au sein du scénario B est reconnue à plusieurs endroits dans les Provinces Maritimes ainsi que sur la côte nord-est des États-Unis (p. ex. Barnhardt *et al.* 1995; Stea *et al.* 1994, 1998; Shaw & Forbes 1995; Stea 2000; Shaw *et al.* 2002; Kelley *et al.* 2011). De manière générale, ce qui diffère, c'est le moment où le NMR passe sous le niveau actuel.

Ce phénomène se produit selon un gradient sud-nord, i.e. que le NMR passe sous le niveau actuel de manière plus précoce sur la côte nord-est des États-Unis (entre 16 ka cal BP et 12 ka cal BP) et de plus en plus tard, graduellement, pour la Nouvelle-Écosse (avant 13 ka cal BP) et Terre-Neuve (~12.6 ka cal BP). Ce gradient est associé à la migration du bourrelet périphérique vers l'intérieur des terres, soit vers l'Inlandsis laurentidien en récession. Nos données montrent qu'aux IDLM, le NMR est passé sous l'actuel vers 10.7 ka cal BP ce qui est, de manière générale, cohérent avec ce scénario global. Cependant, la profondeur atteinte par le bas NMR demeure inconnue. Plusieurs études effectuées autour des IDLM et du plateau madelinot ont cartographié des indices de bas NMR (terrasses marines, systèmes de drainage) entre ~20 et 200 m de profondeur (Sanschagrín 1964; Loring & Nota 1966, 1973; Josenhans & Lehman 1999; Audet-Morin 2010). Par contre, ces indices sont difficilement datables et suggèrent simplement un plus bas NMR que l'actuel.

Ainsi, entre ~10 ka cal BP et l'Holocène tardif, aucune donnée ne permet de savoir la profondeur atteinte par le NMR et le moment à partir duquel il a commencé à remonter pour atteindre le niveau actuel. Cependant, deux types d'indicateurs présentés dans le Chapitre 2 permettent une reconstitution du NMR aux IDLM pour les ~2 000 dernières années. Le premier indicateur correspond aux troncs d'arbres en position de vie et aux horizons organiques terrestres observés au niveau des plages actuelles et répertoriés par Juneau (2012). Sans toutefois être associés à un niveau marin précis, ces indices révèlent un NMR plus bas que leur position actuelle, i.e. sous le niveau actuel. Par ailleurs, des sédiments marins exposés aujourd'hui sous le niveau actuel ont été découverts en effectuant les carottages sur l'archipel. Trois sites, i.e. Étang de l'Hôpital, BAH et Les Sillons, ont révélés des âges soit par le radiocarbone ou la luminescence. Bien qu'une fois de plus la profondeur d'eau dans laquelle ces sédiments ont été déposés soit inconnue, la position des échantillons datés suggèrent un NMR plus élevé. La courbe de variations du NMR pour les IDLM proposée dans le Chapitre 2 est donc contrainte entre les indicateurs terrestres de Juneau (2012) et les sédiments marins récoltés et datés lors des carottages effectués dans le cadre de ce projet. Les âges et altitudes mesurés sur les crêtes de plages soulevées (Chapitre 3) ne sont pas représentés sur la courbe. Bien qu'ils témoignent d'un

plus bas NMR que leur position actuelle, elles sont moins précises que les indices terrestres récoltés par Juneau (2012) (cf. section *Système de crête de plages soulevées*). Par ailleurs, selon cette dernière étude, le NMR a augmenté de 3 m pour les deux derniers millénaires sur les IDLM à un taux diminuant de 20,7 cm/siècle entre 1 ka et 0,8 ka BP et 15,8 cm/siècle entre 0,6 ka et 0,2 ka BP. À titre de comparaison, des taux un peu plus élevés ont été mesurés pour la côte atlantique de la Nouvelle-Écosse (~22 cm/siècle; Scott *et al.* 1995; Gehrels *et al.* 2004) alors que des taux un peu plus faibles ont été mesurés pour le Nouveau-Brunswick (~10 cm/siècle; Scott *et al.* 1995; Gehrels *et al.* 2004) et la côte ouest de l'Île-du-Prince-Édouard (entre ~8 et 14 cm/siècle; Krank, 1972; Scott *et al.* 1981). Or, des taux similaires aux IDLM ont été mesurés sur la côte est de l'Île-du-Prince-Édouard (~19 cm/siècle). De manière générale, la submersion enregistrée à l'échelle de l'Holocène tardif dans les provinces du Canada atlantique est expliquée par la migration et l'effondrement du bourrelet périphérique. Gehrels *et al.* (2004) explique les taux plus élevés sur la côte atlantique de la Nouvelle-Écosse par une subsidence supplémentaire associée au poids de l'eau. En effet, plus le NMR augmente, plus le poids qui y est associé augmente le chargement sur la croûte terrestre. Une hypothèse soulevée dans le Chapitre 2 est que ce chargement par l'eau qui augmente en volume explique les petites disparités régionales dans les taux de submersion des derniers siècles dans les Provinces Maritimes.

D'autres indicateurs de haut niveau marin ont été répertoriés sur les IDLM. La coupe stratigraphique étudiée au site de Cap-Blanc sur l'Île d'Entrée témoigne d'un haut NMR d'au moins +35 m lors de la transition MIS 4 – MIS 3 (âges à $\pm 1\sigma$ entre 61 \pm 4 ka et 51 \pm 4 ka). Sur l'Île du Havre-Aubert (site d'ACE), Rémillard *et al.* (2013) ont présenté des âges radiocarbone entre ~45 et 50 ka BP situés à ~+15 m qui ont été corroborés dans le cadre de cette thèse par des âges OSL (cf. Chapitre 1). L'ensemble de ces données nous permet d'esquisser pour la première fois une courbe partielle des variations du NMR pour cette période (Fig. 40B). En comparaison avec la courbe tracée pour la période du DMG jusqu'à l'Holocène inférieur, il semble qu'un scénario similaire se soit produit, i.e. qu'un NMR de +35 m s'est abaissé à +10-15 m en environ 15 000 ans. La compilation des courbes de variations du niveau marin eustatiques de Caputo (2007) montre qu'entre ~60

ka et ~30 ka, le niveau marin global est demeuré similaire, soit entre -100 et -50 m par rapport au niveau actuel. Le NMR étant d'au moins +35 m pour l'Île d'Entrée, un enfoncement glacio-isostatique entre 85 et 135 m doit être envisagé pour ce secteur pendant cette période. Les âges de ~45 ka à ~+15 m sur l'Île du Havre-Aubert indique plutôt un enfoncement glacio-isostatique entre 65 et 115 m, suggérant un rebond entre 20 et 70 m entre ~60 et 45 ka. Aucune évidence de glaciation n'a été observée aux IDLM pour la période du MIS 4. Cependant, il est généralement accepté dans la littérature que l'Est du Canada a été englacé pendant cette période (p. ex. Dredge *et al.* 1992; Stea *et al.* 2011). Ainsi, l'enfoncement de la croûte terrestre enregistrée pour le MIS 3 a très probablement une origine glacio-isostatique. Par ailleurs, le modèle de Stea *et al.* (2011) suggère une phase de retrait glaciaire pendant l'interstade du MIS 3 (~50-25 ka). Une baie de vélage se serait ouverte dans le chenal Laurentien jusqu'à l'île d'Anticosti, laissant toutefois les IDLM couverte de glace. Notre étude apporte donc de nouvelles informations au contexte régional de glaciation/déglaciation pendant l'interstade du MIS 3 suggérant plutôt que l'archipel a été déglacé de 61 ± 4 ka à 41 ± 4 ka. Plusieurs études témoignant d'une déglaciation pendant le MIS 3 jusque dans la baie des Chaleurs ainsi que l'estuaire et le fleuve du Saint-Laurent supportent ce scénario (p. ex. Bail 1983; Brodeur & Allard 1985; Dionne & Occhietti 1996; Philibert 2012; Parent *et al.* 2015). De l'autre côté de l'Atlantique, sur la côte sud de l'Irlande, des études présentent également des âges OSL datant de la fin du MIS 4 et du MIS 3 provenant de plages soulées (Ó Cofaigh *et al.* 2012; Gallagher *et al.* 2015). Gallagher *et al.* (2015) suggèrent que pendant la transition du MIS4 au MIS 3, le sud de l'Irlande a été affecté par un épisode de déglaciation, des conditions périglaciaires (dépôts colluviaux) et un enfoncement glacio-isostatique (45-75 m) permettant la mise en place d'un haut NMR de +5 m. Ce scénario est très similaire à celui proposé pour les IDLM et suggère que le retrait des glaciers, les conditions périglaciaires et l'enfoncement glacio-isostatique provoquant un haut NMR pendant l'intervalle entre la fin du MIS 4 et le MIS 3 pourrait être pan-Atlantique pour les régions côtières qui ont connues une déglaciation partielle. Les âges datant de cette période sont assez rares dans la littérature.

Par ailleurs, les sites du Camping et de Bassin ont révélé des sédiments datant du MIS 5, soit respectivement 115 ± 8 ka (+15) et 92 ± 8 ka (~ 0 m). Cependant, puisque ces âges comprennent des erreurs importantes, il est impossible de corréler ces dépôts à un niveau marin eustatique sur les courbes proposées dans la littérature. Cependant, l'âge de 115 ± 8 ka au site du Camping est cohérent avec le haut niveau marin eustatique du MIS 5e. La littérature disponible suggère des niveaux de +2 à +9 m entre 132 ka BP et 116 ka BP (p. ex. Caputo 2007; O'Leary *et al.* 2013; Rohling *et al.* 2008). L'enfoncement glacio-isostatique associée à la glaciation du MIS 6 (Stea *et al.* 2011) devait donc être de ~ 10 m. Cet enfoncement est beaucoup moins important comparativement aux estimations effectuées pour la période post-DMG, mais puisque le MIS 5e correspond au climax du dernier interglaciaire, il est possible que l'ajustement glacio-isostatique se soit déjà produit en grande partie. Au site de Bassin, Dredge *et al.* (1992) ont associé le même dépôt au MIS 5e sur la base d'analyses palynologiques et de la présence de coquilles d'huître (*Ostrea virginica*), indiquant des conditions interglaciaires. Conséquemment, ils ont interprété leurs dates U/Th (106 ± 8 ka, 101 ± 16 ka et 89 ± 8 ka) comment étant des âges minimums. À $+2\sigma$, notre âge IRSL de 92 ± 8 ka est également plus proche du MIS 5e et est ainsi plus cohérent avec les analyses paléocéologiques de Dredge *et al.* (1992).

