UNIVERSITÉ DU QUÉBEC

INSTITUT NATIONAL DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

CENTRE EAU TERRE ENVIRONNEMENT

RECONSTITUTIONS PALÉOCLIMATIQUES À PARTIR DE LA TECHNIQUE D'ANALYSE D'IMAGES SUR LES SÉDIMENTS VARVÉS DE CAPE BOUNTY, ÎLE MELVILLE, CANADA

Par

François LAPOINTE

Mémoire présenté pour l'obtention du grade de maître
en sciences de la Terre

Jury d'évaluation

Examinateur externe	**Patrick Lajeunesse** Université Laval
Examinateur interne	**Normand Bergeron** INRS-ETE
Directeur de recherche	**Pierre Francus** INRS-ETE

© droits réservés de François LAPOINTE, 2012.

Each individual piece tells you little, but as the pieces are assembled,
the giant puzzle becomes a recognizable picture.

- Virginia Brown (National Council for Science and the Environment)

REMERCIEMENTS

Je tiens tout d'abord à remercier Pierre Francus pour m'avoir offert ce projet. Je salue l'ouverture du professeur Francus pour les nouvelles idées. Je le remercie aussi pour son écoute et ses explications. Un grand merci à Scott Lamoureux, un passionné de l'Arctique qui a été très convivial sur le terrain à Cape Bounty. Je le remercie aussi pour l'intérêt montré envers l'évolution de mon projet. Merci à l'équipe du laboratoire 2321 : David Fortin, Guillaume Jouve, Frédéric Bouchard, Gabriel Rodrigue avec qui j'ai pu échanger sur les résultats de mon projet et de leur projet. Un sincère merci à Arnaud De Coninck avec qui j'ai passé beaucoup de temps au microscope électronique à balayage (MEB) au commencement des travaux. Avec ces nombreuses heures passées au MEB, plusieurs filaments de tungstène ont été utilisés. Arnaud a pris de son temps pour m'aider à changer de filament. Je veux aussi le remercier de son grand intérêt au succès des travaux de l'équipe. Merci aux stagiaires d'été, notamment Laurence Provencher-Nolet, qui m'a aidé à voir un peu moins la vie en noir et blanc avec son aide pour le traitement d'images et Rajarshi Roychowdhury pour son aide en informatique.

Merci à tous les gens de l'INRS que j'ai côtoyés. Particulièrement, je remercie Jean-Daniel Bourgault qui a été fort sympathique lorsque j'avais des soucis avec le logiciel bibliographique Endnote. Merci à Suzanne Dussault, directrice des étudiants, qui a toujours répondu aux nombreuses questions avec un sourire.

J'aimerais également remercier les examinateurs Normand Bergeron et Patrick Lajeunesse. Merci à tous les professeurs qui m'ont transmis leur passion pour les études *paléo*.

Un grand merci pour le soutien financier du CRSNG et de l'Année Polaire Internationale. De plus, je tiens à remercier le PFSN sans quoi je n'aurais pas pu me rendre dans le Haut-Arctique au cours de la très chaude année estivale de 2010. Je remercie également les membres du GEOTOP avec qui j'ai pu discuter et apprendre davantage sur différents projets passionnants. Merci à mes parents, Johanne Rodrigue et Pierre Lapointe et ma sœur Pier-Anne, qui m'ont toujours encouragé. Sans oublier mon frère, Jérôme, qui m'a fait cadeau de plusieurs livres portant sur la paléoclimatologie et la sédimentologie. Finalement, à ma copine qui m'a souvent pris en flagrant délit les fins de semaine à travailler sur mon projet, un immense merci pour ton support moral.

RÉSUMÉ

Les données satellitaires de haute-résolution provenant du nord canadien mettent en évidence une grande réduction de la glace de mer et des surfaces enneigées depuis les 30 dernières années. Néanmoins, les variations du climat ne sont généralement pas synchrones pour les différentes régions du monde, y compris l'Arctique. Comprendre les variabilités climatiques du passé est nécessaire pour mettre en perspective le réchauffement climatique récent. Dans les régions au nord de 70° de latitude, le manque de données paléoclimatiques est flagrant. De plus, les quelques données paléoenvironnementales existantes sont localisées à l'est de l'archipel de l'Arctique canadien, l'ouest étant peu étudié.

Pour palier à ce manque, ce projet propose d'analyser une carotte de sédiment varvé dans l'ouest du Haut-Arctique canadien, plus précisément à Cape Bounty, Île de Melville. La majorité des analyses sur les sédiments varvés porte uniquement sur l'épaisseur des varves. À l'aide d'un logiciel d'analyse d'images, en plus des données de l'épaisseur des varves, nous avons acquis des données granulométriques à partir d'images acquises au microscope électronique à balayage pour les 2845 dernières années. Les résultats montrent qu'il n'y a pas de lien significatif entre les données granulométriques et l'épaisseur des varves. Des lamines de faible épaisseur peuvent en effet être constituées de matériel très grossier généré par des événements de haute-énergie. Ce travail a permis de caractériser les principaux facies (coulées de débris et turbidites) à partir des indices granulométriques et de l'épaisseur des varves extraits par analyse d'images.

Enfin, la comparaison entre les données d'événements de pluie à Rea Point, une station météorologique, et d'une granulométrie grossière à Cape Bounty présente une corrélation significative (r=0,85). Cette relation permet ainsi de reconstruire les événements de pluie majeure dans le temps à partir des propriétés granulométriques du sédiment. Les varves de Cape Bounty enregistrent une augmentation sans précédent des événements de haute-énergie au cours du 20e siècle, ce qui n'est pas observable en se basant uniquement sur l'épaisseur des varves. Ce récent changement à Cape Bounty est compatible avec la plus récente compilation des proxies climatiques de l'Arctique (Kaufman et al., 2009) et suggère que l'ouest du Haut-Arctique a également connu des températures plus chaudes au cours de la dernière décennie qu'au cours des dernières 2845 années.

TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS III

RÉSUMÉ V

TABLE DES MATIÈRES VII

LISTE DES TABLEAUX XI

LISTE DES FIGURES XIII

CHAPITRE 1 1

SYNTHÈSE 1

1. INTRODUCTION 3

1.1. Problématique 5

1.1.1. Changements climatiques récents et futurs 5

1.1.2. Besoin de données paléoclimatiques de haute-résolution 7

1.1.3. L'épaisseur des sédiments varvés 9

1.2. Objectifs 10

1.3. Facteurs influençant le climat en Arctique 10

1.3.1. L'inclinaison de l'axe de rotation de la Terre 10

1.3.2. Précession de l'axe de rotation de la Terre 11

1.3.3. Forme de l'orbite terrestre 11

1.3.4. Variations du forçage solaire sur des périodes de temps plus courtes 11

1.3.5. Le forçage volcanique 12

1.3.6. Changements climatiques dans l'Arctique depuis le dernier interglaciaire (12 ka BP) 12

1.3.7. Gaz à effet de serre (GES) 13

1.3.8. Dynamiques du couplage océan-atmosphère 14

1.3.9. Oscillation Atlantique multi-décennale (AMO) 15

1.3.10. Oscillation Nord-Atlantique (NAO) et Oscillation Arctique (AO) 15

1.4. La dernière glaciation dans l'archipel de la Reine-Élizabeth 18

1.4.1. Déglaciation 18

1.5. Site d'étude et méthodes 19

1.5.1. Récolte des échantillons et fabrications des lames minces 19
1.5.2. Lacs de Cape Bounty 22
1.5.3. Le ruissellement à l'intérieur des bassins versants de Cape Bounty 22
1.5.4. Le logiciel d'analyse d'images 23
1.5.5. Données instrumentales utilisées pour la reconstruction paléoclimatique et les comparaisons entre les sites 26

1.6. Résultats et discussion 26
1.6.1. Les facies du lac Est de Cape Bounty 26
1.6.2. Événements de pluie 27
1.6.3. Indicateurs de facies à l'aide du logiciel d'analyse d'images 28
1.6.4. Anomalies des turbidites et coulées de débris au cours des derniers 2845 ans 36
1.6.5. Grains éoliens 38
1.6.6. Les différences entre les deux bassins versants de Cape Bounty 40
1.6.7. Comparaison des données granulométriques avec d'autres sites dans l'Arctique 41
1.6.8. Compilation récente des données climatiques de l'Arctique 47
1.6.9. Les variations homogènes et hétérogènes entre Cape Bounty et les sites comparés 49

CHAPITRE 2 51

PUBLICATION SCIENTIFIQUE 51

RÉSUMÉ 55

ABSTRACT 57

2. 1750 YEARS OF RAINFALL EVENTS INFERRED FROM PARTICLE SIZE AT EAST LAKE, CAPE BOUNTY, MELVILLE ISLAND. CANADA 59

2.1. Introduction 61

2.2. Study site 61

2.3. Previous studies 63
2.3.1. Evolution of the watershed 63
2.3.2. Sedimentary facies at East Lake 63

2.4. Materials and methods 64
2.4.1. Sediment cores and thin-sections 64
2.4.2. Image and grain size analysis 64
2.4.3. Chronology 65
2.4.4. Weather station 66
2.4.5. Statistical methods 66

2.5. Results **66**
2.5.1. Chronology and error estimation 66
2.5.2. Grain-size variations 67
2.5.3. Varve thickness and PSD indices 69
2.5.4. Calibration with the instrumental record 69
2.5.5. Climate reconstruction 72

2.6. Discussion **74**
2.6.1. Chronology 74
2.6.2. Climatic interpretation of the grain-size record at Cape Bounty 74
2.6.3. High-energy facies characterization using image analysis 77
2.6.4. Particle-size versus varve-thickness variations 79
2.6.5. Discussion of correlation with climate instrumental record 79
2.6.6. Climatic reconstruction 80
2.6.7. Image analysis 81

2.7. Conclusion **81**

2.8. Acknowledgements **82**

CHAPITRE 3 ..... **83**

CONCLUSION **83**

3. CONCLUSION GÉNÉRALE **85**

4. TRAVAUX FUTURS **87**

5. RÉFÉRENCES **89**

ANNEXES **103**

LISTE DES TABLEAUX

Table 2.1 Pearson's (r), Spearman's (ρ) and Kendall's (τ) correlations between varve thickness VT and the annually-resolved PSD indices, for the 2000-250 AD period, for original (top panel) and decorrelated (bottom panel) and their significance (*p*-values). 69

Table 2.2 Pearson's (r), Spearman's (ρ) and Kendall's (τ) correlations between PSD index $P98D_0$ and instrumental data from Rea Point and Mould Bay and their significance (*p*-values)..... 70

LISTE DES FIGURES

Figure 1.1 Le modèle HadCM3 et les forçages appliqués. Causes naturelles: données des variations naturelles (insolation solaire et les poussières volcaniques) sont appliquées au modèle mais ne varient pas similairement avec les observations depuis les 30 dernières années; Causes anthropiques: les variations liées aux activités humaines (gaz à effet de serre et poussières d'origine anthropique) fluctuent de façon similaire pour les dernières 30 années; Total des forçages: la combinaison des deux forçages précédents (Causes naturelles et anthropiques) appliqués au modèle simule bien les observations des températures depuis 1860. 4

Figure 1.2 Réduction de la couverture neigeuse (en bleu) et de l'extension des glaces de mer (en rouge) durant les mois de juin à août dans l'Hémisphère Nord depuis 1960s et 1970s. Les données proviennent de Global Lab, Rutgers University, New Jersey, et du U.S. National Snow and Ice Data Center, University of Colorado, Boulder. Tirée de Post *et al*. (2009)..... 6

Figure 1.3 Augmentation de l'intensité des précipitations dans les latitudes nordiques. En a: moyenne de l'intensité des changements de précipitations à l'échelle planétaire (défini selon les précipitations annuelles tatales divisées par le nombre de jours humides) selon les différentes simulations pour un scénario de faible (B1), moyen (A1B) et haut (A2) intensité; b: changements dans les configurations spatiales de l'intensité des précipitations basés sur les simulations entre deux moyennes sur 20 ans (2080-99 moins 1980-99) pour le scénario A1B; c: changements globaux des moyennes des jours secs (défini comme le nombre maximal annuel de jours secs consécutifs); d: changements des configurations spatiales des jours secs basés sur les simulations entre deux moyennes sur 20 ans (2080-99 moins 1980-99) pour le scénario A1B. Tirée de Meelh *et al.* (2007)..... 6

Figure 1.4 Répartition des études paléolimnologiques à haute-résolution. En noir, le site de Cape Bounty. Modifiée par S. Lamoureux d'après la carte Énergie, Mines et Ressources naturelles Canada (2002) 8

Figure 1.5. Localisation des sites de la plus récente compilation des proxies climatiques (lacs, anneaux de croissance d'arbres et carottes de glace). Anomalies des températures estivales en fonction de la période de 1958-2000. Tirée de Kaufman *et al*. (2009)..... 8

Figure 1.6 Photographie au microscope pétrographique (gauche) et images en électron rétrodiffusées acquises au microscope électronique à balayage (droite) de facies varvés de Cape Bounty. Énergie de transport et épaisseur des varves..... 9

Figure 1.7 Variations des 800 000 dernières années de la concentration en CO_2 atmosphérique mesurée à partir de la carotte de glace du Dome C en Antarctique (Lüthi *et al*., 2008)..... 14

Figure 1.8 Variations de l'Oscillation Arctique et l'Oscillation Nord-Atlantique (NAO) entre 1864 et 2000. Les variations de AO et NAO sont similaires. Tirée de ACIA (2005) 17
Figure 1.9 Mouvements de glace de mer dans l'Océan Arctique. La recirculation est plus importante lors de phases négatives de l'AO causant un épaississement de la glace de mer. Tirée de Rigor *et al*. (2002)..... 17
Figure 1.10 À gauche : site de Cape Bounty (modifié de Hodgson, 1984) avec le lac Est montrant le point où la carotte de 737 cm a été récoltée. À droite : une image IKONOS (satellitaire) avec les lacs Ouest (W) et Est (E)..... 20
Figure 1.11 À droite: les 4 principales unités à Cape Bounty (Modifiée de Cuven *et al*., 2010). À gauche: lames minces recouvrant la partie laminée des sédiments de Cape Bounty..... 21
Figure 1.12 A: Fenêtres du logiciel permettant d'archiver les informations du site d'étude (Nom, localisation géographique du site et des carottes extraites, profondeur d'eau), d'importer des images de lames minces en continu; B: le logiciel permet de délimiter les laminations à l'aide des images en lumière normale et polarisée; C : Exportation des données de l'épaisseur des varves; D : Traitement d'une région d'intérêt permettant entres autres de masquer le dépôt d'une autre année, évitant ainsi la contamination pour la récolte des données granulométriques..... 24
Figure 1.13 En haut: histogramme de niveau de gris (0 à 255). En bas : image prise au MEB transformée en image binaire 25
Figure 1.14 A : Section de lame mince des années AD 95 à 92; B : graphique des valeurs de $P98D_0$ et sD_0 montrant de fortes valeurs pour les années AD 95 et 92. En C et en D : images en électron rétrodiffusé des régions d'intérêt aci (AD 92) et acd (AD 95) mettant en évidence un sédiment grossier. 29
Figure 1.15 Image en électron rétrodiffusé montrant une granulométrie élevée et la présence de particules très grossières 30
Figure 1.16. Identification de facies correspondant aux écoulements de débris avec $P98D_0$ et $maxD_0$. En A: Section de lame mince présentant des laminations de moins de 1 mm couvrant la période de AD 190 à 180 AD; En B: série composite d'images prises au microscope électronique à balayage entre AD 185 et 180. Les barres blanches représentent les frontières entre les varves; En C: graphique des valeurs normalisées de $P98D_0$ et de $maxD_0$ mettant en évidence l'année AD 190 caractérisée par les deux plus grands pics et d'autres valeurs élevées pour les années AD 184, 182 et 180; En D : image en électron rétrodiffusé de l'année AD 190 montrant un sédiment très grossier et non-trié. 31
Figure 1.17 Fines laminations (<0,5 mm) présentant des couches avec une granulométrie grossière sans classement visible et pauvrement trié (debris flow). Les années varvaires 485 BC, 503 BC et 506 BC sont caractérisées par des pics de $P98D_0$ et de $maxD_0$. L'échelle (barre noire) est en µm. 32

Figure 1.18. À gauche: deux lames minces en continu montrant les années varvaires caractérisées par des couches annuelles épaisses. Les années AD 1887, 1871, 1858, 1845, 1843, 1840 et 1838 sont caractérisées par des dépôts de turbidites. À droite : lorsque les pics de VT et de sD_0 sont en phases, les facies de turbidites, localisées dans les lames minces, sont identifiables. 33
Figure 1.19 : Variations de l'épaisseur des varves (en noir) et de sD_0 (en bleu) sur une échelle de temps plus courte. Les années AD 1705 et 1710 sont caractérisées par de hautes valeurs de VT et de sD_0 reflétant des courants de turbidité de forte densité. Des valeurs élevées pour VT dans l'année AD 1722 et des valeurs moins grandes pour sD_0 caractérisent une moins forte densité. 34
Figure 1.20 À gauche: lame mince avec des dépôts de turbidite et de coulées de débris localisés entre les années varvaires AD 1678 et 1655, la barre noire = 12,29 mm). Au centre : graphique illustrant les valeurs des indices utilisés pour distinguer les turbidites et les coulées de débris. En bas : des BSE images des années varvaires AD 1662, 1663 et 1675 montrant des dépôts composés de matériel hétérogène dans lequel des grains grossiers, allant jusqu'à 200 µm, témoignent d'un transport de haute-énergie de *debris flow*. 35
Figure 1.21 À droite: Même lame mince que la Figure 1.19 avec un zoom sur les événements de faibles énergies datés entre AD 1673 et 1666 qui ne sont pas enregistrés dans le graphique de la Figure 1.19. L'image prise au MEB montre les particules fines et silteuses qui caractérisent cette année.. 36
Figure 1.22 Données moyennées sur 20 ans (en noir) et données brutes (en bleu) des écoulements de débris des 2840 dernières années au lac Est de Cape Bounty estimées à partir de la somme de $P98D_0$ et sD_0. Les écoulements de débris atteignent des niveaux sans précédent au cours du 20e siècle. 37
Figure 1.23 Données moyennées sur 20 ans (en noir) et données brutes (en bleu) des anomalies des turbidites. 38
Figure 1.24 Relation entre $maxD_0$ et mD_0 39
Figure 1.25 A: Graphique illustrant les valeurs normalisées du ratio $maxD_0/mD_0$. Un intervalle de 100 ans est représenté dans lequel trois pics à AD 1577, 1543 et 1498 sont identifiables. B : deux BSE images des années AD 1575 et 1498 montrant deux particules de plus de 200 µm à l'intérieur d'une matrice de sédiment silteux et fins. C: Graphique montrant les pics du ratio sur les dernières 2845 années. 39
Figure 1.26 La topographie du bassin versant du lac Ouest est beaucoup plus accidentée alors que le bassin versant Est témoigne de faibles pentes orientées vers le sud. Tiré de Lewis *et al*. (2011).... 41
Figure 1.27 Carte montrant les sites d'études de lacs varvés (points noirs), de glaciers et des stations météorologiques (étoiles grises) dans le Haut-Arctique. 42
Figure 1.28 mD_0 (moyennée sur 10 ans) pour les sites de CBEL et de SSL au cours des 400 dernières années. 43
Figure 1.29 Comparaison des données de l'épaisseur des varves normalisées pour les sites de Cape Bounty et du lac South Sawtooth 44

Figure 1.30 Comparaison des pluies à Cape Bounty (en bleu) et des températures de juin au lac Upper Soper (noir). Les données sont normalisées et moyennées sur 5 ans pour les 500 dernières années. 45
Figure 1.31 Comparaison entre le P98D0 (moyenne glissante sur 5 ans) (en bleu) et le pourcentage de fonte (en noir) (une donnée tous les 5 ans) 46
Figure 1.32 Comparaison entre le pourcentage de fonte des couches du glacier Agassiz (une donnée tous les 10 ans) et de la granulométrique ($P98D_0$) (moyennes lissées sur 10 ans) 47
Figure 1.33 Compilation des proxies de température en Arctique à partir des données sur les carottes lacustres, des cernes d'arbres et des carottes de glace, tirée de Kaufman *et al*., 2009..... 48
Figure 1.34 Comparaison entre l'étude multi-proxies de Kaufman *et al*. (2009) (données moyennées sur 10 ans) avec les variations granulométriques du $P98D_0$ à Cape Bounty (données moyennées sur 10 ans) 49
Figure 2.1 A: location of Cape Bounty (black circle) and the weather stations defined by a star: Rea Point (black star) and Mould Bay (white star). B: West and East watersheds with weather stations (black circles). River stations (black diamonds) of West and East lakes. Cores mentionned in the text were retrieved from the open circle at East Lake. VMS stands for Viscount Melville Sound..... 62
Figure 2.2 The sediment image (left) was obtained from a flat bed scanner (plain-light) of a thin-section of East Lake sediment showing varve boundaries (black horizontal bars). The plot on the right contains the derived grain size indices for years AD 1838 to AD 1804. Shaded areas correspond to the lithozone as referred in the text : A: classic nival deposit; B: turbidites; C: debris flow..... 65
Figure 2.3 Comparison of the two varve counts from Cuven *et al*. (2011) (SC) and this study (CBEL12) (FL) from Cape Bounty East Lake. 67
Figure 2.4 East Lake Varve Thickness (VT) and four PSD indices for the last 2845 years. Data are standardized relative to the mean and the standard deviation. A 15-year running mean is applied on the series. 68
Figure 2.5 A: linear regression between $P98D_0$ and largest rainfall event/year at Rea Point (1985–1971) with the Pearson's, Spearman's and Kendall's correlations. B: Cook's distances for linear regression between $P98D_0$ and largest rainfall event/year at Rea Point (1985–1971). Horizontal line shows the critical value 4/(T-2). 71
Figure 2.6 Linear regression between log-transformed $P98D_0$ and largest rainfall event/year at Rea Point (1985–1971) using robust estimation, and the 90% confidence interval (dotted lines)..... 72
Figure 2.7 A Reconstructed largest annual rainfall amounts (mm) for the past 1750 years using the log-log transformed. The blue line is the raw data and the black line is the 15-years running median filter. B Reconstructed largest annual rainfall anomalies using the log-log transformation. The blue line is the raw data and the black line is the 15-years running mean..... 73

Figure 2.8 Examples of three three years with major daily rainfall events (1971, 1973 and 1978) at Rea Point, Nunavut, and the corresponding cumulative melting degree-days (MDD) for each year represented by the line. 75

Figure 2.9 Sedimentary structures corresponding to years AD 1971 to 1985, a period that encompasses major turbidites and debris flow in the late 20th century. The left panel presents a flat-bed scan (plain light) of a thin section with the location of ROIs (yellow squares) and the limits of the varves (horizontal black lines). The right panel presents three BSE images from years AD 1971, 1973 and 1977 (ROIs abx, aaz and aau respectively) that contain thick laminae with coarse grain size. Other years (AD 1975, 1977 and 1985) with rainfall signals are also characterized by coarse grain size. The turbidite-base from AD 1971 shows an erosive contact 76

Figure 2.10 Time-series (AD 1695 to 1679) of normalized $P98D_0$ and sD_0; B: thin section of the time interval presented in A showing two prominent turbidites at AD 1689 and AD 1685; C: Blow-up of three thin varves from AD 1688 to 1686 : Varves formed during AD 1688 and 1686 have low $P98D_0$ and sD_0 values, whereas AD 1687 has high values. D Backscatter electron image of varve formed in AD 1687, showing coarse grain size interpreted as a debris-flow deposit..... 78

CHAPITRE 1

SYNTHÈSE

1. INTRODUCTION

Le Groupe d'Experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat (GIEC) a pour mandat d'évaluer, sans parti pris et de manière méthodique, toutes les informations scientifiques provenant des sphères touchant aux changements climatiques. Le rapport le plus récent du GIEC, livré en 2007, présente les résultats de divers modèles de projection climatique. Tous les modèles sans exception montrent une poursuite de l'augmentation de la température moyenne de surface de l'air pour le 21e siècle. De plus, la moyenne des précipitations, dans l'optique d'un climat futur plus chaud, devrait augmenter de façon marquée dans les régions tropicales ainsi que dans les régions de plus hautes latitudes. À long terme, ce réchauffement aura des impacts majeurs dans plusieurs régions du monde, particulièrement en Arctique où, entre autres, la diminution voire la possible disparition de la glace de mer ainsi que de la neige en été engendrerait des rétroactions positives au niveau planétaire. Or, il s'avère que la communauté scientifique ne peut qualifier ce changement climatique récent de 'sans précédent' de façon irréfutable. Selon le GIEC, les forçages anthropiques expliquent en très grande partie le réchauffement depuis les années 1960s. Le HadCM3 (Stott *et al.*, 2000) (Figure 1.1), un modèle de circulation général, a été le modèle le plus utilisé par le GIEC lors du troisième rapport. En effet, les simulations sont capables de reproduire les observations depuis le début des enregistrements instrumentaux (Figure 1.1; Total des forçages). Le modèle montre que le réchauffement des 30 dernières années est largement explicable par le forçage anthropique (Figure 1.1; Causes anthropiques). À l'opposé, les simulations du modèle qui n'incluent que les causes naturelles (Figure 1.1; insolation et volcanisme) conduisent à un relatif refroidissement.

Afin de mieux comprendre et mettre en perspective le réchauffement actuel, il y a un grand besoin d'avoir un éventail de fenêtres spatio-temporelles à grande échelle sur la variabilité naturelle du climat passé. La paléoclimatologie, qui a pour objet de reconstituer les climats au-delà des mesures instrumentales (Bradley, 1999), permet notamment de 1) comparer différentes époques d'un enregistrement climatique; 2) confronter les données paléoclimatiques d'un site d'une région à d'autres sites intra ou extra régionaux; et 3) établir une base de données paléoclimatiques à l'échelle mondiale pour améliorer les modèles de prédiction climatique futur.

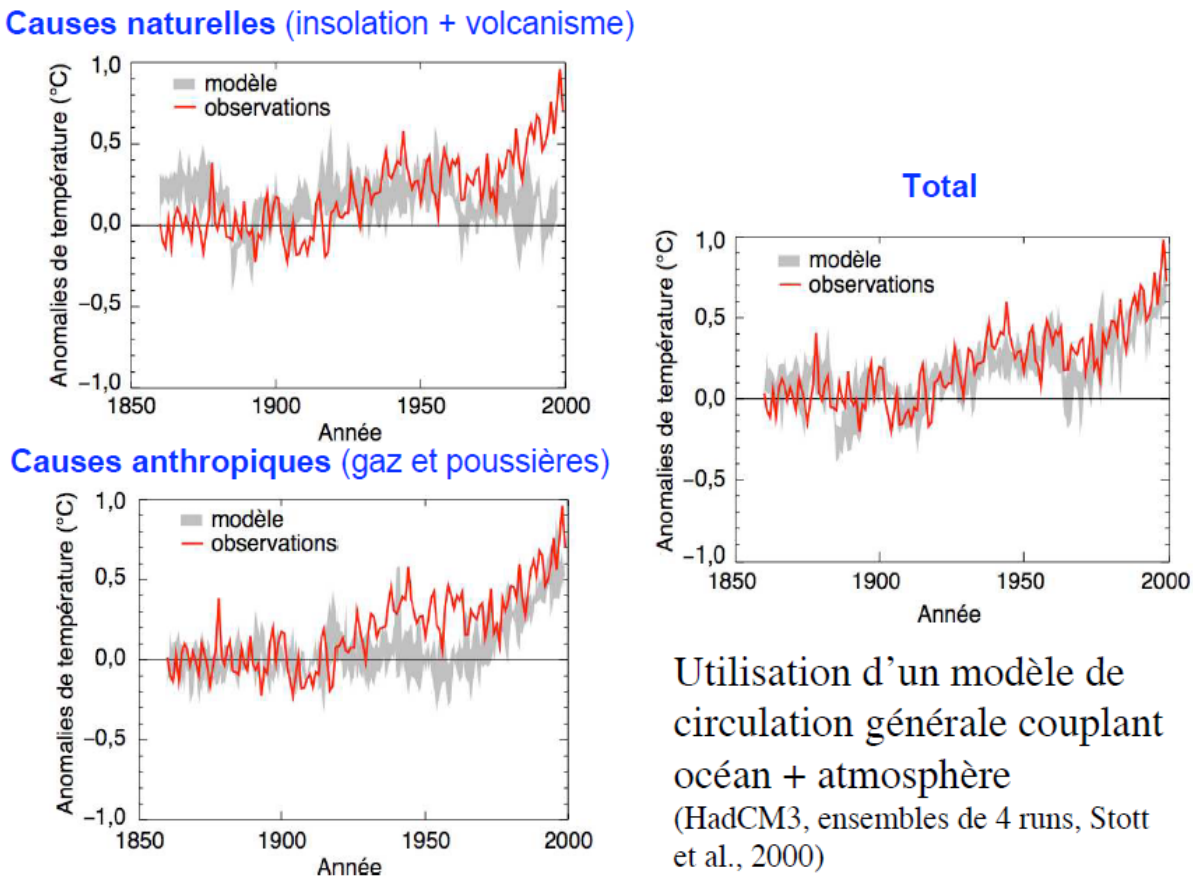


Figure 1.1 Le modèle HadCM3 et les forçages appliqués. Causes naturelles: données des variations naturelles (insolation solaire et les poussières volcaniques) sont appliquées au modèle mais ne varient pas similairement avec les observations depuis les 30 dernières années; Causes anthropiques: les variations liées aux activités humaines (gaz à effet de serre et poussières d'origine anthropique) fluctuent de façon similaire pour les dernières 30 années; Total des forçages: la combinaison des deux forçages précédents (Causes naturelles et anthropiques) appliqués au modèle simule bien les observations des températures depuis 1860.

Plusieurs archives climatiques sont utilisées pour reconstituer les conditions climatiques dans le temps. Les plus communes sont les anneaux de croissance des coraux et des cernes d'arbres, les carottes de glace ainsi que les carottes sédimentaires lacustres et océaniques. L'intérêt de ce mémoire de maîtrise réside dans l'étude de la variabilité climatique dans une région encore très peu documentée : l'ouest de l'Archipel des îles de la Reine-Élizabeth, plus précisément l'île Melville.

1.1. Problématique

1.1.1. Changements climatiques récents et futurs

En moyenne, la température de surface de la planète s'est réchauffée de 0,4 °C depuis les derniers 150 ans (Trenberth et Josey, 2007). En Arctique le réchauffement a été de 2 à 3 fois plus important (Overpeck *et al.*, 1997; Crowley, 2000; Kaufman *et al.*, 2009), un taux excédant le réchauffement à l'échelle centenaire de la transition Pléistocène-Holocène (Overpeck *et al.*, 1996). Depuis les années 1960-70, la réduction de l'extension de la glace de mer (45 100 ± 4600 km^2/an) et de la couverture de neige a été documentée à partir de données satellitaires (Serreze *et al.*, 2000; Parkinson et Cavalieri, 2008) (Figure 1.2). La diminution générale de l'albédo provoque une rétroaction positive car l'océan et les terres emmagasinent davantage de chaleur. Par conséquent, la profondeur de la couche active du pergélisol augmente également. L'environnement polaire est donc vulnérable au réchauffement parce qu'il subit ces rétroactions positives dans lesquelles la variation du couvert de glace et du couvert neigeux, la stabilité de la basse atmosphère ainsi que la fonte du pergélisol jouent un rôle de premier plan (Serreze *et al.*, 2000; Wolfe et Smith, 2004; Screen et Simmonds, 2010). De plus, une banquise moins étendue en été et des températures élevées devraient augmenter l'humidité de l'air générant ainsi une augmentation des pluies estivales. D'ailleurs, une augmentation des précipitations terrestres depuis 1900 a déjà été documentée (Serreze *et al*., 2000). Le paysage est considérablement affecté par les températures plus chaudes de l'été car la fonte de la neige et de la glace, et l'augmentation des précipitations pluvieuses peut occasionner d'importants changements, entre autres, des glissements de terrain. En parallèle, ce réchauffement affecte la qualité de l'eau, ce qui est préoccupant pour les résidents du Nord ainsi que pour les écosystèmes aquatiques et côtiers (Post *et al.*, 2009; Lewis *et al.*, 2011).

Jusqu'à présent, de nombreuses études modélisant le climat pour les deux prochaines décennies mettent de l'avant un réchauffement global de 0,2 °C par période de 10 ans (Christensen *et al.*, 2007). Pour la période se situant entre 2090-2100, les températures pourraient donc augmenter de 1,8 °C à 4 °C selon les modèles utilisés (Meehl *et al.*, 2007), avec une plus grande augmentation dans l'Arctique où les différences pourraient aller jusqu'à ~5 °C (Christensen *et al.*, 2007). Les précipitations devraient également augmenter essentiellement aux hautes latitudes (Figure1.3) (Meelh *et al*., 2007).

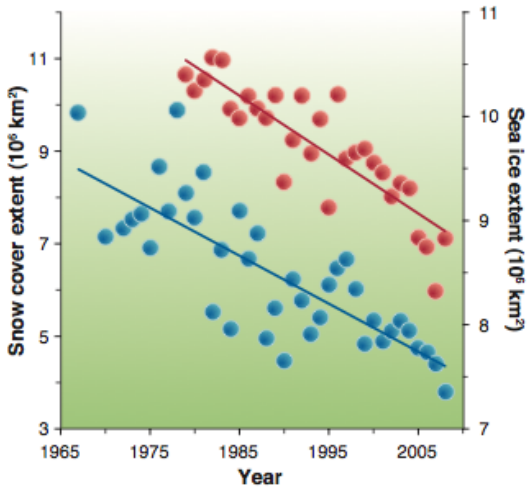


Figure 1.2 Réduction de la couverture neigeuse (en bleu) et de l'extension des glaces de mer (en rouge) durant les mois de juin à août dans l'Hémisphère Nord depuis 1960s et 1970s. Les données proviennent de Global Lab, Rutgers University, New Jersey, et du U.S. National Snow and Ice Data Center, University of Colorado, Boulder. Tirée de Post *et al*. (2009)

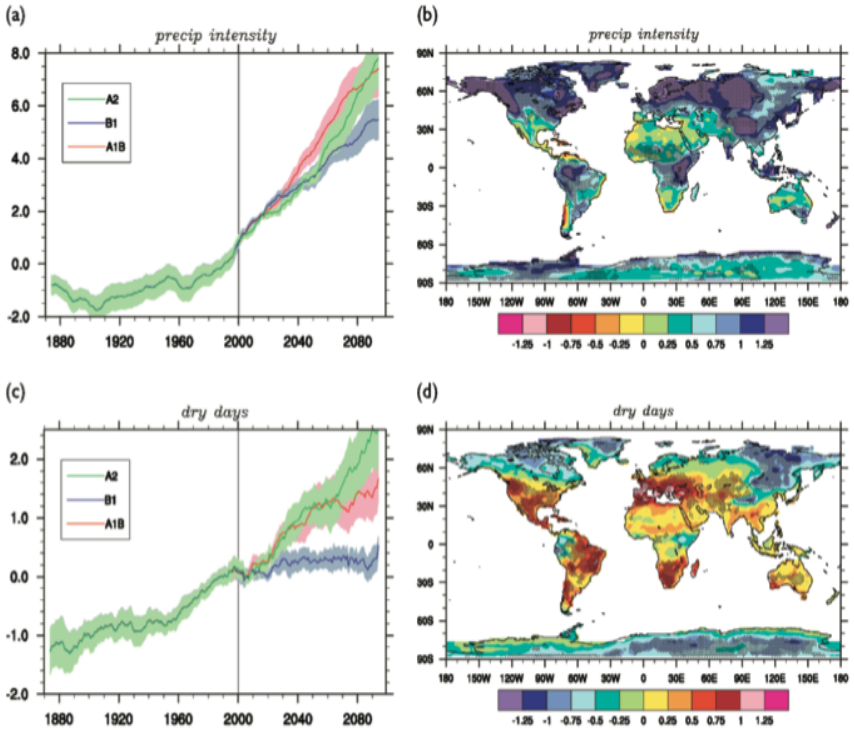


Figure 1.3 Augmentation de l'intensité des précipitations dans les latitudes nordiques. En a: moyenne de l'intensité des changements de précipitations à l'échelle planétaire (défini selon les précipitations annuelles tatales divisées par le nombre de jours humides) selon les différentes simulations pour un scénario de faible (B1), moyen (A1B) et haut (A2) intensité; b: changements dans les configurations spatiales de l'intensité des précipitations basés sur les simulations entre deux moyennes sur 20 ans (2080-99 moins 1980-99) pour le scénario A1B; c: changements globaux des moyennes des jours secs (défini comme le nombre maximal annuel de jours secs consécutifs); d: changements des configurations spatiales des jours secs basés sur les simulations entre deux moyennes sur 20 ans (2080-99 moins 1980-99) pour le scénario A1B. Tirée de Meelh *et al.* (2007)

1.1.2. Besoin de données paléoclimatiques de haute-résolution

Afin de mettre le réchauffement actuel en perspective, la communauté scientifique a donc accentué leurs efforts sur l'acquisition de longues archives climatiques dans l'Arctique afin de mieux comprendre les relations entre les forçages naturels et les variations climatiques (Overpeck *et al.*, 1997; Wolfe et Smith, 2004; Mann *et al.*, 2011). Outre les couches annuelles de glace, les sédiments varvés sont de loin la technique la plus appropriée pour la reconstitution à haute résolution des changements environnementaux dans cette région. Quand les facteurs qui contrôlent les flux sédimentaires dans un lac sont compris, les varves présentent un fort potentiel pour reconstruire les conditions paléoenvironnementales à l'échelle annuelle voire sub-annuelle.

Deux principaux facteurs posent problème dans les efforts de modélisation climatique : une couverture spatiale trop limitée des données paléoclimatiques ainsi qu'une durée trop modeste des enregistrements météorologiques et historiques (Besonen *et al.*, 2008; Rolland *et al.*, 2009; Adams et Finkelstein, 2010; Belt *et al.*, 2010). À titre indicatif, l'étude de Mann *et al*. (1998) présente une reconstruction des anomalies de températures annuelles des 1000 dernières années. Or ce travail intègre seulement 14 études avant AD 1400, en comparaison aux 400 études reconstructions après cette date. De plus, la répartition des études basées sur les sédiments varvés sont davantage concentrées à l'est de l'Arctique (Figure 1.4) (e.g. Braun *et al*., 2000; Cook *et al*., 2009; Francus *et al*., 2002; Gajewski *et al*., 1997; Retelle *et al*., 1989). Parallèlement, la plus récente compilation de reconstruction des températures des 2000 dernières années (Figure 1.5) (Kaufman *et al*., 2009) montre l'absence de données paléoclimatiques dans l'ouest du Haut-Arctique canadien. Par conséquent, l'ouest de l'archipel arctique mérite une attention particulière.