Implications pour les modèles numériques

Les modèles d'ajustement glacio-isostatique sont utilisés pour effectuer des projections sur les variations futures du niveau marin. Ces modèles sont basés sur plusieurs paramètres comme l'influence des calottes glaciaires sur les mouvements verticaux et horizontaux de la croûte terrestre (Peltier *et al.* 2015). Afin de tester ces modèles à un endroit spécifique, les mesures du mouvement vertical de la croûte sont nécessaires. De telles mesures sur les IDLM sont limitées à des données GPS pour la période 1996 à 2010 (Ressources naturelles Canada). Ces données suggèrent une subsidence de $-1,48$ mm/a avec une incertitude importante de $\pm 1,29$ mm/a. Le modèle de Koohzare *et al.* (2008) prévoit plutôt un enfoncement de -3 à -4 mm/a pour les Provinces maritimes. Le plus récent modèle de Peltier *et al.* (2015) prévoit également un taux de subsidence de $-3,73$ mm/a. En comparant

ces taux projetés avec les données de terrain disponibles, les deux modèles semblent surestimer les valeurs de subsidence enregistrées aux IDLM. Des données de l'Île-du-Prince-Édouard (IPE) et de la Nouvelle-Écosse (NE) indiquent des taux de subsidence qui varient autour de -1.45 mm/a (Charlottetown, IPE), -2,10 mm/a (Baddeck, NE), -1.26 mm/a (Halifax, NE) et -1.44 mm/a (Tusket, NE) (James *et al.* 2014). L'ensemble de ces valeurs indiquent que les modèles de Koohzare *et al.* (2008) et de Peltier *et al.* (2015) surestiment la subsidence dans les Provinces maritimes. À la limite supérieure, la valeur de -1.48 ± 1.29 mm/a mesurée pour les IDLM se rapproche de la limite inférieure de -3 mm/a projetée dans les modèles. Cependant, puisqu'elle est très similaire aux valeurs mesurées pour l'Île-du-Prince-Édouard et la Nouvelle-Écosse (James *et al.* 2014), nous croyons que la valeur de -1.48 mm/a est raisonnable.

Les modèles de Koohzare *et al.* (2008) et de Peltier *et al.* (2015) sont basés sur les modèles de glaciation de Dyke (2004) et Dyke *et al.* (2002) respectivement. Pour le Canada atlantique, ces modèles suggèrent que l'Inlandsis laurentidien a atteint son étendue maximale, i.e. jusqu'à la plate-forme continentale, avant le DMG et est demeuré à cette limite bien après le DMG. La déglaciation aurait débuté après $\sim 17,2$ ka cal BP. Ce scénario est en contradiction avec les modèles récents de Shaw *et al.* (2006) et de Stea *et al.* (2011) qui indiquent une glaciation des Provinces maritimes par le Complexe glaciaire appalachien. Tel qu'exposé dans le Chapitre 1, les données issues de ce projet de thèse supportent également ce modèle de glaciation. Par ailleurs, les étapes de la déglaciation suggérées par Dyke *et al.* (2002) ne correspondent pas aux nouvelles données présentées dans les Chapitres 1 et 2 qui soutiennent une ouverture dans le chenal Laurentien entre ~ 20 -25 ka. Le poids des glaciers ainsi que les étapes précises de la déglaciation sont des informations importantes à prendre en considération dans les modèles d'ajustement glacio-isostatique (p. ex. Goslin *et al.* 2015; Peltier *et al.* 2015). La surestimation apparente de la subsidence dans les Maritimes de l'Est du Canada telle que suggérée par la comparaison des modèles et les mesures de terrain pourrait être reliée à l'utilisation de modèles de glaciation/déglaciation qui ne reflètent pas les nouvelles données acquises. Le bourrelet périphérique formé par les calottes glaciaires régionales pourrait être de moins grande

amplitude que celui formé par l'Inlandsis laurentidien en raison de l'épaisseur plus importante de la glace de ce dernier. Conséquemment, la subsidence issue de la migration et de l'effondrement du bourrelet périphérique serait de plus grande amplitude pour les régions affectées par l'Inlandsis laurentien. Puisque le modèle de Dyke *et al.* (2002) suggère une glaciation des Maritimes par l'Inlandsis, il pourrait surestimer l'amplitude du bourrelet périphérique dans la région et ainsi les valeurs prédites de subsidence.

SYSTÈMES DE CRÊTES DE PLAGES SOULEVÉES

Afin de répondre au troisième objectif spécifique de cette thèse, des systèmes de crêtes de plage soulevées ont été étudiés à quatre différents sites sur les IDLM. Les âges OSL obtenus sur 19 crêtes (22 échantillons) suggèrent que les crêtes de plage se sont formées entre 2.6 ± 0.2 et 0.40 ± 0.10 ka, i.e. pendant une période de hausse documentée du NMR (cf. Chapitre 2). Or, les systèmes de crêtes de plages soulevées toujours identifiables aujourd'hui en milieu terrestre sont plus souvent préservés dans un contexte de baisse du NMR, favorisant leur conservation (Blum *et al.* 2004; Otvos 2004; Scheffers *et al.* 2012). En outre, les modèles de prédiction de l'évolution des côtes basses sablonneuses à la hausse du NMR sont généralement basés sur la translation du profil d'équilibre de la plage, i.e. un recul de la côte avec l'élévation du NMR (Bruun 1962; Dubois 2000). Cette unique réponse géomorphologique soutient donc que dans un contexte de hausse du NMR, il est rare voire impossible d'observer des systèmes de plages soulevées. L'archipel madelinot n'est pas le seul endroit où il est possible d'observer ce type de structure dans un contexte de hausse du NMR. À Saint-Pierre-et-Miquelon, situé au sud-ouest de Terre-Neuve, des plages en progradation datées des 3 000 dernières années ont été étudiées par Billy *et al.* (2014). Ces derniers associent leur mise en place dans un contexte de décélération de la hausse du NMR; une hausse trop rapide provoquerait l'érosion des côtes meubles. Tel qu'indiqué dans le Chapitre 2, Juneau (2012) a proposé une hausse du NMR de 3 m pour les 2 000 dernières années, à un taux diminuant progressivement de ~ 20 cm/siècle à ~ 15 cm/siècle, suggérant que les systèmes de crêtes de plages soulevées étudiées dans le Chapitre 3 se sont déposés pendant cette hausse. Pour qu'une telle progradation puisse se produire, l'apport

sédimentaire à la côte doit être très important et la hausse du NMR graduelle afin d'éviter l'érosion des crêtes (Giles & King 2001; Stutz & Pilkey 2011). Entre 1963 et 2008, les côtes des IDLM ont reculé à des taux de l'ordre de 0,3 m/a, allant jusqu'à 1,5 m/a par endroits (Bernatchez *et al.* 2012). Il s'agit des plus hauts taux de recul de falaises rocheuses de l'estuaire et du golfe du Saint-Laurent (Bernatchez & Dubois 2004). Malgré ce recul et une hausse du NMR d'environ 0,6 mm/a depuis 0,6 ka BP, quelques côtes sont toujours en accumulation aux IDLM (Bernatchez *et al.* 2012; Juneau 2012). Par ailleurs, il est à noter qu'aux IDLM, il n'y a pas de rivière assez compétente pour fournir un apport sédimentaire conséquent à la côte et l'apport provenant du large est considéré comme étant négligeable (Drapeau & Mercier 1990). Ainsi, il est plus que probable que l'apport sédimentaire à l'origine de la progradation des crêtes de plages soulevées dans un contexte de hausse du NMR provienne des falaises environnantes en érosion.

Le Chapitre 3 propose ainsi le premier cadre chronologique sur ce type de structures aux IDLM et ces données, combinées à celles présentées dans le Chapitre 2, fournissent un ensemble de limites maximales et minimales pour le NMR à l'Holocène tardif. L'ensemble de cette démarche montre que le transfert de sédiments des côtes en érosion aux côtes en accumulation par la dérive littorale est un scénario actif depuis au moins les 2 000 dernières années aux IDLM. La datation de crêtes de plages soulevées telle que réalisée dans le Chapitre 3 ne permet pas d'établir une corrélation entre une crête de plage et un ancien NMR spécifique (limite marine). Toutefois, des relevés au GPR (*Ground Penetrating Radar*) ont été réalisés sur le site Les Sillons lors d'une campagne de terrain en mars 2015. Les données issues de ces relevés ne font pas partie de cette thèse mais permettront à court terme de préciser le lien entre ces systèmes et les variations du NMR à l'Holocène tardif. En effet, plusieurs études ont déjà démontré que l'utilisation de cette méthode permet d'illustrer l'architecture interne des crêtes de plages soulevées (p. ex. Clemmensen *et al.* 2012; Hede *et al.* 2013). Lorsque la structure interne de ces systèmes est bien conservée, des points de discordance sont identifiables sur les profils GPR. Ces points de discordance sont interprétés dans la littérature comme étant des marqueurs reflétant la transition entre le bas estran et la limite inférieure des marées basses (Tamura *et al.* 2008), ou encore la

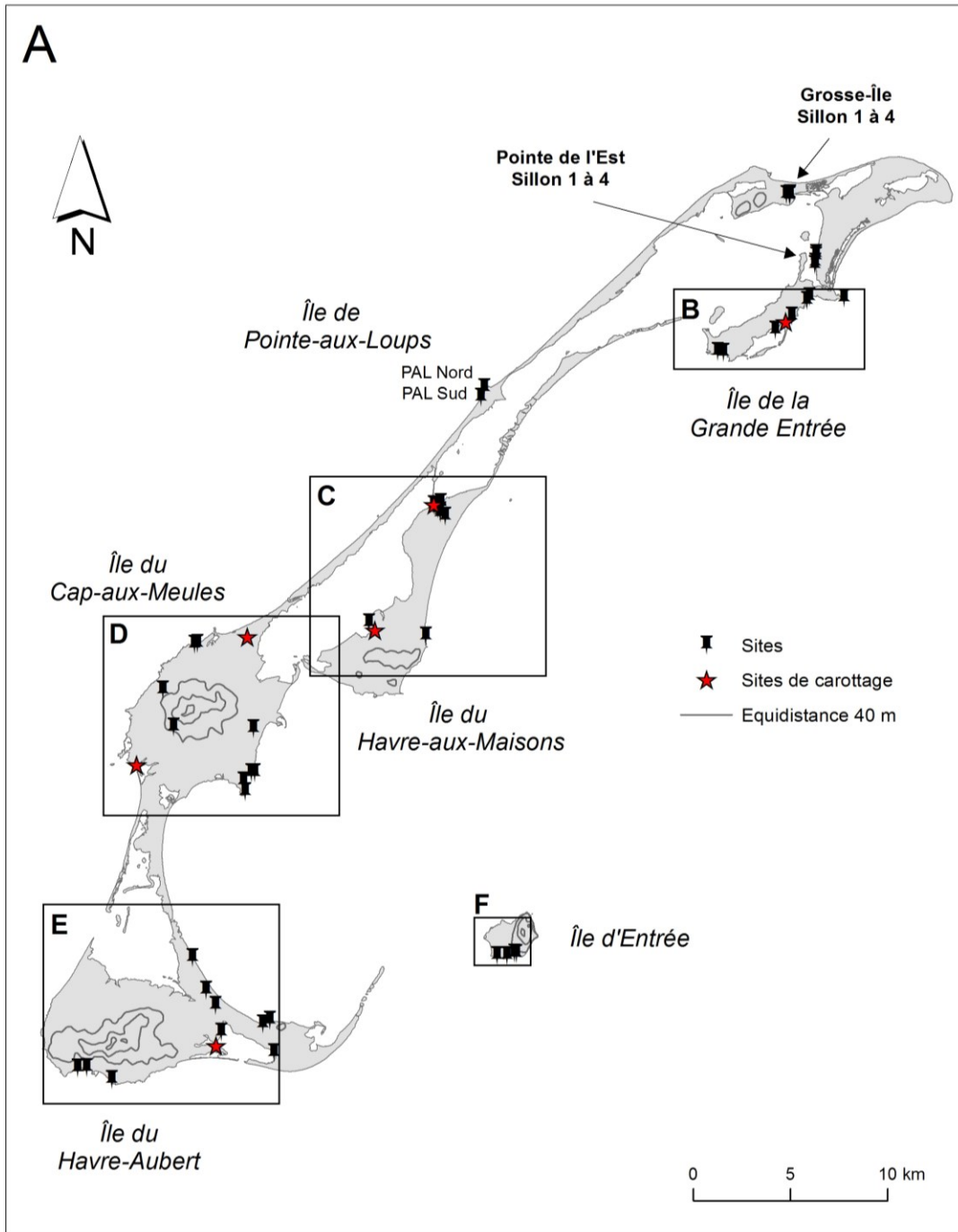
transition entre le haut estran et le bas estran (p. ex. Clemmensen & Nielsen 2010). Ainsi, une analyse détaillée des profils de plages actuelles en accumulation aux IDLM serait nécessaire pour établir un lien précis entre les points de discordance et le niveau marin. Cette analyse, jumelée aux profils GPR effectués sur Les Sillons, permettraient d'établir une courbe des variations du NMR plus précise pour l'Holocène tardif.