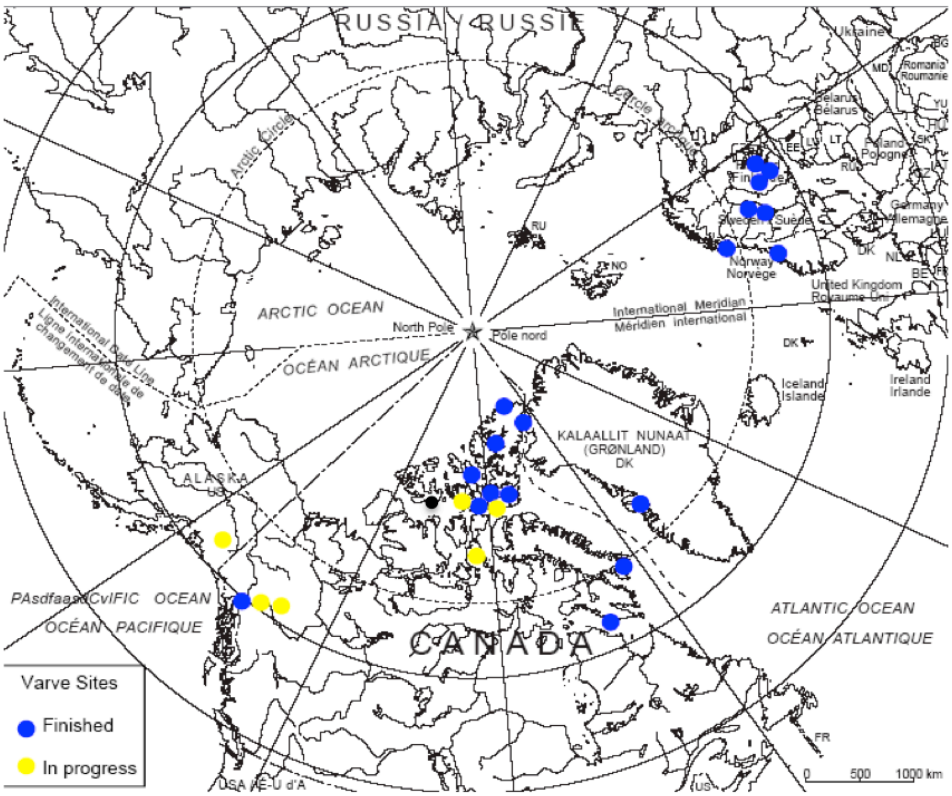


Figure 1.4 Répartition des études paléolimnologiques à haute-résolution. En noir, le site de Cape Bounty. Modifiée par S. Lamoureux d'après la carte Énergie, Mines et Ressources naturelles Canada (2002)

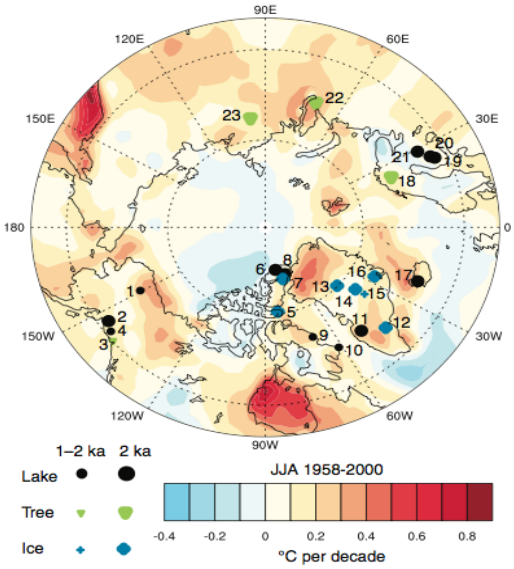


Figure 1.5. Localisation des sites de la plus récente compilation des proxies climatiques (lacs, anneaux de croissance d'arbres et carottes de glace). Anomalies des températures estivales en fonction de la période de 1958-2000. Tirée de Kaufman *et al*. (2009)

1.1.3. L'épaisseur des sédiments varvés

Presque toutes les reconstitutions paléoclimatiques fournies à partir des sédiments lacustres varvés se sont focalisées sur l'épaisseur des laminations annuelles comme indicateur climatique. Or, l'épaisseur d'une varve peut être le résultat de plusieurs événements indépendants (fonte de la neige, glissement de terrain, pluie, etc). La majorité des corrélations entre l'épaisseur des varves et les données instrumentales présentent des corrélations positives mais souvent plus ou moins significatives dans l'Arctique. De plus, le degré d'énergie du transport sédimentaire n'est pas nécessairement proportionnel à l'épaisseur des varves. La Figure 1.6 montre que l'année AD 1765 (barre rouge) présente une plus grande épaisseur que l'année AD 1764 (petite barre noire). Seulement, l'année varvaire AD 1764 est constituée de sédiments très grossiers et non-triés probablement transportés par un événement de haute-énergie alors que l'année AD 1765 est composée d'un sédiment silteux fin caractéristique d'un dépôt de fonte nival. Une étude de la distribution granulométrique des sédiments varvés de South Sawtooth Lake (Francus *et al.*, 2002) a pu établir un lien entre la granulométrie et les données météorologiques. Bien que peu exploitées par les chercheurs, des données granulométriques pourraient donc être incorporées dans les analyses des sédiments annuellement laminés.

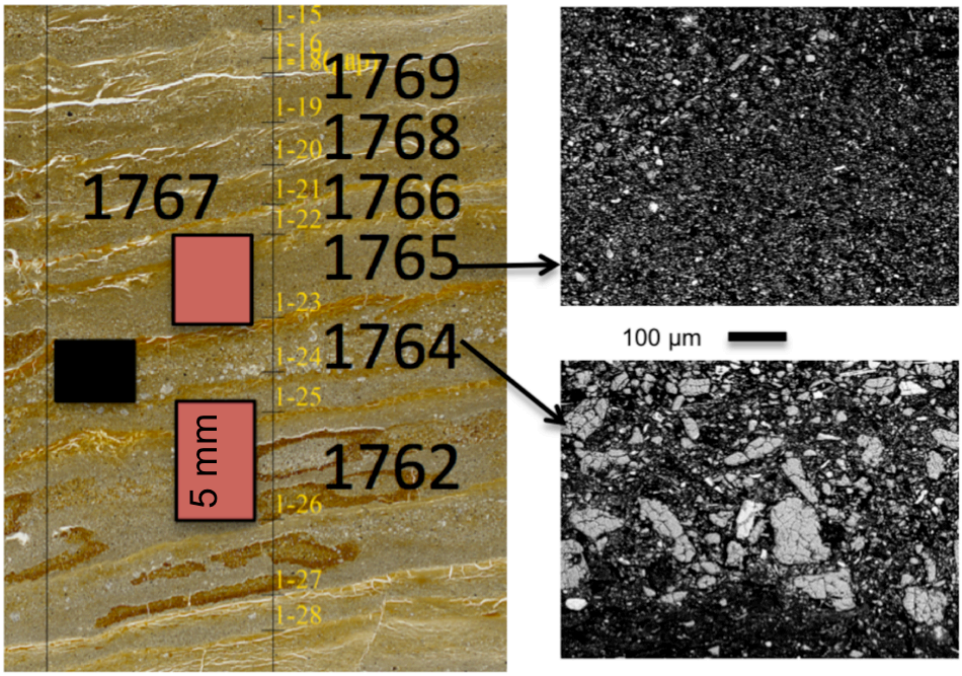


Figure 1.6 Photographie au microscope pétrographique (gauche) et images en électron rétrodiffusées acquises au microscope électronique à balayage (droite) de facies varvés de Cape Bounty. Énergie de transport et épaisseur des varves

1.2. Objectifs

Pour cette étude, un logiciel d'analyse d'images (Francus et Nobert, 2007) a été utilisé afin de collecter les données d'épaisseur de laminations (varves) et de la granulométrie à l'échelle annuelle. Ce système d'analyse d'images a comme avantage de prendre le contrôle du microscope électronique à balayage (MEB) afin d'acquérir des images microscopiques.

Ce mémoire de maîtrise a comme objectifs principaux de 1) tester le logiciel d'analyse d'images pour son efficacité (Lapointe *et al.*, 2012); 2) fournir des données de granulométrie de haute résolution d'une carotte du Lac Est de Cape Bounty (74°53'N, 109°32'W); 3) confronter les données granulométriques avec celles provenant de stations météorologiques à proximité de Cape Bounty en vue d'établir un lien entre les forçages climatiques et les propriétés du sédiment du site d'étude; 4) utiliser les différents indices granulométriques récoltés afin d'identifier les principaux facies sédimentaires rencontrés dans les varves de Cape Bounty; 5) établir une reconstruction paléoclimatique et; 6) comparer les résultats avec d'autres sites de l'Arctique.

1.3. Facteurs influençant le climat en Arctique

D'après la théorie de Milankovitch (1920), les fluctuations climatiques seraient principalement dues à trois composantes astronomiques : l'inclinaison de l'axe de rotation de la Terre, la précession de l'axe de rotation de la Terre et l'excentricité de l'orbite terrestre.

1.3.1. L'inclinaison de l'axe de rotation de la Terre

L'axe de rotation terrestre (ligne imaginaire passant par les deux pôles) forme actuellement un angle de 23,4° avec le plan de l'écliptique (plan dans lequel la Terre se déplace autour du Soleil). La succession annuelle des saisons est générée par cet angle. Par conséquent, au solstice d'été, l'hémisphère nord est exposé plus directement aux rayons du Soleil et bénéficie alors d'un chauffage préférentiel. Sans être véritablement périodiques, les variations de l'inclinaison de l'axe de la Terre montrent une relative « cyclicité » dominante d'environ 41 ka alors que l'angle d'inclinaison oscille entre 21,8° (Terre plus droite) et 24,4° (Terre plus inclinée). Ces changements de l'angle d'inclinaison sont engendrés par des variations de l'attraction gravitationnelle du Soleil et de la Lune ainsi que par certaines planètes. L'inclinaison actuelle (23,4°) se trouve à mi-chemin entre les deux extrêmes et elle est en décroissance, ce qui implique que les étés devraient être plus frais et les hivers plus doux qu'avant.

1.3.2. Précession de l'axe de rotation de la Terre

Puisque le rayon de la Terre n'est pas égal aux pôles (6357 km) et à l'équateur (6378 km), l'attraction du Soleil et de la Lune est maximale sur le « bourrelet équatorial », ayant pour effet de vouloir ramener le plan de l'elliptique en parallèle avec l'équateur terrestre. Cependant, c'est l'axe de la Terre qui se déplace et oscille comme une toupie à l'intérieur de deux composantes principales : 19 et 23 ka. La précession de l'axe de rotation de la Terre a pour effet d'inverser les saisons. Actuellement, la Terre est plus près du Soleil au mois de janvier, ce qui provoque en théorie des hivers plus doux pour l'hémisphère nord et une période estivale plus chaude dans l'hémisphère sud. Cela a pour conséquence que le contraste saisonnier est actuellement plus grand dans l'hémisphère sud.

1.3.3. Forme de l'orbite terrestre

L'interaction variable des forces gravitationnelles au sein du système solaire se traduit par un léger étirement de l'orbite de la Terre. La résultante de cela est que l'orbite terrestre passe d'une forme circulaire à une force elliptique avec des périodes d'environ 100 ka et 400 ka. Lorsque l'orbite est circulaire, la Terre reçoit chaque jour la même quantité de chaleur solaire. Au contraire, lorsqu'il est plus elliptique, la Terre est alors plus près du Soleil et reçoit davantage de chaleur (périhélie) qu'aux autres moments de l'année (aphélie) si bien sûr, le rayonnement solaire reste constant.

1.3.4. Variations du forçage solaire sur des périodes de temps plus courtes

Les effets climatiques de la variabilité du rayonnement solaire à l'échelle décennale-centennale ont été largement discutés par plusieurs auteurs (Overpeck *et al.*, 1997; Lamoureux *et al.*, 2001; Mann *et al.*, 2011). Le nombre relatif de taches solaires (nombre de Wolf) passe d'un maximum à un minimum pour revenir à un minimum sur une période d'environ 11 ans. Le Soleil est plus chaud pendant le maximum car ces taches émettent de grandes quantités de rayons ultraviolets, de rayons X et de particules ionisées. Durant le dernier millénaire, des périodes plus froides ont été caractérisées par une faible intensité de l'insolation solaire (Beer *et al.*, 2000). Les évènements caractérisés par des minimums solaires ayant constitué les périodes les plus froides du Petit Âge Glaciaire (Little Ice Age : LIA) sont par ordre chronologique : le Wolf Sunspot Minimum (AD 1280-1350); le Spörer Sunspot Minimum (AD 1450-1550); le Maunder Sunspot Minimum (AD 1645-1715); et le Dalton Sunspot Minimum (AD 1795-1830) (Eddy, 1976; Bard *et al.*, 2000; Bauer *et al.*, 2003). Pour ce qui est des périodes chaudes générées par

de plus fortes activités solaires, elles sont définies par une combinaison de hautes radiations solaires et de faible activité volcanique. De façon générale, les données montrent que le réchauffement a été moins homogène au niveau planétaire (Bradley *et al.*, 2003a). Néanmoins, en Arctique, la période comprise entre AD 950-1200 serait caractérisée par des températures plus chaudes connues sous le nom de période Médiévale (Bradley *et al.*, 2003b). Les fluctuations de l'activité solaire expliqueraient la moitié de l'augmentation de température de 0,55 °C depuis 1860 et un tiers du réchauffement depuis 1970 (Lean *et al.*, 1995; Beer *et al.*, 2000).

1.3.5. Le forçage volcanique

Pour le dernier millénaire, les périodes d'activité volcanique intense ont causé un refroidissement important dans plusieurs régions du monde, essentiellement durant le LIA. Lors de fortes éruptions explosives, celles-ci génèrent une haute concentration des poussières dans l'atmosphère ayant une durée de vie de 3 à 4 années suivant l'éruption. Ces particules, qui agissent comme une barrière face aux radiations solaires reçues par la Terre, participent à la baisse des températures et l'augmentation des précipitations. Les périodes d'intenses activités volcaniques peuvent être retracées grâce à l'enregistrement des sulfates dans les carottes de glace. Dans le cas de l'Arctique, trois principaux glaciers sont utilisés pour la reconstruction climatique : la calotte de glace du Groenland, le glacier d'Agassiz et celui de Devon. Au cours des derniers 850 ans, douze éruptions majeures sont survenues avec une fréquence plus élevée durant le LIA (Wanner *et al.*, 2008). Les éruptions ayant eu lieu aux tropiques peuvent également avoir un important impact climatique pour l'Hémisphère Nord. D'ailleurs, l'année 1837 a été la plus froide jamais enregistrée et l'éruption de Coseguina au Nicaragua en 1837 est à l'origine de ce changement climatique abrupte (Bradley et Jones, 1992; Mann et Park, 1999; Bradley, 2000).

1.3.6. Changements climatiques dans l'Arctique depuis le dernier interglaciaire (12 ka BP)

La précession des équinoxes, aux hautes latitudes de l'hémisphère Nord, était à son maximum entre 12-10 ka et l'insolation en été était supérieure de 5 W/m^2 par apport à l'actuel, tandis que les hivers étaient moins chauds (Berger et Loutre, 1991). Cette augmentation de l'insolation a permis aux glaciers de fondre et à la Terre d'entrer en période interglaciaire (Kaufman *et al.*, 2004). L'optimum climatique Holocène dans l'ouest de l'archipel de la Reine-Élizabeth s'étend

de 9 ka à 5 ka BP (Kaufman *et al.*, 2004). Pour le nord-est du Canada, il semble que l'optimum climatique ait connu un retard d'environ 4 ka, probablement causé par la lente désintégration des calottes glaciaires présentes dans la région (Kaufman *et al.*, 2004).

Durant la période comprise entre 4,5 et 3 ka BP, une diminution de 3‰ a été observée dans la courbe de $\delta^{18}O$ provenant des carottes de glace de Devon Island (Paterson *et al.*, 1977). Pendant cette même période, une réavancée des glaciers a également été identifiée selon des études bio-indicateurs lacustres (Bradley, 1990). Parallèlement, une reconstruction des températures de juillet basée sur les pollens dans les régions du Labrador, du Nord du Québec et de l'île de Baffin confirme qu'un refroidissement est survenu (Kerwin *et al.*, 2004). Entre 3 et 2,4 ka BP, une compilation met en évidence un épisode d'extension des glaces (Gajewski et Atkinson, 2003). Dans le nord-est de l'Île d'Ellesmere, la persistance des conditions froides et sèches a également été enregistrée (Agassiz, lac C2, lac Lower Murray) (Paterson *et al.*, 1977; Lamoureux et Bradley, 1996; Cook *et al.*, 2009). Toujours dans la même région, des conditions variables mais généralement chaudes ont été enregistrées entre 2,5 et 1,2 ka BP (Besonen *et al.*, 2008). De 1,2 ka jusqu'au 19e siècle, des périodes de réchauffement liées au forçage solaire (Période Médiévale) et de refroidissement associées au forçage volcanique (Petit Âge Glaciaire : LIA) ont été discutées par de nombreux auteurs (Lamb, 1965; Dahl-Jensen *et al.*, 1998; Crowley et Lowery, 2000; Fagan, 2000; Mann, 2001; Bradley *et al.*, 2003a; Bradley *et al.*, 2003b).

1.3.7. Gaz à effet de serre (GES)

Plusieurs composants de l'atmosphère de la Terre agissent comme gaz à effet de serre (GES). Ces gaz permettent aux rayons du soleil d'entrer librement dans l'atmosphère. Quand ces rayons solaires frappent la surface terrestre, une partie est réfléchie et retournée vers l'espace en tant que rayon infrarouge. Au cours du temps, la quantité d'énergie apportée par le soleil à la surface de la Terre devrait être environ la même quantité d'énergie émise de la Terre vers l'espace. Or, les GES absorbent ces rayonnements infrarouges et piègent la chaleur dans l'atmosphère, créant ainsi un effet de serre. Les gaz les plus communs ayant les propriétés d'effet de serre sont les suivants : H_2O, CO_2, CH_4, et N_2O. (Ramaswamy *et al.*, 2001) Différentes études ont pu mettre en évidence un lien étroit entre la hausse des températures et la hausse des valeurs du CO_2 (Figure 1.7). L'augmentation drastique de la concentration des GES dans l'atmosphère produite par l'utilisation des combustibles fossiles depuis 200 ans aurait atteint des valeurs jamais observées depuis les derniers 800 ka (Lüthi *et al.*, 2008). Les

données de Tripati *et al*. (2009) suggèrent qu'il faut remonter à au moins 15 Ma en arrière afin de retrouver les niveaux de CO_2 aussi élevés qu'actuellement.

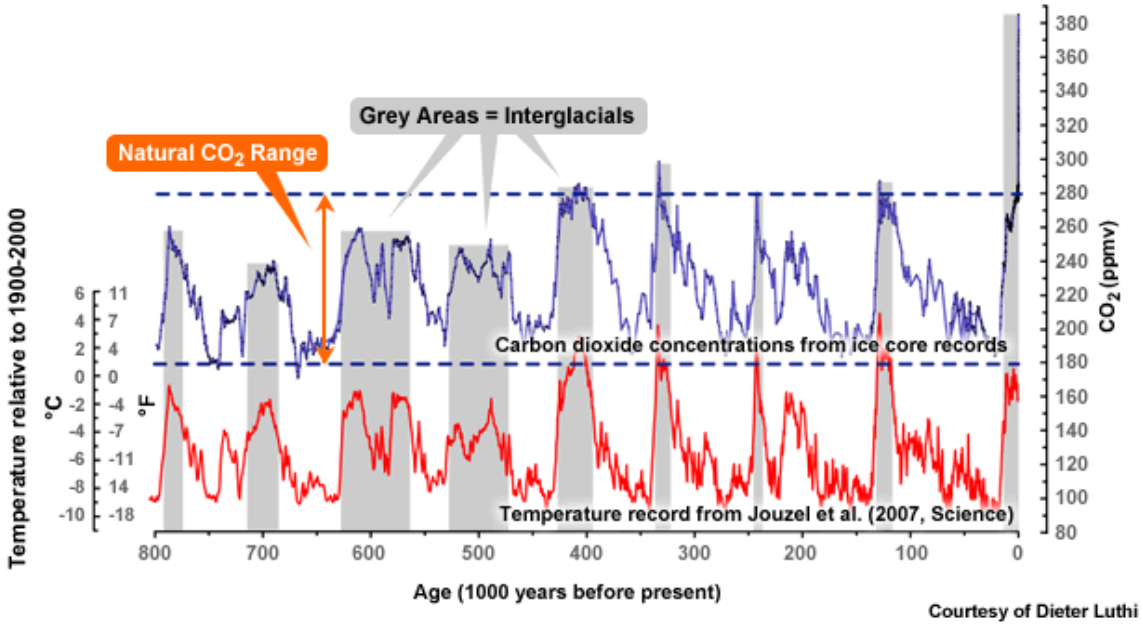


Figure 1.7 Variations des 800 000 dernières années de la concentration en CO_2 atmosphérique mesurée à partir de la carotte de glace du Dome C en Antarctique (Lüthi *et al*., 2008)

1.3.8. Dynamiques du couplage océan-atmosphère

Les oscillations naturelles causées par la dynamique du couplage océan-atmosphère ont des répercussions sur le climat régional. Trois principales oscillations pourraient potentiellement affecter le site d'étude de Cape Bounty : l'Oscillation Arctique (Arctic Oscillation : AO), l'Oscillation Nord Atlantique (North Atlantic Ocillation : NAO) et l'Oscillation Atlantique Multi-décennale (Atlantic multidecadal Oscillation : AMO). Ces oscillations peuvent générer une anomalie de la température atmosphérique de surface (Surface Atmospheric temperature : SAT), de la température de surface océanique (Sea Surface Temperature : SST), de la pression atmosphérique (Surface Pressure Rate : SPR) et de la pression océanique de surface (Sea Level Pressure : SLP). Les changements d'amplitude de ces oscillations ont des répercussions sur la circulation océanique à l'échelle régionale, influençant également le climat à l'échelle régionale.

1.3.9. Oscillation Atlantique multi-décennale (AMO)

L'Oscillation Atlantique multi-décennale (AMO) est causée par une variation multi-décennale de la SST de l'océan Atlantique Nord. L'indice AMO est déduit par les écarts de la SST de l'Atlantique Nord (entre 0 et 70°N). Lors des phases positives de l'AMO, des anomalies de la SST jusqu'à 0,4°C dans les régions à la fois tropicales (0-30°N) et septentrionales (40-70°N) ont été enregistrés (Kerr, 2005). Cette oscillation est associée à des variations de basse fréquence (60-80 ans) de la circulation thermohaline, produisant un transport plus ou moins efficace de chaleur par les courants océaniques (Delworth et Mann, 2000; Kerr, 2005). Différents phénomènes climatiques semblent être liés à l'AMO comme les événements de pluie en Amérique du Nord, la sécheresse au Sahel et en Afrique, la température en Europe ou encore l'activité cyclonique dans l'Atlantique Nord. Les sédiments varvés du lac Sanagak (péninsule de Boothia, arctique canadien), enregistrent un signal d'AMO en mode positif caractérisé par des anomalies de précipitations entre AD 1690-1940 (Lamoureux *et al.*, 2006b).

1.3.10. Oscillation Nord-Atlantique (NAO) et Oscillation Arctique (AO)

L'Oscillation Nord-Atlantique (NAO) est défini par un déplacement méridional des masses atmosphériques à travers l'Atlantique Nord. L'estimation de l'indice de la NAO se fait à partir du calcul de la différence de pression atmosphérique entre l'anticyclone des Açores et la dépression d'Islande. Elle est en mode positive lorsque la SLP présente des anomalies négatives au-dessus de l'Islande. Lorsque l'indice de l'oscillation est positif, le renforcement des vents d'ouest entraîne des hivers froids et secs au Québec et au Groenland alors que lorsque la NAO est négative, de faibles vents d'ouest entraînent des hivers doux et humides. Il est difficile d'attribuer une cyclicité relative à la NAO puisqu'il s'agit davantage de tendance décennale (~6 à 10 ans) des anomalies de températures et de pressions (Hurrell, 1995; Hurrell et Van Loon, 1997).

L'Oscillation Arctique (AO) est généralement moins bien documentée que la NAO, bien que ces oscillations soient presque indifférenciables compte tenu de la corrélation (0,95) de leurs séries temporelles dans les données mensuelles (Deser *et al.*, 2000) (Figure 1.8). Cette oscillation est calculée par la différence des pressions atmosphériques entre le pôle nord et les moyennes latitudes (~45°N). Lors des phases positives, le vortex polaire étant plus intense, les vents agissent comme un nœud autour du pôle Nord favorisant le maintien de l'air froid en place. À l'opposé, une phase négative de l'AO implique un faible vortex polaire permettant l'intrusion de masses d'air froides à circuler vers le sud en Amérique du Nord, Europe et l'Asie.

Selon l'enregistrement instrumental (depuis 1864), la tendance de l'indice de la NAO-AO montre une augmentation sans précédent depuis les derniers 30 ans (Holland, 2010) (Figure 1.8). La diminution de la glace de mer depuis les derniers 20 ans semble être liée à une diminution de la SLP au centre de l'Arctique, ce qui est probablement causée en partie par la NAO-AO (Serreze *et al.*, 1997; Stroeve *et al.*, 2011). La plupart des modèles utilisés (Osborn *et al.*, 1999; Robertson, 2001; Gillett *et al.*, 2002) montrent que la tendance NAO-AO est inhabituelle et ne peut être strictement liée à la variation naturelle. Même lorsque le forçage anthropique est appliqué dans les modèles, la tendance d'augmentation des valeurs positives de la NAO-AO sont généralement plus faibles que celles observées (Holland, 2010). La complexité de ces oscillations est toujours mal comprise, principalement due à une combinaison d'un enregistrement trop court des données et par le changement climatique récent qui rend difficile l'interprétation de ces oscillations (Wallace, 2000; Holland, 2010). Néanmoins, puisque l'AO est le principal mode de variabilité climatique dans l'Hémisphère Nord, les conséquences climatiques de cette tendance sont clairement intéressantes (Wallace, 2000).

Les observations satellitaires ont mis en évidence un renforcement du mouvement gravitaire de la glace de mer lors des phases négatives de l'AO renforcé par l'augmentation de la gyre de Beaufort (Figure 1.9). Cela permettrait à la glace de rester dans la région centrale et froide de l'Arctique (Wallace, 2000). De plus, cette recirculation permet à la glace de mer de rester plus longtemps au centre de l'Arctique favorisant son épaississement généré par l'effet de la convergence d'Ekman. Au contraire, une phase positive mène à une réduction de la recirculation et donc à une plus courte période de la couverture de la glace de mer. L'advection étant réduite, le mouvement des glaces diverge davantage et favorise le transport dans les chenaux libres. Il y a alors une augmentation du transport de la glace de mer vers le Détroit de Fram dans l'Atlantique Nord. Par conséquent, il apparaît que l'AO peut avoir des effets importants sur l'épaisseur de la glace de mer dans l'Arctique et sur le climat régional (Rigor *et al.*, 2002).

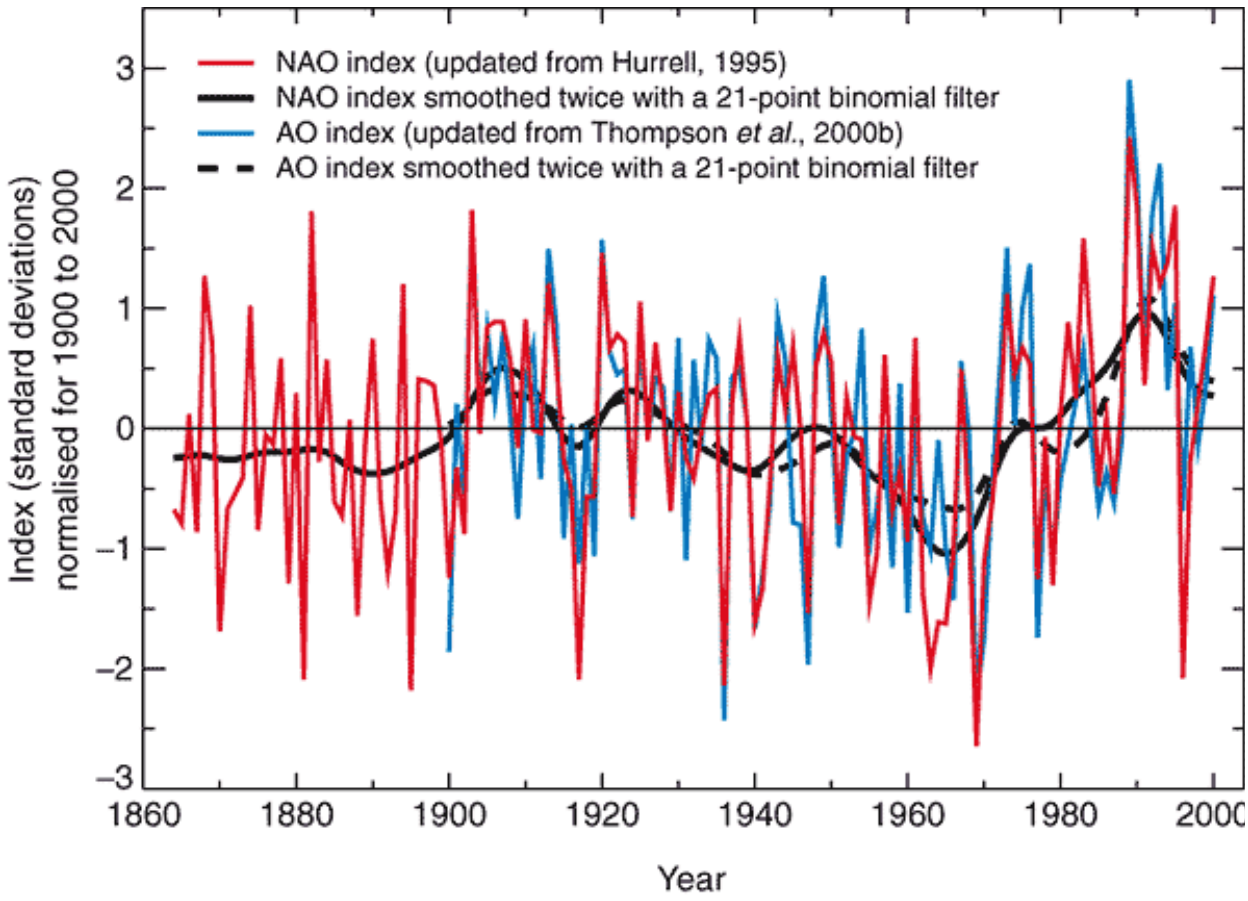


Figure 1.8 Variations de l'Oscillation Arctique et l'Oscillation Nord-Atlantique (NAO) entre 1864 et 2000. Les variations de AO et NAO sont similaires. Tirée de ACIA (2005)

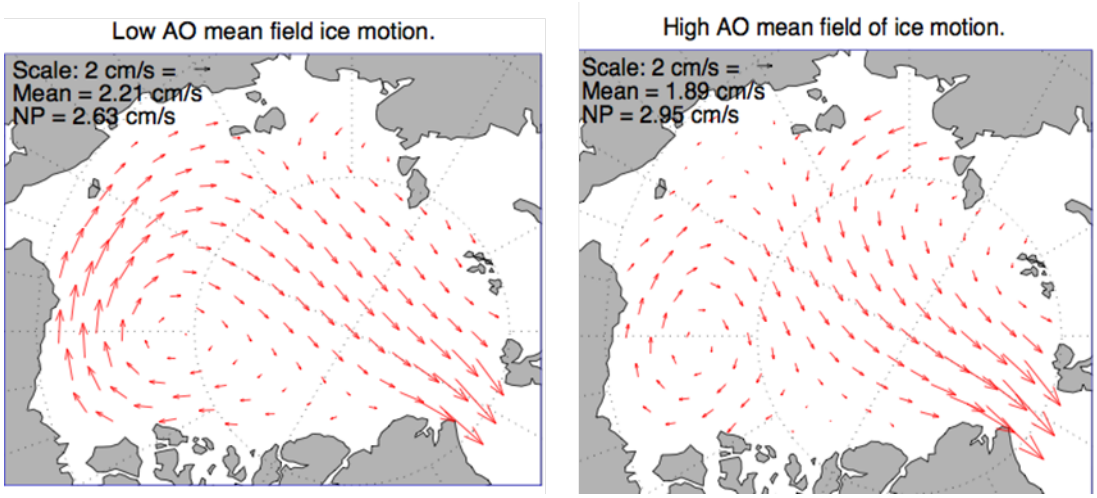


Figure 1.9 Mouvements de glace de mer dans l'Océan Arctique. La recirculation est plus importante lors de phases négatives de l'AO causant un épaississement de la glace de mer. Tirée de Rigor *et al*. (2002)

1.4. La dernière glaciation dans l'archipel de la Reine-Élizabeth

Trois inlandsis ont occupé l'archipel de la Reine-Élizabeth durant la dernière glaciation wisconsinienne (-80 à -10,35 ka BP) : l'Inlandsis laurentidien au sud, l'Inlandsis groenlandais à l'est et l'Inlandsis inuitien au nord. L'extension maximale de ces masses glaciaires s'est produite au cours du dernier maximum glaciaire (-21 ka BP). L'Inlandsis laurentidien aurait connu une extension maximale au sud de l'île de Melville selon les dépôts de contacts glaciaires retrouvés sur le site de Winter Harbour (McLaren et Barnett, 1978; Hodgson, 1989). La couverture de glace dans le nord-est doit avoir été plus épaisse et/ou avoir duré plus longtemps qu'aux endroits périphériques de l'Inlandsis laurentidien, supportant ainsi l'hypothèse que l'Inlandsis inuitien occupait la région (McLaren et Barnett, 1978). Des données récentes montrent qu'il existe un décalage temporel entre l'extension maximale de l'Inlandsis laurentidien (-24 et -20 ka BP) avec l'Inlandsis inuitien (-19 ka BP) (England *et al.*, 2006). Cependant, la présence de dépôts d'épandage fluvioglaciaires, glaciolacustres et glaciomarins suggère la présence d'une calotte glaciaire locale dans l'ouest de l'île Melville (Hodgson, 1989; Hodgson, 1994; England *et al.*, 2006). Plus récemment, une réavancée de l'Inlandsis laurentidien a recouvert le sud de l'île Melville au Dryas Récent (-11,5 ka BP) alors que sa limite d'extension se situe à quelques dizaines de kilomètres au nord de Cape Bounty (England *et al.*, 2006).

1.4.1. Déglaciation

La déglaciation de la partie ouest des îles de la Reine-Élizabeth s'est entamée entre -11,5 et -10 ka BP. Le recul des glaciers locaux et des inlandsis a été non-synchrone et s'est échelonné de -11,5 à -7 ka BP approximativement. Le sud de l'île (et en l'occurrence Cape Bounty), était complètement libre de glace vers 10 ka BP (Hodgson, 1989; Dyke, 1999). Les données de datations au carbone 14 ont montré que les côtes de l'Est de l'île Melville ont émergé d'environ 100 m pendant l'Holocène et ont subit les effets du relèvement glacio-isostatique, au rythme approximatif de 0,35 cm/an (McLaren and Barnett, 1978; McLaren, 1982). Par contre, les observations de Lajeunesse et Hanson (2008) mettent en évidence que l'île de Melville est actuellement en transgression. La migration vers l'est du bourrelet périphérique expliquerait essentiellement cette submersion. De plus, la montée du niveau marin relatif (NMR) depuis le début du 20e siècle, liée à la fonte des glaciers, est un facteur additionnel de cette transgression marine. Entre 1961 et 2003, la tendance montre que le NMR s'élève à un taux de 1.8 mm/an (Bindoff *et al.*, 2007). La dernière déglaciation a permis la déposition de sédiments glacio-marins composés de 33% de sable, 45% de silt et 22% d'argile avec des dépôts plus grossiers

correspondant à la géologie locale constituée de grès fragmenté (McLaren, 1982; Hodgson *et al*., 1984).

1.5. Site d'étude et méthodes

Ce travail fait partie d'une étude multidisciplinaire effectuée à la station d'observation arctique de deux bassins versants adjacents de Cape Bounty (http://geog.queensu.ca/cbawo/index.htm). Depuis 2003, des données hydrologiques, sédimentologiques, géochimiques et géophysiques ont été récoltées chaque année. Les bassins versants de l'ouest (8 km^2) et de l'est (11.6 km^2) sont caractérisés par des collines et plateaux qui sont incisés par des vallées fluviales. L'altitude de ces deux bassins versants non-englacés est similaire (Ouest: 5-110 m; Est: 5-125 m au-dessus du niveau marin). Le substratum rocheux de la région est formé des formations de Hecla Bay et de Weatherall qui composent le substrat des deux lacs, et la formation de Beverley Inlet qui compose la partie nord de chacun des bassins versants (Hodgson *et al*., 1984). La géologie de ces trois formations est caractérisée par des grès, des siltstones, des quartzites, des micas, et d'une faible quantité de coquilles calcaires et de charbons (Hodgson et Vincent, 1984; Bischof et Darby, 2000). La roche mère est recouverte par des dépôts de « Felsenmeer » (blocs anguleux altérés par les cycles de gel et dégel), des sédiments glaciaires non-consolidés, et des dépôts marins du début de l'Holocène. Des sols minces de type régosol couvrent la région. Ceux-ci tendent à être saturés durant et peu après la période de fonte nivale, particulièrement dans les endroits où les pentes sont faibles. Dans cet environnement désertique polaire, la végétation est une toundra composée de prairies herbeuses, saxifrages, de carex, des plantes ligneuses, des *salix herbacea* rampants. La végétation est absente sur les dépôts glaciaires superficiels (Hodgson *et al*., 1984).

1.5.1. Récolte des échantillons et fabrications des lames minces

Ce projet de maîtrise fait suite au projet doctoral de Cuven (2009). Il porte sur l'analyse granulométrique d'une carotte d'une longueur de 7,37 m récoltée en 2006 à partir d'un carottier à vibration dans la section la plus profonde du lac Est de Cape Bounty (Figure 1.10). Les travaux de Cuven (2009) discutent notamment des processus géomorphologiques du site d'étude ayant influencé les dépôts sédimentaires dans le temps. À l'aide d'une série de carottes courtes récoltées en 2006 dans plusieurs localisations du lac, les analyses ont permis de mettre en évidence que la carotte utilisée dans ce travail est la plus représentative du lac Est de Cape Bounty (Cuven, 2009). Cuven et al. (2011) ont défini quatre unités stratigraphiques (Figure

1.11). L'unité 1 (737 cm à 423 cm) correspond à des dépôts marins non-laminés. Ensuite, le relèvement glacio-isostatique a permis l'isolation du lac et le dépôt de laminations très fines de 0,3 à 0,5 mm (unité 2) (Figure 1.11). L'unité 3 est constituée de fines laminations intercalées de turbidites et l'unité 4 est composée de varves très bien définies avec des couches de sédiments grossiers et des turbidites (Cuven *et al.*, 2010). Un total de 86 lames minces ont été fabriquées afin de recouvrir entièrement l'intervalle laminé (Figure 1.11). Les résultats portant sur la géochimie des sédiments de Cape Bounty à partir d'analyses de microfluorescence X avec l'Itrax Core Scanner^{TM} ont permis d'établir un lien entre la taille des grains et l'abondance relative de certains éléments (Cuven *et al.*, 2010). Les datations au ^{210}Pb et ^{137}Cs supportent l'hypothèse que les sédiments du lac Est de Cape Bounty sont déposés annuellement (Cuven *et al.*, 2011).