De par leur localisation au cœur du golfe du Saint-Laurent et leur richesse en archives sédimentaires, les IDLM ont permis d'approfondir les connaissances sur la dernière glaciation, sur les étapes de la déglaciation, sur les variations du NMR ainsi que sur les ajustements glacio-isostatiques dans cette région centrale du golfe. Les lacunes paléogéographiques qui persistaient dans la littérature quant à la chronologie des mouvements glaciaires et aux interactions entre les phases glaciaires, périglaciaires et marines sont maintenant comblées en grande partie. Par ailleurs, les données chronologiques acquises dans le cadre de cette thèse ont permis la découverte d'unités sédimentaires datant de la transition entre le MIS 4 et le MIS 3, le MIS 5 ainsi que de dépôts associés à l'Inlandsis laurentidien datant de plus de 170 ka. Ces unités fournissent des interprétations partielles novatrices concernant la paléogéographie régionale, notamment sur les variations à long terme du NMR dans le centre du golfe. Ainsi, toutes les questions de recherche soulevées dans l'introduction générale ont été répondues et de ce fait, les objectifs de ce projet de thèse ont été atteints.

Cette étude présente des données qui couvrent une très vaste période de temps, i.e. de >170 ka à 0,5 ka. Elle présente des indices concernant deux transitions différentes entre des périodes glaciaires et interglaciaires (ou interstadiaires). L'importante base de données

sédimentologiques et chronologiques élaborée dans le cadre de cette thèse, mise en perspective par rapport à la littérature locale et régionale, jette de nouvelles bases quant à l'histoire glaciaire et les variations du NMR des IDLM et de cette région centrale du golfe du Saint-Laurent. L'archipel madelinot fournit maintenant des données essentielles pour la modélisation des mouvements glaciaires, indispensables pour la précision des modélisations sur l'ajustement glacio-isostatique, elles-mêmes nécessaires pour les projections des variations futures du NMR. Dans le contexte actuel des changements climatiques, ces précisions sont essentielles pour développer des projections adéquates sur les variations futures du NMR dans les régions qui ont été englacées lors du DMG.

ANNEXE I - LOCALISATION DES SITES



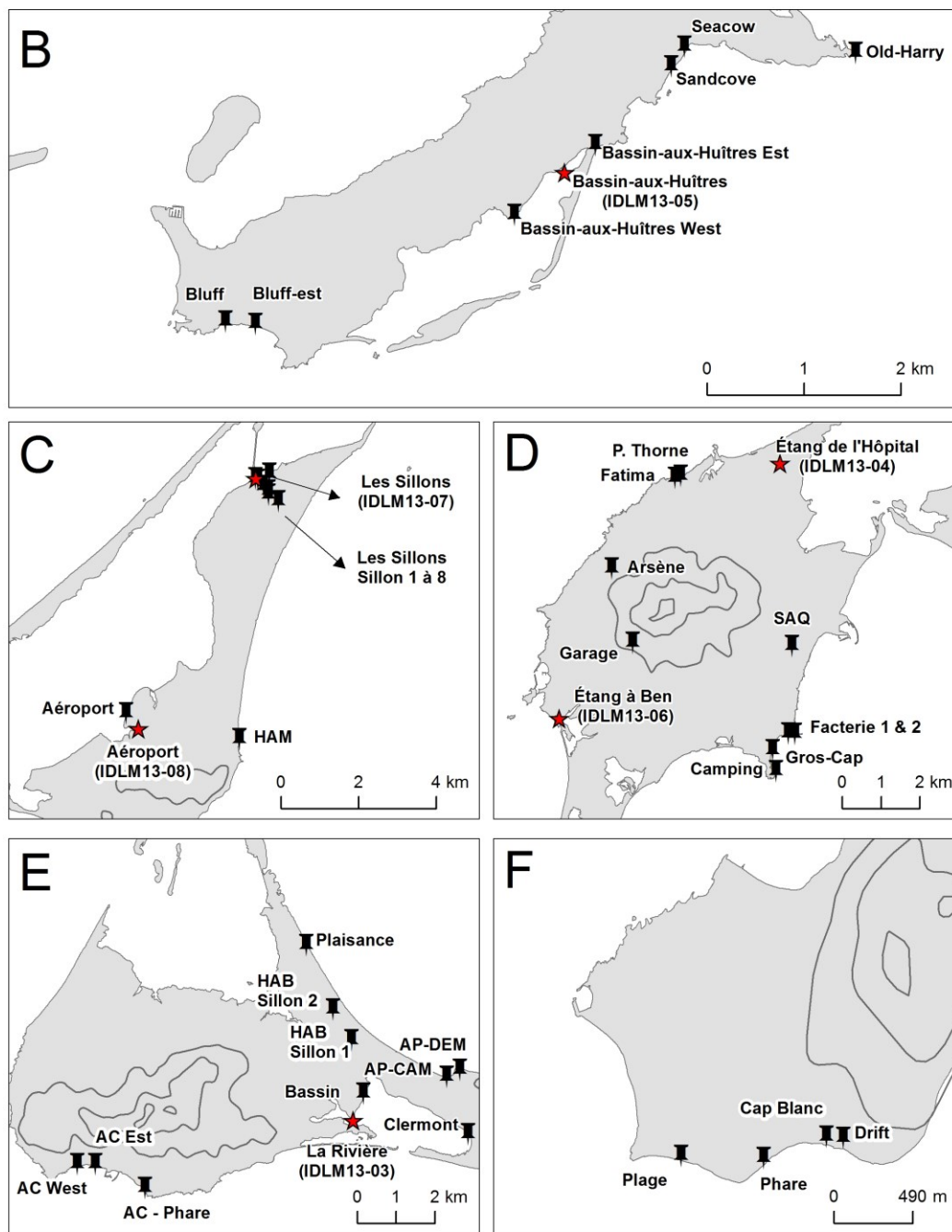


Figure 41. Localisation de l'ensemble des coupes stratigraphiques et sites de carottage étudiés dans le cadre de cette étude. A) Vision d'ensemble de l'archipel madelinot. B) Gros plan sur l'île de la Grande Entrée. C) Gros plan sur l'île du Havre-aux-Maisons et des Sillons. D) Gros plan sur l'île du Cap-aux-Meules. E) Gros plan sur l'île du Havre-Aubert. HAB = Havre-aux-Basques ; AC = Anse à la Cabane ; AP = Anse au Plâtre. F) Gros plan sur l'île d'Entrée.

Table 16. Liste des coupes stratigraphiques étudiées dans le cadre de ce projet de doctorat, principaux échantillons récoltés et type(s) de dépôt. HA = Havre-Aubert; CAM = Cap-aux-Meules; HAM = Havre-aux-Maisons; PAL = Pointe-aux-Loups; GI = Grosse-Île; GE = Grande-Entrée; IE = Île d'Entrée. Les X en minuscule italique signifient que les données existent mais ne sont pas présentées dans le cadre de ce projet de thèse; ils font référence à l'étude de Rémillard (2011) ou de Rémillard *et al.* (2015, Boreas).

Site	Île	Lat.	Long.	Granulométrie	Fabrique	OSL/IRSL	¹⁴ C	Type(s) de dépôt
Anse à la Cabane West	HA	47.219500	61.995980	x	x	X	x	Glaciaire, glaciomarin, subtidal, fente de gel
Anse à la Cabane Est	HA	47.219517	61.989829	x	x	X	x	Littoral, périglaciaire, glaciaire, glaciomarin
Anse à la Cabane – Phare	HA	47.213810	61.972999	X		X	X	Subtidal
Bassin	HA	47.235024	61.898211			X	X	Lagunaire
Clermont	HA	47.225257	61.862714				X	Matière organique terrestre
Anse au Plâtre – CAM	HA	47.238646	61.869752	x	x	X		Glaciomarin, subtidal
Anse au Plâtre – DEM	HA	47.240281	61.865154	X		X	x	Glaciomarin, subtidal
Havre-aux-Basques – Sillon 1	HA	47.247500	61.901940	X		X		Crête de plage soulevée
Havre-aux-Basques – Sillon 2	HA	47.254633	61.908159	X		X		Crête de plage soulevée
Plaisance	HA	47.269720	61.916940			X		Dune actuelle, littoral actuel
Camping	CAM	47.346252	61.879588	X		X		Littoral (subtidal)
Gros-Cap	CAM	47.351110	61.880560	X	X			Glaciaire, littoral
Factorie 1 (Galet-Plat)	CAM	47.354933	61.875255	X		X		Littoral (avec cryoturbations)
Factorie 2 (Galet-Plat)	CAM	47.354785	61.873007	X		X		Littoral (avec cryoturbations)
SAQ	CAM	47.375198	61.873500			X		Périglaciaire (cryopédiment)
Garage (Grader)	CAM	47.376529	61.927917	X	X	X		Périglaciaire (cryopédiment)
Arsène	CAM	47.393770	61.934643	X		X		Périglaciaire (cryopédiment)
Fatima	CAM	47.414613	61.912695	X		X		Subtidal
P. Thorne	CAM	47.415120	61.910620	X		X		Littoral (subtidal), fente de gel
Aéroport	HAM	47.423373	61.793613	X		X		Subtidal ancien et actuel
HAM	HAM	47.416967	61.755060	X		X		Subtidal (avec périglaciaire)
Les Sillons – Sillon 1	HAM	47.477482	61.748170	X		X		Crête de plage soulevée
Les Sillons – Sillon 2	HAM	47.477170	61.747259	X		X		Crête de plage soulevée
Les Sillons – Sillon 3	HAM	47.475696	61.745336	X		X		Crête de plage soulevée
Les Sillons – Sillon 4	HAM	47.474587	61.743752	X		X		Crête de plage soulevée
Les Sillons – Sillon 5	HAM	47.478519	61.743295	X		X		Crête de plage soulevée
Les Sillons – Sillon 6	HAM	47.478519	61.743295	X		X		Crête de plage soulevée
Les Sillons – Sillon 7	HAM	47.473659	61.743731	X		X		Crête de plage soulevée
Les Sillons – Sillon 8	HAM	47.472090	61.740434	X		X		Crête de plage soulevée
Pointe-aux-Loups Nord	PAL	47.531185	61.712313	X	X	X		Fluvioglaciaire, marin, glaciaire, subtidal
Pointe-aux-Loups Sud	PAL	47.526949	61.714590		X			Glaciaire
Grosse-Île – Sillon 1	GI	47.617578	61.501114	X		X		Crête de plage soulevée
Grosse-Île – Sillon 2	GI	47.618262	61.501437	X		X		Crête de plage soulevée
Grosse-Île – Sillon 3	GI	47.618405	61.500817	X		X		Crête de plage soulevée
Grosse-Île – Sillon 4	GI	47.617990	61.503396	X		X		Crête de plage soulevée
Pointe-de-l'Est – Sillon 1	GI	47.586660	61.484512	X		X		Crête de plage soulevée
Pointe-de-l'Est – Sillon 2	GI	47.585479	61.484773	X		X		Crête de plage soulevée

Pointe-de-l'Est – Sillon 3	GI	47.589492	61.483939	X		X		Crête de plage soulevée
Pointe-de-l'Est – Sillon 4	GI	47.590558	61.483788	X		X		Crête de plage soulevée
Old-Harry	GI	47.569836	61.465471	X	X	X		Marin, glaciaire
Seacow	GE	47.570720	61.488940	X		X		Marin, glaciaire, subtidal
Sandcove	GE	47.568937	61.490783	X		X		Marin, glaciaire, subtidal
Bassin-aux-Huîtres West	GE	47.555438	61.512697		X			Glaciaire
Bassin-aux-Huîtres Est	GE	47.561772	61.501402	X	X	X		Marin, glaciaire, subtidal
Bluff Est	GE	47.545753	61.548475	X		X		Marin, glaciaire, subtidal
Bluff	GE	47.546035	61.552528	X		X		Marin, glaciaire, subtidal, littoral
Entrée – Cap-Blanc	IE	47.269535	61.698221	X		X		Marin, périglaciaire, littoral
Entrée – Drift	IE	47.269441	61.696845	X		X		Glaciomarin
Entrée – Plage	IE	47.268591	61.710130	X		X	X	Marin, matière organique terrestre
Entrée – Phare	IE	47.268415	61.703396	X		X	X	Marin, littoral, périglaciaire

Tableau 17. Liste des sites de carottage étudiés dans le cadre de ce projet de doctorat, principaux échantillons récoltés et type(s) de dépôt. HA = Havre-Aubert; CAM = Cap-aux-Meules; HAM = Havre-aux-Maisons; GE = Grande-Entrée.

Site	ID carottage	Île	Lat.	Long.	Granulométrie	OSL/IRSL	¹⁴ C	Type(s) de dépôt
La Rivière	IDLM13-03	HA	47.228833	61.901920	X		X	Marin/lacustre, fluvatile
Étang à Ben	IDLM13-06	CAM	47.359224	61.953497			X	Matière organique terrestre
Étang de l'Hôpital	IDLM13-04	CAM	47.417706	61.876826	X	X	X	Marin
Aéroport	IDLM13-08	HAM	47.419845	61.789686				Matière organique terrestre
Les Sillons	IDLM13-07	HAM	47.477482	61.748170	X	X		Marin
Bassin-aux-Huîtres	IDLM13-05	GE	47.559302	61.505737	X		X	Marin

ANNEXE II - LISTE DES DATATIONS

Tableau 18. Liste des datations obtenues par le radiocarbone dans le cadre de ce projet de thèse. Site, identifiant laboratoire, altitude à laquelle l'échantillon a été récolté, âge non calibré, âge calibré et type de matériel utilisé.

Site	ID Laboratoire	Altitude (m)	Âge ^{14}C yr BP $\pm 1\sigma$	Âge calibré ($\pm 1\sigma$)	Type de matériel
Anse à la Cabane Est*	UCIAMS-74416	15	>46 000	N/A	Détritus organiques indifférenciés
Anse à la Cabane Est	UCIAMS-74417	15	50 100 ± 3 300	N/A	Détritus organiques indifférenciés
Anse à la Cabane Est	UCIAMS-84792	15	47 100 ± 2 300	N/A	Détritus organiques indifférenciés
Anse à la Cabane Est	UCIAMS-84793	15	47 800 ± 2 500	N/A	Détritus organiques indifférenciés
Anse à la Cabane West	UCIAMS-121093	24	11 230 ± 30	13 098 ± 51	Détritus organiques indifférenciés
Anse à la Cabane West	UCIAMS-84795	24	10 935 ± 30	12 776 ± 31	Détritus organiques indifférenciés
Anse à la Cabane West	UCIAMS-84790	24	10 485 ± 25	12 470 ± 79	Détritus organiques indifférenciés
Anse à la Cabane – Phare	UCIAMS-74415	13	8 995 ± 25	10 197 ± 32	Bois
Anse à la Cabane – Phare	UCIAMS-134737	13.5	4 790 ± 20	5 532 ± 57	Charbon de bois
Bassin	UCIAMS-134731	0	>49 900	N/A	Bois
Clermont	UCIAMS-134729	0	9 430 ± 25	10 656 ± 73	Détritus organiques indifférenciés
La Rivière	UCIAMS-134723	-3	2 830 ± 20	2 539 ± 151	Coquille
La Rivière	UCIAMS-147438	-2.3	1150 ± 15	674 ± 64	Coquille
La Rivière	UCIAMS-147440	-2.1	840 ± 15	418 ± 83	Coquille
Anse au Plâtre – DEM	UCIAMS-121093	15	9 650 ± 35	10 991 ± 198	Détritus organiques indifférenciés
Étang à Ben	UCIAMS-134728	2	105 ± 15	144 ± 116	Détritus organiques indifférenciés
Étang de l'Hôpital	UCIAMS-134726	-5	1 125 ± 20	635 ± 75	Coquille
Aéroport	UCIAMS-134736	3	1 535 ± 20	1 443 ± 79	Détritus organiques indifférenciés
Bassin-aux-Huîtres	UCIAMS-134725	-5	840 ± 20	418 ± 84	Coquille
Bassin-aux-Huîtres	UCIAMS-134730	10	1 440 ± 20	1 334 ± 34	Charbon de bois
Entrée – Plage	UCIAMS-134736	2	4 435 ± 20	5 080 ± 191	Détritus organiques indifférenciés
Entrée – Phare	UCIAMS-134724	12	3 935 ± 20	3 862 ± 117	Coquille

Tableau 19. Liste des datations obtenues par la luminescence stimulée optiquement (quartz) dans le cadre de ce projet de thèse. Identifiant de l'échantillon, site, altitude et profondeur auxquels l'échantillon a été récolté, activités des radionucléides, dose annuelle sèche, teneurs en eau (Nat. = naturelle; Sat. = saturée; Moy. = teneur en eau moyenne depuis que l'échantillon a été privé de lumière pour la dernière fois), dose annuelle totale, dose équivalente, nombre d'aliquotes mesurés et âge de l'échantillon. AC = Anse à la Cabane; HAB = Havre-aux-Basques.

ID Échantillon	Site	Altitude (m.)	Profondeur (cm)	Activités des radionucléides				Dose annuelle sèche (Gy/ka)		Mesures de teneur en eau (%)			Dose annuelle totale (Gy/ka)	D _e (Gy)	n	Âge $\pm 1\sigma$ (ka)
				^{238}U	^{226}Ra	^{232}Th	^{40}K	Gamma	Beta	Nat.	Sat.	Moy.				
OSL03	AC Est	14.8	480	26 ± 3	6.5 ± 0.2	5.3 ± 0.2	325 ± 6	0.368 ± 0.008	0.94 ± 0.02	18	38	19	1.16 ± 0.06	47 ± 3	24	41 ± 4
OSL04	AC Est	15.6	400	2 ± 4	4.8 ± 0.3	4.9 ± 0.4	403 ± 10	0.408 ± 0.010	1.01 ± 0.03	4	36	18	1.27 ± 0.07	55 ± 3	27	44 ± 4
OSL06	AC West	24	70	26 ± 5	21.9 ± 0.4	20.5 ± 0.5	489 ± 10	0.78 ± 0.02	1.49 ± 0.03	10	40	20	1.99 ± 0.11	23.1 ± 0.5	27	11.6 ± 0.7
OSL07	AC West	24	110	39 ± 7	23.5 ± 0.6	21.1 ± 0.6	557 ± 12	0.86 ± 0.02	1.72 ± 0.04	8	34	17	2.28 ± 0.13	22.4 ± 0.8	21	9.8 ± 0.7
OSL08	AC – Phare	12	300	49 ± 6	17.2 ± 0.5	16.9 ± 0.6	603 ± 14	0.80 ± 0.02	1.81 ± 0.04	11	47	24	2.18 ± 0.12	83 ± 5	30	38 ± 3
OSL12	AC – Phare	13	100	38 ± 5	26.6 ± 0.5	17.0 ± 0.4	553 ± 11	0.82 ± 0.03	1.70 ± 0.04	12	45	22	2.13 ± 0.12	21.6 ± 0.5	21	9.8 ± 0.6