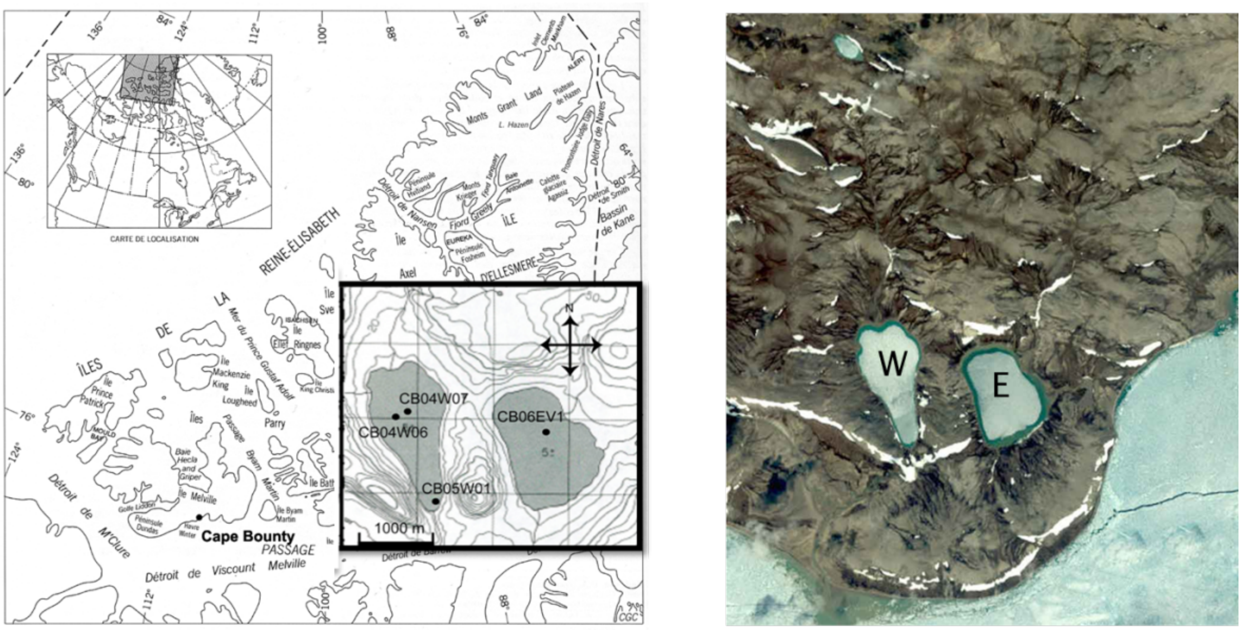


Figure 1.10 À gauche : site de Cape Bounty (modifié de Hodgson, 1984) avec le lac Est montrant le point où la carotte de 737 cm a été récoltée. À droite : une image IKONOS (satellitaire) avec les lacs Ouest (W) et Est (E).

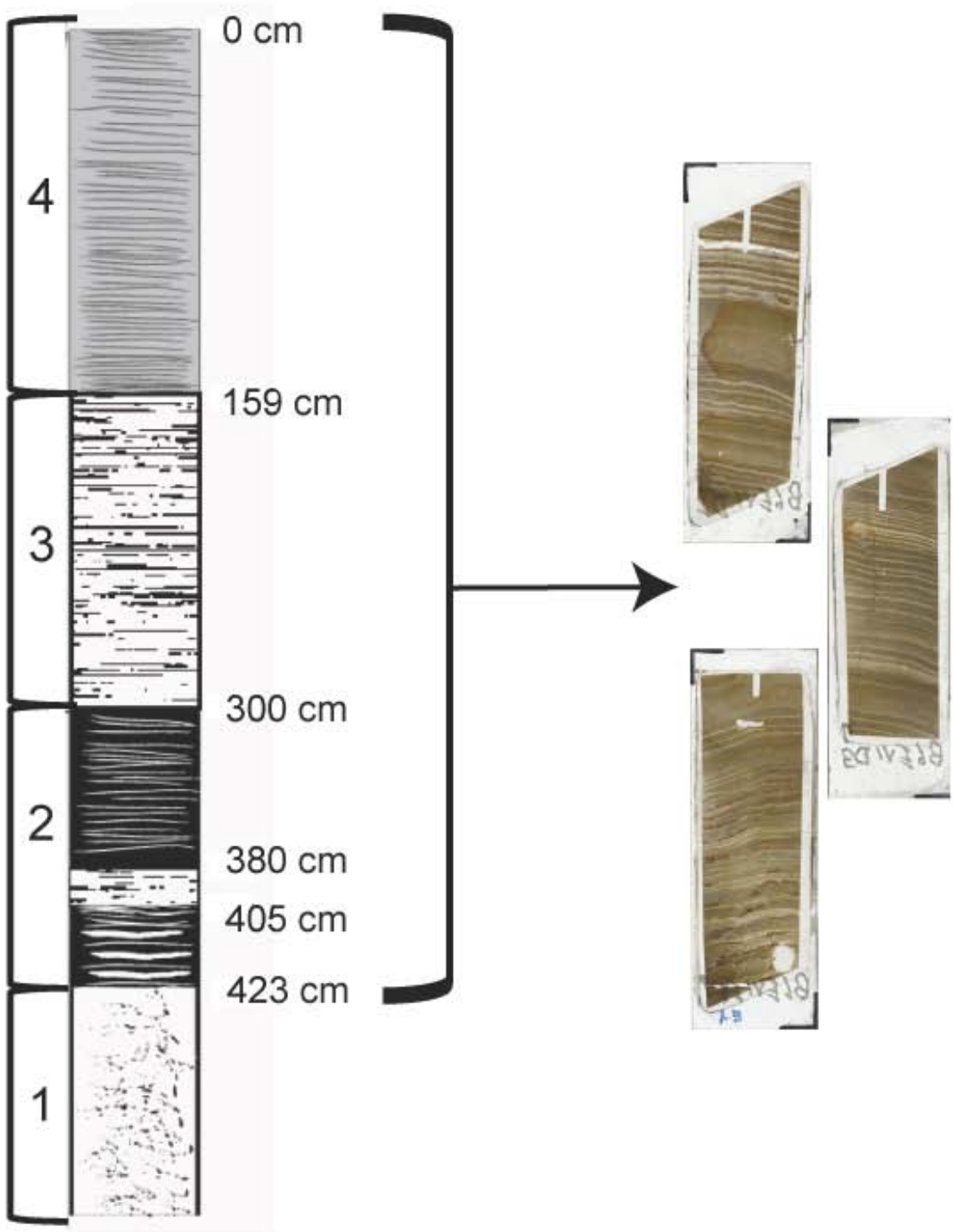


Figure 1.11 À droite: les 4 principales unités à Cape Bounty (Modifiée de Cuven *et al.*, 2010). À gauche: lames minces recouvrant la partie laminée des sédiments de Cape Bounty.

1.5.2. Lacs de Cape Bounty

Les lacs de Cape Bounty présentent une superficie inférieure à 120 ha alors que la profondeur maximale des lacs Ouest et Est (noms non-officiels) sont de 32 et de 30 m respectivement. La faible superficie et une profondeur relativement grande défavorise le mélange de la colonne d'eau et l'oxygénation des eaux de la partie profonde du lac. Comme l'oxygénation est très faible durant une grande partie de l'année, cela restreint la bioturbation, et donc favorise la préservation de la succession des dépôts sédimentaires au fond du lac (O'Sullivan, 1983). La forte saisonnalité entre l'hiver et l'été fait en sorte qu'il est possible de différencier les saisons dans la texture des sédiments de Cape Bounty. En fait, une année sédimentaire est représentée par une couche hivernale et une couche de fonte estivale. Cette dernière correspond à la fonte nivale, la pluie ou tout autre processus permettant un apport sédimentaire au fond du lac. La couche d'hiver est caractérisée par une matrice argileuse déposée sous le couvert de glace à partir des particules fines en suspension. Ces observations ont déjà été mises en évidence ailleurs dans l'Arctique (Hardy *et al.*, 1996; Zolitschka, 1996; Lamoureux, 2000; Francus *et al.*, 2008b). Ces dépôts laminés sont dits clastiques car ils sont essentiellement abiotiques. Les observations sur le terrain montrent que les silts se déposent pendant la fonte des neiges au printemps alors que des événements plus abrupts comme une fonte de plus forte intensité et des événements de pluies peuvent générer des courants de turbidité et des coulées de débris (*debris flow*).

1.5.3. Le ruissellement à l'intérieur des bassins versants de Cape Bounty

De manière générale, les rivières commencent à couler des eaux entre le début et la mi-juin alors que leur débit maximal est atteint généralement après quelques jours seulement. La quantité de neige est rapidement épuisée ce qui provoque une diminution rapide du débit des rivières principales dont l'écoulement dure cependant jusqu'au retour du froid en septembre. Une recharge substantielle des sols en eau et de forts écoulements sont typiques des événements de précipitations de pluies (Dugan *et al*., 2009). Comme les bassins versants et la superficie des lacs sont de tailles relativement faibles et que les glaciers ont disparu depuis au moins 7 ka BP, le débit des rivières est donc principalement contrôlé par la fonte nivale et les pluies estivales.

1.5.4. Le logiciel d'analyse d'images

Les 86 lames minces ont été scannées à une résolution de 2400 dpi en lumière normale et polarisée puis intégrées en continu (du haut au bas) dans une base de données intégrée avec le logiciel d'analyse d'images (Francus et Nobert, 2007). Les images numérisées en lumière polarisée permettent de bien distinguer la matrice argileuse qui apparaît plus foncée alors que les silts et les sables apparaissent plus clairs puisqu'ils transmettent mieux la lumière grâce à leur degré de biréfringence plus élevé. Ce système d'analyse d'images a plusieurs avantages car il permet de : 1) archiver les images et les données géographiques des sites d'étude (Figure 1.12; A); 2) mesurer rapidement l'épaisseur des varves en facilitant le comptage de celles-ci (Figure 1.12; B et C); 3) prendre contrôle du MEB afin d'acquérir des images à très haute résolution (1 pixel = 1 µm) de chaque couche de sédiments en permettant à l'utilisateur de définir des régions d'intérêt (Regions of Interest: ROI) sur l'image scannée de la lame mince (Figure 1.12; D); 4) de traiter par lots les images acquises au microscope électronique à balayage afin d'en extraire des données granulométriques et ainsi faciliter caractérisation quantitative des facies sédimentaires pour chaque année.

La Figure 1.13 illustre de nombreuses applications du logiciel d'analyse d'images. Celle-ci permet de définir manuellement un seuil de niveau de gris afin de sélectionner les particules sédimentaires pour qu'elles soient présentes dans l'image binaire (ou N&B) qui est ensuite mesurée (Figure 1.12; D). Outres ceux cités ci-dessus, plusieurs autres avantages peuvent être tirés avec l'utilisation de ce système d'analyse d'images (Voir Chapitre 2; Lapointe *et al*., 2012). Le logiciel et un guide d'utilisation sont disponibles par CD-ROM ou par demande à l'INRS-ETE, Québec.

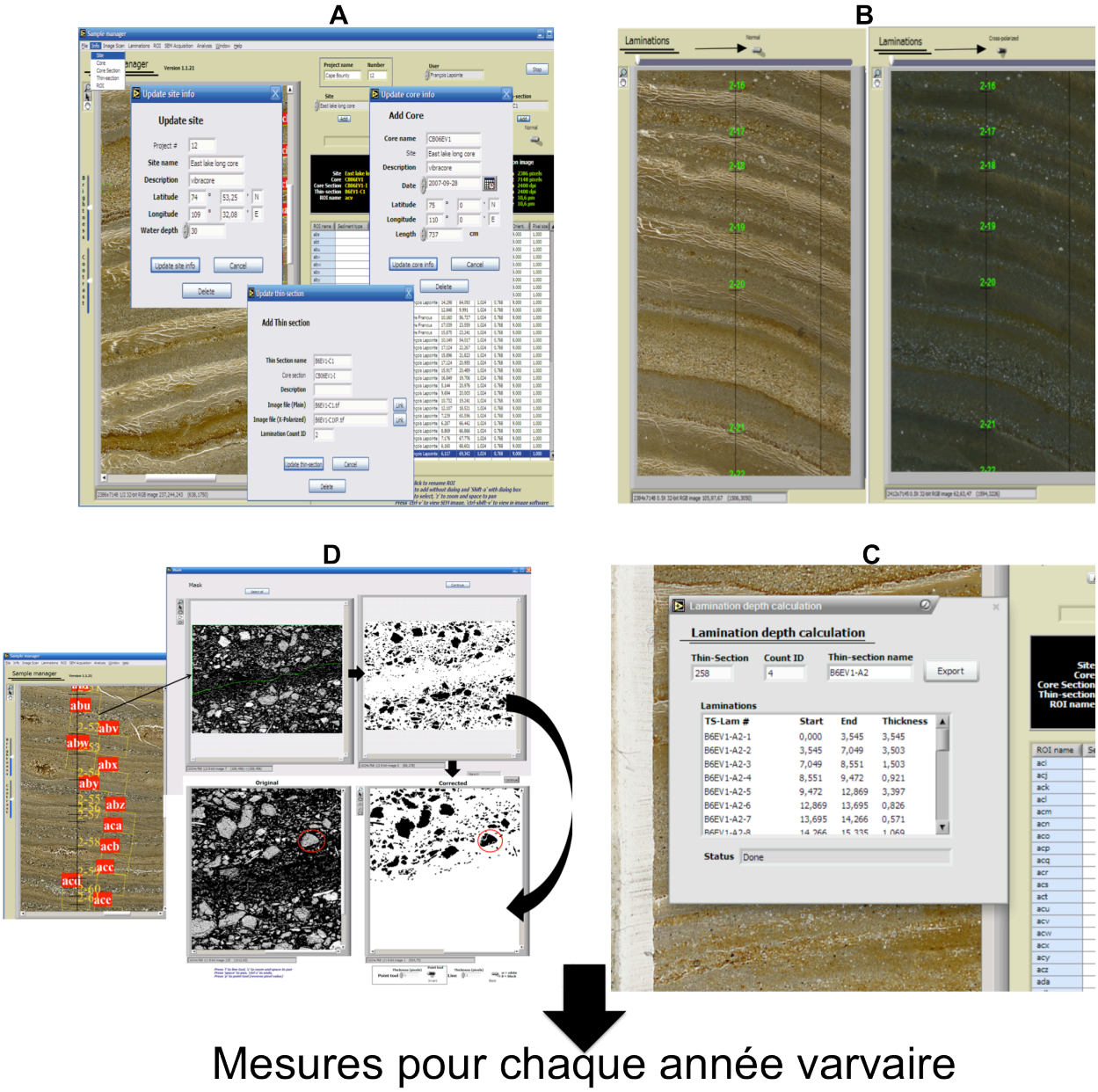


Figure 1.12 A: Fenêtres du logiciel permettant d'archiver les informations du site d'étude (Nom, localisation géographique du site et des carottes extraites, profondeur d'eau), d'importer des images de lames minces en continu; B: le logiciel permet de délimiter les laminations à l'aide des images en lumière normale et polarisée; C : Exportation des données de l'épaisseur des varves; D : Traitement d'une région d'intérêt permettant entres autres de masquer le dépôt d'une autre année, évitant ainsi la contamination pour la récolte des données granulométriques.

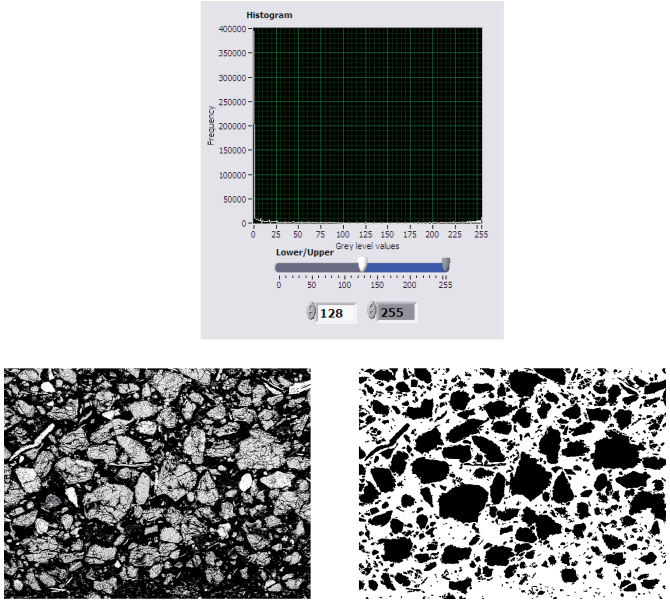


Figure 1.13 En haut: histogramme de niveau de gris (0 à 255). En bas : image prise au MEB transformée en image binaire

L'aire de chaque particule isolée dans l'image en noir et blanc a été calculée en utilisant le nombre de pixels à l'intérieur de chaque grain. Leur diamètre a été estimé en considérant chaque grain comme une sphère avec la formule :

$$D_0 = 2\sqrt{\frac{Aire}{\pi}} \qquad (1)$$

pour obtenir le diamètre équivalent à un cercle (D_0) (Francus *et al.*, 1998). Ensuite le poids de chaque particule a été estimé avec la formule :

$$((4/3 \times \pi \times (D_0/2)^3)) \times 2{,}65 \text{ (Francus } et\ al.\text{, 2002)} \qquad (2)$$

Cette formule a permis de calculer divers indices granulométriques dont la médiane (mD_0) soit le diamètre médian des particules, le 98e centile ($P98D_0$), l'écart type (sD_0) ainsi que le maximum de la taille de particule ($maxD_0$) suivant Blott et Pye (2001). Ces données granulométriques ont été récoltées pour les premiers 360 cm. Au total, 2845 années ont été quantifiées à l'aide de 6148 images en électron rétrodiffusé (BSE). Lorsque la taille des varves étaient plus grandes que la taille des BSE images et/ou lorsque que le nombre de grains identifiés à l'intérieur d'une seule image étaient inférieures à 900, les résultats de plusieurs

mages ont été fusionnés dans le but d'obtenir des mesures représentatifs et robustes pour chaque dépôt sédimentaire annuel.

1.5.5. Données instrumentales utilisées pour la reconstruction paléoclimatique et les comparaisons entre les sites

Les trois stations météorologiques les plus près de Cape Bounty (Rea Point, Mould Bay et Resolute Bay) dans cette étude (Lapointe *et al.*, 2012). Les données de températures, de neige au sol et des pluies ont été extraites à partir du jeu de données climatiques canadiennes ajustées et homogénéisées (DCCAH) (http://ec.gc.ca/dccha-ahccd). Cette base de données est ajustée et homogénéisée pour la température (Vincent et Gullett, 1999; Vincent *et al.*, 2010) et les précipitations en prenant compte des changements d'instruments et les différences de la densité de la neige (Mekis, 2002).

Pour comparer l'enregistrement paléoclimatique de Cape Bounty aux autres sites existants, les données provenant du World Data Center for Paleoclimatology du NOAA Paleoclimatology Programm (http://www.ncdc.noaa.gov/paleo/paleo.html) ont été consultées.

1.6. Résultats et discussion

1.6.1. Les facies du lac Est de Cape Bounty

Cuven *et al*. (2010) ont décrit 4 principaux lithofacies dans les sédiments de Cape Bounty. La lithozone A correspond au facies le plus commun et est composée d'une couche de silt surmontée par une couche argileuse. Ce type de facies a été largement documenté dans de nombreux lacs de type nival à travers l'Arctique canadien (Bradley *et al.*, 1996; Hardy *et al.*, 1996; Retelle et Child, 1996; Zolitschka, 1996; Tomkins et Lamoureux, 2005; Francus *et al.*, 2008a; Tomkins *et al.*, 2010). Le mode de transport lié à ces couches silteuses est interprété comme le résultat de l'accumulation de sédiments durant la période de fonte de la neige alors que le dépôt argileux est lié à la décantation lente des particules sous la glace durant la période hivernale (Cockburn et Lamoureux, 2008b).

Les lithozones B et C sont caractérisées par des grains plus grossiers ce qui implique un mode de transport de plus forte énergie que la fonte de neige régulière. La lithozone B est une couche épaisse de sable fin ou de silt grossier avec une granodécroissance. Ce facies est probablement déposé par un courant de turbidité. Par contre, la lithozone C est constituée

d'une couche grossière, généralement des sables fins, peu ou pas triée que l'on retrouve typiquement au-dessus de la couche silteuse générée par la fonte nivale et en-dessous de la couche argileuse d'hiver (Cuven *et al*., 2010). Elle est interprétée comme étant le résultat de coulées de débris provoquées par les pluies d'été.

La lithozone D est caractérisée par une couche de grains plus ou moins alignés, mais dispersés et positionnés en-dessous de la couche argileuse générée durant l'hiver et au-dessous du silt trié résultant de la fonte nivale. Ce type de facies suggère un dépôt vers la fin de l'été lorsque la glace du lac rétrécit et permet possiblement aux grains éoliens piégés dans la glace de se déposer (Cuven *et al*., 2010).

1.6.2. Événements de pluie

Lapointe *et al*. (2012) (Chapitre 2) ont montré une corrélation entre les précipitations d'été et la granulométrie. Cette section discute plus en détail les implications et limitations de cette relation.

Le Haut-Arctique est une région dans laquelle les sols sont gelés et typiquement saturés après la période de fonte nivale. La réponse de ces sols face aux événements de pluie est rapide et importante puisque la capacité de rétention de l'eau dans la couche active du pergélisol est rapidement atteinte (Church, 1972). Or, les chercheurs se sont davantage intéressés sur les températures estivales et l'intensité de fonte glaciaire comme forçage de l'apport sédimentaire dans les lacs. Par conséquent, le suivi de terrain s'est restreint typiquement aux premières semaines du mois de juin soit la période de fonte. Néanmoins, des pluies estivales peuvent se produire plus tard dans la saison, empêchant d'évaluer leurs effets sur le bassin versant et les apports sédimentaires dans les sites d'étude de l'Arctique. Les données de pluie journalière à Rea Point, la station la plus proche de Cape Bounty, montrent que les événements de pluie se produisent généralement en juillet et août. Voici quelques données de pluie pour la période de calibration (1985 à 1971) utilisées par Lapointe *et al.* (2012): le 28 juillet 1985 (16,8 mm; total juillet 36,5 mm), le 27 juin 1977 (10 mm), le 27 août 1975 (7,4 mm; total août 20,9 mm), le 7 et le 10 juillet 1973 (13 mm et 13 mm; total juillet 54,2 mm), le 30 juillet 1971 (25,9 mm) et le 22 août 1971 (12,2 mm).

Peu d'études ont porté sur les conséquences hydrologiques lors de précipitations dans le Haut-Arctique (e.g. Lewis *et al*., 2005; Dugan *et al*., 2009; Lewis *et al*., 2011; Lapointe *et al*., 2012.). Néanmoins, les précipitations pluviales augmentent les apports sédimentaires car elles

connectent hydrologiquement les endroits autrement isolés à l'intérieur du bassin versant (Lewis *et al*., 2011). De plus, les événements de pluie sont des phénomènes quasi-annuels qui se produisent dans l'Arctique (Lamoureux, 2000; Lewis *et al*., 2005) (Annexes 1 et 3). Par conséquent, les recherches devraient élargir leur saison de terrain pour incorporer l'impact des pluies dans un bassin versant. Les études doivent donc s'accentuer à la fois sur la fonte des neiges et des précipitations afin d'améliorer les estimations des flux hydrologiques dans la région. C'est d'autant plus important étant donné que les modèles prédisent que le réchauffement climatique va potentiellement affecter la qualité et la quantité des pluies estivales (ACIA, 2005; Lewis *et al*., 2011).

1.6.3. Indicateurs de facies à l'aide du logiciel d'analyse d'images

Dans le but d'identifier les lithozones rapportées par Cuven *et al*., (2010), les différents indices granulométriques ($P98D_0$, $maxD_0$, mD_0, sD_0) extraits de chacune des varves ont été comparés entre eux.

1.6.3.1. Identification des facies énergétiques (lithozones B et C) par indices granulométriques

Les lithozones B et C (turbidites et écoulement de débris) ont pu être identifiés par des valeurs simultanément élevées de leur granulométrie ($P98D_0$) et de leur écart type (sD_0) (Figures 1.14 et Figures 2.10) (Lewis *et al.*, 2010; Lapointe *et al.*, 2012). La Figure 1.14 montre deux événements de haute-énergie identifiables par de hautes valeurs de $P98D_0$ et sD_0. Avec cette corrélation, il est donc possible d'identifier toutes les couches annuelles qui présentent une forte énergie de transport peu importe l'épaisseur de la varve. Par exemple, la Figure 2.10 (Chapitre 2) montre trois varves (AD 1688, 1687 et 1686) de faible épaisseur mais l'année AD 1687 enregistre de fortes valeurs de $P98D_0$ et sD_0 et est donc potentiellement le résultat d'un transport de haute-énergie, comme le confirme l'image au microscope électronique (Fig. 2.10). Dans la Figure 1.14 A, à l'exception de la turbidite (AD 95), on observe que les varves formées durant les années AD 94, 93 et 92 ont une faible épaisseur. Toutefois, l'énergie du transport de l'année AD 92 (Figure 1.14 C) est certainement de forte énergie étant donné la présence de cette couche uniforme de sédiment très grossier.

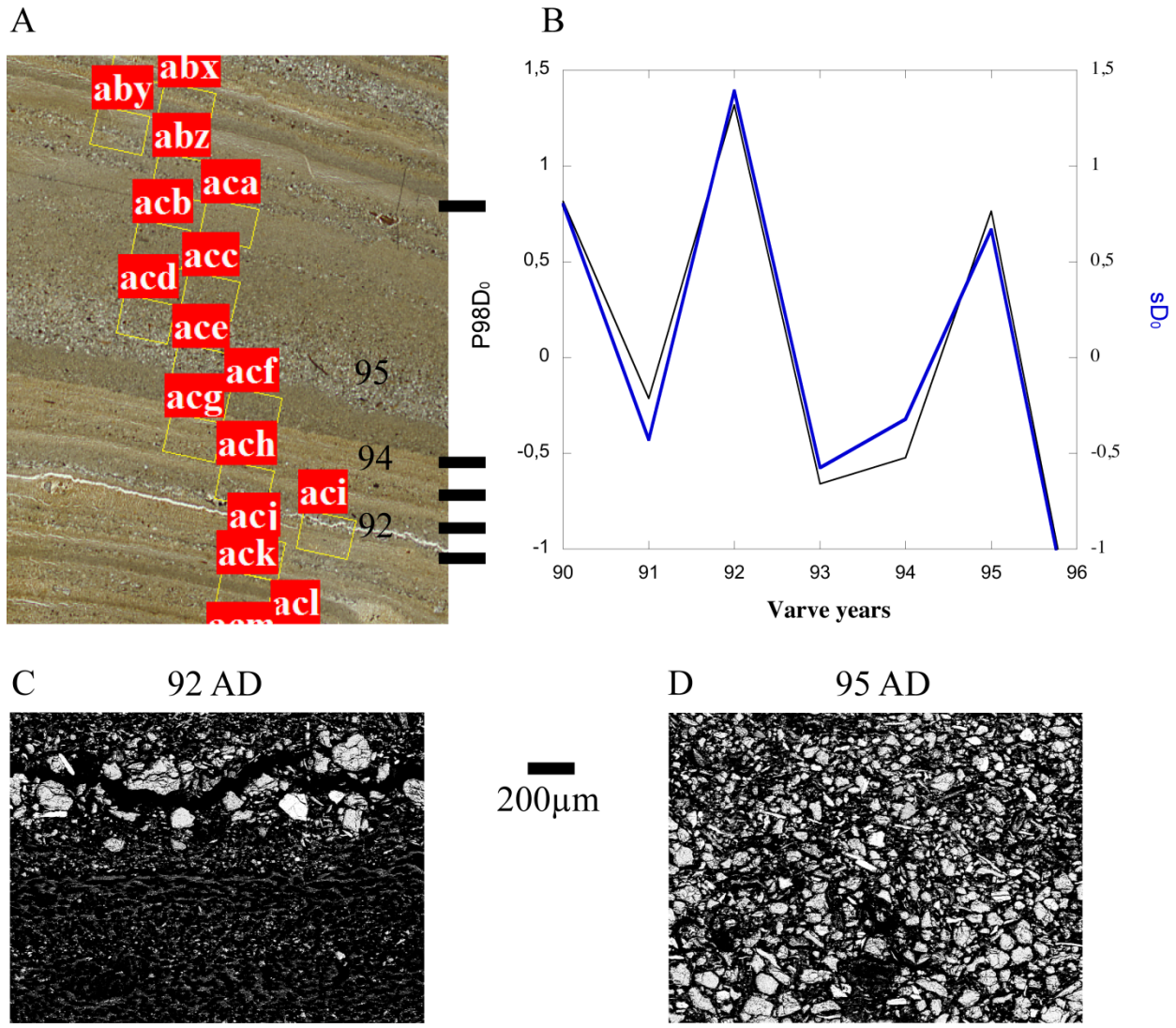


Figure 1.14 A : Section de lame mince des années AD 95 à 92; B : graphique des valeurs de $P98D_0$ et sD_0 montrant de fortes valeurs pour les années AD 95 et 92. En C et en D : images en électron rétrodiffusé des régions d'intérêt aci (AD 92) et acd (AD 95) mettant en évidence un sédiment grossier.

1.6.3.2. Identification des coulées de débris (Debris flow)

À l'intérieur de la lithozone C, on retrouve typiquement les particules les plus grossières pouvant aller à plus de 200 µm alors que la granulométrie générale est largement au-dessus de la moyenne (Figure 1.15).

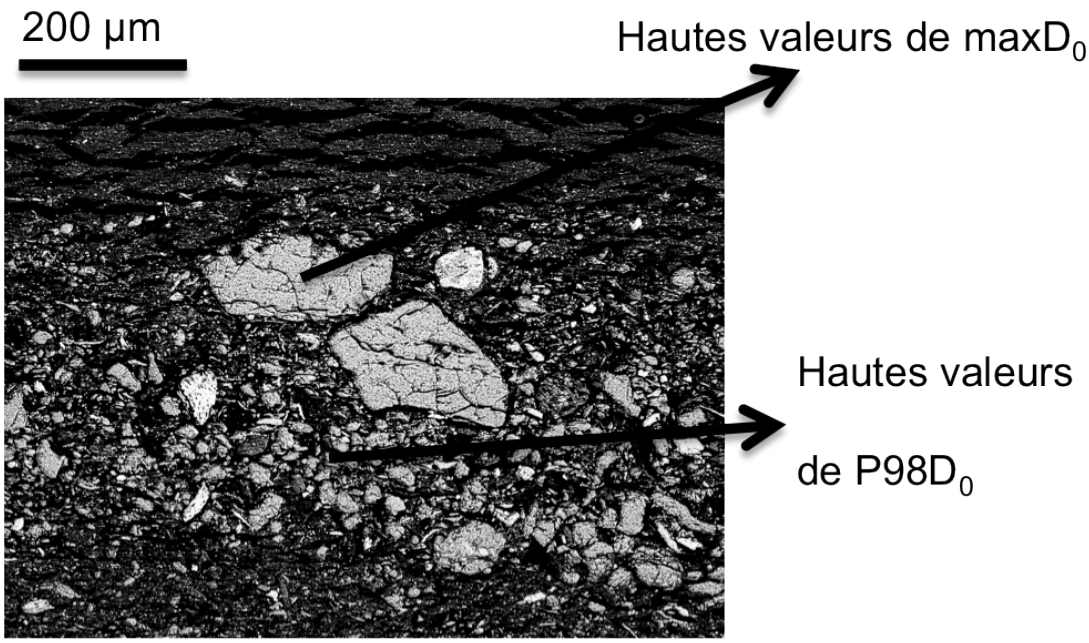


Figure 1.15 Image en électron rétrodiffusé montrant une granulométrie élevée et la présence de particules très grossières

Les Figures 1.16 et 1.17 montrent des couches de sédiments grossiers et compacts très mal triés qui correspondent aux coulées de débris (lithozone C). L'année AD 190 (Figure 1.16; D) reflète l'événement de plus forte énergie avec des particules dépassant les 140 µm. Les années varvaires AD 184, 182 et 180 présentent également des valeurs positives de $P98D_0$ et $maxD_0$ (Figure 1.16; C). En revanche, les années AD 185, 183 et 181 sont constituées de sédiments très fins (Figure 1.16; B) probablement transportés par une fonte nivale classique caractérisée par de faibles valeurs négatives de $P98D_0$ et $maxD_0$ (Figure 1.16; C). Il est donc possible d'identifier les *debris flow* lorsque les $P98D_0$ et $maxD_0$ sont tous deux positifs (Figures 1.16 et 1.17).

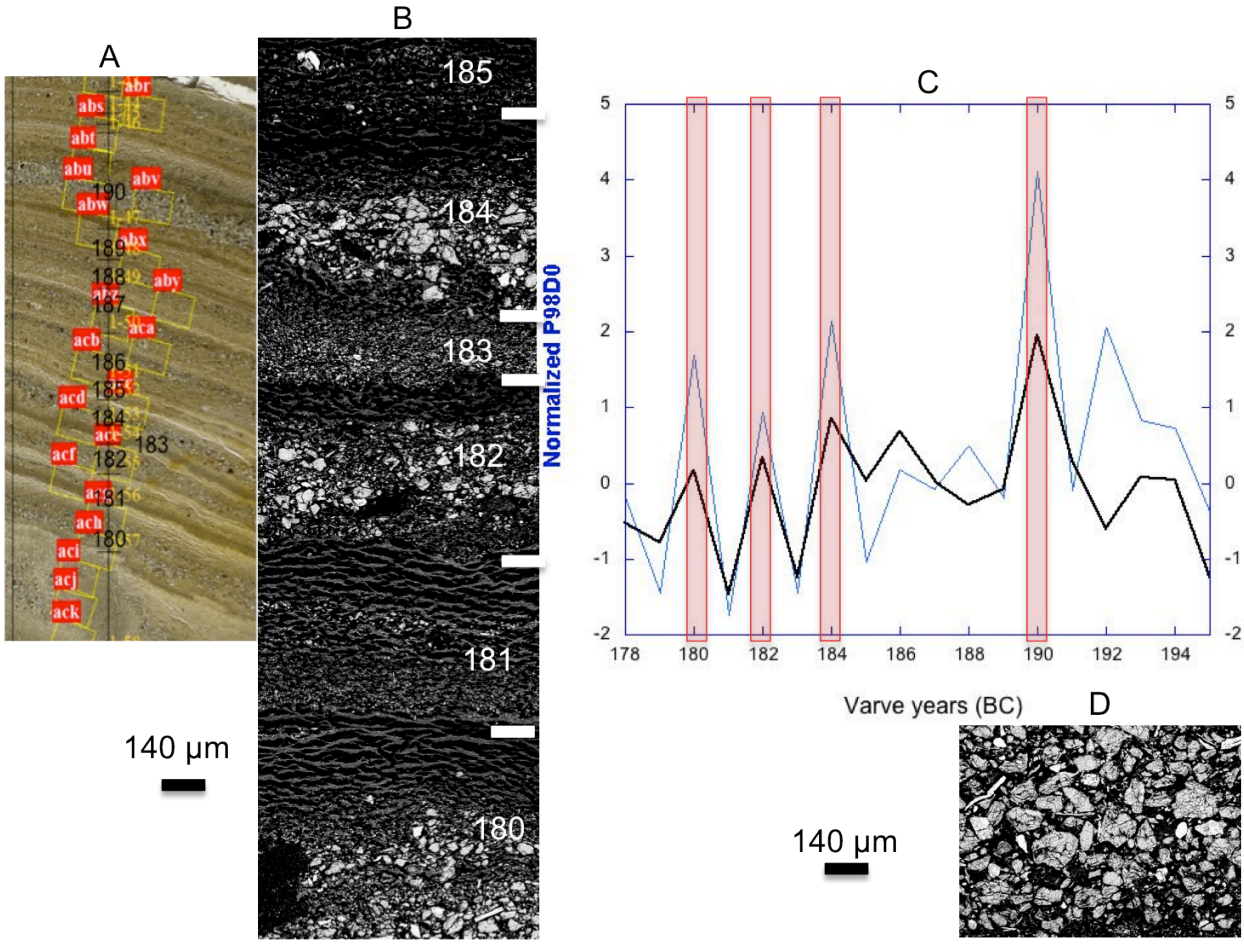


Figure 1.16. Identification de facies correspondant aux écoulements de débris avec $P98D_0$ et $maxD_0$. En A: Section de lame mince présentant des laminations de moins de 1 mm couvrant la période de AD 190 à 180 AD; En B: série composite d'images prises au microscope électronique à balayage entre AD 185 et 180. Les barres blanches représentent les frontières entre les varves; En C: graphique des valeurs normalisées de $P98D_0$ et de $maxD_0$ mettant en évidence l'année AD 190 caractérisée par les deux plus grands pics et d'autres valeurs élevées pour les années AD 184, 182 et 180; En D : image en électron rétrodiffusé de l'année AD 190 montrant un sédiment très grossier et non-trié.

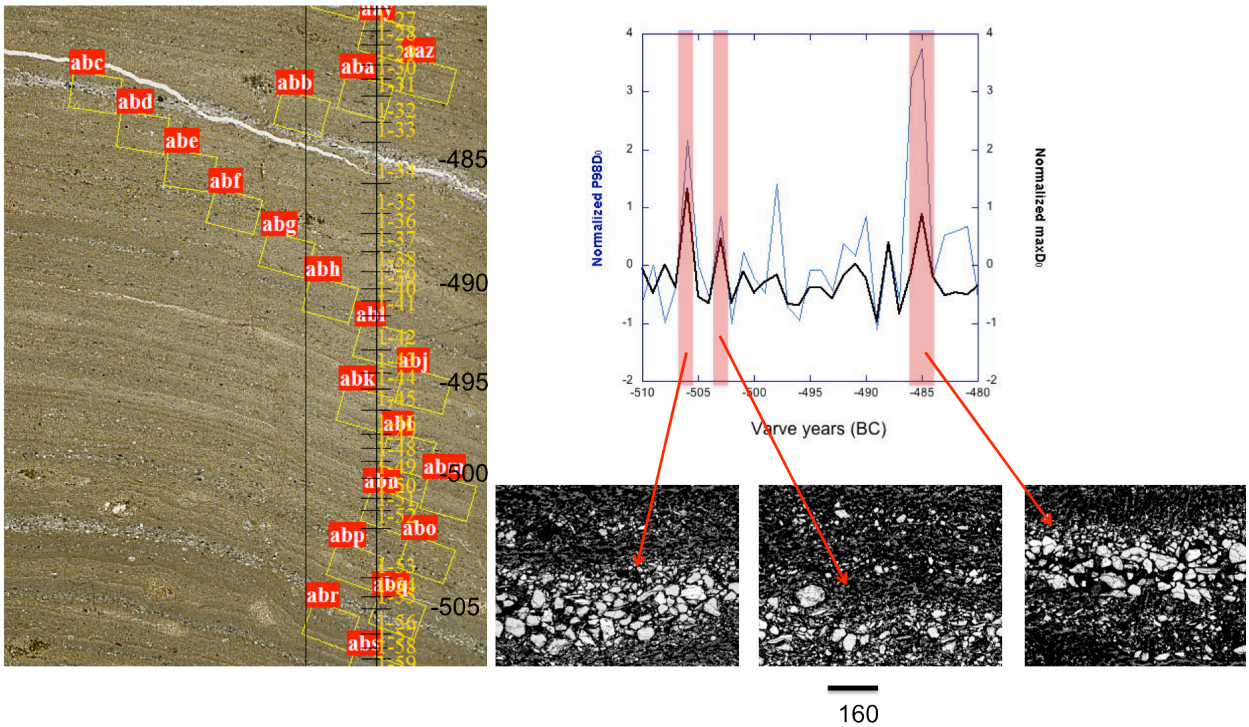


Figure 1.17 Fines laminations (<0,5 mm) présentant des couches avec une granulométrie grossière sans classement visible et pauvrement trié (debris flow). Les années varvaires 485 BC, 503 BC et 506 BC sont caractérisées par des pics de P98D$_0$ et de maxD$_0$. L'échelle (barre noire) est en µm.