OSL14	Anse à la Cabane West	24	50	45±4	24.8±0.4	23.5±0.3	539±8	0.87±0.02	1.72±0.03	9	42	21	2.24±0.12	22.6±1.0	24	10.1±0.7
OSL15	Anse à la Cabane West	24	100	29±7	21.6±0.6	16.9±0.6	512±12	0.75±0.02	1.54±0.04	8	33	17	2.06±0.12	22.1±0.5	27	10.7±0.7
OSL16	Anse au Plâtre – DEM	13.5	150	26±5	14.7±0.4	14.2±0.4	474±10	0.65±0.02	1.39±0.03	12	43	21	1.76±0.09	19.6±0.9	26	11.1±0.8
OSL17	Anse au Plâtre – DEM	14.5	75	33±5	16.4±0.4	16.5±0.4	464±10	0.68±0.02	1.41±0.03	8	43	21	1.82±0.10	21.3±1.2	23	11.7±0.9
OSL18	Anse au Plâtre – CAM	13	150	21±3	10.4±0.3	10.9±0.3	337±7	0.468±0.010	1.00±0.02	9	34	17	1.37±0.07	23.8±1.4	21	17.4±1.4
OSL19	Anse au Plâtre – CAM	12.5	125	12±5	13.3±0.4	13.7±0.5	480±11	0.632±0.015	1.34±0.03	7	41	21	1.76±0.09	31.7±1.8	21	18.0±1.4
OSL20	Bluff Est	3	700	5±4	9.3±0.3	10.7±0.4	483±10	0.571±0.012	1.27±0.03	5	41	21	1.54±0.09	>230	-	>150
OSL22	Bluff Est	11	150	33±6	10.1±0.5	12.9±0.4	607±12	0.706±0.013	1.69±0.04	10	49	25	1.99±0.10	>230	-	>115
OSL23	Bluff Est	16	75	21±8	13.2±0.6	14.1±0.6	547±14	0.69±0.02	1.53±0.05	9	36	18	1.98±0.11	29.8±1.1	33	15.1±1.1
OSL24	Bluff	23.5	150	2±4	6.1±0.3	7.1±0.3	300±7	0.36±0.01	0.79±0.02	4	37	19	1.10±0.06	>350	-	>300
OSL25	Bluff	21.5	350	30±5	10.7±0.4	12.8±0.4	664±12	0.75±0.01	1.82±0.03	8	47	24	2.09±0.11	>350	-	>300
OSL26	Sandcove	6	1000	22±4	8.5±0.3	8.6±0.3	456±9	0.522±0.010	1.26±0.03	4	40	20	1.47±0.08	>230	-	>150
OSL29	Sandcove	15	100	2±4	5.7±0.3	8.0±0.3	417±9	0.461±0.009	1.07±0.03	5	38	19	1.41±0.08	>230	-	>156
OSL30	Seacow	10.5	300	25±5	15.8±0.4	16.1±0.5	593±13	0.77±0.02	1.68±0.04	11	39	20	2.09±0.12	>230	-	>110
OSL31	Seacow	11	250	15±5	10.9±0.4	9.8±0.4	483±10	0.572±0.013	1.31±0.03	6	30	15	1.71±0.10	21.7±1.0	32	12.6±1.0
OSL32	Seacow	12	150	21±4	7.5±0.3	8.1±0.3	451±9	0.506±0.010	1.23±0.03	7	40	20	1.55±0.08	17.5±0.7	21	11.3±0.8
OSL33	Seacow	13	50	7±4	6.4±0.3	6.5±0.4	435±10	0.464±0.010	1.12±0.03	4	42	21	1.45±0.08	14.7±0.5	21	10.1±0.6
OSL34	Pointe-aux-Loups Nord	18	100	12±4	8.4±0.3	10.8±0.4	489±11	0.572±0.012	1.31±0.03	8	28	14	1.77±0.10	>230	-	>130
OSL36	Pointe-aux-Loups Nord	8	1300	0±5	8.3±0.4	10.2±0.4	427±9	0.512±0.011	1.11±0.03	8	24	12	1.45±0.09	>230	-	>159
OSL37	Pointe de l'Est – Sillon 1	8	150	14±3	3.8±0.3	3.9±0.2	235±6	0.26±0.01	0.65±0.02	3	30	6	0.88±0.03	0.75±0.05	24	0.73±0.06
OSL38	Pointe de l'Est – Sillon 2	8.7	100	12±3	3.2±0.2	3.3±0.2	170±5	0.20±0.01	0.49±0.02	3	32	6	0.72±0.03	0.56±0.03	23	0.68±0.05
OSL39	Grosse-Île – Sillon 1	2.6	80	10±5	2.8±0.3	3.2±0.4	244±7	0.25±0.01	0.65±0.03	4	39	31	0.85±0.03	0.84±0.06	20	0.99±0.09
OSL40	Les Sillons – Sillon 1	1.6	100	29±5	14.6±0.4	17.3±0.4	595±11	0.78±0.01	1.70±0.03	16	39	31	1.96±0.07	1.53±0.07	20	0.78±0.05
OSL41	Les Sillons – Sillon 2	2.3	90	33±5	4.8±0.4	6.3±0.3	317±8	0.36±0.01	0.94±0.03	6	37	30	1.15±0.04	1.76±0.10	24	1.53±0.11
OSL42	Les Sillons – Sillon 3	1.6	60	6±4	3.8±0.3	3.5±0.3	249±7	0.26±0.01	0.65±0.02	19	41	31	0.86±0.03	1.40±0.03	24	1.62±0.08
OSL43	Les Sillons – Sillon 4	2.3	100	2±5	4.0±0.3	3.7±0.4	210±7	0.24±0.01	0.55±0.03	17	31	25	0.80±0.03	1.21±0.05	30	1.51±0.09
OSL44	Airport	2	175	14±5	7.8±0.3	6.9±0.4	348±8	0.411±0.010	0.96±0.03	8	29	15	1.31±0.07	14.9±0.7	33	11.4±0.9
OSL46	Airport	3	75	16±3	5.0±0.3	5.1±0.2	308±7	0.340±0.007	0.85±0.02	5	37	18	1.15±0.06	12.7±0.4	21	11.0±0.7
OSL47	Fatima	4.5	250	27±4	12.0 ±0.3	8.8±0.3	404±8	0.509±0.012	1.18±0.25	4	29	15	1.6±0.2	36.3±1.8	28	23±3
OSL48	Fatima	6	100	22±4	9.7±0.3	8.1±0.3	454±9	0.523±0.011	1.26±0.03	9	49	25	1.53±0.08	22.7±0.8	21	14.8±1.0
OSL49	P. Thorne	4	15	42±4	14.3±0.3	18.3±0.3	503±8	0.71±0.01	1.54±0.03	12	32	16	2.10±0.11	26.9±1.1	39	12.8±0.9
OSL51	Camping	16	150	12±5	10.7±0.4	11.7±0.4	455±10	0.571±0.012	1.25±0.03	11	38	19	1.63±0.09	>150	-	>96
OSL53	Entrée – Cap Blanc	30	900	7±4	6.4±0.3	6.4±0.3	399±8	0.434±0.009	1.04±0.02	5	30	15	1.30±0.08	72±4	15	55±5
OSL54	Entrée – Cap Blanc	32	700	27±4	10.0±0.3	12.6±0.3	483±9	0.602±0.011	1.37±0.03	4	51	25	1.58±0.08	94±3	30	60±4
OSL55	Entrée – Cap Blanc	34.5	450	8±3	5.2±0.3	5.3±0.3	383±9	0.401±0.009	0.99±0.03	4	40	20	1.23±0.07	63 ±3	15	51±4
OSL56	Entrée – Cap Blanc	37	200	21±3	9.1±0.3	4.0±0.2	378±7	0.411±0.010	1.05±0.02	4	42	21	1.30±0.07	80±3	29	61±4
OSL57	Entrée – Cap Blanc	37.5	150	11±5	12.7±0.4	10.2±0.4	568±13	0.66±0.02	1.51±0.04	7	33	16	1.94±0.11	115±5	30	60±5
OSL58	Entrée – Drift	40	150	9±5	12.4±0.4	13.4±0.5	457±11	0.604±0.014	1.26±0.03	6	39	19	1.65±0.09	41±2	20	25±2
OSL59	Entrée – Plage	2.6	650	28±5	19.6±0.5	18.5±0.4	524±10	0.77±0.02	1.56±0.03	19	40	20	1.98±0.11	31.3±1.1	22	15.8±1.1
OSL62	Entrée – Phare	12	250	9±4	9.7±0.3	8.6±0.3	459±9	0.53±0.01	1.22±0.03	5	38	19	1.55±0.08	72.8±4.2	32	47±4
OSL63	HAM	9	90	11±5	8.4±0.4	7.5±0.4	383±10	0.449±0.010	1.03±0.03	5	38	19	1.37±0.07	31.6±1.3	21	23.0±1.6
OSL65	Les Sillons – Sillon 5	0.8	150	6±4	4.4±0.3	4.1±0.3	285±7	0.30±0.01	0.74±0.01	7	47	37	0.73±0.03	1.56±0.10	25	2.15±0.17
OSL66	Les Sillons – Sillon 5	3.1	60	4±3	3.3±0.2	3.5±0.3	205±6	0.23±0.01	0.54±0.02	4	42	34	0.55±0.03	1.43±0.08	24	2.60±0.19
OSL67	Grosse-Île – Sillon 3	1.6	40	1±4	2.6±0.3	2.8±0.3	250±6	0.25±0.01	0.62±0.02	19	60	30	0.78±0.03	0.77±0.05	29	0.90±0.07
OSL68	Grosse-Île – Sillon 4	2.7	70	0±3	2.8±0.2	2.6±0.3	230±6	0.23±0.01	0.57±0.02	5	46	37	0.76±0.03	0.07±0.04	23	0.09±0.06
OSL69	Grosse-Île – Sillon 5	3.9	90	3±3	2.7±0.2	3.2±0.3	269±6	0.27±0.01	0.68±0.02	5	41	33	0.87±0.03	0.66±0.04	18	0.76±0.06
OSL70	Pointe de l'Est – Sillon 3	7.2	140	3±6	3.5±0.4	3.9±0.4	178±9	0.21±0.01	0.47±0.03	2	37	4	0.69±0.03	0.52±0.03	20	0.64±0.05
OSL71	Pointe de l'Est – Sillon 4	6.9	200	8±3	3.1±0.2	3.7±0.3	195±6	0.22±0.01	0.53±0.02	9	46	5	0.69±0.03	0.44±0.04	18	0.52±0.05
OSL72	Sandcove	15.5	100	6±4	6.7±0.3	7.7±0.3	409±9	0.459±0.010	1.07±0.03	9	39	20	1.40±0.07	17.1±0.8	24	12.2±0.9
OSL73	Sandcove	15	150	11±4	4.5±0.3	5.8±0.5	350±7	0.38±0.01	0.93±0.02	9	39	20	1.21±0.06	20.6±0.6	24	17.0±1.1
OSL74	Les Sillons – Sillon 6	3.4	75	20±4	4.0±0.3	4.7±0.3	338±8	0.35±0.01	0.93±0.02	4	48	29	1.06±0.04	0.89±0.04	18	0.78±0.05