1.6.3.3. Identification des turbidites

L'épaisseur d'une varve est typiquement plus importante lors de puissants courants de turbidité (Retelle et Child, 1976; Lamoureux et Bradley, 1996). Durant ces événements, les particules grossières se déposent en premier, suivies d'un affinement progressif des particules à cause de la diminution de la compétence de l'écoulement (Reading, 1976). De plus, les valeurs de sD$_0$ sont élevées à la base des turbidites où les plus grosses particules de tailles variables et non-triées sont déposées par la tête et le corps d'un flux de densité énergétique (Nichols, 2009; Lewis *et al.,* 2011; Lapointe *et al*., 2012). Les Figures 1.18 et 1.19 montrent d'épaisses couches annuelles générées par des courants de turbidité entre les années varvaires AD 1893 et 1836. Lorsque VT et sD$_0$ ont des valeurs positives et sont corrélés, ces indicateurs permettent de distinguer les facies turbiditiques en lames minces.

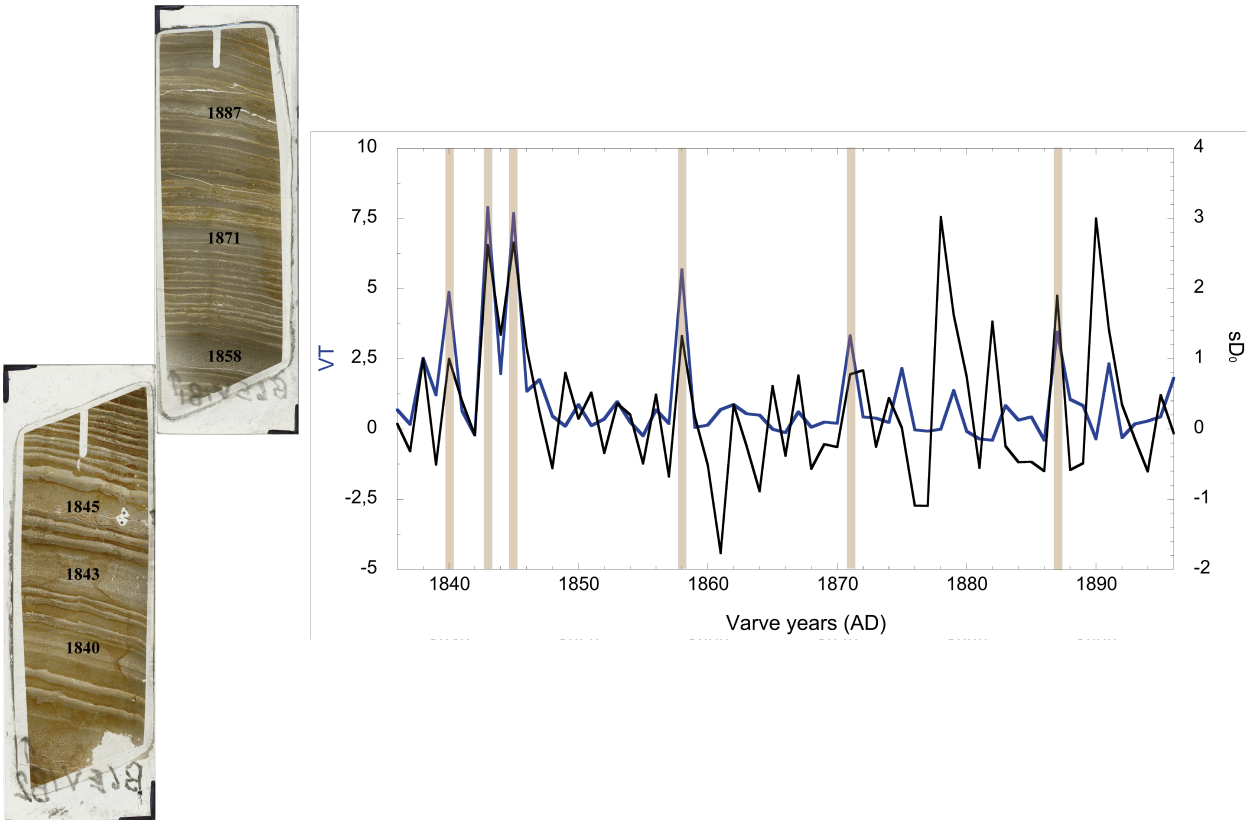


Figure 1.18. À gauche: deux lames minces en continu montrant les années varvaires caractérisées par des couches annuelles épaisses. Les années AD 1887, 1871, 1858, 1845, 1843, 1840 et 1838 sont caractérisées par des dépôts de turbidites. À droite : lorsque les pics de VT et de sD_0 sont en phases, les facies de turbidites, localisées dans les lames minces, sont identifiables.

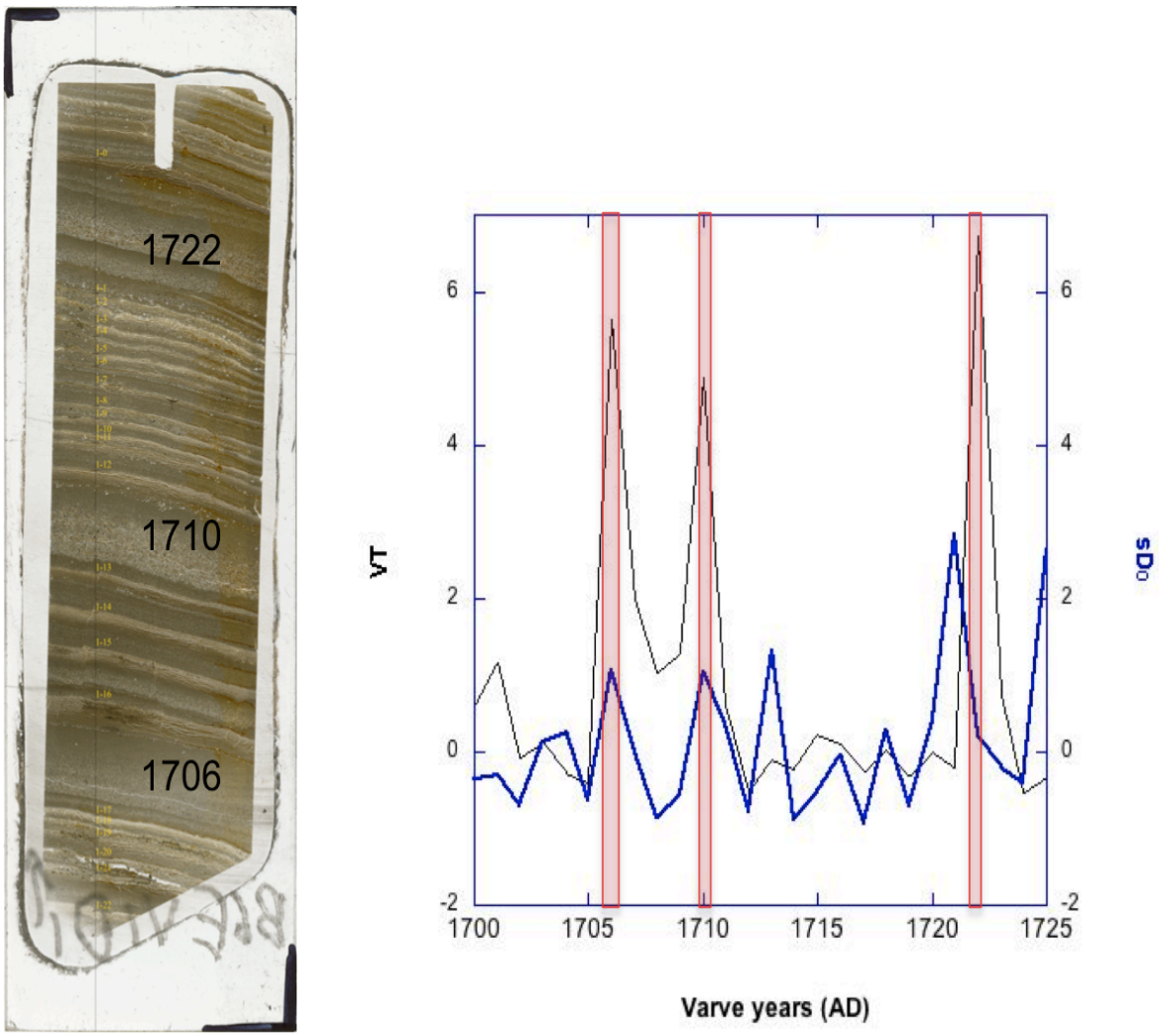


Figure 1.19 : Variations de l'épaisseur des varves (en noir) et de sD_0 (en bleu) sur une échelle de temps plus courte. Les années AD 1705 et 1710 sont caractérisées par de hautes valeurs de VT et de sD_0 reflétant des courants de turbidité de forte densité. Des valeurs élevées pour VT dans l'année AD 1722 et des valeurs moins grandes pour sD_0 caractérisent une moins forte densité.

1.6.3.4. Différenciation entre les turbidites et les coulées de débris à l'aide des indices granulométriques et de l'épaisseur des varves

En résumé, il est possible d'identifier les écoulements de débris avec la somme de $P98D_0$ et $maxD_0$ alors que les turbidites sont identifiées par des valeurs élevées de la somme VT et de sD_0. Par contre, les écoulements de débris et les turbidites ont tous les deux de fortes valeurs en sD_0. Pour bien identifier chaque facies, l'approche suivant a été élaborée : 1) toutes les données sont normalisées; 2) les valeurs négatives des indices granulométriques et de l'épaisseur des varves sont discréditées; 3) si les valeurs des turbidites ($VT+sD_0$) sont inférieures à celles des coulées de débris ($P98D_0+maxD_0$), celles-ci ne sont pas prises en compte et obtiennent alors une valeur artificielle de zéro (0) et 4) le même traitement est réalisé

pour les coulées de débris. Il est important que les valeurs normalisées des turbidites et coulées de débris soient positives pour identifier ces lithozones.

La Figure 1.20 illustre que les indices utilisés pour identifier les facies de turbidites ($VT+sD_0$) et des debris flow ($P98D_0+maxD_0$) sont pertinents. Ici, les années varvaires AD 1655, 1659 ainsi que 1678 sont marquées par de forts courants de turbidité. Par contre, les années varvaires AD 1662, 1663 et 1675 sont caractérisées par une couche sédimentaire de faible épaisseur, un sédiment faiblement trié et la présence de grains grossiers de tailles variables allant jusqu'à ~200 µm, c'est-à-dire des coulées de débris. Les années varvaires entre AD 1674 et 1666 sont caractérisées par l'absence (ou de très faibles valeurs) de turbidites et de coulées de débris (Figure 1.21). Par conséquent, une fonte nivale classique a probablement généré ce type de dépôt durant ces années (AD 1674 à 1665), ce qui caractérise la lithozone A (Cuven *et al*., 2010).

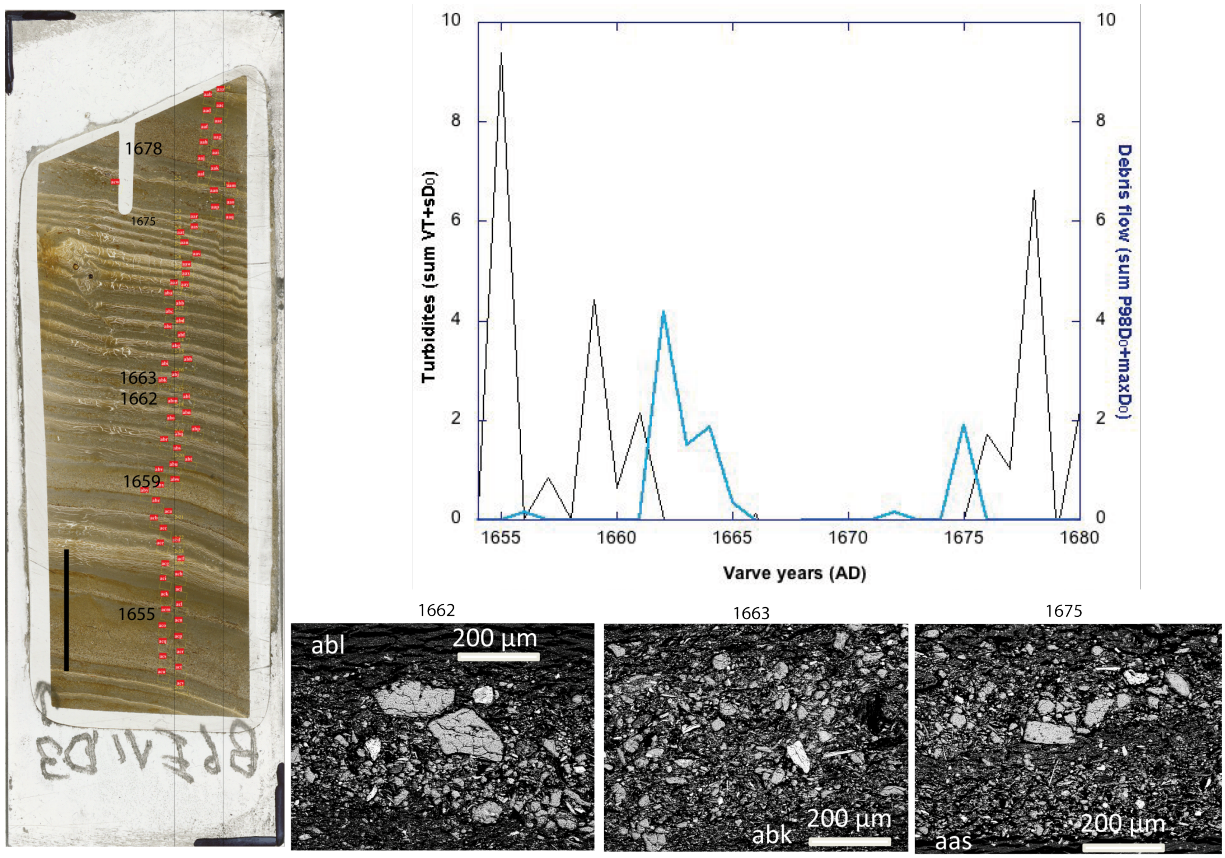


Figure 1.20 À gauche: lame mince avec des dépôts de turbidite et de coulées de débris localisés entre les années varvaires AD 1678 et 1655, la barre noire = 12,29 mm). Au centre : graphique illustrant les valeurs des indices utilisés pour distinguer les turbidites et les coulées de débris. En bas : des BSE images des années varvaires AD 1662, 1663 et 1675 montrant des dépôts composés de matériel hétérogène dans lequel des grains grossiers, allant jusqu'à 200 µm, témoignent d'un transport de haute-énergie de *debris flow*.

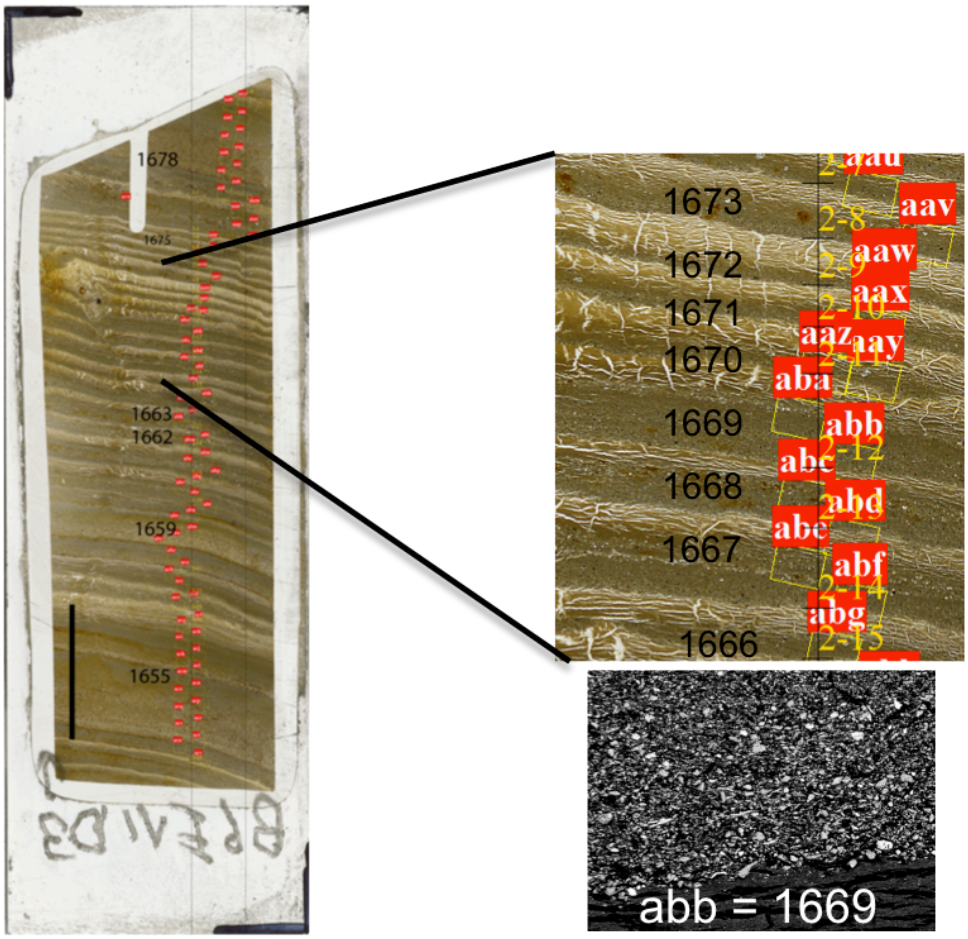


Figure 1.21 À droite: Même lame mince que la Figure 1.19 avec un zoom sur les événements de faibles énergies datés entre AD 1673 et 1666 qui ne sont pas enregistrés dans le graphique de la Figure 1.19. L'image prise au MEB montre les particules fines et silteuses qui caractérisent cette année.

1.6.4. Anomalies des turbidites et coulées de débris au cours des derniers 2845 ans

La Figure 1.22 montre les anomalies de coulées de débris pour l'enregistrement des 2845 années varvaires. Ces événements ont été calculés à partir de la méthode utilisée avec la Figure 1.20. Lorsque les deux lithozones ont des valeurs négatives durant la même période, les événements de fonte classique peuvent être identifiés selon les observations le long des lames minces. Les *debris flow* atteignent des valeurs sans précédent au 20e siècle, ce qui est vérifiable en observant les images au microscope le long des lames minces (Annexe 2). En se fiant aux interprétations de Cuven *et al*. (2010), une telle augmentation des coulées de débris pourrait être attribuable aux augmentations de l'intensité des pluies et/ou de glissements

subaquatiques. Dans tous les cas, ces données montrent que les sols étaient probablement plus humides à partir du 20e siècle.

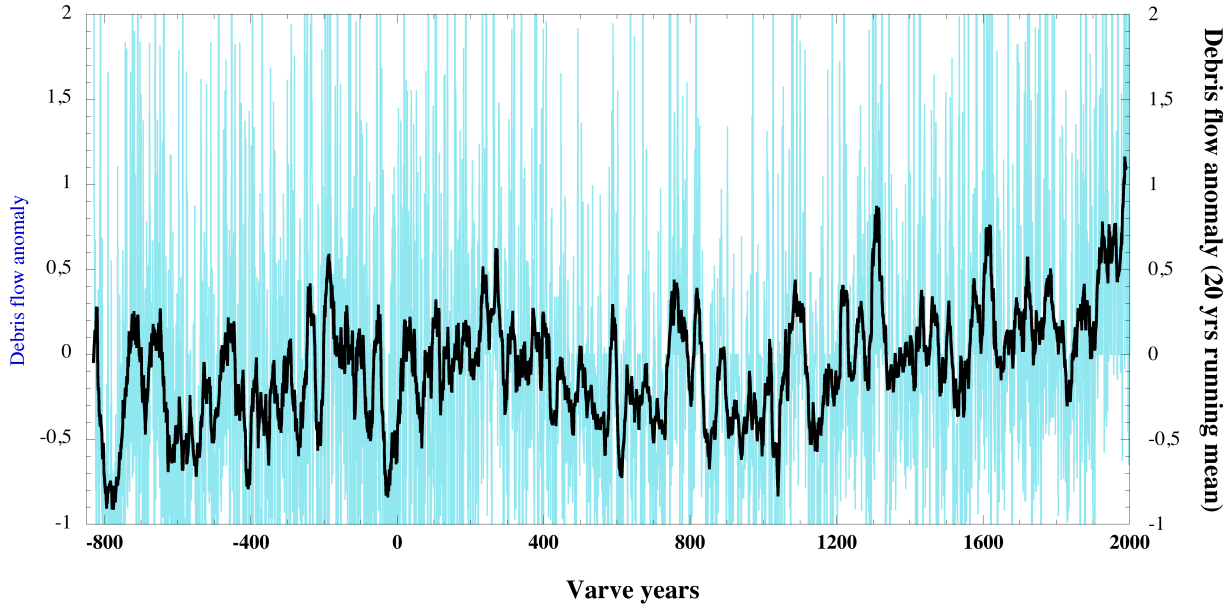


Figure 1.22 Données moyennées sur 20 ans (en noir) et données brutes (en bleu) des écoulements de débris des 2840 dernières années au lac Est de Cape Bounty estimées à partir de la somme de $P98D_0$ et sD_0. Les écoulements de débris atteignent des niveaux sans précédent au cours du 20e siècle.

Le maximum des valeurs des anomalies de turbidite apparaît aux 15e, 17e, 18e et 20e siècles (Figure 1.23). En fait, la Figure 1.23 montre une grande similitude avec la figure des variations de l'épaisseur des varves (Figure 2.4). Le 18e siècle et une partie du 15e siècle sont caractérisés par une forte anomalie de turbidites légèrement plus élevée que le 20e siècle. Seulement, des périodes froides (LIA : ~15e au 19e siècles) ont généralement prévalu en Arctique (Kaufman *et al*., 2009). Plusieurs autres sites de l'Arctique montrent également des augmentations de l'épaisseur des varves durant des périodes qui ne sont souvent pas associées à des périodes de réchauffement : le lac Sanagak sur la Péninsule de Boothia (Lamoureux *et al.*, 2006b), le lac Nicolay sur l'Île de Cornwall (Lamoureux *et al.*, 2001), le Lac A sur l'Île d'Ellesmere (Tomkins *et al.*, 2010), les lacs Upper et Lower Murray sur l'Île d'Ellesmere (Besonen *et al.*, 2008), le Lac Big Round sur l'Île de Baffin (Thomas et Briner, 2009). Dans le cas de Cape Bounty, l'intégration de données granulométriques apporte différents résultats que l'épaisseur des varves (Lapointe *et al*., 2012).

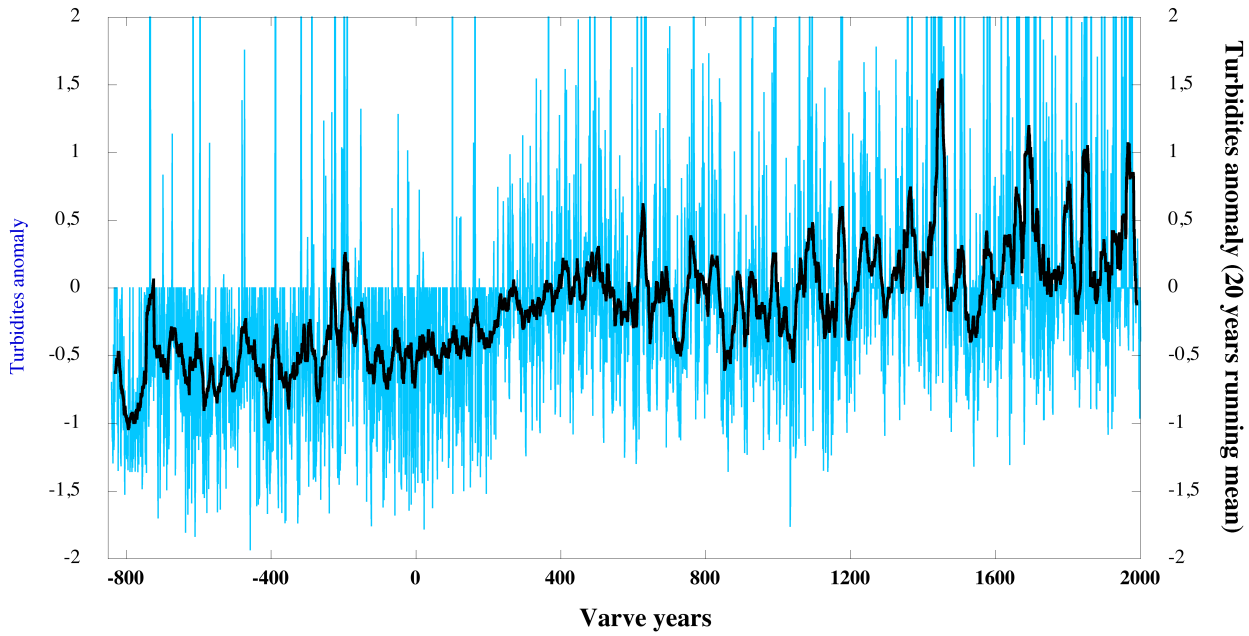


Figure 1.23 Données moyennées sur 20 ans (en noir) et données brutes (en bleu) des anomalies des turbidites.

1.6.5. Grains éoliens

La lithozone D (Cuven *et al*., 2010) est caractérisée par des grains grossiers associés à des apports éoliens. Trois hypothèses expliquant la présence de grains éoliens ont été discutées par Lamoureux et Gilbert (2004) et Retelle et Child (1996) dans les sites de l'Arctique : une mince couche de neige favorisant l'érosion éolienne, une grande présence de sédiments érodables dans le bassin versant ainsi qu'une augmentation de la vitesse des vents durant l'hiver.

Le ratio $maxD_0/mD_0$ a été testé afin d'identifier les couches où l'on retrouve des grains très grossiers dans une matrice fine. La corrélation entre ces deux données granulométriques est très faible (r^2=0,06) (Figure 1.24). D'ailleurs, la population de $maxD_0$ et de mD_0 tend à s'éloigner l'une de l'autre lorsqu'il y a augmentation de leurs valeurs respectives (Figure 1.24). Selon les observations effectuées, un seuil de 1,5 permet de mettre en évidence les couches annuelles dans lesquelles il y a présence de gros grains flottant dans une matrice fine (Figure 1.25). Autrement, les résultats <1,5 pour ce ratio peuvent être représentées par des couches annuelles avec une granulométrie très fine mais l'absence de grains grossiers tels qu'observés avec les années varvaires AD 1498 et 1577 (Figure 1.25).

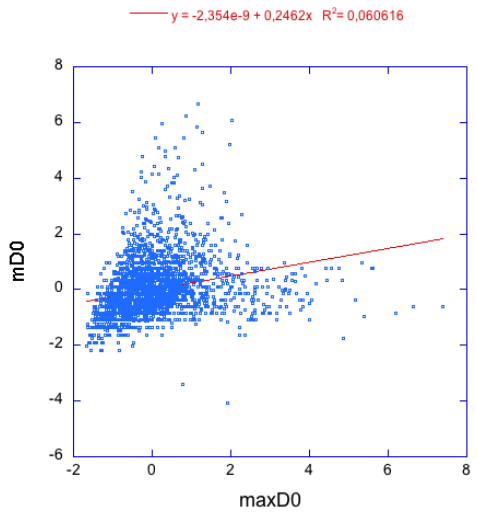


Figure 1.24 Relation entre $maxD_0$ et mD_0

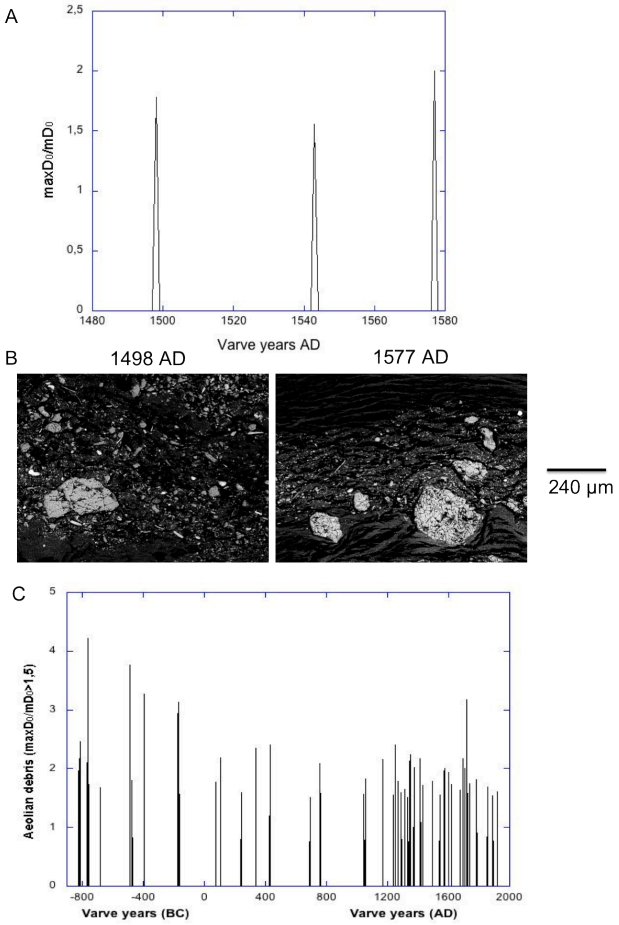


Figure 1.25 A: Graphique illustrant les valeurs normalisées du ratio $maxD_0/mD_0$. Un intervalle de 100 ans est représenté dans lequel trois pics à AD 1577, 1543 et 1498 sont identifiables. B : deux BSE images des années AD 1575 et 1498 montrant deux particules de plus de 200 µm à l'intérieur d'une matrice de sédiment silteux et fins. C: Graphique montrant les pics du ratio sur les dernières 2845 années.

1.6.6. Les différences entre les deux bassins versants de Cape Bounty

Même si les deux lacs présentent de nombreuses similitudes (Cockburn et Lamoureux, 2009), une observation détaillée des bassins versant des deux lacs souligne des différences. Le bassin versant du lac Ouest (BVLO) a des vallées en U plus encaissées tandis que le BVLE est, de façon générale, caractérisé par des pentes plus faibles par rapport au BVLO (Lewis *et al*., 2010; Lapointe *et al*., 2012) (Figure 1.26 et Figure 2.1). Ainsi, dans le Haut-Arctique, l'effet combiné de forts vents et de la faible rugosité des surfaces favorise la redistribution de la neige et son accumulation plus marquée dans les pentes, ravins, dépressions et dans les creux des chenaux (Woo, 1983; Yang et Woo, 1999). C'est donc logique que Lewis *et al*. (2001) ont observé une plus grande accumulation de neige dans le BVLO. En plus d'avoir moins de surfaces enneigées, le BVLE a une plus grande proportion de pentes faisant face au sud ce qui permet l'accumulation de plus d'énergie solaire. Le résultat de ces caractéristiques géomorphologiques est que la couche active du pergélisol est plus épaisse et plus uniforme dans le BVLE que celle retrouvée dans le BVLO (Lewis *et al*., 2011). De plus, l'hydrologie est davantage perturbée dans le BVLO à cause de la plus grande instabilité des sols (glissements de terrain) qui peuvent agir comme barrage au niveau de la rivière Ouest (Lamoureux et Lafrenière, 2009). Collectivement, ces observations supportent l'idée que l'enregistrement sédimentaire du lac Est est moins susceptible de contenir le signal d'événements purement locaux et donc un enregistrement plus directement influencé par des forçages climatiques régionaux grâce à un bassin versant plus homogène. Par rapport au Lac Ouest, une corrélation semble être mieux établie entre l'épaisseur des varves et la quantité totale de neige au sol en automne (Cockburn, 2009), ce qui supporte cette hypothèse. En bref, il importe de tenir compte de la morphologie du bassin versant pour comprendre les signaux hydrologiques enregistrés à l'intérieur des carottes sédimentaires.

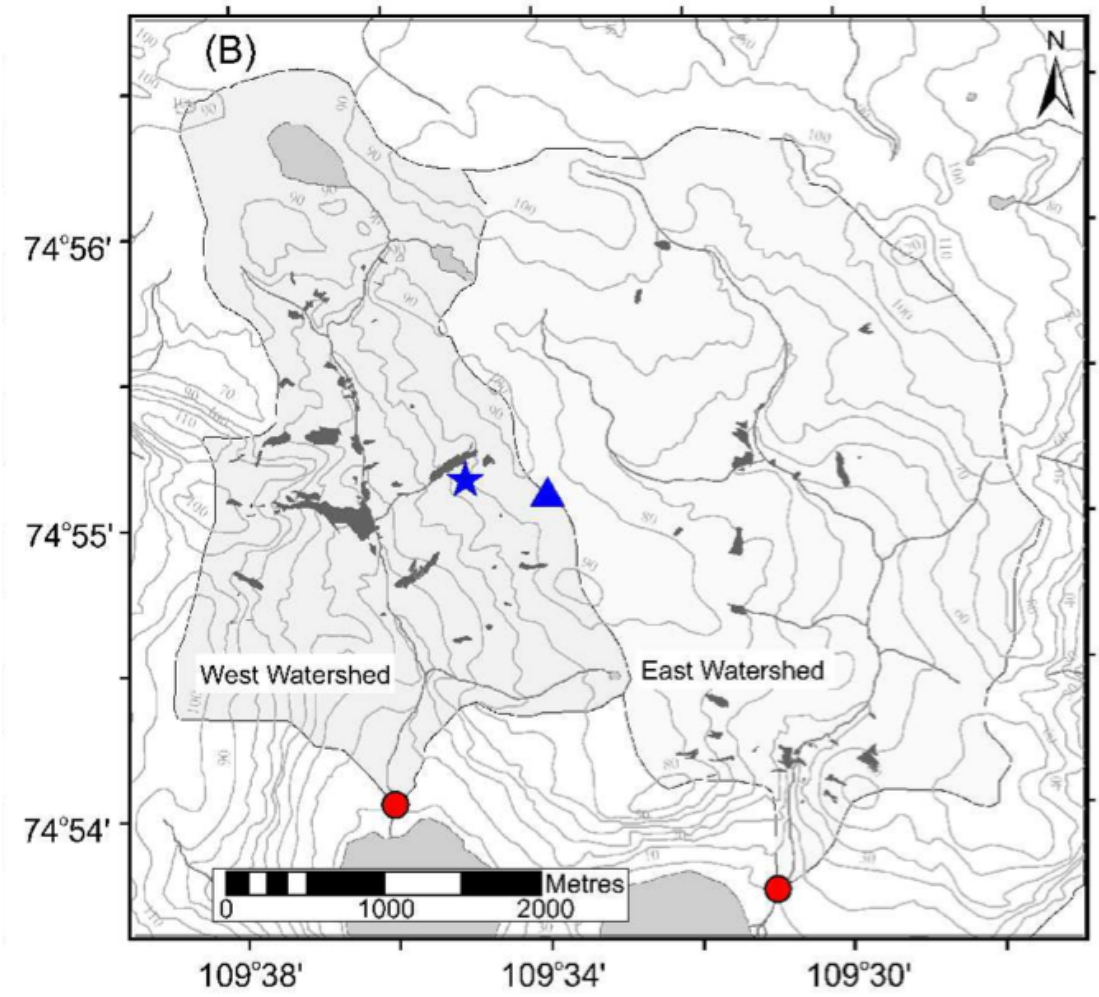


Figure 1.26 La topographie du bassin versant du lac Ouest est beaucoup plus accidentée alors que le bassin versant Est témoigne de faibles pentes orientées vers le sud. Tiré de Lewis *et al*. (2011)

1.6.7. Comparaison des données granulométriques avec d'autres sites dans l'Arctique

Les données granulométriques de Cape Bounty pour les dernières 2845 années sont présentées dans le Chapitre 2 (Lapointe *et al*., 2012). La Figure 1.27 illustre certains sites utilisés pour comparer avec les données de Cape Bounty. Puisque les données granulométriques sur une base annuelle sont rares dans les études paléolimnologiques de l'Arctique, nous comparons en premier lieu les résultats de mD_0 du lac à l'étude (CBEL) avec les données mD_0 du lac South Sawtooth (Francus *et al*., 2002). Aussi, les données de reconstitution des pluies ($P98D_0$) (Chapitre 2; Lapointe *et al*., 2012) sont comparées avec les données de températures de juin au lac Upper Soper (Hughen *et al*., 2000). Ensuite, nos

données de CBEL sont comparées à deux enregistrements de fonte estivale des glaciers Devon et Agassiz (Koerner et Fisher, 2000; Fisher *et al*., 1995). Finalement, la compilation la plus récente de proxies climatiques de l'Arctique (Kaufman *et al*., 2009) est comparée avec la reconstitution des anomalies de pluie à Cape Bounty pour les derniers 2000 ans.

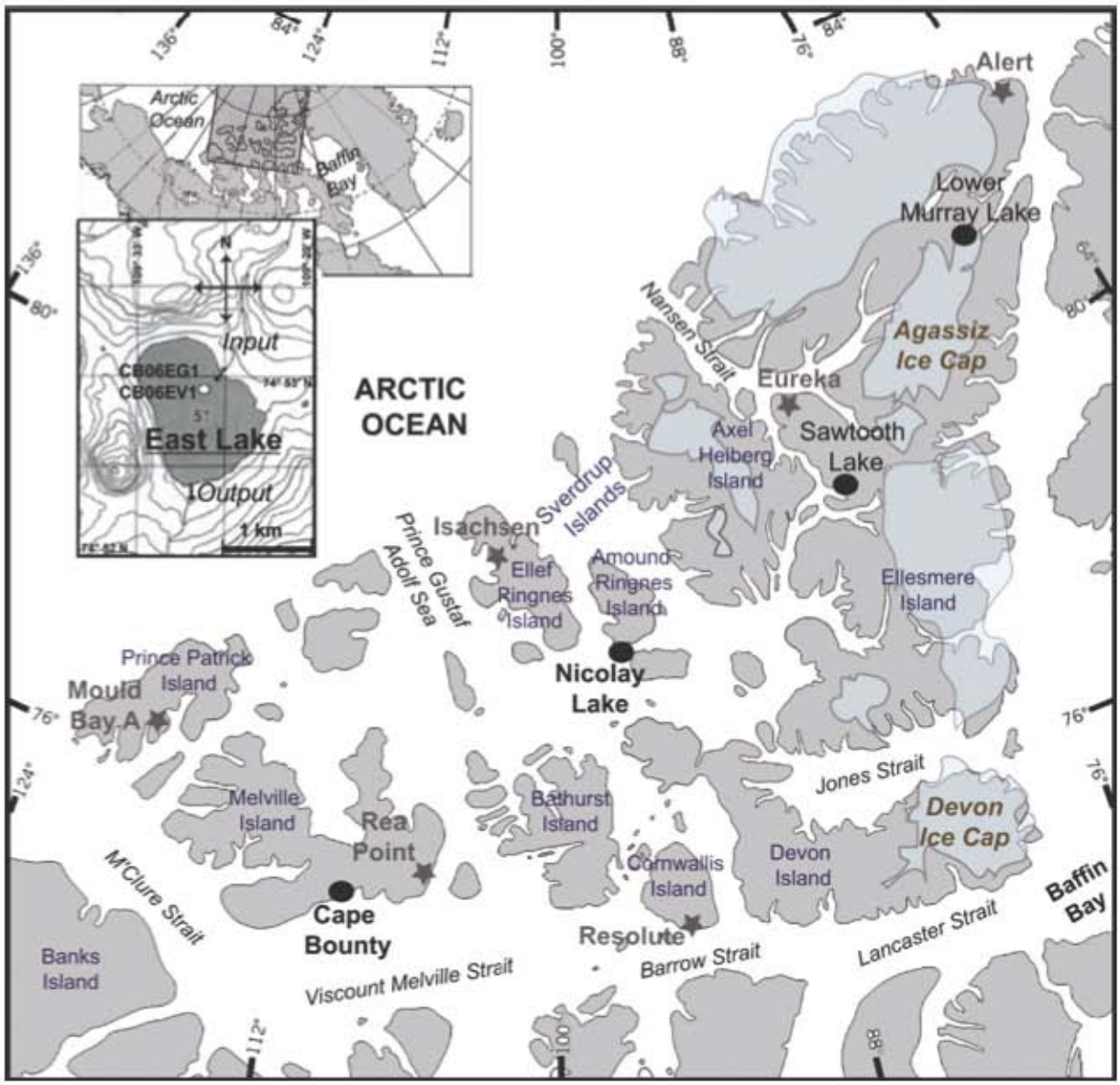


Figure 1.27 Carte montrant les sites d'études de lacs varvés (points noirs), de glaciers et des stations météorologiques (étoiles grises) dans le Haut-Arctique.

Lac de South Sawtooth Lake (SSL) (Île d'Ellesmere)

SSL est situé dans un bassin versant de type nival dans lequel des données granulométriques (mD_0) ont été récoltées pour les derniers 400 ans (AD 1600 à 2000) (Francus *et al*., 2002). Bien que faiblement corrélée (r=0,53), la comparaison entre les données granulométriques et instrumentales suggère un lien entre la taille des particules et l'intensité de la fonte nivale. En ce qui a trait à l'épaisseur des varves, aucune corrélation significative n'a été établie avec les différentes données instrumentales à SSL (Francus *et al*., 2002).

La Figure 1.28 montre les variations entre les deux indicateurs granulométriques (mD_0) de CBEL et de SSL. De façon générale, les changements granulométriques ne sont pas en phase entre AD 1600 et 1900. Par contre, de ~ AD 1900 à 2000, les données de mD_0 des deux sites augmentent pour atteindre des valeurs maximales à partir de ~ AD 1960.

Or, les variations de l'épaisseur des varves pour les deux sites d'étude ne sont pas en phase pour l'ensemble de l'enregistrement depuis AD 1600 (Figure 1.29). Ces observations montrent l'avantage d'intégrer des données granulométriques, car leurs valeurs peuvent différer de celles de l'épaisseur des varves et dans le cas présent, celles-ci peuvent également montrer des similitudes entre les sites.

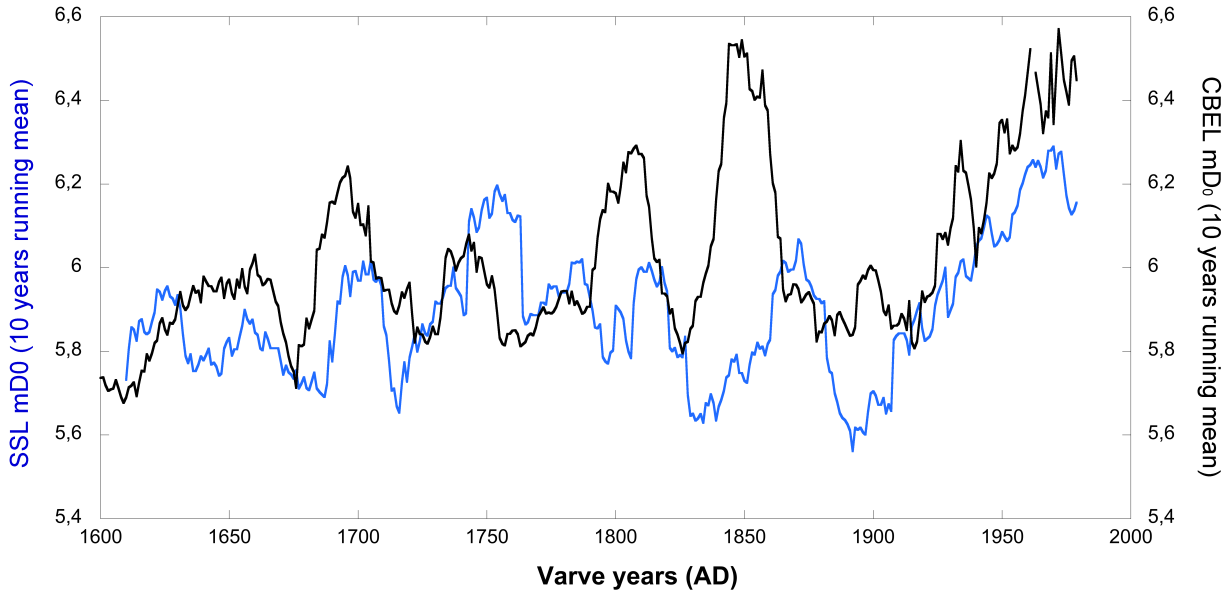


Figure 1.28 mD_0 (moyennée sur 10 ans) pour les sites de CBEL et de SSL au cours des 400 dernières années.

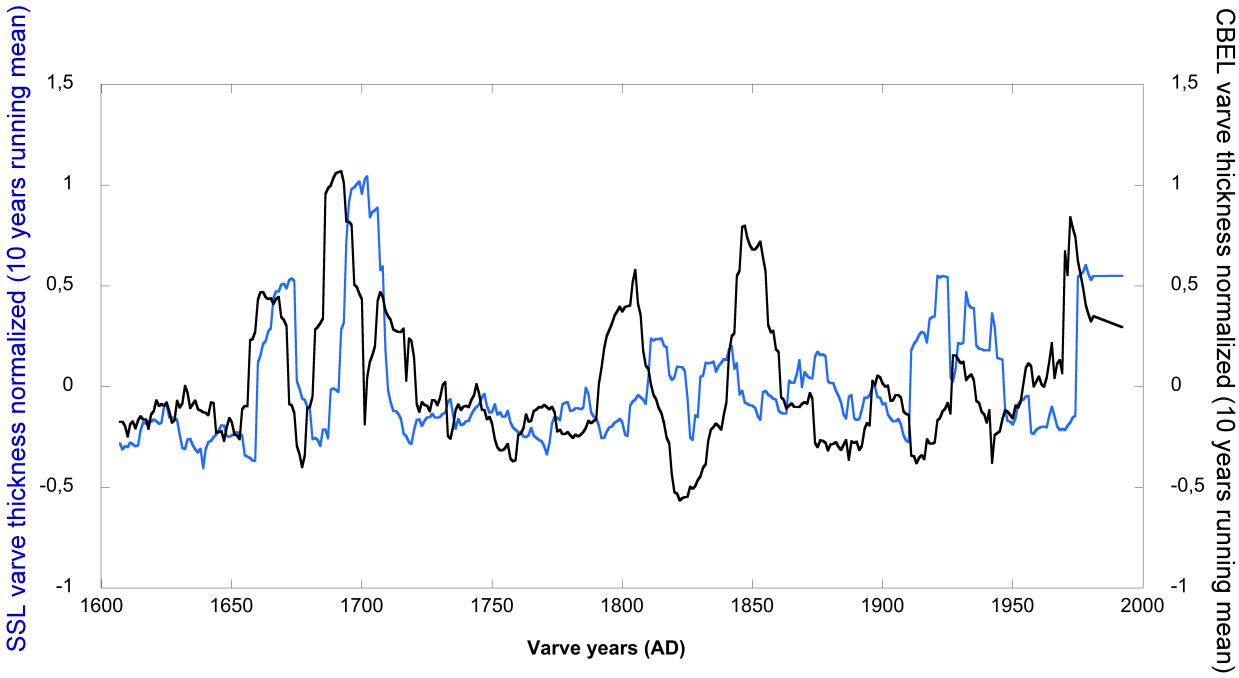


Figure 1.29 Comparaison des données de l'épaisseur des varves normalisées pour les sites de Cape Bounty et du lac South Sawtooth

Le lac Upper Soper (USL) (Île de Baffin)

USL est situé à ~1900 km de Cape Bounty. Hughen *et al*. (2000) ont montré une corrélation (r^2=0,68 ou r = 0,82) entre l'épaisseur de la couche sombre des varves avec la température moyenne du mois de juin, ce qui correspond, selon la littérature, à la deuxième meilleure corrélation entre une variable météorologique et des sédiments varvés en Arctique. Le Lac Est de Cape Bounty représenterait alors la meilleure corrélation (r^2=0,72 ou r = 0,85) (Lapointe *et al*., 2012.). La durée d'enregistrement du lac Upper Soper s'étend de AD 1513 à 1992. La Figure 1.30 présente les variations des pluies à CBEL et celles des températures de juin à USL.

Aucune variation décennale ne semble commune entre les deux sites de AD 1500 à 1900 (Figure 1.32). À partir de AD 1700 jusqu'à ~1920, l'enregistrement de USL suggère des températures plus froides qui semblent correspondre au LIA (Hughen *et al*., 2000). La période la plus froide selon l'enregistrement du USL se serait échelonnée entre AD 1900 et 1920 (Hughen *et al*., 2000). Vers AD 1920, les deux variables (Figure 1.30) connaissent une augmentation pour atteindre des valeurs jamais observées durant les 500 ans d'enregistrement. Ces observations suggèrent que ces deux sites varient suivant des cycles naturels durant la période de AD 1500 à ~1900. En fait, les données du calcul du coefficient de corrélation

montrent des corrélations positives et négatives qui ne sont pas significatives : 1513 à 1600 (r=-0,10; 87; p=0,18); 1600 à 1700 (r=-0,07; n=100; p=0,25); 1700 à 1800 (r=0,03; n=100; p=0,39); 1800 à 1900 (r=-0,09; n= 100; p=0,19) (Annexe 4). Pour ce qui est de la similitude des variations des deux sites à partir de AD 1900, la corrélation est significative et montre qu'il semble y avoir un lien dans l'augmentation des deux variables pour ces deux sites éloignés (r=0,27; n=92; p=0,004) (Annexe 4).

En parallèle, lorsque les valeurs des deux sites sont moyennées sur 5 ans, la corrélation de AD 1900 à 1992 devient très significative (r=0,63; n=92; p<0,001). Au contraire, les relations sont souvent négativement corrélées et significatives avant AD 1900 : 1513 à 1600 (r=-0,25 n=87 p=0,012); 1600 à 1700 (r=-0,19; n=100; p= 0,06); 1700 à 1800 (r=0,12; n=100; p= 0,11); 1800 à 1900 (r=-0,30; n=100; p=0,0012) (Annexe 4). Il est donc difficile d'attribuer les variations entre 1900 et 1992 aux cycles naturels car cette partie des enregistrements est très différente des périodes précédentes (1515 à 1900) (Figure 1.30) (Annexe 4). En revanche, ces fluctuations relativement synchrones entre ces deux sites pourraient potentiellement être expliquées par le récent réchauffement climatique anthropique.

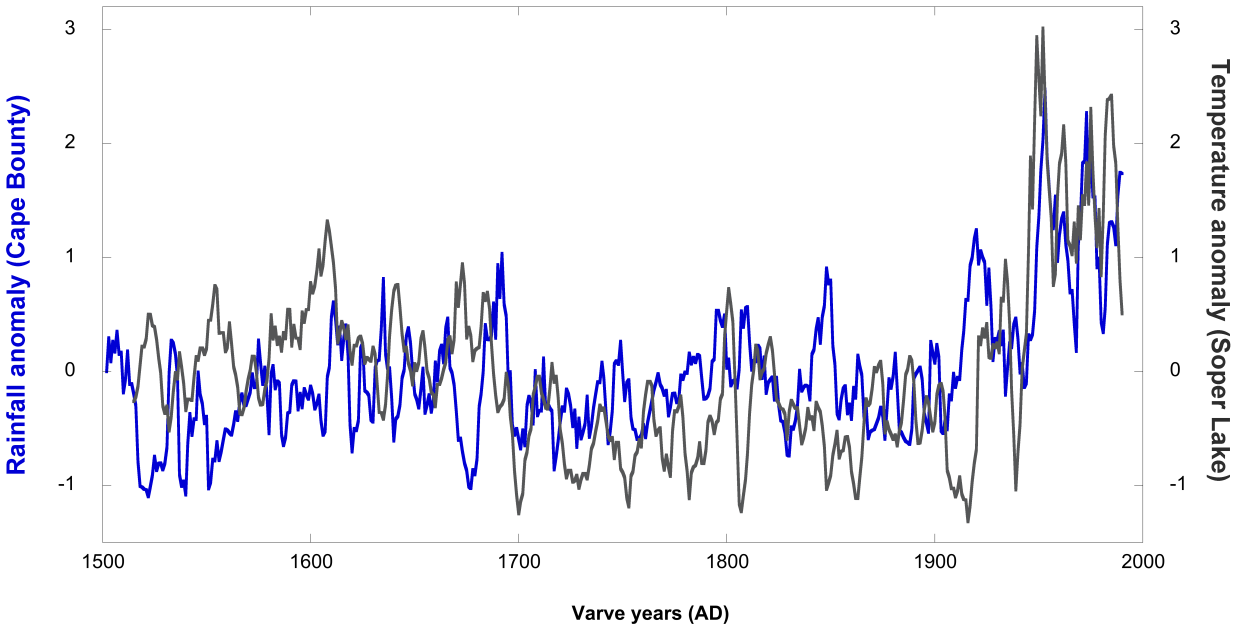


Figure 1.30 Comparaison des pluies à Cape Bounty (en bleu) et des températures de juin au lac Upper Soper (noir). Les données sont normalisées et moyennées sur 5 ans pour les 500 dernières années.

La calotte glaciaire Devon (île de Devon)

La Figure 1.31 compare les données granulométriques ($P98D_0$) aux données de pourcentage de fonte estivale pour la calotte glaciaire de Devon (Koerner et Fisher, 1990). Encore une fois, on peut observer une variation relativement similaire durant le 20e siècle entre les deux variables: les deux sites enregistrent des anomalies positives entre ~AD 1870 et 1900 alors qu'entre 1700 AD et 1920 AD, ce sont des anomalies négatives qui dominent.

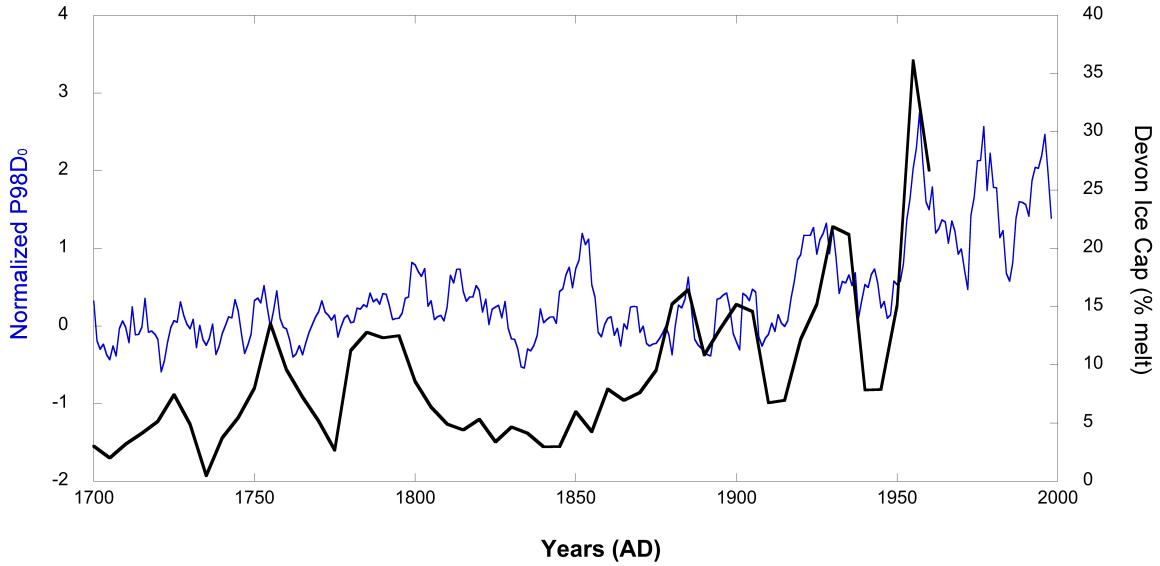


Figure 1.31 Comparaison entre le P98D0 (moyenne glissante sur 5 ans) (en bleu) et le pourcentage de fonte (en noir) (une donnée tous les 5 ans)

Le glacier Agassiz (Île d'Ellesmere)

La variabilité de la fonte estivale des couches du glacier Agassiz (Fisher *et al.*, 1995) est également en phase avec les variations du $P98D_0$ à Cape Bounty durant le 20e siècle (Figure 1.32). Il semble aussi y avoir une certaine similitude entre les variations des valeurs depuis la fin du 16e siècle. Par contre, les données avant le 16e siècle ne montrent pas de similarités marquées.

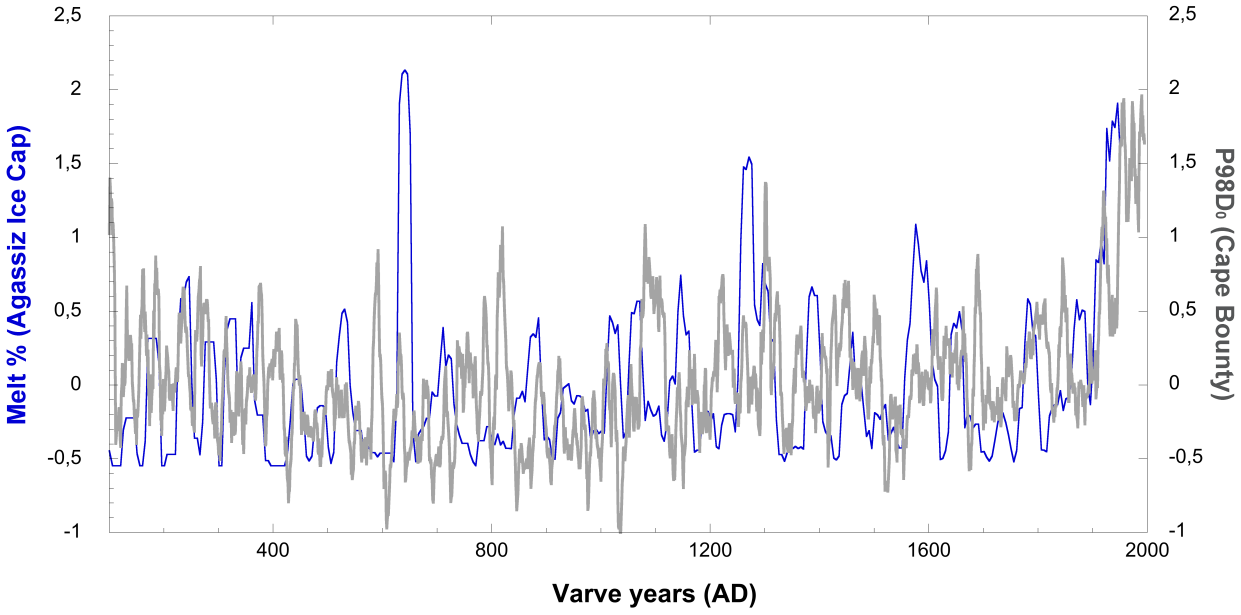


Figure 1.32 Comparaison entre le pourcentage de fonte des couches du glacier Agassiz (une donnée tous les 10 ans) et de la granulométrique ($P98D_0$) (moyennes lissées sur 10 ans)

1.6.8. Compilation récente des données climatiques de l'Arctique

Différents indicateurs climatiques de haute résolution récoltés à travers l'Arctique ont permis de reconstruire le climat régional des 2000 dernières années (Figure 1.33) (Kaufman *et al.*, 2009). Ces données compilées illustrent que le climat en Arctique s'est refroidi de façon linéaire de 0 à ~ AD 1900, ce qui appuie l'hypothèse que le climat est principalement influencé par la constante réduction de l'insolation durant l'été arctique, induit par le forçage orbital (changement d'inclinaison de l'axe de la Terre).

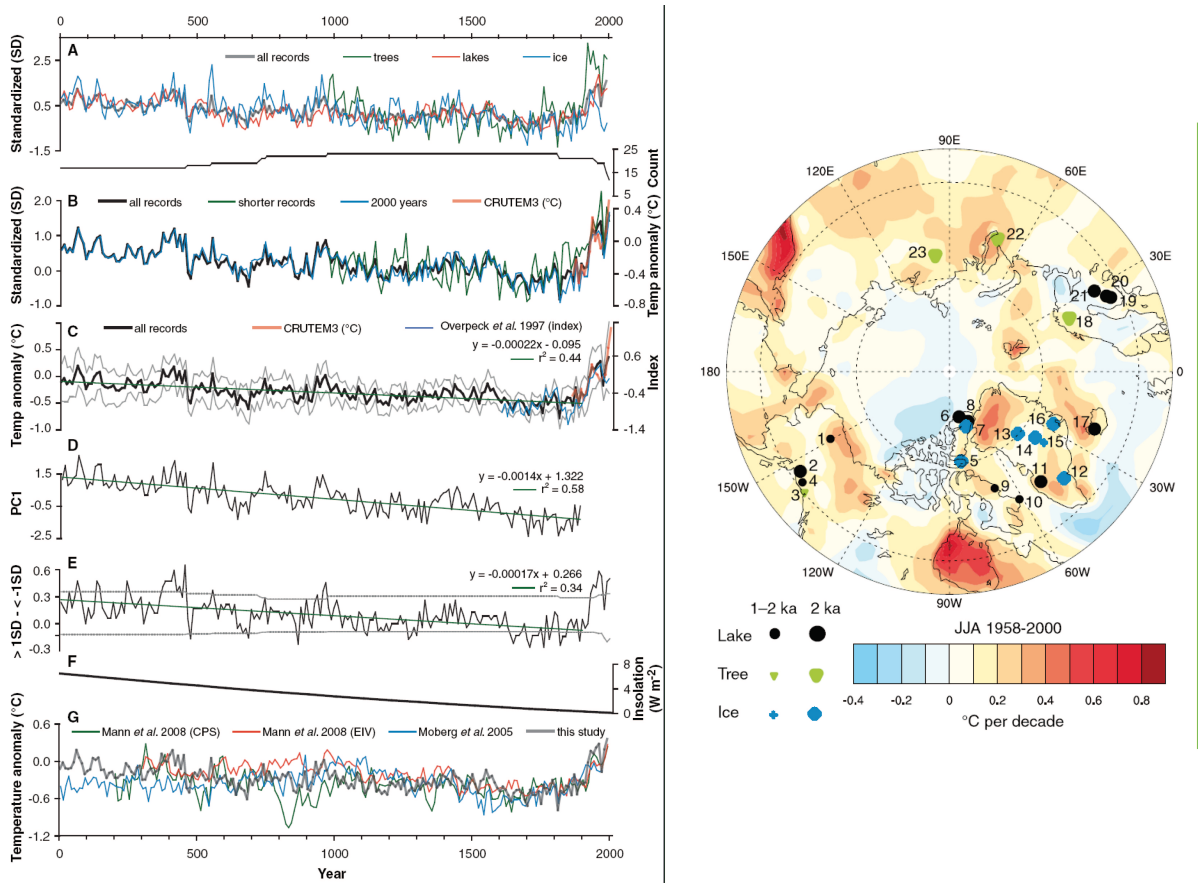


Figure 1.33 Compilation des proxies de température en Arctique à partir des données sur les carottes lacustres, des cernes d'arbres et des carottes de glace, tirée de Kaufman *et al*., 2009

Plus récemment, le 20e siècle est marqué par une augmentation sans précédent des températures estivales dans l'Arctique depuis 2000 ans (Figure 1.33). Parallèlement, l'augmentation des pluies à Cape Bounty a augmenté de façon abrupte au début du 20e siècle pour ensuite atteindre des valeurs maximales jamais observées au cours des 2845 dernières années (Lapointe *et al*., 2012). Vu la similitude spatio-temporelle de l'augmentation des pluies et des événements de haute-énergie à Cape Bounty (Lapointe *et al*., 2012) avec les températures en Arctique depuis ~AD 1920 (Overpeck *et al*., 2000; Kaufman *et al*., 2009), il est fort probable qu'en plus des précipitations accrues, que les températures estivales aient été plus élevées à Cape Bounty (Figure 1.34).

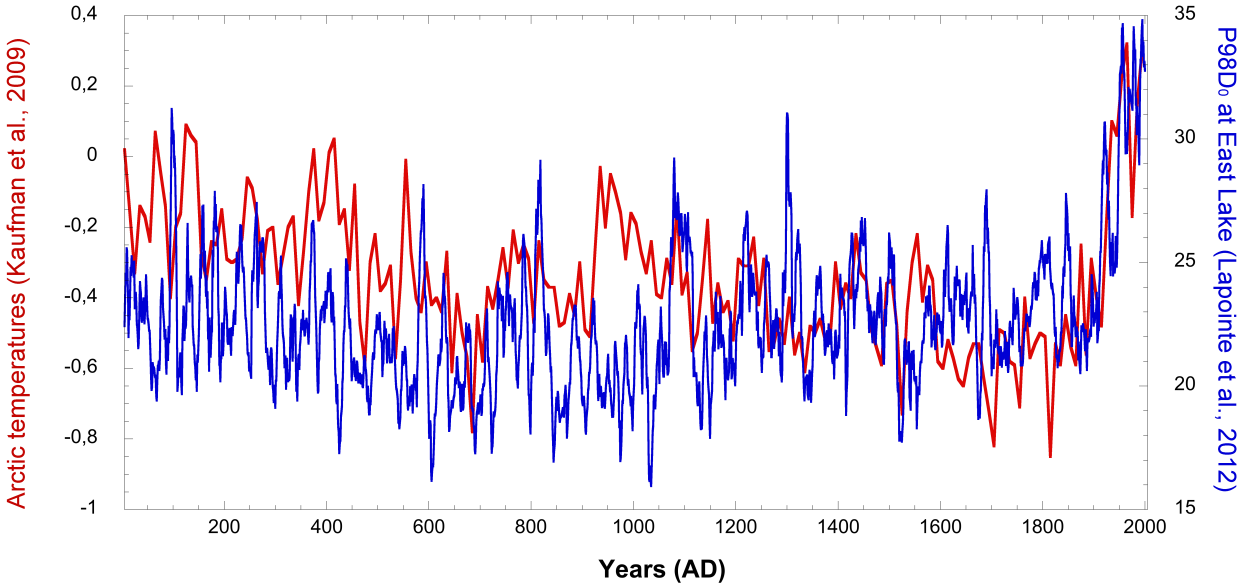


Figure 1.34 Comparaison entre l'étude multi-proxies de Kaufman *et al.* (2009) (données moyennées sur 10 ans) avec les variations granulométriques du P98D$_0$ à Cape Bounty (données moyennées sur 10 ans)

1.6.9. Les variations homogènes et hétérogènes entre Cape Bounty et les sites comparés

De nombreux chercheurs ont montré que le réchauffement du Moyen-âge et le refroidissement du Petit Âge Glaciaire (LIA) ne se sont pas produits en même temps dans les différentes régions de l'Arctique et que les différences de circulation des masses atmosphériques expliquent mieux les différences paléoclimatiques (Bradley *et al.*, 2003a). À titre indicatif, l'oscillation mulitdécennale de l'Atlantique Nord (AMO) est un mode de variabilité naturelle ayant un plus grand effet sur l'est de l'Arctique que l'ouest. La signature de cette oscillation a d'ailleurs été enregistrée dans l'est de l'Arctique, plus précisément sur la péninsule Boothia à Sanagak Lake (Lamoureux *et al.*, 2006). Les différences régionales observées entre CBEL (ouest) et les sites situés à l'est avant AD 1900 pourraient être expliquées par cette oscillation.

Parallèlement, les valeurs de l'Oscillation Arctique ont en général fortement augmenté durant les années 1990s, ce qui pourrait avoir contribué au réchauffement (Wallace, 2000). La grande diminution en superficie de la glace de mer observée en Arctique depuis les années 1960s pourrait expliquer en partie le réchauffement récent. Également, la pression atmosphérique au niveau de la mer a diminué drastiquement, ce qui a probablement favorisé l'invasion des masses plus chaudes et humides du sud dans les plus hautes latitudes (Wallace, 2000). Si le réchauffement continuait, les valeurs de l'AO pourraient augmenter, favorisant ce transfert de

chaleur. Comme Cape Bounty est très proche de l'océan Arctique, ce site serait également soumis plus fortement aux variations de l'AO.

CHAPITRE 2

PUBLICATION SCIENTIFIQUE

AVANT PROPOS

L'article a été publié dans la revue *Journal of Paleolimnology* le 5 mai 2012, le titre est : « 1750 years of large rainfall events inferred from particle size at East Lake, Cape Bounty, Melville Island, Canada ». Cet article a permis de : présenter une des meilleures corrélations entre une variable climatique et des données de sédiments varvés clastiques; montrer une augmentation drastique des pluies estivales au cours du 20e siècle; mettre en évidence l'importance d'obtenir des données granulométriques avec les données d'épaisseur des varves; faciliter l'identification d'événements sédimentaires de haute-énergie avec la corrélation de $P98D_0$ et sD_0.

François Lapointe :

L'auteur de ce mémoire est l'auteur principal de cet article. L'acquisition des images au microscope électronique à balayage et leur traitement ainsi que la majorité des figures, tables et graphiques ont été réalisés par l'auteur. Il a réalisé les analyses statistiques.

Pierre Francus :

Pierre a aidé à améliorer l'écriture du manuscrit et a collaboré au contenu. Il est le créateur du concept d'analyse d'image appliqué aux sédiments varvés et un des participant au projet de recherche à Cape Bounty.

Scott Lamoureux :

Scott a révisé le manuscrit pour l'orthographe mais également contribué au contenu. Il est l'instigateur du projet de recherche à Cape Bounty et a participé au carottage.

Meriem Saïd :

Meriem a contribué à répondre aux questions des réviseurs en ce qui concerne les méthodes statistiques. Son expertise en mathématique a permis de solidifier l'approche statistique de l'article. Elle a contribué pour les figures 5 et 6 de l'article.

Stéphanie Cuven :

Stéphanie a participé au carottage et fabriqué les lames minces lors de son doctorat.

RÉSUMÉ

Les variations granulométriques à l'échelle annuelle ont été investiguées pour les sédiments varvés du lac Est de Cape Bounty à l'aide d'un système d'analyse d'images innovateur. Environ 7100 images en électron rétrodiffusées acquises au microscope électronique à balayage ont été analysées afin d'obtenir les mesures des particules pour les dernières 2845 années. Plusieurs distributions de la taille de grain montrent une tendance similaire au cours du temps, spécialement pour l'écart type et le 98e centile ($P98D_0$). Ces deux distributions de taille de grain sont fortement associées avec les événements de haute-énergie (turbidites et coulée de débris). La comparaison entre les particules grossières (le 98e centile) et les données instrumentales montre une forte corrélation (r=0,85) avec les fortes pluies d'été enregistrées à Rea Point, la station météorologique la plus près du site. La reconstruction des pluies suggère que Cape Bounty a récemment connu une augmentation sans précédent depuis ~ AD 1920. Par contre, les changements dans l'épaisseur des varves sont faiblement corrélés avec les distributions de taille de grains. Collectivement, ces résultats ont de sérieuses implications dans l'interprétation des sédiments varvés et soulignent le besoin d'obtenir des données granulométriques de résolution annuelle pour identifier un signal singulier météorologique.

ABSTRACT

Annual grain-size variation was measured on the varved (annually laminated) lacustrine sediment from Cape Bounty East Lake using an innovative image analysis system. About 7100 images were acquired using a scanning electron microscope and processed to obtain measurement of particles from 2845 varves. Several particle-size distributions indices were calculated and can be linked to high-energy sedimentary facies. Moreover, the coarse grain size (98th percentile) of these high-energy facies is strongly correlated with summer rainfall (and also summer temperature) of instrumental data from nearby stations. Particle-size distributions show a similar trend through time, especially for the standard deviation and the 98th percentile. Climatic reconstruction suggests that Cape Bounty recently experienced an unprecedented increase of rainfall events since ~ AD 1920. On the other hand, changes in varve thickness are weakly correlated with the particle-size distribution. Altogether, these results highlight the need to obtain annual grain-size data to identify a meteorological signal.

2. 1750 YEARS OF RAINFALL EVENTS INFERRED FROM PARTICLE SIZE AT EAST LAKE, CAPE BOUNTY, MELVILLE ISLAND, CANADA

François Lapointe*, Pierre Francus

Institut National de la recherche scientifique. Centre Eau Terre et Environnement, Université du Québec, 490 rue de la Couronne, Québec, Canada, G1K 9A9

Geotop, Geochemistry and Geodynamics Research Center, Montreal, QC H3C 3P8

Scott Lamoureux

Department of Geography, Queen's University, 99 University Avenue, Kingston, ON, Canada, K7L 3N6

Meriem Saïd

Département de mathématiques et statistique, avenue de la Médecine, QC, Canada, G1V 0A6

Stéphanie Cuven

GEOLAB, Centre National de la Recherche Scientifique, Clermont-Ferrand cedex 1, France 63057

Authors for correspondence: emails: francois.lapointe@ete.inrs.ca and pfrancus@ete.inrs.ca

2.1. Introduction

Major changes occurred in Arctic climate during the 20th century, including an important increase of surface air temperature, particularly between 1970 and 2000 (Moritz *et al.*, 2002). Changes in environmental variables such as precipitation, sea-ice extent, snow cover, and permafrost have had important impacts on local communities and ecosystems. To better understand these changes beyond the available short instrumental record, long-term proxy climate records are needed from across a wide geographical area. In the western Canadian High Arctic, annually laminated sediments from lakes are the only available records with precise chronological control in an area that lacks tree-ring and ice-core records. Varve thicknesses have been mainly used to reconstruct past summer temperatures in Arctic regional syntheses such as those by Overpeck (1997) and more recently by Kaufman *et al*. (2009). However, recent studies showed that climate signal recorded by clastic varved sediments may be less straightforward than initially thought (e.g. Cockburn et Lamoureux, 2008a; Francus *et al.*, 2008a). These studies indicate that caution is needed when calibrating varve thickness (VT) using instrumental data, since sediment accumulation can result from different hydroclimatic and geomorphic processes, such as snowmelt, rain events, and landslides. In addition to VT, grain size measured at the annual scale is a sedimentary parameter with potential to reconstruct paleo-hydroclimatic conditions (Francus *et al.*, 2002; Kaufman *et al.*, 2011). In this paper, we use the methods pioneered by Francus (1998) together with a new image acquisition and analysis software developed at INRS, to obtain grain-size measurements within each varve in a long Arctic lake sequence in order to demonstrate its potential for paleoenvironmental reconstructions and to produce a new long paleoclimate reconstruction with annual resolution.

2.2. Study site

Cape Bounty East Lake (hereafter, “East Lake”) (74°55’N; 109°33’W; 5 m a.s.l.) is located on the south-central coast of Melville Island, Nunavut, in the western Canadian Arctic Archipelago (Figure 2.1). As part of a long-term research program (the Cape Bounty Arctic Watershed Observatory), hydrological, limnological, and sedimentary processes have been investigated and monitored in two adjacent lakes and watershed systems since 2003 (Lamoureux *et al.*, 2006a; Cockburn et Lamoureux, 2008a; Cockburn et Lamoureux, 2008b; Dugan *et al.*, 2009; McDonald et Lamoureux, 2009; Laurin, 2010; Pautler *et al.*, 2010; Lewis *et al.*, 2011; Stewart et Lamoureux, 2011). The East and West lakes (unofficial names) have similar morphologies: both

are ~1,5 km^2, and maximum depths are 30 m and 34 m, respectively. These monomictic lakes have near-isothermal water columns during most of the year. Each winter, a 1,7- to 2,5-m-thick ice forms, and usually persists as a pan until mid-July or early August. The watershed area of East Lake is 11,6 km^2 and mainly composed of weathered Paleozoic sandstone and shale overlain by late glacial and Holocene regressive marine sediments (Hodgson *et al.*, 1984). The glacioisostatic rebound in the area began after deglaciation ~ 10 ka ^{14}C BP and became negligible since ~ 2 ka ^{14}C BP (Hodgson, 1989). Temperatures at Cape Bounty are typically above freezing during June-August when snowmelt and occasional rainfall contribute to streamflow. The mean annual temperature is -17,9 $^{\circ}$C and total precipitation is less than 60 mm per year at Rea Point, the nearest weather station located 105 km to the northeast (Hodgson *et al.*, 1984).

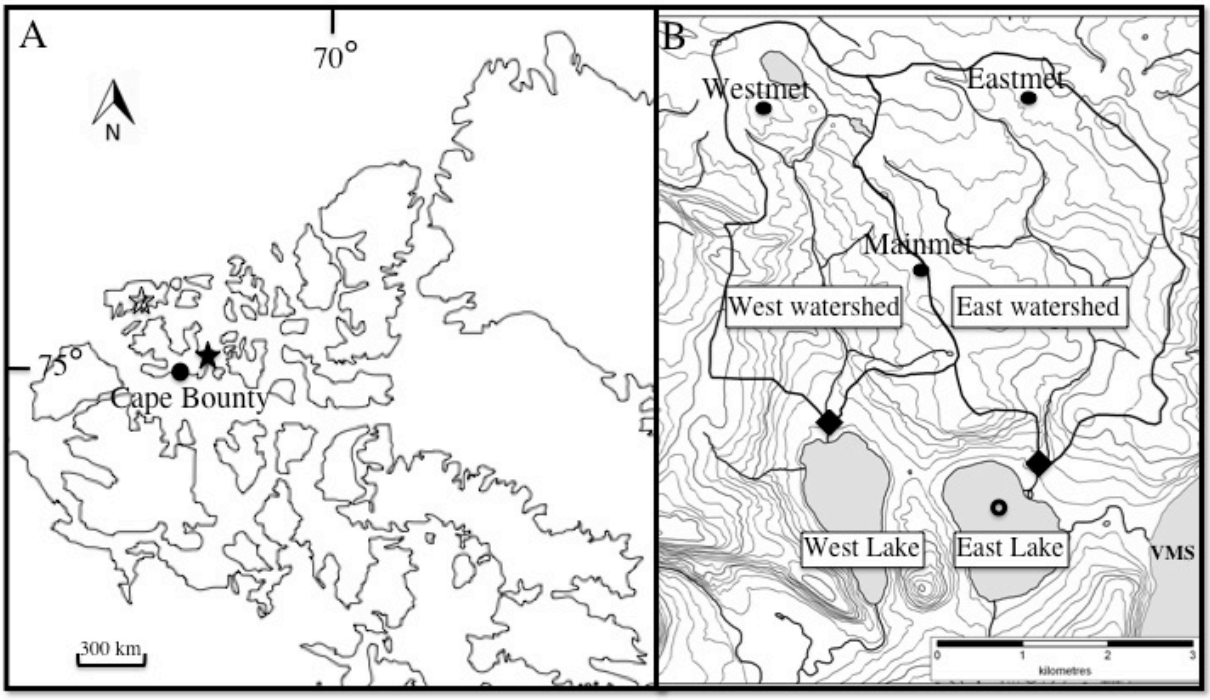


Figure 2.1 A: **location of Cape Bounty (black circle) and the weather stations defined by a star: Rea Point (black star) and Mould Bay (white star). B: West and East watersheds with weather stations (black circles). River stations (black diamonds) of West and East lakes. Cores mentionned in the text were retrieved from the open circle at East Lake. VMS stands for Viscount Melville Sound.**

2.3. Previous studies

2.3.1. Evolution of the watershed

Cuven *et al*. (2011) described four principal sedimentary units from a 737-cm-long sediment core from East Lake and developed a 4200-year-long varve thickness record. Basal unit 1 (which extends from an unknown age to 2192 BC) is massive, and corresponds to the marine stage of the isostatic depression. Unit 2 (2192 BC to AD 243) is finely laminated and interpreted as the transitional period from marine to freshwater conditions. Cuven *et al*.'s μ-XRF data suggest a decrease of marine influence concomitant with an increase in terrestrial runoff between 400 BC and AD 244. Once East Lake was fully isolated by glacioisostatic uplift from the ocean after AD 244, the sedimentation rate likely increased due to sediment focusing into the smaller lake basin and because of the increased erosion of the exposed unconsolidated marine sediments in the watershed (Cuven *et al.*, 2011). Hence, after AD 244 conditions were more favorable for the formation and preservation of clearly defined clastic varves. In unit 3 (AD 244 to 1132), varves become clearly defined while the Fe/Mn ratio reaches maximum values, indicating more persistent water column anoxia (Cuven *et al*., 2011). Unit 4 (AD 1135 to present) better preserved and thicker laminae.