OSL75	Les Sillons – Sillon 7	4.3	80	-3±4	4.0±0.3	4.0±0.3	308±7	0.32±0.01	0.75±0.02	4	52	31	0.91±0.03	0.91±0.06	18	0.94±0.07
OSL76	Les Sillons – Sillon 8	3.2	80	8±6	3.0±0.5	4.0±0.4	205±10	0.23±0.01	0.55±0.03	4	42	34	0.72±0.03	1.01±0.06	18	1.33±0.10
OSL78	Aéroport	-0.3	50	7±7	6.1±0.5	5.0±0.5	325±12	0.358±0.012	0.86±0.04	22	39	39	1.03±0.05	0.14±0.02	23	0.14±0.02
OSL79	Bassin-aux-Huîtres Est	4	100	14±5	9.8±0.4	10.7±0.4	449±11	0.548±0.013	1.23±0.03	18	39	20	1.60±0.05	17.4±0.8	24	10.9±0.8
OSL80	Facterie 1 (Galet-Plat)	5.5	50	18±9	16.8±0.7	17.4±0.7	1231±23	1.29±0.02	3.16±0.06	7	39	20	3.7±0.2	66±3	28	17.9±1.4
OSL81	Facterie 2 (Galet-Plat)	4	50	24±5	19.1±0.4	19.3±0.5	1247±21	1.34±0.02	3.25±0.05	7	39	20	3.8±0.2	81±4	23	21.1±1.7
OSL83	SAQ	10	75	20±5	17.3±0.4	12.8±0.4	988±17	1.05±0.02	2.57±0.04	5	39	20	3.04±0.17	45±3	22	14.9±1.2
OSL84	Garage (Grader)	50	275	40±10	37.3±0.9	19.5±0.7	1162±22	1.41±0.04	3.21±0.07	9	39	20	3.8±0.2	67±5	32	17.6±1.6
OSL85	HAB – Sillon 1	4	70	5±4	3.9±0.3	3.6±0.3	283±8	0.29±0.01	0.73±0.02	21	51	31	0.88±0.03	0.52±0.06	27	0.55±0.06
OSL86	HAB – Sillon 2	4	85	3±4	3.9±0.3	3.9±0.3	352±8	0.35±0.01	0.88±0.02	23	67	33	0.94±0.03	0.43±0.10	36	0.40±0.10
OSL87	Plaisance	4.8	10	17±3	4.1±0.3	3.9±0.2	411±8	0.401±0.008	1.08±0.02	3	39	8	1.57±0.09	0.08±0.05	48	0.05±0.03
OSL88	Plaisance	0.5	20	3±3	3.8±0.2	4.0±0.3	553±10	0.508±0.009	1.35±0.03	0	39	8	1.91±0.11	0.10±0.07	24	0.05±0.04
OSL89	Old-Harry	11	300	20±4	7.7±0.3	9.0±0.3	402±8	0.480±0.009	1.12±0.02	6	56	28	1.32±0.07	>230	-	>174
OSL90	Old-Harry	12.5	150	13±4	7.1±0.3	11.4±0.4	464±9	0.551±0.010	1.25±0.03	7	39	20	1.60±0.09	31.7±1.3	28	19.8±1.4
OSL92	Arsène	50	50	38±10	33.2±1.0	15.1±0.7	703±19	0.97±0.03	2.07±0.06	4	39	20	2.61±0.15	51±2	26	19.5±1.4
OSL93	Entrée – Phare	11.7	280	5±3	6.5±0.3	6.0±0.3	310±8	0.36±0.01	0.82±0.02	8	39	20	1.82±0.10	25.1±0.7	24	13.8±0.9
OSL94	Entrée – Phare	11.7	280	-5±3	3.7±0.2	3.2±0.2	180±5	0.20±0.01	0.44±0.02	3	39	20	1.09±0.06	55.0±3.6	41	50±4
OSL95	Entrée – Phare	12	250	13±4	13.7±0.4	13.4±0.4	512±10	0.657±0.014	1.41±0.03	3	49	20	0.68±0.03	36.4±2.1	48	54±4
OSL96	Pointe-aux-Loups Nord	15.5	350	13±4	13.7±0.4	13.4±0.4	512±10	0.657±0.014	1.41±0.03	5	39	20	1.77±0.10	25.8±1.3	21	14.5±1.1
OSL97	Pointe-aux-Loups Nord	18	100	7±4	7.6±0.3	10.5±0.4	495±10	0.566±0.011	1.30±0.03	7	39	20	1.66±0.09	21.3±0.8	24	12.8±0.9
OSL101	Bassin	0	350	26±7	20.8±0.6	19.4±0.7	510±13	0.77±0.02	1.51±0.04	28	25	13	2.08±0.13	>160	-	>79
IDLM13-04-07A	Étang de l'Hôpital	-9	900	19±6	15.6±0.5	11.4±0.5	719±15	0.81±0.02	1.92±0.04	14	34	17	2.29±0.14	40.0±2.2	20	17.5±1.5
IDLM13-04-07E	Étang de l'Hôpital	-7.5	750	12±5	7.2±0.4	5.3±0.4	369±9	0.40±0.01	0.99±0.03	15	31	15	1.24±0.07	0.47±0.04	26	0.38±0.04
IDLM13-07-07A	Les Sillons	-9	900	17±5	6.9±0.4	7.2±0.4	499±11	0.53±0.01	1.32±0.03	19	51	41	1.30±0.05	2.72±0.10	24	2.09±0.12
IDLM13-07-07E	Les Sillons	-7.5	750	18±4	8.0±0.3	6.3±0.3	380±8	0.43±0.01	1.05±0.02	19	41	33	1.14±0.04	1.51±0.08	26	1.33±0.09

Tableau 20. Liste des datations obtenues par la luminescence stimulée par infrarouge (feldspaths) dans le cadre de ce projet de thèse. Site et identifiant de l'échantillon, dose équivalente, nombre d'aliquotes mesurés et âge de l'échantillon.

Site	Sample ID	<i>n</i>	D_e IR ₅₀ (Gy)	D_e PIRIR ₂₉₀ (Gy)	Age±1σ IR ₅₀ (ka)	Age±1σ PIRIR ₂₉₀ (ka)
Camping	OSL51	12	221±26	286±14	89±11	115±8
Bassin	OSL101	12	188±17	269±20	64±7	92±8

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Aitken, M. J. 1985. *Thermoluminescence Dating*. 359 pp. Academic Press Inc. London.
- 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.
- Bail, P. 1983. Problèmes géomorphologiques de l'englacement et de la transgression marine pléistocène en Gaspésie sud-orientale. Thèse Ph.D. Département de Géographie, Université McGill, Montréal, 148 p.
- Barnhardt, W. A. Gehrels, W. R. Belknap, D. F. & Kelley, J. T. 1995. Late Quaternary relative sea-level change in the western Gulf of Maine: evidence for a migrating glacial forebulge. *Geology* 23, 317–320.
- Belknap, D. F., Shipp, R. C. & Kelley, J. T. 1986. Depositional Setting and Quaternary Stratigraphy of the Sheepscot Estuary, Maine: A Preliminary Report. *Géographie physique et Quaternaire* 40, 55–69.
- Bell, T. Batterson, M. J. Liverman, D. G. E. & Shaw, J. 2003. A new late-glacial sea-level record for St. George's Bay, Newfoundland. *Canadian Journal of Earth Sciences* 40, 1053–1070.
- Bell, T. Daly, J. Batterson, M. J. Liverman D. G. E. Shaw, J. & Smith, I. R. 2005. Late Quaternary relative sea-level change on the west coast of Newfoundland. *Géographie physique et Quaternaire* 59, 129–140.
- Bennett, M. R. 2003: Ice streams as the arteries of an ice sheet: their mechanics, stability and significance. *Earth-Science Reviews* 61, 309–339.
- Bernatchez, P. 2003. Évolution littorale holocène et actuelle des complexes deltaïques de Betsiamites et de Manicouagan-Outardes : Synthèse, processus, causes et perspectives. Thèse de doctorat, Faculté de foresterie et de géomatique, Département de géographie, Université Laval. 460 p.
- Bernatchez, P. Fraser, C. Friesinger, S. Jolivet, Y. Dugas, S. Drejza, S. & Morissette, A. 2008. Sensibilité des côtes et vulnérabilité des communautés du golfe du Saint-Laurent aux impacts des changements climatiques. Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières, Université du Québec à Rimouski. Rapport de recherche remis au Consortium OURANOS et au FACC, 256 p.
- Bernatchez, P. Drejza, S. & Dugas, S. 2012. Marges de sécurité en érosion côtière : évolution historique et future du littoral des îles de la Madeleine. Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières, Université du Québec à Rimouski. Rapport remis au ministère de la Sécurité publique du Québec, 2012, 71 p.

- Bigras, P. & Dubois, J.-M. M. 1987. Répertoire commenté des datations ^{14}C du nord et du sud de l'estuaire du Saint-Laurent, Québec et Labrador. Université de Sherbrooke, Département de Géographie, Bulletin de recherche, 160 p.
- Billy, J. Robin, N. Hein, C.J. Certain, R. FitzGerald, D.M. 2014. Internal architecture of mixed sand-and-gravel beach ridges: Miquelon-Langlade Barrier, NW Atlantic. *Marine Geology* 357, 53–71.
- Blum, M.D. Carter, A.E. Zayac, T. Goble, R. 2002. Middle Holocene sea-level and evolution of the Gulf of Mexico coast (USA). *Journal of coastal research* SI36, 65–80.
- Brisebois, D. 1981. *Lithostratigraphie des strates Permo-Carbonifères de l'archipel des Îles de la Madeleine*. 48 pp. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Québec, DPV-796, Québec.
- Brodeur, D. and Allard, M. 1985. Stratigraphie de l'île aux Coudres, estuaire moyen du Saint-Laurent, Québec. *Géographie physique et Quaternaire* 39: 183–197.
- Bruun, P. 1962. Sea-level rise as a cause of shore erosion. Proceedings of the American Society of Civil Engineers. *Journal of the Waterways and Harbors Division* 88, 117–130.
- Buylaert, J.-P. Ghysels, G. Murray, A. S. Thomsen, K. J. Vandenberghe, D. De Corte, F. Heyse, I. & Van den haute, P. 2009. Optical dating of relict sand wedges and composite-wedge pseudomorphs in Flanders, Belgium. *Boreas* 38, 160–175.
- Buylaert, J.-P. Huot, S. Murray, A. S. & Van den haute, P. 2011. Infrared stimulated luminescence dating of an Eemian (MIS 5e) site in Denmark using K-feldspar. *Boreas* 40, 46–56.
- Buylaert, J.-P. Jain, M. Murray, A. S. Thomsen, K. J. Thiel, C. & Sohbati, R. 2012. A robust feldspar luminescence dating method for Middle and Late Pleistocene sediments. *Boreas* 41, 435–451.
- Buylaert, J.-P. Murray, A. S. Gebhardt, A. C. Sohbati, R. Ohlendorf, C. Thiel, C. Wastegård, S. Zolitschka, B. & The PASADO Science Team. 2013. Luminescence dating of the PASADO core 5022-1D from Laguna Potrok Aike (Argentina) using IRSL signals from feldspar. *Quaternary Science Reviews* 71, 70–80.
- Caputo, R. 2007. Sea-level curves: Perplexities of an end-user in morphotectonic applications. *Global and Planetary Change* 57, 417–423.
- Cazenave, A. & Le Cozannet, G. 2014. Sea level rise and its coastal impacts. *Earth's future (AGU publications)* 2, 15–34.
- Church, J.A. Clark, P.U. Cazenave, A. Gregory, J.M. Jevrejeva, S. Levermann, A. Merrifield, M.A. Milne, G.A. Nerem, R.S. Nunn, P.D. Payne, A.J. Pfeffer, W.T. Stammer, D. & Unnikrishnan, A.S. 2013. Sea Level Change. In: Stocker, T.F. Qin, D. Plattner, G.-K. Tignor, M. Allen, S.K. Boschung, J. Nauels, A. Xia, Y. Bex, V. & Midgley, P.M. (eds.). *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Clemmensen, L. B. & Nielsen, L. 2010. Internal architecture of a raised beach ridge system (Anholt, Denmark) resolved by ground-penetrating radar investigations. *Sedimentary Geology* 223, 281–290.