2.3.2. Sedimentary facies at East Lake

The mechanisms of varve formation at both lakes were inferred from the observation of thin-sections and the monitoring of tributaries and lake water column (Cuven *et al*., 2010; Cockburn and Lamoureux, 2008a,b). Lithozone A is the most common lithofacies and is composed of a fine silt layer deposited by nival melt runoff that is overlaid by a clay cap representing the settling of particles under the ice during winter (Figure 2.2). Lithozone B is graded and likely deposited by a turbidity current caused by runoff of higher intensity than the regular spring melt (Figure 2.2). Lithozone C is composed of poorly sorted sand layers occurring systematically above the initial snowmelt silt layer and below the clay cap (Figure 2.2). It is interpreted to be produced by high-discharge events, which are triggered by high-intensity rainfalls during summer after the snowmelt (Cuven *et al.*, 2010).

2.4. Materials and methods

2.4.1. Sediment cores and thin-sections

In June 2006, two cores were retrieved from ice at the deepest (30 m) known location in East Lake (74°53'30.3 N; 109°32'85.5W): a short gravity corer (CB06G1: 41,5 cm) and a long vibra-corer (CBEV1: 737 cm). These cores were also studied by Cuven *et al*. (2011). An additional gravity core (07EL01: 42 cm) was retrieved in 2007 from the same location. We used the same thin-sections as those analyzed by Cuven *et al*. (2011), as well as new sections prepared from core 07EL01 using similar protocols.

2.4.2. Image and grain size analysis

Thin-section images were acquired using a transparency flatbed scanner at 2400 dpi resolution (1 pixel = 10.6 µm) in plain and cross-polarized light (De Keyser, 1999). Using the image analysis software developed at INRS-ETE (Francus et Nobert, 2007) and used by Cuven *et al*. (2011), regions of interest (ROIs) were identified on the flatbed scan digital images. The software then automatically acquired SEM images of the ROIs using a Zeiss Evo® 50 scanning electron microscope (SEM) in backscattered electron (BSE) mode. Eight-bit gray-scale BSE images with a resolution of 1024 x 768 pixels were acquired with an accelerating voltage of 20 kV, a tilt angle of 0° and a 9 mm working distance with a pixel size of 1 µm. These settings optimize contrast between clastic grains and clay matrix (Francus, 1998; Soreghan et Francus, 2005). Grains within the sedimentary facies appeared black following the transformation of the BSE images into black and white (Francus, 1998; Nederbragt *et al.*, 2004; Nederbragt et Thurow, 2005). Each sedimentary particle was measured for the position of the centre of gravity, area, length of the long and short axis of the best fitting ellipse, and angle of the long axis relative to horizontal (Annex 5) (Francus et Karabanov, 2000). Details of the algorithms used here are available in Annex 6. Finally, the size of each particle was calculated according to Francus *et al*. (2002) in order to determine the following particle-size distribution (PSD) indices for each varve: mD_0 or the median disk apparent diameter (Francus, 1998), standard deviation (sD_0), percentile 98% ($P98D_0$), and maximum ($maxD_0$) (Figure 2.2).

PSD indices were analyzed for the last 2845 years (or the upper 359,8 cm) from 6148 BSE images. When varves were thicker than the size of the image or when the number of grains identified within a single processed image was less than 900, results from several images were merged in order to obtain representative and robust measurements for each year of

sedimentation (Francus et Pirard, 2005). Overall, an average of 2,2 images and 1164 particles were measured for each varve. For technical reasons, grain-size data were only extracted from vibra-core CB06EV1 for which the uppermost sedimentary layer is dated to AD 2000 by cross-dating with surface cores. Usable BSE images could not be acquired from cores 07EL01 and CB06EG1 because poor sediment impregnation that resulted in incorporation of sanding grit in the sedimentary facies.

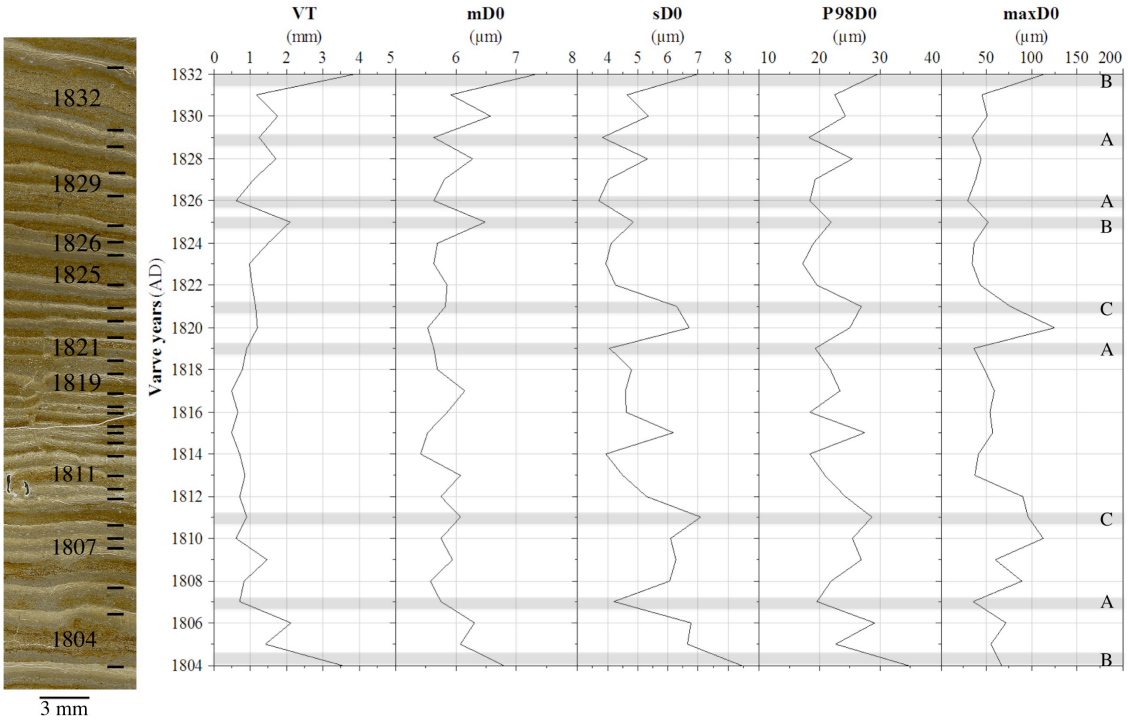


Figure 2.2 The sediment image (left) was obtained from a flat bed scanner (plain-light) of a thin-section of East Lake sediment showing varve boundaries (black horizontal bars). The plot on the right contains the derived grain size indices for years AD 1838 to AD 1804. Shaded areas correspond to the lithozone as referred in the text : A: classic nival deposit; B: turbidites; C: debris flow.

2.4.3. Chronology

Radionuclides (^{210}Pb, ^{137}Cs) were measured on core CB06G1 by Cuven *et al*. (2011). A new varve count was performed using the same set of thin-sections as used by Cuven *et al*. (2011), except that we included the new 07EL01 surface core. For this new count, we analyzed BSE images in addition to the flatbed scan images (plain and cross-polarized light) of the thin-sections to manually record varve boundaries in the INRS-custom-software. Furthermore, additional BSE images (3072 x 2304 pixels wide and with a pixel size of 3,8 µm) in the uppermost 6 cm of both CB06G1 and 07EL01 cores were assembled in photo-mosaics to observe the lateral variation of sedimentary properties, and hence, to clearly identify each varve.

The long core CB06EV1 was cross-correlated with the short surface core using distinctive marker beds (Lamoureux, 2001).

2.4.4. Weather station

Two meteorological stations were considered for comparison of climate parameters with sediment properties: Rea Point (Station ID: 2403450) and Mould Bay (Station ID: 2502700) located 100 km northeast and 320 km northwest of Cape Bounty, respectively. Temperature, rainfall, and snowfall were extracted from the Adjusted Historical Canadian Climate Data (AHCCD) (http://www.cccma.ec.gc.ca/hccd/). Additionally, cumulative melting degree-days (MDD) was calculated using the National Climatological Archive of Meteorological Service Canada.

2.4.5. Statistical methods

For the correlation analyses presented below, we used the Pearson coefficient, denoted r in the sequel. This coefficient is a measure of linear dependence and needs normality for inference purposes. However, extreme values resulting in heavily skewed underlying distributions prevent reliable results. For these reasons, we consider also two non-parametric (rank-based) coefficients, namely Spearman's ρ and Kendall's τ. Spearman's ρ measures the strength of linear dependence between ranks of observations, whereas Kendall's τ is based on concordant/discordant pairs and does not need any hypothesis on linear association (Abdi, 2007).

2.5. Results[1]

2.5.1. Chronology and error estimation

The uppermost surface of core 07EV1 allowed us to distinguish two additional varves between AD 2000 and 1998. These new varves require that the erosive turbidite recognized by Cuven *et*

[1] All of the data from East Lake presented in this study are available on-line through the World Data Center for Paleoclimatology http://www.ncdc.noaa.gov/paleo/pubs/jopl2012arctic/jopl2012arctic.html

al. (2011) be shifted to AD 1971, and reduce the number of eroded years to five, but the rest of our rationale for the upper part of the chronology remains identical to Cuven *et al*. (2011).

Within the interval where image analysis was performed, we counted 2845 varves over the upper 359,8 cm, or 72 additional couplets compared to Cuven *et al*. (2011). However differences are larger in some intervals: between 166,7 and 155,5 cm (15,8%), between 259 and 246,7 cm depth (16,7%) where varves are more diffuse (Cuven *et al*., 2011), and between 352,5 and 341,9 cm depth (14,5%) where varves become very thin (average is 0,47 mm). This new chronology is referred hereafter as the CBEL12a chronology. Figure 2.3 shows the consistency between the two varve counts made by F.L. and S.C.

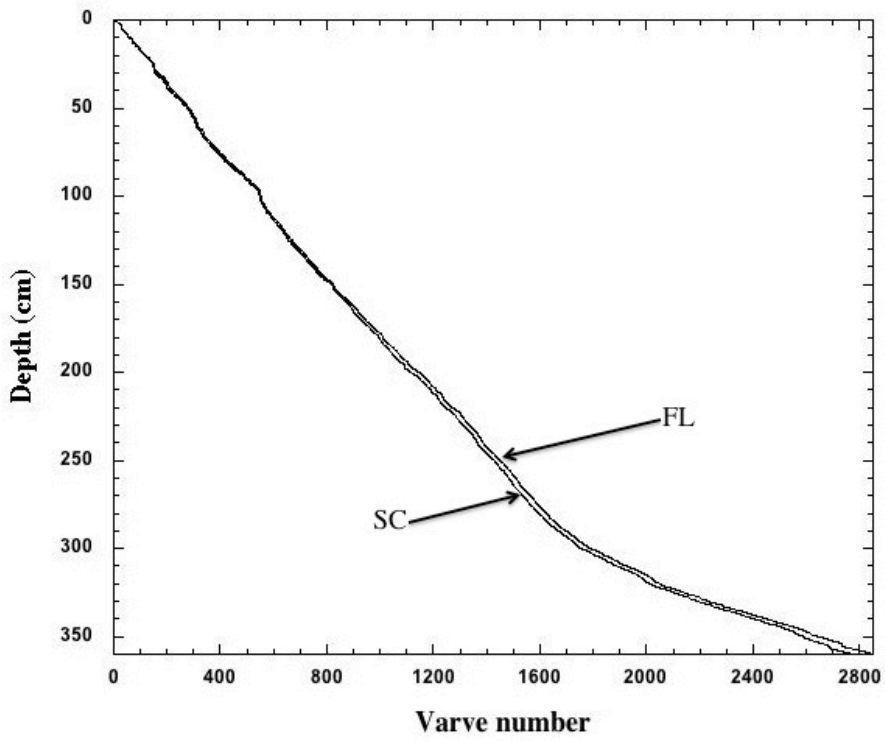


Figure 2.3 Comparison of the two varve counts from Cuven *et al*. (2011) (SC) and this study (CBEL12) (FL) from Cape Bounty East Lake.

2.5.2. Grain-size variations

Sedimentary facies identified by Cuven *et al*. (2010) can be recognized by PSD indices measured by analysis of BSE images (Figure 2.2). Lithozone A, the classic simple nival melt deposit, occurs in AD 1807, 1819, 1826, and 1829, among others, and is characterized by low VT and relatively low values of all PSD indices (Figure 2.2; A). Lithozone B, caused by runoff of

higher intensity than the regular spring melt, formed in AD 1804, 1825, and 1832 and is characterized by high VT and high PSD indices (Figure 2.2; B). Lithozone C, debris flows likely generated by high rainfall events, such as the one of AD 1811 and 1821 (Figure 2.2; C), is characterized by relatively low VT, average mD_0 but high $P98D_0$, and sD_0 values with coarsest grain size of ~75 µm. Layers with high $P98D_0$ and sD_0 values are poorly sorted and coarse skewed according to the Folk and Ward (1957) graphical method.

The different PSD indices show a number of common and specific trends along the laminated record (Figure 2.4). First, mD_0 is relatively low in the lower part of the core but has a clear step increase at ~ AD 1350, and shows maximum (coarsest) values in the 20th century. Both $P98D_0$ and sD_0 exhibit similar variations through time, including the sharp increase at the beginning of the 20th century, with maximum values in the 1990's. These two indices are strongly correlated ($r = 0{,}83$, $\rho = 0{,}84$, $\tau = 0{,}71$, $p < 0{,}0001$ for all coefficients). Finally, $maxD_0$ displays a steady, long-term increase toward the top of the core.

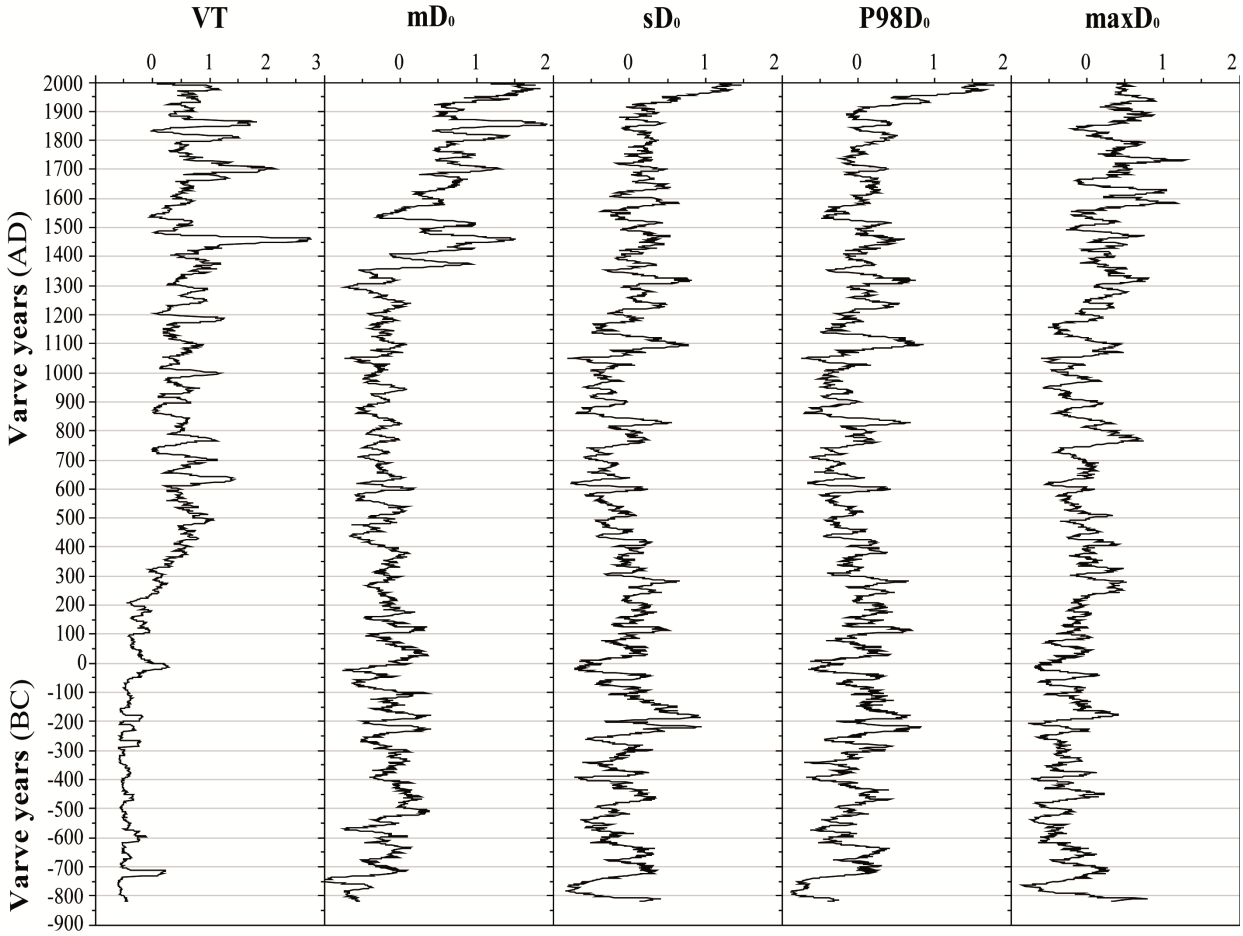


Figure 2.4 East Lake Varve Thickness (VT) and four PSD indices for the last 2845 years. Data are standardized relative to the mean and the standard deviation. A 15-year running mean is applied on the series.

2.5.3. Varve thickness and PSD indices

In addition to the test (r, ρ, and τ correlations) on the original time series, we also performed the analysis on the decorrelated versions (Shumway et Stoffer, 2000) because the VT series (Figure 2.4) exhibit autocorrelations significant up to fourth order, and the PSD series show serial correlation with higher order. Results (Table 2.1) indicate that almost all correlations are weak but significant, except for Pearson's correlation between VT and $maxD_0$. Removing temporal autocorrelation has a little impact on these results. The strongest, but still relatively weak, correlation between VT and PSD indices is with mD_0. Despite the above-mentioned relatively weak correlation, VT time series (Figure 2.4) seems not to be in phase with any of the PSD indices, especially at the beginning of the 20th century, when VT remains stable, whereas $P98D_0$, sD_0, and mD_0 reach their highest values. For the period spanning ~ AD 250 to 500, VT increases substantially while sD_0 values decrease (Figure 2.4). This could be explained by the progressive stabilization of the sedimentary environment as outlined by Cuven *et al*. (2011).

Table 2.1 Pearson's (r), Spearman's (ρ) and Kendall's (τ) correlations between varve thickness VT and the annually-resolved PSD indices, for the 2000-250 AD period, for original (top panel) and decorrelated (bottom panel) and their significance (*p*-values).

	mD_0	sD_0	$P98D_0$	$maxD_0$
Methods	Original time series			
r	0.5343 (< 0.0001)	0.2153 (< 0.0001)	0.2999 (< 0.0001)	0.0426 (0.0753)
ρ	0.3228 (< 0.0001)	0.1790 (< 0.0001)	0.2618 (< 0.0001)	0.1186 (< 0.0001)
τ	0.2238 (< 0.0001)	0.1217 (< 0.0001)	0.1784 (< 0.0001)	0.0792 (< 0.0001)
Methods	Decorrelated time series			
r	0.5503 (< 0.0001)	0.2092 (< 0.0001)	0.3149 (< 0.0001)	0.0166 (0.4879)
ρ	0.3967 (< 0.0001)	0.1765 (< 0.0001)	0.2745 (< 0.0001)	0.0724 (0.0025)
τ	0.2745 (< 0.0001)	0.1194 (< 0.0001)	0.1868 (< 0.0001)	0.0483 (0.0025)

2.5.4. Calibration with the instrumental record

Data available for correlation are limited: only varves formed after 1971 (above the erosive turbidite) were considered to ensure chronological control. In addition, Mould Bay and Rea Point

weather stations changed measurement protocols or stopped operating after 1996 and 1985, respectively. Table 2.2 summarizes correlations between instrumental meteorological data and PSD index $P98D_0$. The correlations are evaluated from the raw time series because no serial correlation was detected. The strongest positive correlation (r = 0,85, n = 15, p < 0,001) is between the largest annual rainfall events at Rea Point and $P98D_0$. Non-parametric correlation coefficients also indicate strong and significant correlations (Table 2.2).

Table 2.2 Pearson's (r), Spearman's (ρ) and Kendall's (τ) correlations between PSD index $P98D_0$ and instrumental data from Rea Point and Mould Bay and their significance (*p*-values).

	Rea Point (1985–1971)			Mould Bay (1996–1971)		
Variables	r	ρ	τ	r	ρ	τ
June tem. (°C)	0.3961 (0.1439)	0.3214 (0.2424)	0.2000 (0.3282)	**0.4907 (0.0109)**	**0.5165 (0.0069)**	**0.3608 (0.0111)**
July tem. (°C)	0.3788 (0.1638)	0.3679 (0.1779)	0.2762 (0.1686)	0.2459 (0.2260)	0.2113 (0.3000)	0.1373 (0.3420)
JJA tem. (°C)	0.4222 (0.1169)	0.4079 (0.1314)	**0.3366 (0.0917)**	**0.4989 (0.0095)**	**0.4720 (0.0149)**	**0.3215 (0.0231)**
MDD (May-July)	**0.5087 (0.0528)**	**0.5893 (0.0232)**	**0.4286 (0.0275)**	**0.4536 (0.0199)**	**0.3737 (0.0609)**	**0.2492 (0.0777)**
Largest rainfall (mm)	**0.8479 (0.0001)**	**0.7668 (0.0009)**	**0.5742 (0.0035)**	0.1046 (0.6110)	-0.0041 (0.9841)	0.0123 (0.9473)
Annual snowfall (cm)	-0.3186 (0.2471)	-0.2214 (0.4266)	-0.1238 (0.5590)	0.0304 (0.8827)	0.0364 (0.8600)	0.0126 (0.9470)

The linear-regression plot suggests that some extreme values may influence this relationship (Figure 2.5). We used the Cook's distances method (Cook et Weisberg, 1982) to address this possibility. This is calculated with the following equation :

$$D_t = \frac{1}{MSE}\sum_{i=1}^{T}(\hat{y}_i - \hat{y}_{i(t)})^2 \qquad 3)$$

where MSE is the mean squared error, $\hat{y}_i$ is the estimated value of the dependent variable y_i for year i, and $\hat{y}_{i(t)}$ is the fitted value when removing observation t. A value is considered to be influential if $D_t > 1$. As such, no data point is considered influential for the calibration record (Figure 2.5 B; 0,31). For linear regression, a threshold value 4/(T-2) is used, and D_t values > 4/(T-2) are usually considered outliers (Cook et Weisberg, 1982; Sheather, 2009). In our data series, two outliers are above this threshold (Figure 2.5). One way to address this problem is to remove the outliers; however, this approach is not attractive because of the small sample size.

In addition, removing data points one by one yields 15 regression lines with slopes ranging from 0,669 to 0,889, compared to the slope for all data, which is 0,777. For the maximal $P98D_0$ observation (50,55µm), these regressions give estimated rainfall from 19.13 to 23.5 mm. Finally, when years 1971, 1973, and 1980 are removed, the resulting regressions lead again to outliers in terms of Cook's distance. When data are contaminated with outliers, another methodology is to use robust rather than ordinary least squares estimation (Rousseeuw *et al.*, 1987); however, these two approaches yield approximately equal results when applied to our dataset.

These findings motivated the use of a nonlinear model coupled with robust estimation: the Box-Cox method that yields a log-log transformation (Box et Cox, 1964). Because no precipitation (zero value) was recorded in 1979, we added a constant (1 mm) to all rainfall observations to avoid negative log-value. The model then reduces to a linear model in log-transformed variables. For robust estimation, we use the bisquare weighting function (Maronna *et al.*, 2006) (Figure 2.6), where

$$\log(\text{rainfall} + 1) = -9{,}5337 + 3{,}2706 \log P98D_0 \qquad 4)$$

Two other strong correlations between $P98D_0$ and the instrumental record include those with (1) MDD at Rea Point (ρ = 0,59, p = 0,02), and (2) June temperatures at Mould Bay (ρ = 0,52, p = 0,007) (Table 2.2). The correlations with other PSD indices are weaker than those obtained for $P98D_0$, except for sD_0, which is itself strongly correlated with $P98D_0$.

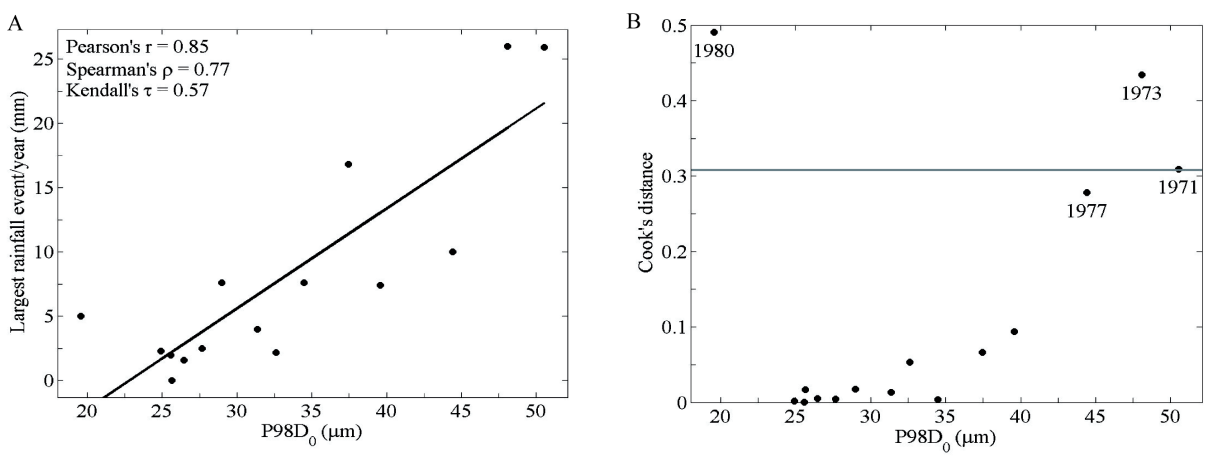


Figure 2.5 A: linear regression between $P98D_0$ and largest rainfall event/year at Rea Point (1985–1971) with the Pearson's, Spearman's and Kendall's correlations. B: Cook's distances for linear regression between $P98D_0$ and largest rainfall event/year at Rea Point (1985–1971). Horizontal line shows the critical value 4/(T-2).

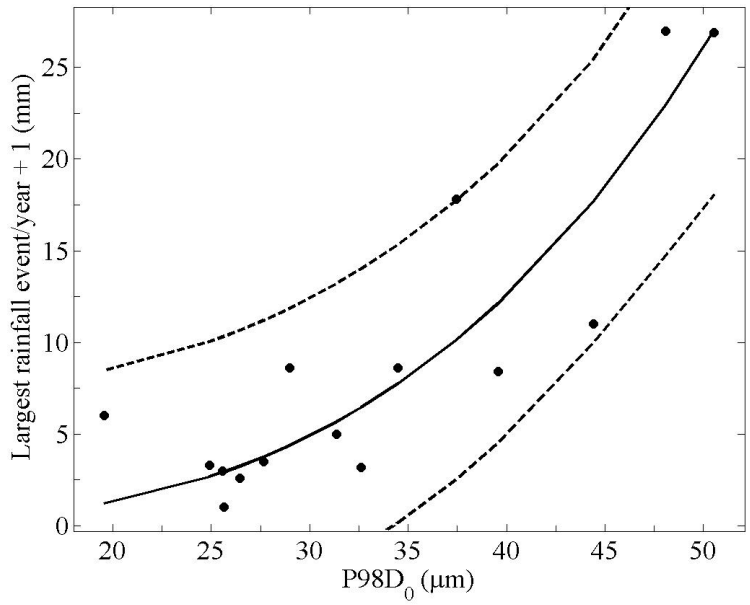


Figure 2.6 Linear regression between log-transformed $P98D_0$ and largest rainfall event/year at Rea Point (1985–1971) using robust estimation, and the 90% confidence interval (dotted lines).

2.5.5. Climate reconstruction

We use the log-log model (equation 4) to reconstruct rainfall amount for the last 2845 years. However, we present the reconstruction for only the period after ~AD 244, when the coring site was fully lacustrine, to avoid complications related to possible changes in sedimentological and geomorphological conditions (Figure 2.7). The reconstructed rainfall amount was quite steady from AD 244 until 1900 (Figure 2.7), whereas the 20th century appears as a strong positive anomaly. In detail, precipitation during the period between AD 400 and 1050 was generally below average, except for the 6th and the 7th centuries. Another period of high precipitation was centered around AD 1100. After AD 1200, precipitation amount was generally above or near average, with the exception of AD 1500-1550. The precipitation amounts were average during the second half of the 19th century, but increase substantially for the rest of the record.

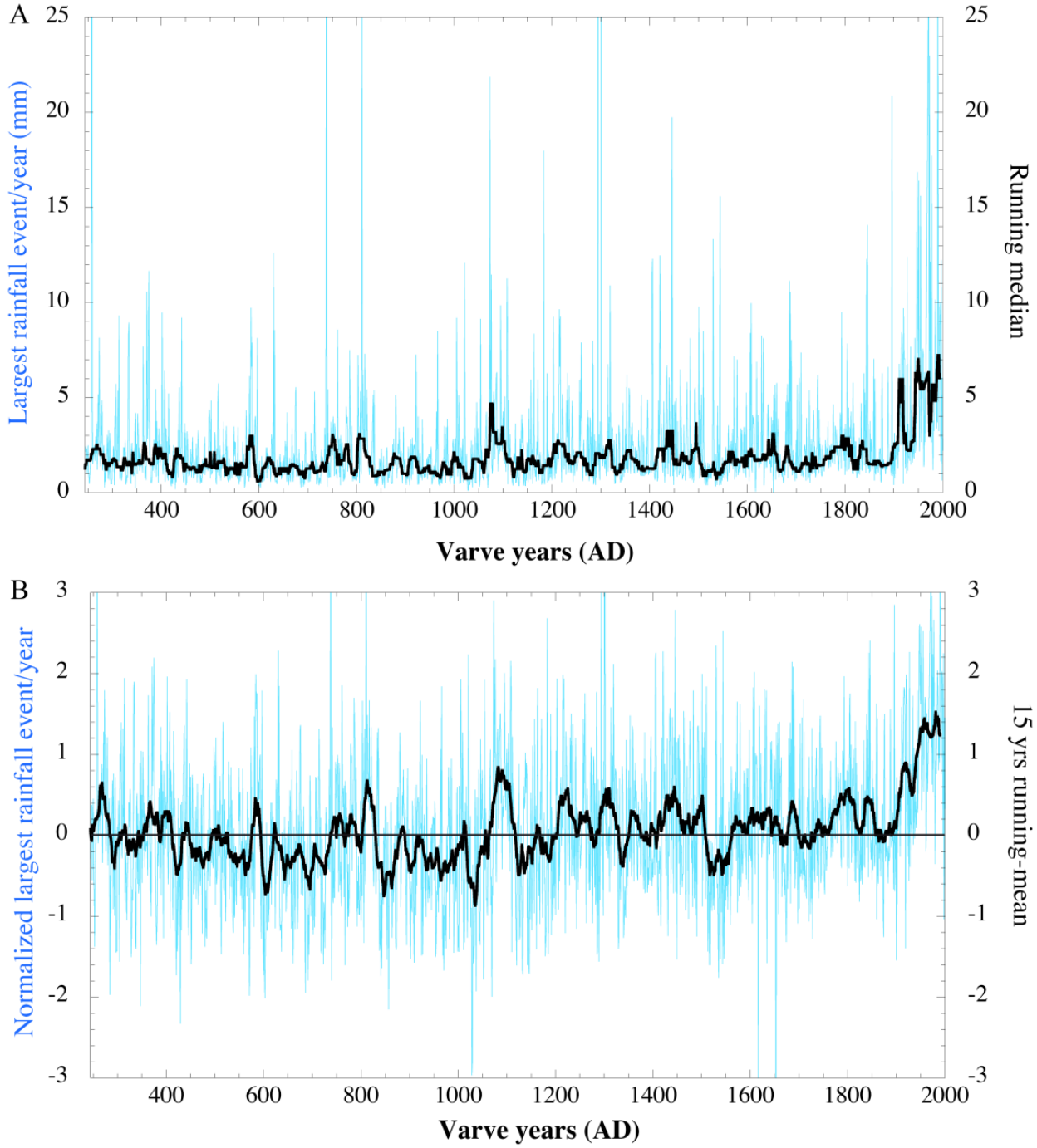


Figure 2.7 A Reconstructed largest annual rainfall amounts (mm) for the past 1750 years using the log-log transformed. The blue line is the raw data and the black line is the 15-years running median filter. B Reconstructed largest annual rainfall anomalies using the log-log transformation. The blue line is the raw data and the black line is the 15-years running mean.

2.6. Discussion

2.6.1. Chronology

Comparison between our chronology and the original from Cuven *et al*. (2011) show an overall difference of 2,6% (72 years) for the upper 360 cm (Figure 2.3). Discrepancies are more pronounced over intervals with very thin laminae (0,3 mm). These fine varves are difficult to delineate using thin-sections images compared with SEM images, which have better phase contrast and higher resolution. In these intervals, the counts based on SEM images were systematically and logically higher. We conclude that the new chronology is an improvement over the previous one. These results also highlight the value for SEM imagery for thin, fine-grained varves.

Cuven *et al*. (2011) identified eight likely erosive beds in the remainder of the 423-cm-long laminated sequence, and these have also been recognized in our BSE images. All of these units are thinner and finer-grained than the uppermost bed that is believed to have eroded five years of sediment, and they lack erosional features at the microscopic scale. We thus infer that our varve chronology is minimally affected by high-energy sedimentary events.

2.6.2. Climatic interpretation of the grain-size record at Cape Bounty

The significant and strong correlation between $P98D_0$ at East Lake and rainfall events at Rea Point is consistent with process studies at Cape Bounty, a study area with the longest record of process-oriented observations in the Arctic. For instance, Dugan *et al*. (2009) demonstrated the important impact of two rainfall events (9,2 and 10,8 mm) that occurred in late June and July 2007 on the West River. They showed that these rain events generated peak discharge and suspended sediment transport two times larger than the nival melt in the same year. They also reported that downstream sediment traps recorded the rainfall as a hyperpycnal-flow deposit with the highest sediment deposition rate of the season and the coarsest mean grain size. Their results also demonstrated the importance of prior moisture conditions and the role of permafrost active-layer development as an important factor controlling rainfall runoff and sediment transport response to precipitation events.

Our observations and climate correlations with varve properties are in agreement with these monitoring results (Dugan *et al*., 2009; Lewis *et al*., 2011). The largest rainfall events at Rea Point were recorded late in the summer season in AD 1971 (25.9 mm) and 1973 (when 13 mm

fell twice within two days) (Figure 2.8). In those years, warm conditions prevailed before the precipitation events (Figure 2.8). For instance, maximum temperatures reached uncommon values (> 13°C) during the 4 days before the major rainfall event that occurred on July 30, 1971 (Figure 2.8). Similarly, warm conditions were recorded in early august AD 1973 before the high rainfall events (Figure 2.8). During the calibration period, the highest $P98D_0$ was measured in varves deposited during these two wet and warm years (Figure 2.9). Our record is also sensitive to summer rain events in more typical years, such as AD 1978. This was an average year in terms of MDD; it experienced an average rainfall event (7,6 mm) on 215 JD (Figure 2.8) that was sufficient to produce a sedimentary response, i.e. a small debris flow (Figure 2.9).

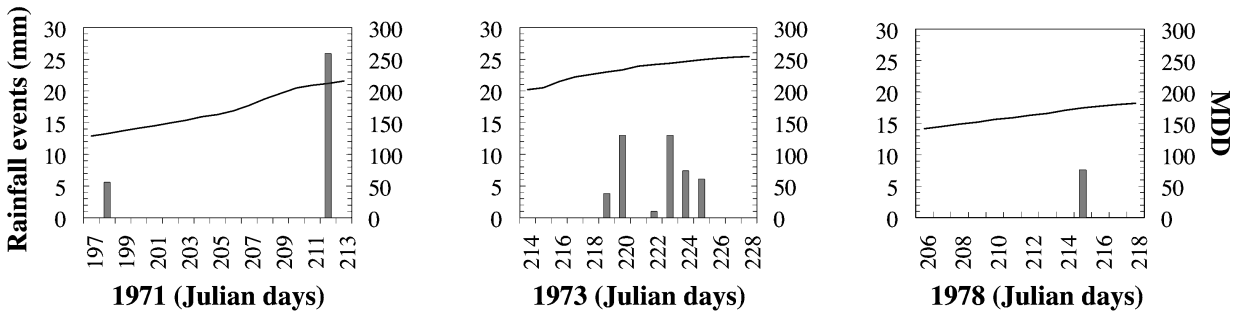


Figure 2.8 Examples of three three years with major daily rainfall events (1971, 1973 and 1978) at Rea Point, Nunavut, and the corresponding cumulative melting degree-days (MDD) for each year represented by the line.

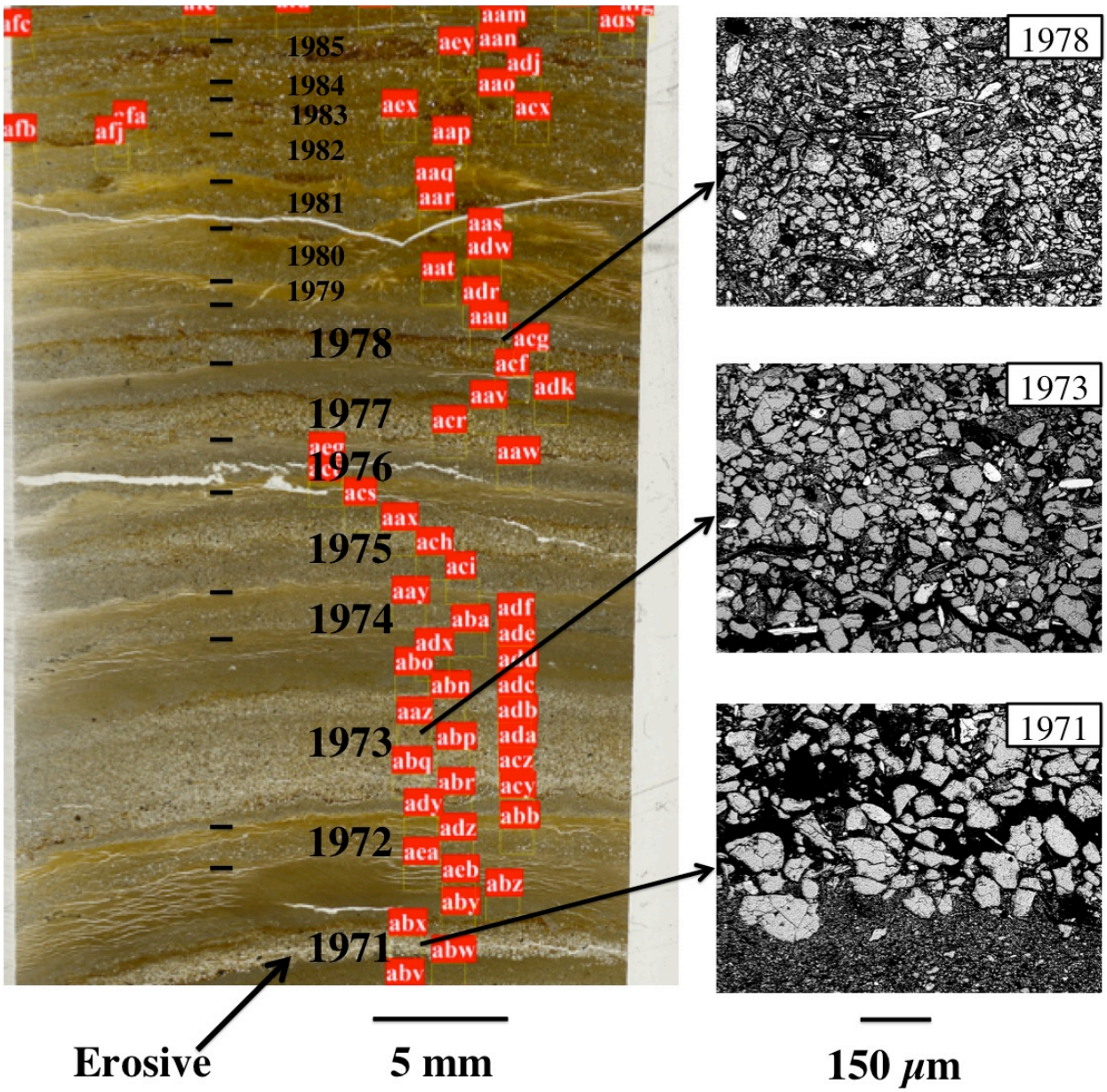


Figure 2.9 Sedimentary structures corresponding to years AD 1971 to 1985, a period that encompasses major turbidites and debris flow in the late 20th century. The left panel presents a flat-bed scan (plain light) of a thin section with the location of ROIs (yellow squares) and the limits of the varves (horizontal black lines). The right panel presents three BSE images from years AD 1971, 1973 and 1978 (ROIs abx, aaz and aau respectively) that contain thick laminae with coarse grain size. Other years (AD 1975, 1977 and 1985) with rainfall signals are also characterized by coarse grain size. The turbidite-base from AD 1971 shows an erosive contact

Cape Bounty seems to be one of the few reported Arctic varved sequences to be sensitive to rainfall events. However, the overall paucity of long-term monitoring of river discharge and sediment yield in lakes, and the general focus on nival runoff and summer glacial melt may have led to a biased view of processes within lake catchments in the High Arctic. These precipitation

events clearly trigger substantial suspended sediment yields in High Arctic lakes (Church, 1972; Church, 1974; Cogley et McCann, 1976; Church, 1988; Lewkowicz et Wolfe, 1994; Lewis *et al.*, 2005; Dugan *et al.*, 2009; Lewis *et al.*, 2011). In sum, we argue that the primary climate signal stored in Cape Bounty sediments are large summer rain events and are recorded by high $P98D_0$, particularly when warm conditions predate the rain events.

The autocorrelation of VT and the PSD indices likely indicates some hysteresis in the sediment yield at Cape Bounty, as was described at Nicolay Lake, a similar Arctic watershed (Lamoureux, 2002). While it does not change the strength of the correlations established in this study (Table 2.2), this geomorphic signal should be considered carefully in similar studies.

2.6.3. High-energy facies characterization using image analysis

High-energy deposition events (turbidites and debris flow) identified by Cuven *et al*. (2010) can be distinguished by their coarse $P98D_0$ and sD_0 (Figure 2.10). The bases of turbidites have been similarly characterized by high $P99D_0$ and sD_0 values in the sedimentary sequence from South Sawtooth Lake, Ellesmere Island (Lewis *et al.*, 2010). The base of a turbidite is typically poorly sorted and coarse grained in the head and the body of the energetic turbiditic flow, whereas finer sediment is deposited afterwards, as the flow wanes and deposition occurs through particle settling (Reading, 1996). Lewis *et al*. (2010) interpreted this facies as deposited by hyperpycnal flow and likely generated by rainfall events. The coarse sD_0 and $P98D_0$ values observed here appear to reflect this unsorted coarse sediment at the base of turbidite facies. On the other hand, debris flows are primarily composed of viscous mixtures of sediment and water in which the volume and mass of sediment exceeds that of water (Major, 2003). Because the absence of turbulence generates no dynamic sorting of material, the resulting deposit is poorly sorted (Nichols, 2009). The sharp increase of both $P98D_0$ and sD_0 during the 20th century (Figure 2.4) is in agreement with observations from thin-sections in which turbidites and debris-flow deposits can be identified (Figure 2.9). In sum, high values of $P98D_0$ and sD_0 are observed within both turbidites and debris-flow deposits (Figure 2.10).

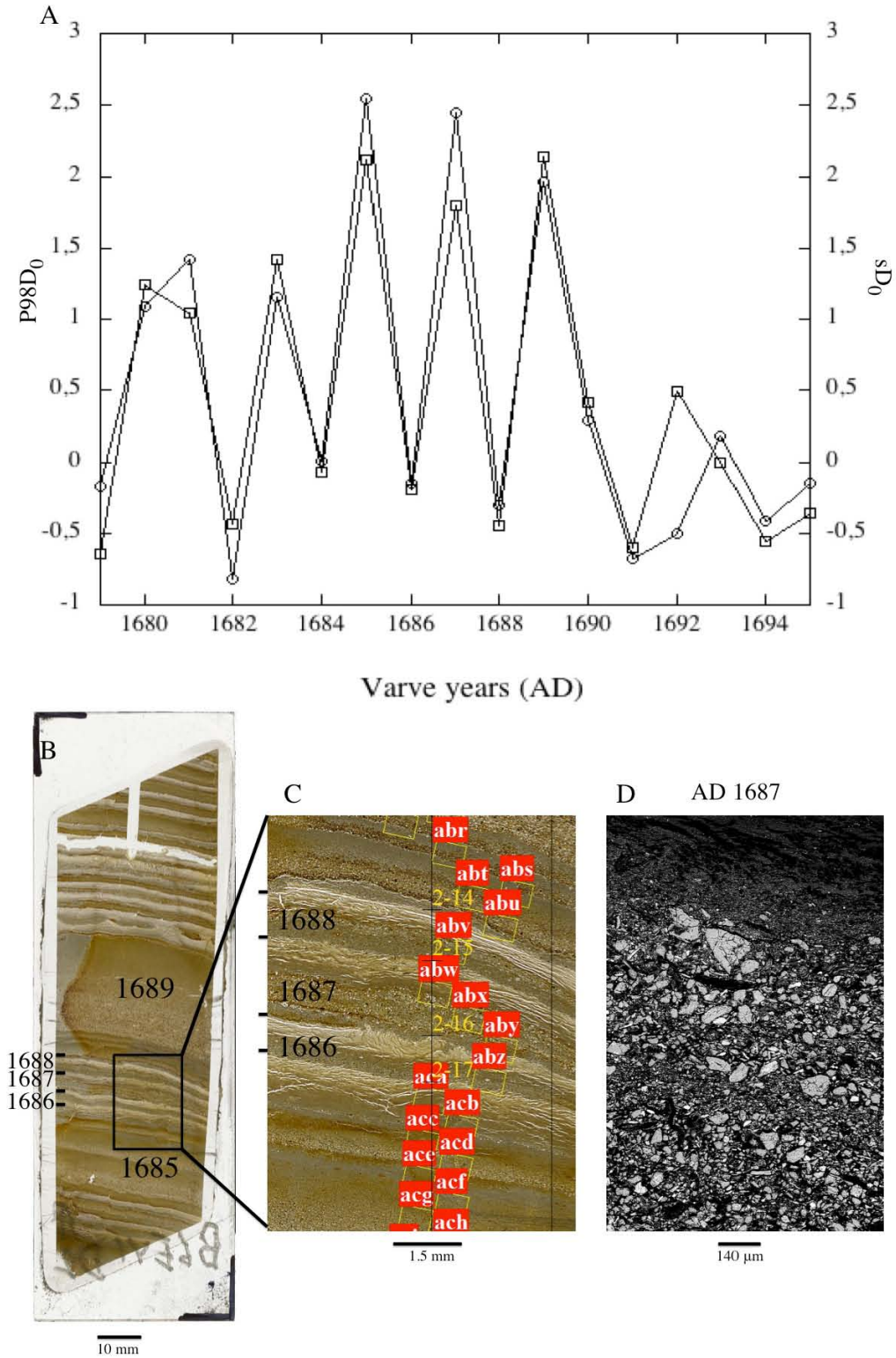


Figure 2.10 Time-series (AD 1695 to 1679) of normalized $P98D_0$ and sD_0; B: thin section of the time interval presented in A showing two prominent turbidites at AD 1689 and AD 1685; C: Blow-up of three thin varves from AD 1688 to 1686 : Varves formed during AD 1688 and 1686 have low $P98D_0$ and sD_0 values, whereas AD 1687 has high values. D Backscatter electron image of varve formed in AD 1687, showing coarse grain size interpreted as a debris-flow deposit

2.6.4. Particle-size versus varve-thickness variations

PSD and VT are significantly correlated, but the strength of correlations is weak (Table 2.1). The weak correlation was previously noted by Francus *et al*. (2002) who hypothesized that the decoupling of VT and grain size reflects the fact that VT is the sum of many different phenomena occurring throughout the year, whereas grain size can be related to single events, and hence better linked with the instrumental record. This was confirmed by the recent process study by Cockburn and Lamoureux (2008a) at Cape Bounty showing that the size of the coarser fraction collected in sediment traps tracks the high-energy flows better than the short-term mass accumulation.

The long-term evolution of VT and PSD indices at Cape Bounty is strikingly different (Figure 2.4). At Cape Bounty, several working hypotheses can be suggested to explain this decoupling. The geomorphic evolution of the lake and its watershed is controlled by the slow and progressive glacioisostatic rebound as inferred from geochemical and sedimentological properties of the 7.4-m-long core (Cuven *et al*., 2011). The increase in varve thickness between AD 200 and 500 cannot be due to a change in the tributary competence because there is no simultaneous change in our PSD indices. The clear step change in mD_0 around AD 1350 does not correspond to a detected change in known boundary conditions in the watershed. This change could be climatically driven, although no particular trend in climate has been documented around this time in the region. Alternatively, the coarser sediment could result from progradation of the East Lake inflow delta during this period, which in turn would effectively increase the proximity of the core site, the sedimentation rate and the coarseness of the sediment (Cuven *et al*., 2011). However, such a change is expected to be progressive, which is not the case. An alternate mechanism entails the progressive flushing of the salt water from what is assumed to have been a meromictic lake, which could have switched sediment delivery from overflows to underflows, and resulted in the deposition of coarser sediment in the core locations.

2.6.5. Discussion of correlation with climate instrumental record

Rea Point is the closest weather station to Cape Bounty (100 km east). Despite its short duration, it offers one of the strongest, if not the strongest, correlation between an instrumental record and varve properties yet discovered in the Arctic. Our study is the first to demonstrate a correlation between rainfall events and clastic varves in this region. This linkage is not surprising because rainfall events are important quasi-annual events recorded in most Arctic varves

records (Lamoureux, 2000; Lewis *et al.*, 2005). Soils in these cold regions support sparse vegetation and are frozen at depth, which limits water infiltration and can create a substantial runoff response when precipitation occurs (Church, 1988; Lamoureux, 2000). Furthermore, the western part of the Canadian High Arctic was more affected by the overall increase of precipitation during the second half of the 20th century as observed by the Coupled Model Intercomparison Project phase 3 (CMIP3) (Min *et al.*, 2008).

Because the Rea Point record is short (1969-1985), we investigated the possibility of using the longer record from Mould Bay instead. The largest rainfall events at Mould Bay and Rea Point are not correlated ($r = -0{,}04$, $\rho = 0{,}01$, $\tau = -0{,}03$, $p > 0{,}9$ for all coefficients) (not shown in Table 2.2), while annual rainfall shows a weak and insignificant relationship ($r = 0{,}41$, $\rho = 0{,}17$, $\tau = 0{,}15$, with $p = 0{,}13$, 0,55, 0,46, respectively). On the other hand, June temperatures and MDD significantly correlate (June temperatures: $r = 0{,}87$, $\rho = 0{,}65$, $\tau = 0{,}46$ and MDD: $r = 0{,}70$, $\rho = 0{,}70$, $\tau = 0{,}47$, with maximal $p < 0{,}02$) between Rea Point and Mould Bay. Similarly, mean air temperature at Cape Bounty is strongly correlated with Mould Bay for the monitoring period (2003 to 2009) ($r^2 = 0{,}92$; standard error = 3,5) (Lewis *et al.*, 2011). Collectively, these observations suggest a common regional pattern for temperatures that can be used for correlation with sedimentary data. Additionally, $P98D_0$ positively and significantly correlates with June temperatures at Mould Bay (Table 2.2), although these correlations are weaker than for precipitation.

None of the sedimentary properties seems to be directly linked to snow accumulation instrumental record (Table 2.2). At Cape Bounty, Lewis *et al.* (2011) noted that the East Lake catchment has fewer concave surfaces favorable to accumulate snow (Figure 2.1). This geomorphological property implies that redistribution of snow by winds is important, and may impede a quantitative link between snow water equivalent and sediment transport.

In sum, sediment properties at Cape Bounty can mainly be explained by rain events in summer, with some influence of temperature and snow melt.

2.6.6. Climatic reconstruction

Few Arctic reconstructions of rainfall have been published to compare with our record. Of note is the amount of summer rainfall at Cape Bounty during the 20th century, which is unprecedented in the last 1750 years. As such, the precipitation of the 20th century in the western Arctic Archipelago is anomalous, analogous to summer temperature over the entire

Arctic (Kaufman *et al*., 2009). Likewise, the sharp peak centered around AD 1100 (Figure 2.7) appears to be similiar with the increase of temperature that occurred around AD 1000 and 1200 according to the temperature reconstruction from Moberg *et al*. (2005) (Annexe 7). Moreover, the period spanning AD 950-1200 (known as the Medieval Climate Anomaly) experienced warmer conditions in many locations in the Arctic (e.g. Mann *et al*., 1999; Dahl-Jensen *et al*., 1998). The similarity between our precipitation record and the temperature record is not surprising because higher temperature allows for more moisture to be stored in the atmosphere. Moreover, warmer temperature may favor the decline of sea-ice cover over the nearby Arctic Ocean, allowing for more evaporation. Finally, as described above, warmer temperatures also have a positive feedback on the sensitivity of East Lake to summer precipitation by increasing the depth of the active layer (Lewis *et al.,* 2011). Other prominent features of our record are linked with difficulty to climate forcing factors and other records.

2.6.7. Image analysis

This work highlights the potential of using annually resolved PSD to reconstruct past precipitation amounts. These parameters have been rarely investigated because of technical challenges that limited the generation of long time series from SEM image sets. The advantages of using this imaging technique is that very thin laminae, down to 0.3 mm, can be accurately measured. This type of measurement is not influenced by sediment compression with increasing depth, and individual laminations can be measured without the contamination from neighboring laminae, which is often the case with traditional subsampling techniques (Lotter *et al.*, 1997). This procedure is applicable to long records that take advantage of new software with substantial analytical efficiencies. In the case of East Lake, PSD indices are more strongly correlated with climate parameters than is VT. Revisiting key sites from the Arctic using this innovative technique may increase fidelity of long-term proxy climate records.

2.7. Conclusion

Annually resolved PSD obtained using image analysis provided a 1750-year-long quantitative reconstruction of summer rain events from East Lake in the Canadian High Arctic. Correlations of $P98D_0$ with the instrumental record yielded one of the strongest correlations obtained to date in the Arctic (r = 0,85), which is also higher than varve thickness from the same site. Rain

events in the western Canadian Arctic Archipelago increased to unprecedented levels in the 20th century compared to the last 1750 years.

2.8. Acknowledgements

This work was supported by the Canadian Federal program for the International Polar Year (IPY) and by research grant of NSERC to Pierre Francus and Scott Lamoureux. Logistical support was provided by the Polar Continental Shelf Project, Natural Resources Canada (PCSP). Special thanks to David Fortin and Anna Pienkowski-Furze for core processing. Thanks to Arnaud De Coninck for help with the SEM and Laurence Provencher-Nolet for image analysis. The authors are grateful for the suggestions of Antti Ojala, the editorial comments of Darrell Kaufman and helpful input of two anonymous reviewers.

CHAPITRE 3

CONCLUSION

3. CONCLUSION GÉNÉRALE

Ce projet de maîtrise montre l'importance d'intégrer des données granulométriques dans l'étude des sédiments varvés. Cette technique a rarement été entreprise par les chercheurs à cause des difficultés techniques de développer de longues séries chronologiques à partir d'images acquises au microscope électronique à balayage. Ce système d'analyse d'images est donc efficace et novateur car il permet d'avoir des données sur l'épaisseur des varves, de prendre contrôle du MEB, de traiter manuellement chaque image acquise au MEB pour obtenir des données granulométriques. Aussi, la granulométrie peut être extraite à l'intérieur de fines laminations (épaisseur de mm à µm) sans risque de contamination des lamines voisines, ce qui est souvent le cas pour les méthodes classiques.

Ce travail a pu également mettre en évidence que l'épaisseur des varves ne reflète pas nécessairement l'énergie du transport sédimentaire. En revanche, la corrélation positive de $P98D_0$ et de sD_0 s'avère un meilleur indicateur pour les facies associés à un transport de haute-énergie. De plus, l'identification des turbidites a pu être mise de l'avant grâce à la corrélation positive de l'épaisseur des varves (VT) et de sD_0 alors que les coulées de débris ont été soulignées par la corrélation positive entre le $maxD_0$ et le $P98D_0$. À partir de ces corrélations, il est possible de voir les changements des facies au cours du temps. Les observations montrent donc que les événements de haute-énergie (valeurs élevées de $P98D_0$ et sD_0) ont connu une augmentation abrupte au cours du 20e siècle avec des valeurs positives sans précédent pour tout l'enregistrement. En parallèle, les facies de coulées de débris ont également connu des valeurs maximales au courant du 20e siècle, ce qui suggère fortement que les sols étaient plus humides.

La comparaison des données instrumentales avec le $P98D_0$ a permis de souligner la forte corrélation entre une granulométrie grossière et les pluies à Rea Point. De plus, la similitude des données entre les sites d'étude montre que le 20e siècle ne semble pas associé à un cycle naturel par rapport au reste des enregistrements. Collectivement, ces données suggèrent que notre site d'étude a subi un important changement depuis ~ AD 1920 qui va au-delà du spectre de la variabilité naturelle depuis les 2845 dernières années. En revanche, il semble que le réchauffement d'origine anthropique puisse expliquer cette tendance. Finalement, ces observations n'auraient pas pu être révélées en prenant compte uniquement des données de l'épaisseur des varves. Par conséquent, tous les travaux futurs portant sur l'étude de sédiments varvés devraient intégrer les données granulométriques en plus de l'épaisseur des laminations.

4. TRAVAUX FUTURS

Dans l'éventualité de la poursuite de ce projet, il serait judicieux de réaliser une analyse spectrale sur les indices granulométriques afin de trouver des signaux de fréquence. De cette manière, on pourrait associer des bandes de fréquence à des oscillations climatiques connues. Il serait également très intéressant d'utiliser cette technique d'analyse d'images pour la séquence sédimentaire laminée provenant du Lac Ouest de Cape Bounty. Cela permettrait de vérifier si les deux lacs enregistrent des signaux climatiques similaires. Le nouveau logiciel d'analyse d'image inclut une série de fonctions qui facilitent et automatisent l'acquisition, le traitement et la mesure des images prises au microscope électronique à balayage. Le plus grand avantage de ce système est certainement la quantification précise de chaque année de dépôt sédimentaire. Il serait fort intéressant d'utiliser une approche similaire avec tous les sites en Arctique qui n'intègrent pas de données granulométriques tout en illustrant une épaisseur de varves plus ou moins épaisse au courant du 20e siècle. Bref, ce projet de maîtrise propose de revisiter des sites clés de l'Arctique.

5. RÉFÉRENCES

Abdi H (2007) The Kendall rank correlation coefficient. In Salkind NJ (ed): *Encyclopedia of Measurement and Statistics*. Sage: 508-510.

Arctic Climate Impact Assessment (ACIA) (2005) Arctic Climate Impact Assessment. *Cambridge University Press*. Cambridge UK. pp 1042.

Adams JK, Finkelstein SA (2010) Watershed-scale reconstruction of middle and late Holocene paleoenvironmental changes on Melville Peninsula, Nunavut, Canada. *Quat Sci Rev* 29(17-18): 2302-2314.

Andersen KK, Svensson A, Johnsen SJ, Rasmussen SO, Bigler M, Röthlisberger R, Ruth U, Siggaard-Andersen ML, Peder Steffensen J, Dahl-Jensen D, Vinther BM, Clausen HB (2006) The Greenland Ice Core Chronology 2005, 15-42 ka. Part 1: constructing the time scale. *Quat Sci Rev* 25(23-24): 3246-3257.

Bard E, Raisbeck G, Yiou F, Jouzel J (2000) Solar irradiance during the last 1200 years based on cosmogenic nuclides. *Tellus B* 52(3): 985-992.

Bauer E, Claussen M, Brovkin V, Huenerbein A (2003) Assessing climate forcings of the Earth system for the past millennium. *Geophys. Res. Lett* 30(6): 1276.

Beer J, Mende W, Stellmacher R (2000) The role of the sun in climate forcing. *Quat Sci Rev* 19(1-5): 403-415.

Belt ST, Vare LL, Massé G, Manners HR, Price JC, MacLachlan SE, Andrews JT, Schmidt S (2010) Striking similarities in temporal changes to spring sea ice occurrence across the central Canadian Arctic Archipelago over the last 7000 years. *Quat Sci Rev* 29(25-26): 3489-3504.

Berger A, Loutre MF (1991) Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quat Sci Rev* 10(4): 297-317.

Besonen MR, Patridge W, Bradley RS, Francus P, Stoner JS, Abbott MB (2008) A record of climate over the last millennium based on varved lake sediments from the Canadian High Arctic. *Holocene* 18(1): 169-180.

Bindoff NL, Willebrand J, Artale V, Cazenave A, Gregory JM, Gulev S, Hanawa K, Le Quere C, Levitus S, Nojiri Y (2007) Observations: oceanic climate change and sea level. Cambridge, UK and NY, USA, pp. 385-432

Bird BW, Abbott MB, Finney BP, Kutchko B (2009) A 2000 year varve-based climate record from the central Brooks Range, Alaska. *J Paleolimnol* 41(1): 25-41.

Bischof JF, Darby DA (2000) Quaternary ice transport in the Canadian Arctic and extent of Late Wisconsinan glaciation in the Queen Elizabeth Islands. *Canadian J Earth Sciences* 36(12): 2007-2022.

Box GEP, Cox DR (1964) An analysis of transformations. *J Royal Stat Soc* 26: 211-252.

Bradley R, Jones P (1992) 31 Records of explosive volcanic eruptions over the last 500 years. *In: Climate Since A.D. 1500*. Routledge, London, p.606-622. 606-622.

Bradley R, Retelle M, Ludlam S, Hardy D, Zolitschka B, Lamoureux S, Douglas M (1996) The Taconite Inlet Lakes Project: a systems approach to paleoclimatic reconstruction. *J Paleolimnol* 16(2): 97-110.

Bradley RS (1990) Holocene paleoclimatology of the Queen Elizabeth Islands, Canadian High Arctic. *Quater Sci Rev* 9(4): 365-384.

Bradley RS (2000) Past global changes and their significance for the future. *Quat Sci Rev* 19(1-5): 391-402.

Bradley RS, Briffa KR, Cole J, Hughes MK, Osborn TJ (2003a) The climate of the last millennium. *Paleoclim Glob Change Future*: 105-141.

Bradley RS, Hughes MK, Diaz HF (2003b) Climate in medieval time. *Science* 302(5644): 404.

Bradley RS, Jones PD (1995) Climate since AD 1500, Routledge, London. 679pp.

Christensen J, Hewitson B, Busuioc A, Chen A, Gao X, Held R, Jones R, Kolli R, Kwon W, Laprise R (2007). Regional climate projections, Climate Change, 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. University Press, Cambridge.

Church M (1972) Baffin Island sandurs: a study of Arctic fluvial processes. *Geol Survey Canada.* 216: 208.

Church M (1974) Hydrology and permafrost with reference to North America. Workshop seminar on permafrost hydrology, *Environment Canada*: 7-20.

Church M (1988) Floods in cold climates. In: Baker VR, Kochel CR, Patton PC (eds) Flood geomorphology. *John Wiley & Sons*, pp 528.

Cockburn J, Lamoureux S (2008a) Inflow and lake controls on short-term mass accumulation and sedimentary particle size in a High Arctic lake: implications for interpreting varved lacustrine sedimentary records. *J Paleolimnol* 40(3): 923-942.

Cockburn JMH, Lamoureux SF (2008b) Hydroclimate controls over seasonal sediment yield in two adjacent High Arctic watersheds. *Hydrol Process* 22(12): 2013-2027.

Cogley JG, McCann S (1976) An exceptional storm and its effects in the Canadian High Arctic. *Arct Alp Res* 8: 105-110.

Cook RD, Weisberg S (1982) Residuals and influence in regression, Springer. pp 240.

Cook TL, Bradley RS, Stoner JS, Francus P (2009) Five thousand years of sediment transfer in a high arctic watershed recorded in annually laminated sediments from Lower Murray Lake, Ellesmere Island, Nunavut, Canada. *J Paleolimnol* 41(1): 77-94.

Crowley TJ (2000) Causes of climate change over the past 1000 years. *Science* 289(5477): 270.

Crowley TJ, Lowery TS (2000) How warm was the medieval warm period? AMBIO: A *J Human Environment* 29(1): 51-54.

Cuven S (2009). Validation et utilisation de la micro-fluorescence X pour caractériser des varves clastiques et quantification des paléoclimats de l'Holocène récent dans le haut Arctique canadien. 332 p.

Cuven S, Francus P, Lamoureux S (2011) Mid to Late Holocene hydroclimatic and geochemical records from the varved sediments of East Lake, Cape Bounty, Canadian High Arctic. *Quat Sci Rev* 30(19-20): 2651-2665.

Cuven S, Francus P, Lamoureux SF (2010) Estimation of grain size variability with micro X-ray fluorescence in laminated lacustrine sediments, Cape Bounty, Canadian High Arctic. *J Paleolimnol* 44(3): 803-817.

Dahl-Jensen D, Mosegaard K, Gundestrup N, Clow GD, Johnsen SJ, Hansen AW, Balling N (1998) Past temperatures directly from the Greenland ice sheet. *Science* 282(5387): 268.

De Keyser TL (1999) Digital scanning of thin sections and peels. *J Sediment Res* 69 (4): 962-964.

Delworth TL, Mann ME (2000) Observed and simulated multidecadal variability in the Northern Hemisphere. *Clim Dyn* 16(9): 661-676.

Deser C, Walsh JE, Timlin MS (2000) Arctic sea ice variability in the context of recent atmospheric circulation trends. *J Clim* 13(3): 617-633.

Dugan HA, Lamoureux SF, Lafrenière MJ, Lewis T (2009) Hydrological and sediment yield response to summer rainfall in a small high Arctic watershed. *Hydrol Process* 23 (10): 1514-1526.

Dyke AS (1999) Last glacial maximum and deglaciation of Devon Island, Arctic Canada: support for an Innuitian ice sheet. *Quat Sci Rev* 18: 393-420.

Eddy JA (1976) The maunder minimum. *Science* 192(4245): 1189-1202.

England J, Atkinson N, Bednarski J, Dyke A, Hodgson D, Cofaigh C (2006) The Innuitian Ice Sheet: configuration, dynamics and chronology. *Quat Sci Rev* 25(7-8): 689-703.

Fagan BM (2000) The Little Ice Age: how climate made history, 1300-1850, Basic Books (AZ).

Fisher DA, Koerner RM, Reeh N (1995) Holocene climatic records from Agassiz ice cap, Ellesmere Island, NWT, Canada. *Holocene* 5(1): 19.

Folk RL, Ward WC (1957) Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. *J Sediment Petrol* 27(1): 3–26

Francus P (1998) An image-analysis technique to measure grain-size variation in thin sections of soft clastic sediments. *Sediment Geol* 121(3-4): 289-298.

Francus P, Bradley R, Abbott M, Patridge W, Keimig F (1998) Paleoclimate studies of minerogenic sediments using annually resolved textural parameters. *Geophys Res Lett* 29: 20.

Francus P, Bradley R, Lewis T, Abbott M, Retelle M, Stoner J (2008a) Limnological and sedimentary processes at Sawtooth Lake, Canadian High Arctic, and their influence on varve formation. *J Paleolimnol* 40(3): 963-985.

Francus P, Bradley R, Lewis T, Abbott M, Retelle M, Stoner J (2008b) Limnological and sedimentary processes at Sawtooth Lake, Canadian High Arctic, and their influence on varve formation. *J Paleolimnol* 40(3): 963-985.

Francus P, Bradley RS, Abbott MB, Patridge W, Keimig F (2002) Paleoclimate studies of minerogenic sediments using annually resolved textural parameters. *Geophys Res Lett* 29 (20): 1998.

Francus P, Karabanov E (2000) A computer-assisted thin-section study of Lake Baikal sediments: a tool for understanding sedimentary processes and deciphering their climatic signal. *Int J Earth Sci* 89(2): 260-267.

Francus P, Nobert P (2007) An integrated computer system to acquire, process, measure and store images of laminated sediments. *4th International Limnogeology Congress*, Barcelona, 11-14th July.

Francus P, Pirard E (2005) Testing for sources of errors in quantitative image analysis. In: Francus P (ed) Image analysis, sediments and paleoenvironments. *Develop Paleoenviron Res* 7: 87-102.

Gajewski K, Atkinson D (2003) Climatic change in northern Canada. *Environ Rev* 11(2): 69-102.

Gillett NP, Allen MR, McDonald RE, Senior CA, Shindell DT, Schmidt GA (2002) How linear is the Arctic Oscillation response to greenhouse gases. *J Geoph Res* 107(10.1029).

Hardy DR, Bradley RS, Zolitschka B (1996) The climatic signal in varved sediments from Lake C2, northern Ellesmere Island, Canada. *J Paleolimnol* 16(2): 227-238.

Hodgson D (1989) Quaternary Geology of the Queen Elizabeth Islands. In: Quaternary Geology of Canada and Greenland, Fulton RJ (ed). Geological Survey of Canada, Geology of Canada, 1, pp. 441–478.

Hodgson D, Vincent JS, Fyles JG (1984) Quaternary geology of central Melville Island, Northwest Territories. Geological Survey of Canada, Geology of Canada 83-16, p 23.

Hodgson DA, Vincent JS (1984) A 10,000 yr BP extensive ice shelf over Viscount Melville Sound, Arctic Canada. *Quat Res* (22): 18-30 22(1): 18-30.

Holland MM (2010) The North Atlantic Oscillation,ÄìArctic Oscillation in the CCSM2 and its influence on Arctic climate variability.

Hughen KA, Overpeck JT, Anderson RF (2000) Recent warming in a 500-year palaeotemperature record from varved sediments, Upper Soper Lake, Baffin Island, Canada. *Holocene* 10(1): 9-19.

Hurrell JW (1995) Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation. *Science* 269(5224): 676.

Hurrell JW, Van Loon H (1997) Decadal variations in climate associated with the North Atlantic Oscillation. *Climatic Change* 36(3): 301-326.

Kaufman CA, Lamoureux SF, Kaufman DS (2011) Long-term river discharge and multidecadal climate variability inferred from varved sediments, southwest Alaska. *Quat Res* 76 (1): 1-9.

Kaufman DS, Ager T, Anderson N, Anderson P, Andrews J, Bartlein P, Brubaker L, Coats L, Cwynar LC, Duvall M (2004) Holocene thermal maximum in the western Arctic. *Quat Sci Rev* 23(5-6): 529-560.

Kaufman DS (2009) An overview of late Holocene climate and environmental change inferred from Arctic lake sediment. *J Paleolimnol* 41(1): 1-6.

Kaufman DS, Schneider DP, McKay NP, Ammann CM, Bradley RS, Briffa KR, Miller GH, Otto-Bliesner BL, Overpeck JT, Vinther BM (2009) Recent warming reverses long-term Arctic cooling. *Science* 325 (5945): 1236.

Kerr RA (2005) Atlantic climate pacemaker for millennia past, decades hence? *Science* 309(5731): 41.

Kerwin MW, Overpeck JT, Webb RS, Anderson KH (2004) Pollen-based summer temperature reconstructions for the eastern Canadian boreal forest, subarctic, and Arctic. *Quat Sci Rev* 23(18-19): 1901-1924.

Koerner R, Fisher D (1990) A record of Holocene summer climate from a Canadian high-Arctic ice core. *Nature* 343: 630-631.

Lajeunesse P, Hanson MA (2008) Field observations of recent transgression on northern and eastern Melville Island, western Canadian Arctic Archipelago. *Geomorphology* 101(4): 618-630.

Lamb HH (1965) The early medieval warm epoch and its sequel. Palaeogeography, Palaeoclimatology, *Palaeoecology* 1: 13-37.

Lamoureux S (2000) Five centuries of interannual sediment yield and rainfall-induced erosion in the Canadian High Arctic recorded in lacustrine varves. *Wat Res Res* 36 (1): 309-318.

Lamoureux S (2001) Varve chronology techniques. In: Last W.M., Smol J.P., Birks H.J.B. (Adams et Finkelstein). *Tracking environmental change using lake sediments* 1: 247-260.

Lamoureux SF, Bradley RS (1996) A late Holocene varved sediment record of environmental change from northern Ellesmere Island, Canada. *J Paleolimnol* 16(2): 239-255.

Lamoureux SF, England JH, Sharp MJ, Bush ABG (2001) A varve record of increased "Little Ice Age" rainfall associated with volcanic activity, Arctic Archipelago, Canada. *Holocene* 11(2): 243.

Lamoureux SF, Lafrenière MJ (2009) Fluvial impact of extensive active layer detachments, cape bounty, melville island, Canada. *Arct Antarct Alp Res* 41(1): 59-68.

Lamoureux SF, McDonald DM, Cockburn JMH, Lafrenière MJ, Atkinson DM, Treitz P (2006a) An incidence of multi-year sediment storage on channel snowpack in the Canadian High Arctic. *Arctic* 59: 381-390.

Lamoureux SF, Stewart KA, Forbes AC, Fortin D (2006b) Multidecadal variations and decline in spring discharge in the Canadian middle Arctic since 1550 AD. *Geophys Res Let* 33(2): L02403.

Lapointe F, Francus P, Lamoureux S, Saïd M, Cuven S (2012) 1750 years of large rainfall events inferred from particle size at East Lake, Cape Bounty, Melville Island, Canada. *J Paleolimnol* 48(1): 159-173.

Laurin E (2010) The impact of experimental snow augmentation on soil thermal regimes and nutrient fluxes from High Arctic headwater catchments. Unpublished MSc. Thesis, Queen's University, Kingston. 148.

Lean J, Beer J, Bradley R (1995) Reconstruction of solar irradiance since 1610: Implications for climate change. *Geoph Res Let* 22(23): 3195-3198.

Lewis T, Braun C, Hardy DR, Francus P, Bradley RS (2005) An extreme sediment transfer event in a Canadian High Arctic stream. *Arct Antarct Alp Res* 37 (4): 477-482.

Lewis T, Francus P, Bradley RS, Kanamaru K (2010) An automated system for the statistical analysis of sediment texture and structure at the micro scale. *Computers & Geosci* 36: 1374-1383.

Lewis T, Lafrenière MJ, Lamoureux SF (2011) Hydrochemical and sedimentary responses of paired High Arctic watersheds to unusual climate and permafrost disturbance, Cape Bounty, Melville Island, Canada. *Hydrol Process*.

Lewkowicz AG, Wolfe PM (1994) Sediment transport in Hot Weather Creek, Ellesmere Island, NWT, Canada, 1990-1991. *Arct Alp Research* 26: 213-226.

Lotter A, Sturm M, Teranes J, Wehrli B (Adams et Finkelstein) Varve formation since 1885 and high-resolution varve analyses in hypertrophic Baldeggersee (Switzerland). *Aquat Sci Res Across Bound* 59 (4): 304-325.

Lüthi D, Le Floch M, Bereiter B, Blunier T, Barnola JM, Siegenthaler U, Raynaud D, Jouzel J, Fischer H, Kawamura K (2008) High-resolution carbon dioxide concentration record 650,000-800,000 years before present. *Nature* 453(7193): 379-382.

Major JJ (2003) Debris flow. In: Middleton GV. (ed) Encyclopedia of sediments and sedimentary rocks. *Kluwer academic publisher*, Dordrecht, pp 186-188.

Mann ME, Bradley RS, Hughes MK (1998) Global-scale temperature patterns and climate forcing over the past six centuries. *Nature* 392(6678): 779-787.

Mann ME (2001) Little ice age. *Encyc global enviro change* 1: 504-509.

Mann ME, Bradley RS, Hughes MK (2011) Northern hemisphere temperatures during the past millennium: inferences, uncertainties, and limitations. *The Warming Papers* 26(6): 220.

Mann ME, Park J (1999) Oscillatory spatiotemporal signal detection in climate studies: A multiple-taper spectral domain approach. *Adv Geophys* 41: 1-131.

Maronna RA, Martin RD, Yohai VJ (2006) Robust statistics. John Wiley & sons Ltd, Chichester.

McDonald DM, Lamoureux SF (2009) Hydroclimatic and channel snowpack controls over suspended sediment and grain size transport in a High Arctic catchment. *Earth Surf Process Land* 34 (3): 424-436.

McLaren P, Barnett D (1978) Holocene Emergence of the South and East Coasts of Melville Island, Queen Elizabeth Islands, Northwest Territories, Canada. *Arctic* 31(4): 415-427.

Meehl GA, Covey C, Delworth T, Latif M, McAvaney B, Mitchell JFB, Stouffer RJ, Taylor KE (2007) The WCRP CMIP3 multimodel dataset. *Bull Am Meteorol Soc* 88: 1383-1394.

Mekis E (2002) Working towards homogenized precipitation time-series: daily rain gauge and snowfall ruler adjustments. In Service Environmental Canada.

Milankovitch M (1920) Théorie mathématique des phénomènes thermiques produits par la radiation solaire, Gauthier-Villars et Cie.

Min SK, Zhang X, Zwiers F (2008) Human-induced Arctic moistening. *Science* 320 (5875): 518.

Moritz RE, Bitz CM, Steig EJ (2002) Dynamics of recent climate change in the Arctic. *Science* 297 (5586): 1497.