- Clemmensen, L. B. Nielsen, L. Bendixen, M. & Murray A. S. 2012. Morphology and sedimentary architecture of a beach-ridge system (Anholt, the Kattegat sea): a record of punctuated coastal progradation and sea-level change over the past ~1000 years. *Boreas* 41, 422–434.
- Daly, J. Belknap, D. F, Kelley, J. T. & Bell, T. Late Holocene sea-level change around Newfoundland. *Canadian Journal of Earth Sciences* 44, 1453–1465.
- Dionne, J.-C. 2001. Relative sea-level changes in the St Lawrence estuary from deglaciation to present day. *Geological Society of America*, Special Paper 351, 271–284.
- Dionne, J.-C. and Occhietti, S. 1996. Aperçu du Quaternaire à l'embouchure du Saguenay, Québec. *Géographie physique et Quaternaire* 50: 5–34.
- Drapeau, G. Mercier, O. 1990. Modélisation de l'évolution du littoral des îles de la Madeleine, Québec. *Géographie physique et Quaternaire* 44, 217–226.
- Dredge, L. A, Mott, R. J. & 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.
- Dubois, R. N. 2000. Discussion of: E. Robert Thieler, Orrin H. Pilkey, Jr. Robert 8. Young, David M. Bush, and Fei Chai, 2000. The Use of Mathematical Models to Predict Beach Behavior for U.S. Coastal Engineering: A Critical Review. *Journal of Coastal Research*, 16(1), 48-70. *Journal of Coastal Research* 16, 946–949.
- Duller, G. A. T. 2008. Luminescence Dating: guidelines on using luminescence dating in archeology. English Heritage, Swindon, 44 p.
- Dyke, A.S. 2004. An outline of North American deglaciation with emphasis on central and northern Canada. In: Ehlers, J., Gibbard, P.L. (eds.), Quaternary Glaciations—Extent and Chronology, Part 2, North America. Elsevier.
- Dyke, A. S. & Peltier, W. R. 2000. Forms, response times and variability of relative sea-level curves, glaciated North America. *Geomorphology* 32, 315–333.
- Dyke, A. S. & Prest, V. K. 1987. Late Wisconsinan and Holocene history of the Laurentide Ice Sheet. *Géographie physique et Quaternaire* 41, 237–263.
- Dyke, A. S. Andrews, J. T. Clark, P. U. England, J. H. Miller, G. H. Shaw, J. & Veillette, J. J. 2002. The Laurentide and Innuitian ice sheets during the last glacial maximum. *Quaternary Science Reviews* 21, 9–31.
- Edgecombe, R. B. Scott, D. B. & Fader, G. B. 1999. New data from Halifax Harbour: paleoenvironment and a new Holocene sea-level curve for the inner Scotian Shelf. *Canadian Journal of Earth Sciences* 36, 805–817.
- Engelhart, S. E. Horton, B. P. & Kemp, A. C. 2011. Holocene sea level changes along the United States' Atlantic Coast. *Oceanography*, Special Issue 24(2), 70–79.
- Forbes, D.L., Shaw, J. & Eddy, B.G. 1993. Late Quaternary sedimentation and the postglacial sea-level minimum in Port au Port Bay and vicinity, west Newfoundland. *Atlantic Geology* 29, 1–26.
- Fuchs, M. & Owen, L. A. 2008: Luminescence dating of glacial and associated sediments: review, recommendations and future directions. *Boreas* 37, 636–659.

- Gallagher, C., Telfer, M. W. & Ó Cofaigh, C. Ó. 2015. A marine isotope stage 4 for Pleistocene raised beach deposits near Fethard, southern Ireland. *Journal of Quaternary Science* 30, 754–763.
- Gehrels, W. R. 1999. Middle and Late Holocene Sea-Level Changes in Eastern Maine Reconstructed from Foraminiferal Saltmarsh Stratigraphy and AMS ¹⁴C Dates on Basal Peat. *Quaternary Research* 52, 350–359.
- Gehrels, W. R., Belknap, D. F. & Kelley, J. T. 1996. Integrated high-precision analyses of Holocene relative sea-level changes: lessons from the coast of Maine. *Geological Society of American Bulletin* 108, 1073–1088.
- Gehrels, W. R., Milne, G. A., Kirby, J. R., Patterson, R. T. & Belknap, D. F. 2004. Late Holocene sea-level changes and isostatic crustal movements in Atlantic Canada. *Quaternary International* 120, 79–89.
- Giles, P.T. & King, M. C. 2001. “Les sillons”: a relict foredune plain. Canadian landform examples – 41. *Canadian Geographer* 45, 437–441.
- Giles, P.T. King, M. C. 2001. “Les sillons”: a relict foredune plain. Canadian landform examples – 41. *Canadian Geographer* 45, 437–441.
- Grant, D. R. 1989. Le Quaternaire de la région des Appalaches atlantiques du Canada. In Fulton, R. J. (ed.): *Le Quaternaire du Canada et du Groenland, Géologie du Canada*, 412–474. Geological Survey of Canada, Ottawa.
- Gratton, D., Gwyn, Q. H. J. & Dubois, J.-M. 1984. Les paléoenvironnements sédimentaires au Wisconsinien moyen et supérieur, île d’Anticosti, golfe du Saint-Laurent, Québec. *Géographie physique et Quaternaire* 38, 229–242.
- Gray, J. T. 1987. Processus et paléo-environnements du quaternaire dans la Péninsule Gaspésienne et le Bas Saint-Laurent. In: French, H. M. & Richard, P. (eds). Union Internationale pour l’Étude du Quaternaire - Livret guide excursion C-4. Conseil national de recherches du Canada, Ottawa, 84 p.
- Grinsted, A., Moore, J.C. & Jevrejeva, S. 2010. Reconstructing sea level from paleo and projected temperatures 200 to 2100 AD. *Climate Dynamics* 3, 461–472.
- Grinsted, A., Jevrejeva, S., Riva, R.E.M. & Dhal-Jensen, D. 2015. Sea level rise projections for northern Europe under RCP8.5. *Climate Research* 64, 15–23.
- Hede, M. U., Bendixen, M., Clemmensen, L. B., Kroon, A. & Nielsen, L. 2013. Joint interpretation of beach-ridge architecture and coastal topography show the validity of sea-level markers observed in ground-penetrating radar data. *The Holocene*
- Hétu, B. 1998. La déglaciation de la région de Rimouski, Bas-Saint-Laurent (Québec) : indices d’une récurrence glaciaire dans la Mer de Goldthwait entre 12 400 et 12 000 BP. *Géographie physique et Quaternaire* 52, 325–347.
- Horton, B. P., Rahmstorf, S., Engelhart, S. E. & Kemp A. C. 2014. Expert assessment of sea-level rise by AD 2100 and AD 2300. *Quaternary Science Reviews* 84, 1–6.
- Houde-Poirier, M. 2014. Écoulements glaciaires au Wisconsinien supérieur, déglaciation et variations du niveau marin relative dans la région de Gaspé, Québec. Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Rimouski, Département de Biologie, chimie et géographie, 172 p.

- Huntley, D. & M. Lamothe. 2001. Ubiquity of anomalous fading in K-feldspars and the measurement and correction for it in optical dating. *Canadian Journal of Earth Sciences* 38, 1093–1106.
- James, T. S., Henton, J. A., Leonard, L. J., Darlington, A., Forbes, D. L. & Craymer, M. 2014. Relative sea-level projections in Canada and the adjacent mainland United States. *Geological Survey of Canada*, Open file 7737.
- Jevrejeva, S. Moore, J.C. & Grinsted, A. 2012. Sea level projections to AD2500 with a new generation of climate change scenarios. *Global and Planetary Change* 80-81, 14–20.
- Jevrejeva, S. Grinsted, A. & Moore, J.C. 2014a. Upper limit for sea level projections by 2100. *Environmental Research Letters* 9, 104008.
- Jevrejeva, S. Moore, J.C. Grinsted, A. Matthews, A.P. & Spada, G. 2014b. Trends and acceleration in global and regional sea levels since 1807. *Global and Planetary Change* 113, 11–22.
- Johnson, G.C. & Wijffels, S.E. 2011. Ocean density change contributions to sea level rise. *Oceanography* 24, 112–121.
- Josenhans, H. 2007. Atlas of the marine environment and seabed geology of the Gulf of St. Lawrence. Geological Survey of Canada, File 5346.
- Josenhans, H. & Lehman, S. 1999. Late glacial stratigraphy and history of the Gulf of St. Lawrence, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences* 36, 1327–1345.
- Juneau, M.-N. 2012. Hausse récente du niveau marin relatif aux Îles-de-la-Madeleine. Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Rimouski, Département de biologie, chimie et géographie, 161 p.
- Kelley, A. R. Belknap, D. F. & Clæsson, S. 2010. Drowned coastal deposits with associated archaeological remains from a sea-level “slowstand”: Northwestern Gulf of Maine, USA. *Geology* 38, 695–698.
- Kelley, A. R., Kelley, J. T., Belknap, D. F. & Gontz, A. M. 2011. Coastal and terrestrial impact of the isostatically forced Late Quaternary drainage divide shift, Penobscot and Kennebec Rivers, Maine, USA. *Journal of Coastal Research* 27, 1085–1093.
- Koohzare, A. Vanicek, P. & Santos, M. 2008. Pattern of recent vertical crustal movements in Canada. *Journal of Geodynamics* 45, 133–145.
- Krank, K. 1972. Geomorphological Development and Post-Pleistocene Sea Level Changes, Northumberland Strait, Maritime Provinces. *Canadian Journal of Earth Sciences* 9, 835–844.
- Liverman, D. G. E. 1994. Relative sea-level history and isostatic rebound in Newfoundland, Canada. *Boreas* 23, 217–230.
- Loring, D. & 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* 23, 1197–1207.
- Loring, D. & 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.
- Margold, M. Stokes, C. R. & Clark C. D. 2015: Ice stream in the Laurentide Ice Sheet: Identification, characteristics and comparison to modern ice sheets. *Earth-Science Reviews* 143, 117–146.

- McGranahan, G. Balk, D. & Anderson, B. 2007. The rising tide: Assessing the risks of climate change and human settlements in low elevation coastal zones. *Environment and Urbanization* 19, 17–37.
- McHenry, M. & Dunlop, P. 2015: The subglacial imprint of the last Newfoundland Ice Sheet, Canada. *Journal of Maps*, DOI: [10.1080/17445647.2015.1044038](https://doi.org/10.1080/17445647.2015.1044038).
- Mott, R. J. Jetté, H. Guiot, J. & Cloutier, A. 2004. Postglacial vegetation, climate history and leand-sea interaction at island Lake, baie des Chaleurs, New Brunswick, as documented by palynological analysis. *Géographie physique et Quaternaire* 58, 109–122.
- Murray, A. S. & Olley. J. M. 2002. Precision and accuracy in the optically stimulated luminescence dating of sedimentary quartz: a status review. *Geochronometria* 21, 1–16.
- Murray, A. S. & Wintle, A. G. 2000. Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiation Measurement* 32, 57–73.
- Murray, A. S. & Wintle, A. G. 2003. The single aliquot regenerative dose protocol: potential for improvements in reliability. *Radiation Measurement* 37, 377–381.
- Murray-Wallace, C. V. & Woodroffe, C. D. 2014: *Quaternary Sea-Level Changes. A global perspective*. Cambridge University Press, Cambridge, 504 pp.
- Nicholls, R.J. 2011. Planning for the impacts of sea level rise. *Oceanography*, Special Issue 24, 144–157.
- Nicholls, R.J. Marinova, N. Lowe, J.A. Brown, S. Vellinga, P. De Gusmao, D. Hinkel, J. & Tol. R.S.J. 2011. Sea-level rise and its possible impacts given a 'beyond 4 degrees C world' in the twenty-first century. *Philosophical transactions of the royal society A-mathematical physical and engineering sciences* 369, 161–181.
- Oakley, B. A. & Boothroyd, J. C. 2012. Reconstructed topography of Southern New England prior to isostatic rebound with implications of total isostatic depression and relative sea level. *Quaternary Research* 78, 110–118.
- Ó Cofaigh, C., Telfer, M. W., Bailey, R. M. & Evans, D. J. A. 2012: Late Pleistocene chronostratigraphy and ice sheet limits, southern Ireland. *Quaternary Science Reviews* 44, 160–179.
- Otvos, E.G. 2004. Holocene Gulf levels: Recognition issues and an updated sea-level curve. *Journal of coastal research* 20, 680–699.
- Overpeck, J.T. & Weiss, J.L. 2009. Projections of future sea level becoming more dire. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 106, 21461–21462.
- Painchaud, A. Dubois, J.-M. & Gwyn, Q. H. J. 1984. Déglaciation et émergence des terres de l'ouest de l'île d'Anticosti, golfe du Saint-Laurent, Québec. *Géographie physique et Quaternaire* 38, 43–111.
- Paquet, G. 1989. L'évolution de la plate-forme gréseuse de l'Île du Cap-aux-Meules (Îles de la Madeleine, Québec). Mémoire de maîtrise, Université de Montréal. 237 p.
- Parent, M. & Dubois, J.-M. M. 1988. Stratigraphie et événements du Quaternaire, Îles-de-la-Madeleine, Québec. – Indices de centres de dispersion glaciaire sur le plateau madeleinién. Proceedings, 6e Congrès de l'Association québécoise pour l'étude du Quaternaire, Rimouski, Québec.