Nederbragt A, Thurow J (2005) Digital sediment colour analysis as a method to obtain high resolution climate proxy records. In: Francus P. (ed) Image analysis, sediments and paleoenvironments. *Develop Paleoenviron Res* 7: 105-124.

Nichols G (2009) Sedimentology and stratigraphy. *Wiley-Blackwell*, Chichester. 452 pp

O'Sullivan P (1983) Annually-laminated lake sediments and the study of Quaternary environmental changes--a review. *Quat Sci Rev* 1(4): 245-313.

Osborn TJ, Briffa KR, Tett SFB, Jones PD, Trigo RM (1999) Evaluation of the North Atlantic Oscillation as simulated by a coupled climate model. *Climate Dyn* 15(9): 685-702.

Overpeck J, Hughen K, Hardy D, Bradley R, Case R, Douglas M, Finney B, Gajewski K, Jacoby G, Jennings A (1997) Arctic environmental change of the last four centuries. *Science* 278 (5341): 1251.

Overpeck J, Rind D, Lacis A, Healy R (1996) Possible role of dust-induced regional warming in abrupt climate change during the last glacial period. *Nature* 384: 447-449.

Parkinson CL, Cavalieri DJ (2008) Arctic sea ice variability and trends, 1979-2006. J *Geophys Res* 113(C7).

Paterson W, Koerner R, Fisher D, Johnsen S, Clausen H, Dansgaard W, Bucher P, Oeschger H (1977) An oxygen-isotope climatic record from the Devon Island ice cap, arctic Canada. *Nature* 266: 508-511.

Pautler BG, Simpson AJ, Mcnally DJ, Lamoureux SF, Simpson MJ (2010) Arctic permafrost active layer detachments stimulate microbial activity and degradation of soil organic matter. *Environ Sci Technol* 44 (11): 4076-4082.

Post E, Forchhammer MC, Bret-Harte MS, Callaghan TV, Christensen TR, Elberling B, Fox AD, Gilg O, Hik DS, H¯ye TT (2009) Ecological dynamics across the Arctic associated with recent climate change. *Science* 325(5946): 1355.

Ramaswamy V, Boucher O, Haigh J, Hauglustaine D, Haywood J, Myhre G, Nakajima T, Shi G, Solomon S, Betts RE, Charlson R, Chuang CC, Daniel JS, Del Genio AD, Feichter J, Fuglestvedt J, Forster PM, Ghan SJ, Jones A, Kiehl JT, Koch D, Land C, Lean J, Lohmann U, Minschwaner K, Penner JE, Roberts DL, Rodhe H, Roelofs G-J, Rotstayn LD, Schneider TL, Schumann U, Schwartz SE, Schwartzkopf MD, Shine KP, Smith SJ, Stevenson DS, Stordal F, Tegen I, van Dorland R, Zhang Y, Srinivasan J, Joos F (2001) Radiative Forcing of Climate Change. In *International Panel of Climate Change (IPCC)*

Reading HG (1996) Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy. Wiley-Blackwell, Malden. 704 pp

Retelle MJ, Child JK (1996) Suspended sediment transport and deposition in a high arctic meromictic lake. *J Paleolimnol* 16(2): 151-167.

Rigor IG, Wallace JM, Colony RL (2002) Response of Sea Ice to the Arctic Oscillation. *J Clim* 15(18): 2648-2663.

Robertson AW (2001) Influence of ocean-atmosphere interaction on the Arctic Oscillation in two general circulation models. *J Clim* 14(15): 3240-3254.

Rolland N, Larocque I, Francus P, Pienitz R, Laperrière L (2009) Evidence for a warmer period during the 12th and 13th centuries AD from chironomid assemblages in Southampton Island, Nunavut, Canada. *Quat Res* 72(1): 27-37.

Rousseeuw PJ, Leroy AM, Wiley J (1987) Robust regression and outlier detection. Wiley Online Library.

Screen JA, Simmonds I (2010) The central role of diminishing sea ice in recent Arctic temperature amplification. *Nature* 464(7293): 1334-1337.

Serreze M, Walsh J, Chapin FS, Osterkamp T, Dyurgerov M, Romanovsky V, Oechel W, Morison J, Zhang T, Barry R (2000) Observational evidence of recent change in the northern high-latitude environment. *Climatic Change* 46(1): 159-207.

Serreze MC, Carse F, Barry RG, Rogers JC (1997) Icelandic low cyclone activity: Climatological features, linkages with the NAO, and relationships with recent changes in the Northern Hemisphere circulation. *J Clim* 10(3): 453-464.

Sheather SJ (2009) A modern Approach to Regression with R. Springer, New York.

Shumway RH, Stoffer DS (2000) Time series analysis and its applications. Springer, New York.

Soreghan M, Francus P (2005) Processing backscattered electron digital images of thin section. In: Francus P (ed) Image analysis, sediments and paleoenvironments. *Develop Paleoenviron Res* 7: 203-225.

Stewart KA, Lamoureux SF (2011) Connections between River Runoff and Limnological Conditions in Adjacent High Arctic Lakes: Cape Bounty, Melville Island, Nunavut. *Arctic* 64 (2): 169-182.

Stott PA, Tett S, Jones G, Allen M, Mitchell J, Jenkins G (2000) External control of 20th century temperature by natural and anthropogenic forcings. *Science* 290(5499): 2133.

Stroeve J, Serreze M, Holland M, Kay J, Malanik J, Barrett A (2011) The Arctic's rapidly shrinking sea ice cover: a research synthesis. *Climatic Change*: 1-23.

Thomas EK, Briner JP (2009) Climate of the past millennium inferred from varved proglacial lake sediments on northeast Baffin Island, Arctic Canada. *J Paleolimnol* 41(1): 209-224.

Tomkins JD, Lamoureux SF (2005) Multiple hydroclimatic controls over recent sedimentation in proglacial Mirror Lake, southern Selwyn Mountains, Northwest Territories. *Can J Earth Sci* 42(9): 1589-1599.

Tomkins JD, Lamoureux SF, Antoniades D, Vincent WF (2010) Autumn snowfall and hydroclimatic variability during the past millennium inferred from the varved sediments of meromictic Lake A, northern Ellesmere Island, Canada. *Quat Res* 74: 188-198.

Trenberth KE, Josey S (2007) Observations: surface and atmospheric climate change. In International Panel on Climate Change

Tripati AK, Roberts CD, Eagle RA (2009) Coupling of CO2 and ice sheet stability over major climate transitions of the last 20 million years. *Science* 326(5958): 1394.

Verleyen E, Hodgson DA, Sabbe K, Cremer H, Emslie SD, Gibson J, Hall B, Imura S, Kudoh S, Marshall GJ, McMinn A, Melles M, Newman L, Roberts D, Roberts SJ, Singh SM, Sterken M, Tavernier I, Verkulich S, de Vyver EV, Van Nieuwenhuyze W, Wagner B, Vyverman W (2011) Post-glacial regional climate variability along the East Antarctic coastal margin-Evidence from shallow marine and coastal terrestrial records. *Earth-Sci Rev* 104(4): 199-212.

Vincent LA, Gullett D (1999) Canadian historical and homogeneous temperature datasets for climate change analyses. *Int J Clim* 19(12): 1375-1388.

Vincent LA, Zhang X, Bonsal B, Hogg W (2010) Homogenization of daily temperatures over Canada. *J Clim* 15:1322-1334

Wallace J (2000) On the Arctic and Antarctic Oscillations. Mise à jour 17 juillet 2000 http://www.jisao.washington.edu/wallace/ncar_notes/

Wanner H, Beer J, Bütikofer J, Crowley TJ, Cubasch U, Flückiger J, Goosse H, Grosjean M, Joos F, Kaplan JO (2008) Mid-to Late Holocene climate change: an overview. *Quat Sci Rev* 27(19-20): 1791-1828.

Wolfe AP, Smith IR (2004) Paleolimnology of the middle and high Canadian Arctic. *Long-term Envir Change Arct Antarct Lakes*: 241-268.

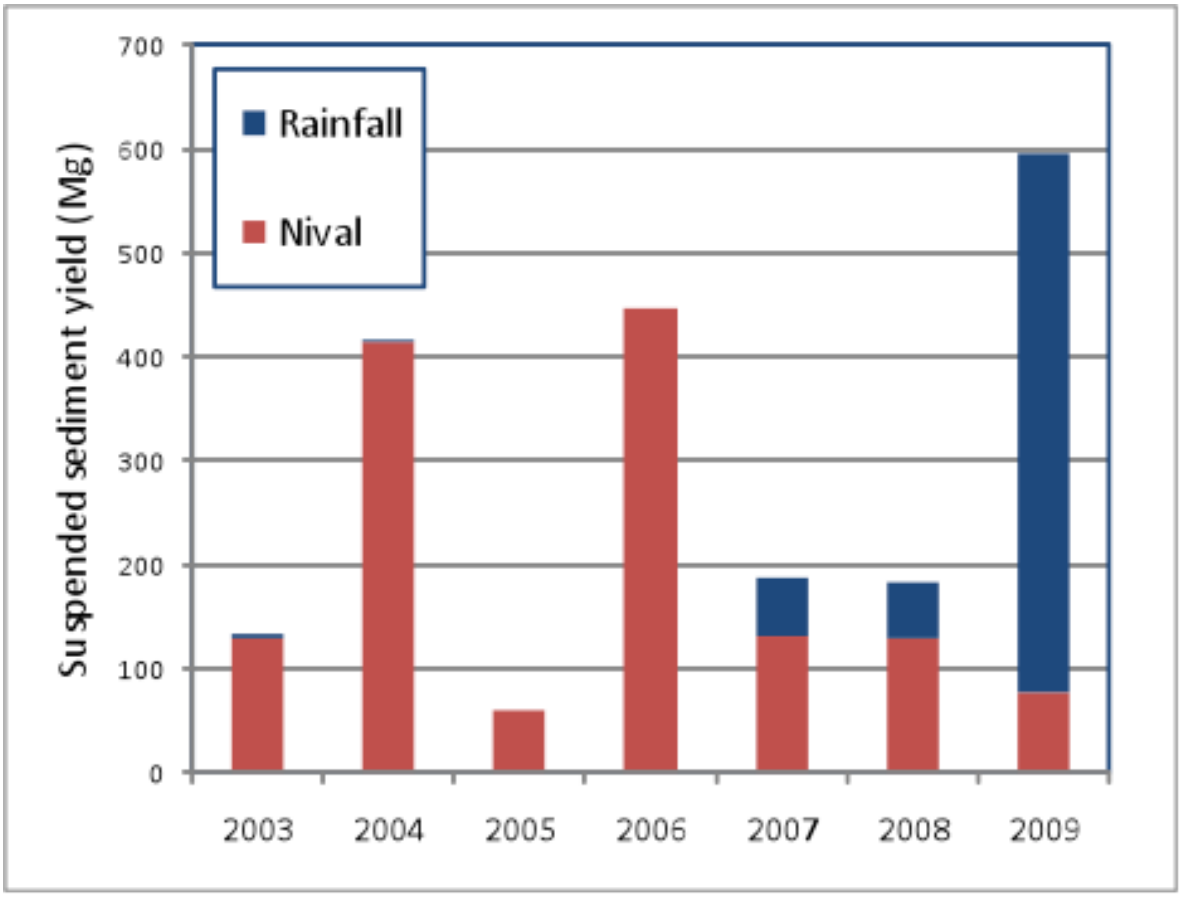
Woo M (1983) Hydrology of a drainage basin in the Canadian High Arctic. *Annals of the Association of American Geographers* 73(4): 577-596.

Yang D, Woo MK (1999) Representativeness of local snow data for large scale hydrologic investigations. *Hydrol proces* 13(12 13): 1977-1988.

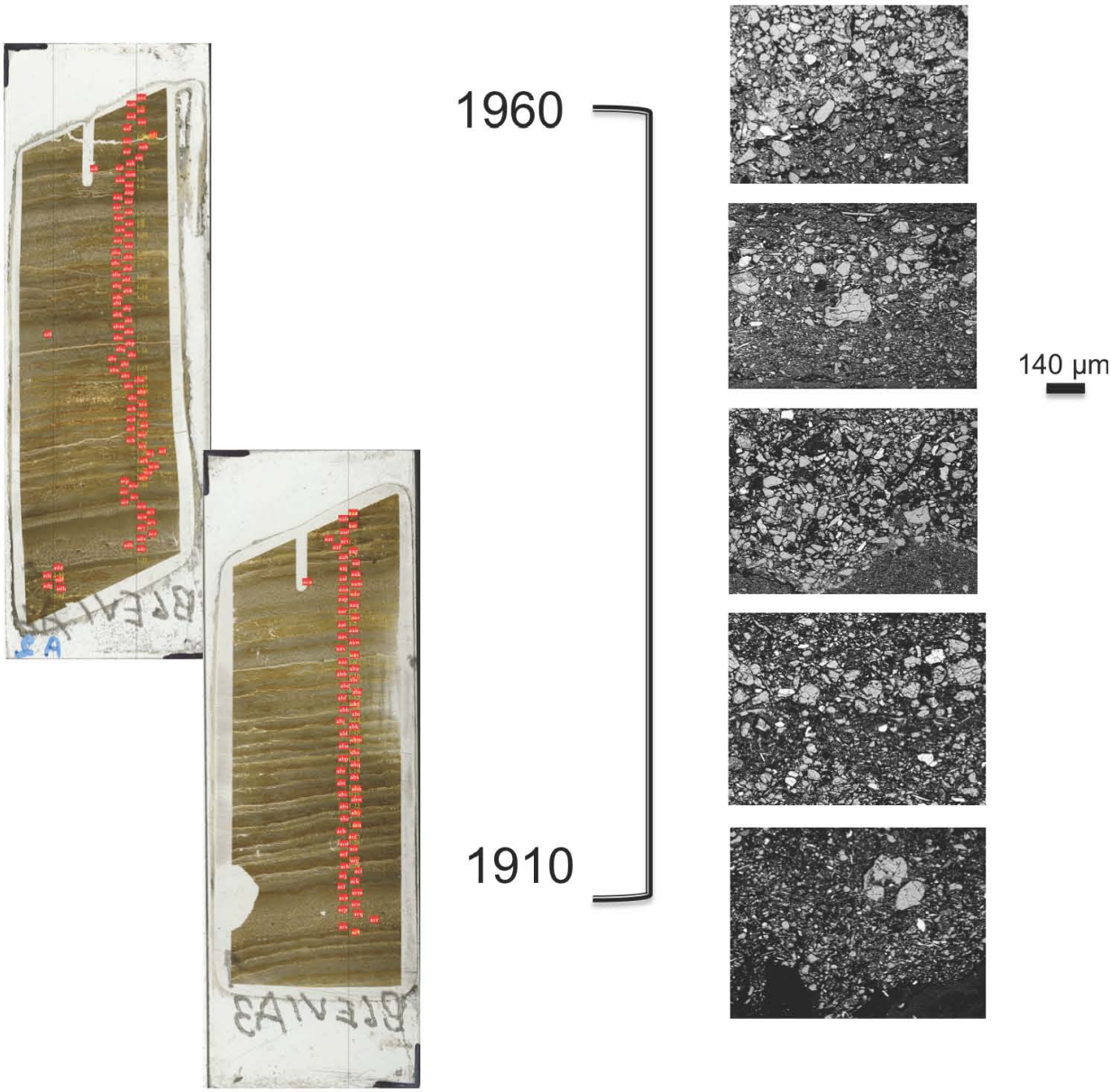
Zolitschka B (1996) Recent sedimentation in a high arctic lake, northern Ellesmere Island, Canada. *J Paleolimnol* 16(2): 169-186.

ANNEXES

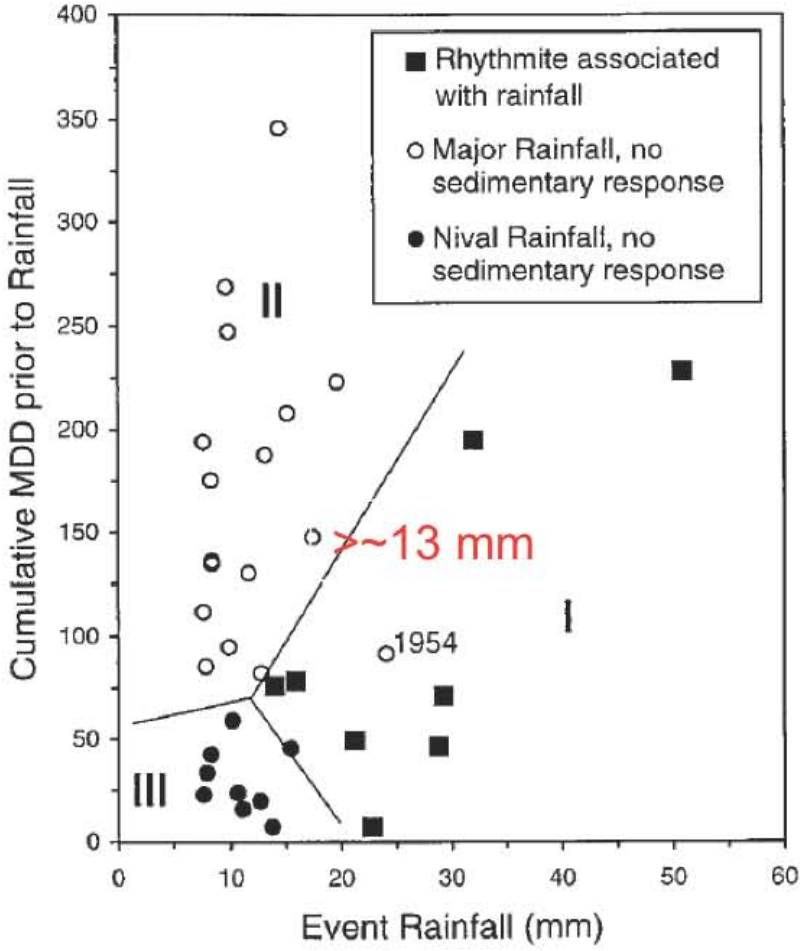
Annexe 1 : Les années de suivi instrumental (2003 à 2009) montrent qu'à l'exception de 2005 et 2006, toutes les années ont été marquées par des événements de pluie ayant eu un effet sur le transport sédimentaire. (Courtoisie de Scott Lamoureux)



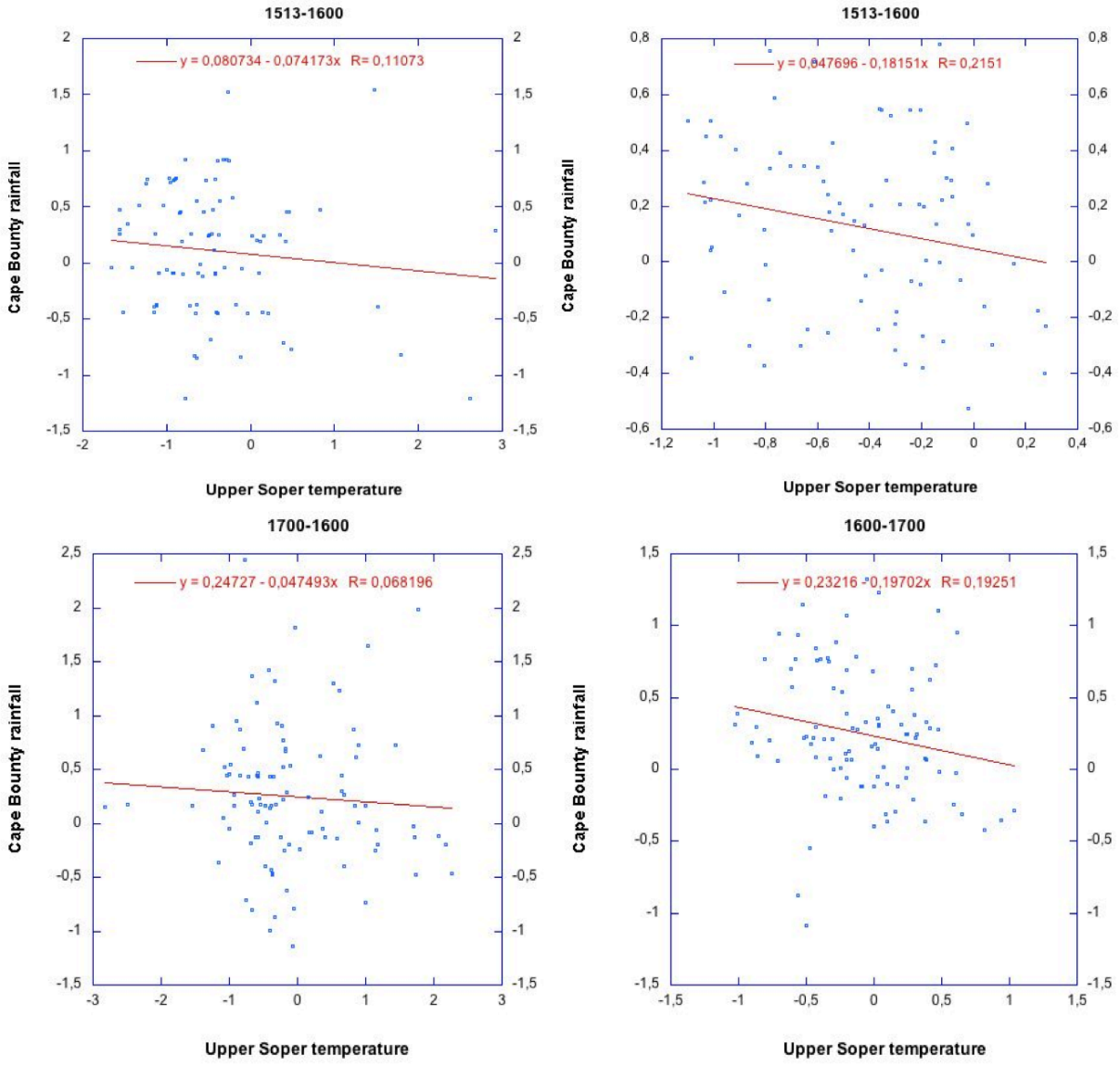
Annexe 2 : Les années varvaire 1960 à 1910 (à gauche) avec la présence de couches annuelles relativement fines (0,6 mm à 1,2 mm) souvent constituées de dépôts très grossiers (à droite). La lame mince du haut mesure 6,18 cm.

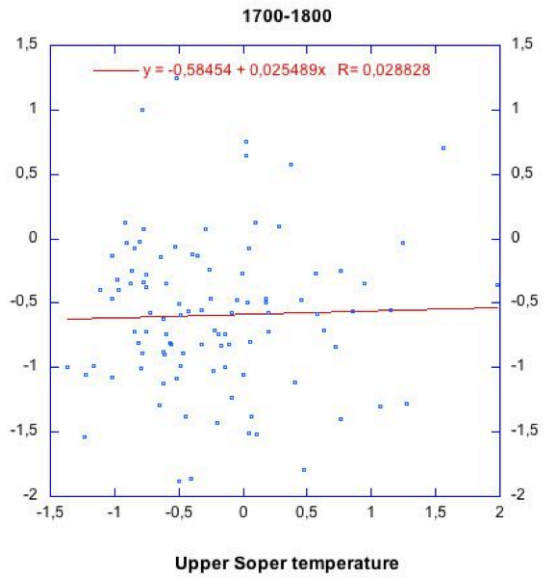


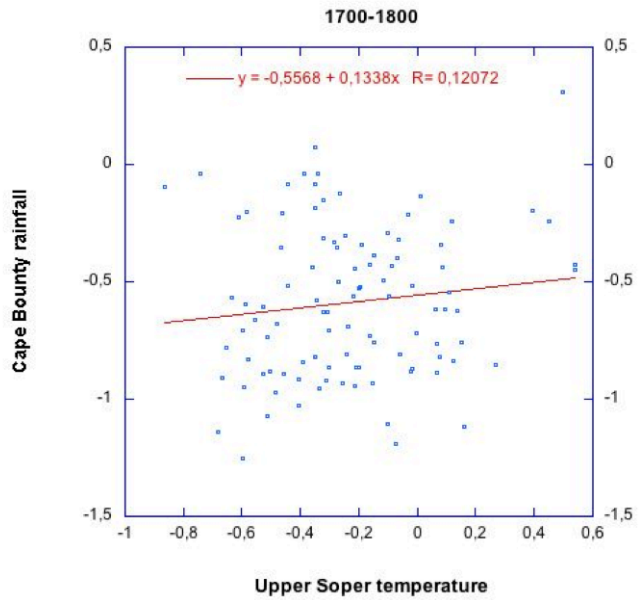
Annexe 3 : Figure de la réponse sédimentaire en fonction des degrés-jours cumulés au-dessus de 0°C et de l'intensité des événements de pluie (mm) à Nicolay Lake. Environ 13 mm de pluie est nécessaire pour avoir une mobilisation des sédiments. Tiré de Lamoureux (2000)

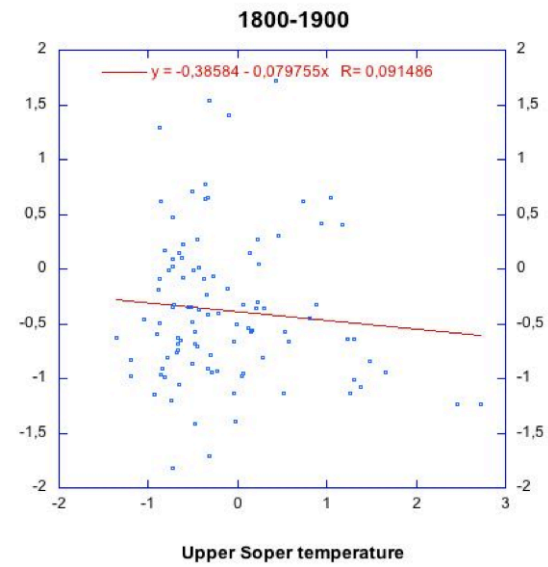


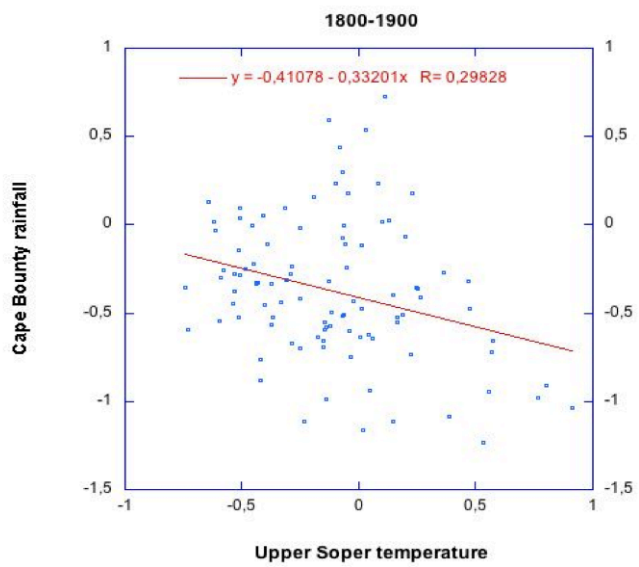
Annexe 4 : Corrélation entre les événements de pluie (P98D$_0$; Cape Bounty) et les températures de juin (épaisseur des varves; Upper Soper). Les graphiques de nuage de points sont par ordre chronologique (1513-1600; 1600-1700; 1700-1800; 1800-1900 et 1900-1992). Pour chaque intervalle de temps, le graphique de gauche représente les données brutes alors que le graphique de droite présente les données corrélées moyennées sur 5 ans. Les données montrent qu'il n'y a pas de corrélation positive significative exceptée pour la période entre 1900-1992.

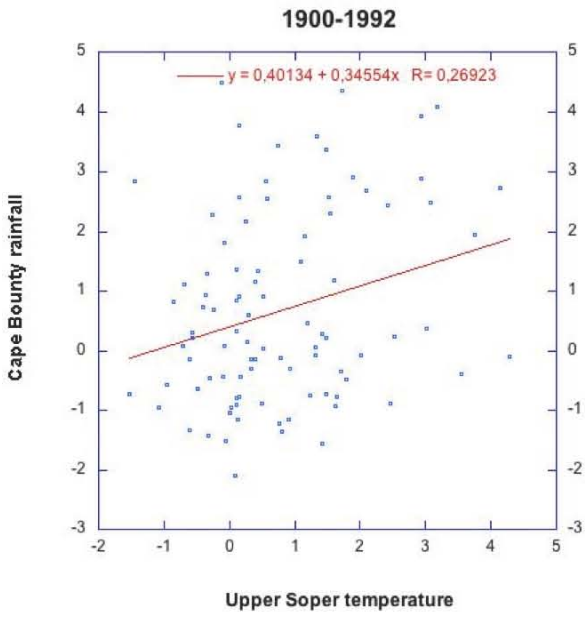


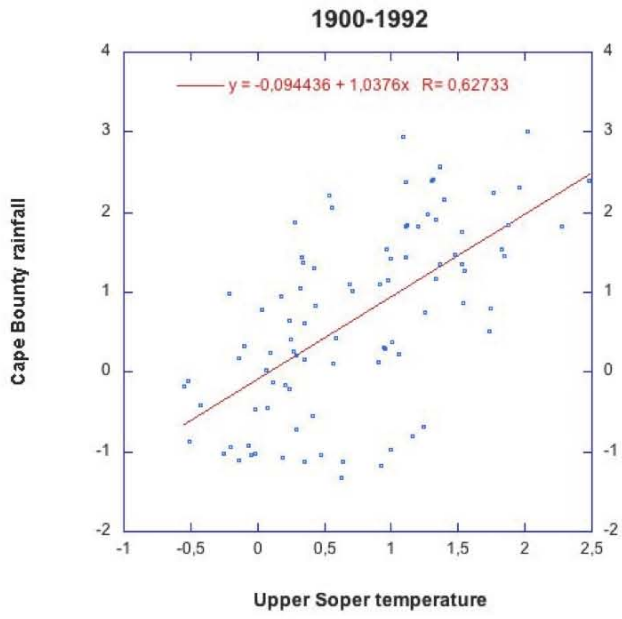

1700-1800
y = -0,58454 + 0,025489x R= 0,028828
Upper Soper temperature


1700-1800
y = -0,5568 + 0,1338x R= 0,12072
Cape Bounty rainfall
Upper Soper temperature


1800-1900
y = -0,38584 - 0,079755x R= 0,091486
Upper Soper temperature


1800-1900
y = -0,41078 - 0,33201x R= 0,29828
Cape Bounty rainfall
Upper Soper temperature


1900-1992
y = 0,40134 + 0,34554x R= 0,26923
Cape Bounty rainfall
Upper Soper temperature


1900-1992
y = -0,094436 + 1,0376x R= 0,62733
Cape Bounty rainfall
Upper Soper temperature

Annexe 5 : Informations fournies pour chaque particule à l'aide du logiciel d'analyse d'images

aaa-Meas6723

	A	B	C	D	E	F	G
1	Particle #	Area	Center of Mass X	Center of Mass Y	Equivalent Ellipse Major Axis	Equivalent Ellipse Minor Axis	Orientation
2	0	12	3,083	412,083	4,296	3,557	72,007
3	1	15	35,333	413,067	6,046	3,159	5,414
4	2	13	25,615	414,615	3,955	3,955	135
5	3	149	110,094	421,651	26,217	7,236	6,259
6	4	54	133,222	422,093	19,458	3,534	172,629
7	5	17	21,412	422,353	6,382	3,391	116,591
8	6	171	168,737	429,088	46,551	4,677	151,129
9	7	15	57,267	423,467	7,482	2,553	1,59
10	8	37	204,108	427,514	10,094	4,667	133,572
11	9	20	141,7	429,35	8,015	3,177	83,643
12	10	25	34,36	429,12	9,95	3,199	7,491
13	11	69	71,594	430,87	13,397	6,558	0,624
14	12	20	20,7	430,4	7,556	3,37	173,224
15	13	26	222,692	432,692	10,251	3,229	100,577
16	14	83	276,217	436,639	19,568	5,401	69,637
17	15	16	126,5	432	4,479	4,479	90
18	16	22	261,591	431,182	7,109	3,94	176,547
19	17	72	289,417	434,472	20,945	4,377	8,031
20	18	28	327,857	434,143	10,429	3,419	7,914
21	19	12	57,5	435,5	6,424	2,378	142,466
22	20	13	110	435	3,996	3,996	165,128
23	21	34	318,735	436,676	10,632	4,072	128,566
24	22	11	63,636	438,727	5,389	2,599	130,269
25	23	58	358,776	439,552	13,944	5,296	171,658
26	24	31	395,484	439	16,964	2,327	163,929
27	25	10	112,5	438,8	3,441	3,441	180
28	26	31	32,194	442	10,057	3,925	157,976
29	27	37	142,946	444,784	13,029	3,616	94,623
30	28	11	235	439,727	5,176	2,706	19,458

Annexe 6 : Algorithmes utilisés pour le traitement des images. Les facies riches en silts et les sables ont été traités différemment à partir des algorithmes disponibles dans le logiciel d'analyse d'image (créé avec le module Vision de LabView)

Silt:

- Auto_Saturation [2; 2]: [%sat 0; % sat 256]
- Median [3]: [Kernel size]
- Threshold [1; 128; 256] [Interactive (0 or 1); Lower value; Upper value]
    1. Interactive: 0- No, 1- Window (manual adjustment)
    2. Lower value is the lowest pixel value used during a threshold. The default is 128.
    3. Upper value is the highest pixel value used during a threshold. The default is 256.

- Median [3] [Kernel size]
- Separation [0;2] [0=Square, 1= Hexa; NB Erosion]

Separates touching particles, particularly small isthmuses between particles. It performs n erosions where n equals number of erosion (Nb Erosion) and then reconstructs the final image based on the results of the erosion. If an existing isthmus is broken or removed during the erosion process, the particles are reconstructed without the isthmus. The reconstructed particles, however, have the same size as the initial particles except that they are separated. If no isthmus is broken during the erosion process, the particles are reconstructed as they were initially found. Thus, no change is made. The source image must be a 8-bit binary image and have a border greater than or equal to 1 pixel.

- FillHole: Fills the holes found in a particle
- Remove_small [1;2] : Removes in the range of min/max pixel size
- Mask [0=grayscale, 1=binary]

Mask is a useful parameter. It allows the user to remove any area that are not suitable for final results. For example, if a SEM image has 2 varve years, one will mask the subsequent year to get reliable results for grain size. Also, one may mask any part that appears too bright (iron oxide).

- Edit: manual setting of particles with manual editing tools
- FillHole
- Remove_small
- Analyse_part [Display(0,1);col 1; col 2; col 3; col 4; …]

0: No display, 1: Show particle list: Performs a particle analysis

- SaveB&W: Saves the corrected binary image

Sand:

- Auto_Saturation [2; 1]: [%sat 0; % sat 256]
- Median [3]: [Kernel size] → size is 3 µm
- Threshold [1; 100; 256] [Interactive (0 or 1); Lower value; Upper value]

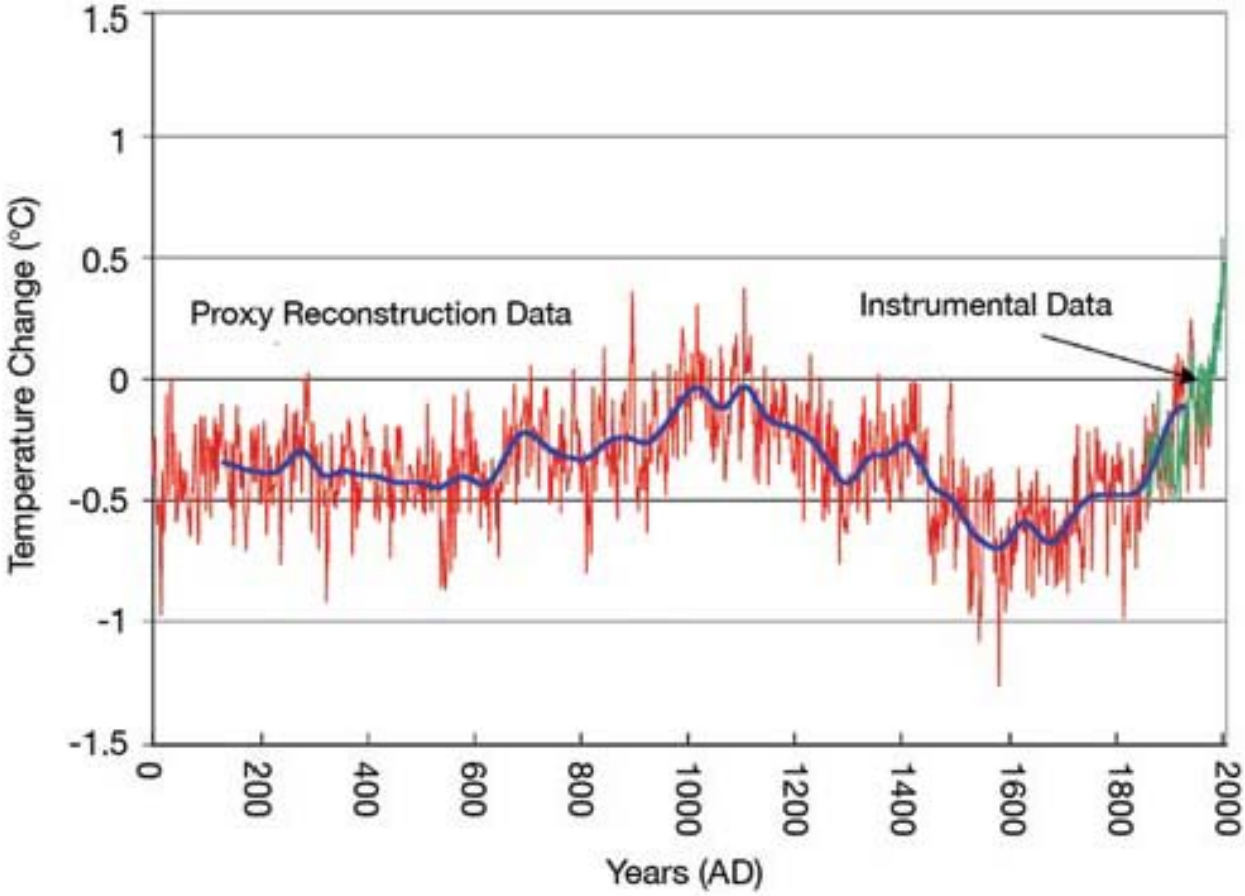
1. Interactive: 0- No, 1- Window (manual adjustment)
2. Lower value is the lowest pixel value used during a threshold. The default is 128.
3. Upper value is the highest pixel value used during a threshold. The default is 256.

- Median [3] [Kernel size]
- Separation [0; 2] [0=Square, 1= Hexa; NB Erosion]
- FillHole : Fills the holes found in a particle
- Remove_small [1;2] : Removes in the range of min/max pixel size (µm)
- Mask [0=grayscale, 1=binary]
- Edit : manual setting of particles
- FillHole
- Remove_small
- Analyse_part [Display (0,1); col 1; col 2; col 3; col 4; …]

0: No display, 1: Show particle list: Performs a particle analysis

- SaveB&W : Saves the corrected binary image

Figure below shows algorithms that a user may select manually in order to get particle size data. These algorithms are explained above

Action	Parameter
Auto_Saturation	2;2
Median	3
Threshold	1;128; 256
Median	3
Separation	0;2
FillHole	
Remove_small	1;10
Mask	1
Edit	
FillHole	
Remove_small	1;10
Analyze_part	0;35;0;1;23;24;45;
SaveB&W	

Annexe 7 : Figure tirée de Moberg *et al*. (2005) montrant une période plus chaude entre AD 1000 et 1200 en comparaison à l'intervalle AD 0 à 1900.