- Parent, M. Lefebvre, R. Rivard, C. Lavoie, M. & Guilbault, J.-P. 2015. Mid-Wisconsinan fluvial and marine sediments in the central St. Lawrence lowlands – implications for glacial and deglacial events in the Appalachian uplands. The Geological Society of America, Northern Section - 50th Annual meeting, paper no. 31-2.
- Peltier, W. R., Argus, D. F. & Drummond, R. 2015. Space geodesy constrains ice age terminal deglaciation: The global ICE-6G_C (VM5a) model. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 120, 450–487.
- Pfeffer, W.T. 2011. Land ice and sea level rise. A thirty-year perspective. *Oceanography*, Special Issue 24, 94–111.
- Pfeffer, W.T. Harper, J.T. & O’Neel, S. 2008. Kinematic constraints on glacier contributions to 21st-century sea-level rise. *Science* 321, 1340–1343.
- Philibert, G. 2012. Évolution tardi-quaternaire du lac Jacques-Cartier, Réserve fauniques des Laurentides, Québec. Mémoire de maîtrise, Université Laval, Québec, 123 p.
- Pirazzolli, P. A. 1991. World Atlas of Holocene Sea-Level Changes. Elsevier, Oceanography Series, Amsterdam, 300 p.
- Prest, V. K., Grant, D. R & Rampton, V. N. 1968. Glacial map of Canada [document cartographique]. Geological Survey of Canada, carte 1253A. Échelle 1: 5 000 000
- Quinlan, G. & Beaumont, C. 1981. A comparison of observed and theoretical postglacial relative sea level in Atlantic Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences* 18, 1146–1163.
- Rahmstorf, S. Foster, G. & Cazenave, A. 2012. Comparing climate projections to observations up to 2011. *Environmental Research Letters* 7, 044035.
- Rampton, V. N., Gauthier, R. C., Thibault, J. & Seaman, A. A. 1984. Quaternary geology of New Brunswick. Geological Survey of Canada, Mémoire 416, 77 p.
- Rémillard, A.M. 2011. Stratigraphie, sédimentologie et micromorphologie du Drift des Demoiselles, Île du Havre-Aubert, Îles-de-la-Madeleine, Québec. Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Rimouski, Département de Biologie, chimie et géographie, 78 p.
- Rémillard, A. M, Héту, B. Bernatchez, P. & Bertran, P. 2013. The Drift des Demoiselles on the southern Magdalen Islands (Quebec, Canada): sedimentological and micromorphological evidence of a glacial diamict of Late Wisconsinan. *Canadian journal of Earth Sciences* 50, 545–563.
- Reynolds L. C. & Simms, A. R. 2015: Late Quaternary relative sea level in Southern California and Monterey Bay. *Quaternary Science Reviews* 126, 57–66.
- Sanschagrin, R. 1964. Magdalen Islands. Ministère de l’Énergie et Ressources du Québec, *Geological Report* 106, 57 pp.
- Scheffers, A. Engel, M. Scheffers, S. Squire, P. Kelletat, D. 2012. Beach ridge systems – archives for Holocene coastal events? *Progress in Physical Geography* 36, 5–37.
- Scott, D. B. & Medioli, F. S. 1980. Post-glacial emergence curves in the Maritimes determined from marine sediments in raised basins. In Proceedings, Canadian Coastal Conference 1980 (Burlington, Ontario). Associate Committee for Research on Shoreline Erosion and Sedimentation, National Research Council of Canada, pp. 428–446.
- Scott, D. B. Williamson, M. A. & Medioli, F. S. 1981. Marsh foraminifera of Prince Edward Island: their recent distribution and application for former sea-level studies. *Maritime Sediments and Atlantic Geology* 17, 98–129.

- Scott, D. B. Medioli, F. S. & Duffett, T. E. 1984. Holocene rise of relative sea level at Sable Island, Nova Scotia, Canada. *Geology* 12, 173–176.
- Scott, D. B. Medioli, F. S. & Miller, A. A. L. 1987. Holocene sea levels, paleoceanography, and late glacial ice configuration near the Northumberland Strait, Maritime provinces. *Canadian Journal of Earth Sciences* 24, 668–675.
- Scott, D. B. Boyd, R. Douma, M. Medioli, F. S. Yuill, S. Leavitt, E. & Lewis, C. F. M. 1989. Holocene relative sea-level changes and Quaternary glacial events on a continental shelf edge: Sable island bank, In Scott, D. B. Pirazolli, P. A. & Honig, C. A. (eds.). *Late Quaternary Sea-Level Correlation and Applications*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 105–119.
- Scott, D. B. Gayes, P. T. & Collins, E. S. 1995. Mid-Holocene precedent for a future rise in sea-level along the Atlantic coast of North America. *Journal of Coastal Research* 11, 615–622.
- Shaw, J. 2005. Geomorphic Evidence of Postglacial Terrestrial Environments on Atlantic Canadian Continental Shelves. *Géographie physique et Quaternaire* 59, 141–154.
- Shaw, J. & Edwardson, K. A. 1994. Surficial sediments and post-glacial relative sea-level history, Hamilton Sound, Newfoundland. *Atlantic Geology* 30, 97–112.
- Shaw, J. & Forbes, D. L. 1995. The postglacial relative sea-level lowstand in Newfoundland. *Canadian Journal of Earth Sciences* 32, 1308–1330.
- Shaw, J., Taylor, R. B. & Forbes, O. L. 1993. Impact of the Holocene transgression on the Atlantic coastline of Nova Scotia. *Géographie physique et Quaternaire* 47, 221–238.
- Shaw, J. Gareau, P. & Courtney, R. C. 2002. Palaeogeography of Atlantic Canada 13–0 kyr. *Quaternary Science Reviews* 21, 1861–1878.
- Shaw, J. Piper, D. J. W. Fader, G. B. J. King, E. L. Todd, B. J. Bell, T. Batterson, M. J. & Liverman, D. G. E. 2006. A conceptual model of the deglaciation of Atlantic Canada. *Quaternary Science Reviews* 25, 2059–2081.
- Shaw, J. Fader, G. B. & Taylor, R. B. 2009. Submerged early Holocene coastal and terrestrial landforms on the inner shelves of Atlantic Canada. *Quaternary International* 206, 24–34.
- Shennen, I. & Horton, B. P. 2002. Holocene land- and sea-level changes in Great Britain. *Journal of Quaternary Science* 17, 511–526.
- Singarayer, J. S. Bailey, R. M. Ward, S. & Stokes, S. 2005. Assessing the completeness of optical resetting of quartz OSL in the natural environment. *Radiation Measurements* 40, 13–25.
- Stanford, J.D. Hemingway, R. Rohling, E.J. Challenor, P.G. Medina-Elizade, M. & Lester, A.J. 2011: Sea-level probability for the last deglaciation: A statistical analysis of far-field records. *Global and Planetary Change* 79, 193–203.
- Stea, R. R. 2000. Virtual Field Trip web site. Nova Scotia Natural Resources, Mines and Energy Branch: <http://www.gov.ns.ca/NATR/MEB/field/vista.htm#vista>.
- Stea, R. R. 2004. The Appalachian glacier complex in Maritime Canada. In Ehlers, J. & Gibbard, P. L. (eds.): *Quaternary glaciations - extent and chronology, part II: North America*, 213–232. Elsevier, New York.

- Stea, R. R. Boyd, R. Fader, G. B. J. Courtney, R. C. Scott, D. B. & Pecore, S. S. 1994. Morphology and seismic stratigraphy of the inner continental shelf off Nova Scotia, Canada: evidence for a -65m lowstand between 11,650 and 11,250 C14 yr B.P. *Marine Geology* 117, 135–154.
- Stea, R. R. Piper, D. J. W. Fader, G. B. J. & 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, 821–845.
- Stea, R. R. Seaman, A. A. Pronk, T. Parkhill, M. A. Allard, S. & Utting, D. 2011. The Appalachian Glacier Complex in Maritime Canada. In Ehlers, J. & Gibbard, P. L. (eds). Quaternary glaciations - extent and chronology, part II: North America. Elsevier, New York, pp. 631-659.
- Strebler, D. & Hartung, F. 2014. Luminescence dating with paléodose and dose rate estimation. www.uni-koeln.de
- Stutz, M.L. Pilkey, O.H. 2011. Open-Ocean Barrier Islands: Global Influence of Climatic, Oceanographic, and Depositional Settings. *Journal of Coastal Research* 27, 207–222.
- Syvitski, J. P. M. 1992. Marine geology of Baie des Chaleurs. *Géographie physique et Quaternaire* 46, 331–348.
- Tamisiea, M. E. & Mitrovica, J. X. 2011. The moving boundaries of sea level change. Understanding the origins of geographic variability. *Oceanography, Special Issue* 24(2), 24–39.
- Tamura, T. Murakami, F. Nanayama, F. Watanabe, K. & Saito, Y. 2008. Ground-penetrating radar profiles of Holocene raised-beach deposits in the Kujukuri strand plain, Pacific coast of eastern Japan. *Marine Geology* 248, 11–27.
- Thomas, M. L. H. Grant, D. R. & de Grace, M. 1973. A Late Pleistocene marine shell deposit at Shippegan, New Brunswick. *Canadian Journal of Earth Sciences* 10, 1329–1332.
- Thomsen, K. Murray, A. S. Jain, M. & Bøtter-Jensen, L. 2008. Laboratory fading rates of various luminescence signals from feldspar-rich sediment extracts. *Radiation Measurements* 43, 1474–1486.
- Veillette, J. & Cloutier, M. 1993. Géologie des formations en surface, Gaspésie, Québec [document cartographique]. Commission géologique du Canada, carte 1804A. Échelle 1: 125 000.
- Vermeer, M. & Rahmstorf, S. 2009. Global sea level linked to global temperature. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 106, 21527–21532.
- Vigneault, B. 2012. Cadre lithostratigraphique quaternaire du nord des Îles-de-la-Madeleine. Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Rimouski, Département de Biologie, chimie et géographie, 118 p.
- Wintle, A. G. 2008. Luminescence dating: where it has been and where it is going. *Boreas* 37, 471–482.
- Woodworth, P.L. White, N.J. Jevrejeva, S. Holgate, S.J. Church, J.A. & Gehrels. W. R. 2009. Review – Evidence for the accelerations of sea level on multi-decade and century timescales. *International Journal of Climatology* 29, 777–789.

- Woodworth, P. L. Gehrels, W. R. & Nerem, R. S. 2011. Nineteenth and twentieth century changes in sea level. *Oceanography, Special Issue 24(2)*, 80–93.
- Yokoyama, Y. Lambeck, K. De Deckker, P. Johnston, P. & Fifield L. K. 2000: Timing of the Last Glacial Maximum from observed sea-level minima. *Nature 406*, 713–716.