



Commission géologique du Canada

RECHERCHES EN COURS

2007-B3

**Croissance et fonte de glaciers d'âge
holocène dans la région de la rivière Keel,
dans l'île de Baffin, au Nunavut**

M. St-Jean, B. Lauriol, I.D. Clark et D.J. Utting

2007



Ressources naturelles
Canada

Natural Resources
Canada

Canada

RECHERCHES EN COURS

©Sa Majesté la Reine du chef du Canada 2007

ISSN 1701-4387

N° de catalogue M44-2007/B3F-PDF

ISBN 978-0-662-09027-4

Les bibliothèques de dépôt d'un bout à l'autre du pays ont accès à la présente publication par l'intermédiaire du site Web du Programme des services de dépôt (<http://dsp-psd.tpsgc.gc.ca>)

Pour un téléchargement gratuit de la version numérique de ce document, voir le site GéoPub : http://geopub.nrcan.gc.ca/index_f.php

Sans frais (au Canada et aux É.-U.) : 1-888-252-4301.

Lecture critique

Christian M. Zdanowicz

Auteurs

M. St-Jean,
(melanie.stjean@gmail.com)
B. Lauriol (blauriol@uottawa.ca),
Université d'Ottawa,
Département de géographie
Pavillon Simard, 60, rue Université
Ottawa, Ontario K1N 6N5

I.D. Clark
(idclark@uottawa.ca)
Université d'Ottawa,
Département des sciences
de la Terre
Pavillon Marion, 140,
rue Louis-Pasteur
Ottawa, Ontario K1N 6N5

D.J. Utting
(dutting@nrcan.gc.ca)
Bureau géoscientifique
Canada-Nunavut
626 Tumiit Building
P.O. Box 2319, Iqaluit, Nunavut
X0A 0H0

Approbation de publication : Canada-Nunavut Geoscience Office

Corrections faites le

Les demandes de permission pour reproduire cet article, en tout ou en partie, à des fins d'utilisation commerciale, de vente ou de redistribution doivent être adressées à la Division de l'information du Secteur des sciences de la Terre, pièce 402, 601, rue Booth, Ottawa (Ontario) K1A 0E8.

Croissance et fonte de glaciers d'âge holocène dans la région de la rivière Keel, dans l'île de Baffin, au Nunavut

M. St-Jean, B. Lauriol, I.D. Clark et D.J. Utting

St-Jean, M., Lauriol, B., Clark, I.D. et Utting, D.J., 2007 : Croissance et fonte de glaciers d'âge holocène dans la région de la rivière Keel, dans l'île de Baffin, au Nunavut; Commission géologique du Canada, Recherches en cours 2007-B3, 9 p.

Résumé : Cette étude présente des éléments de climatologie et de glaciologie liés à la croissance et à la fonte de trois petits dômes glaciaires de la région de la rivière Keel, dans l'île de Baffin, au Nunavut. L'hypothèse d'une formation des glaciers de plateau reliée au refroidissement climatique du Néoglaciale, il y a de 4000 à 5000 ans, est remise en question par les résultats d'analyses isotopiques des échantillons de glace ($\delta^{18}\text{O}$ = entre -25 ‰ et -21 ‰; δD = entre -190 ‰ et -161 ‰) et de la datation au radiocarbone. Des mousses enfouies à la marge d'un des dômes ont donné un âge de 3720 BP et des feuilles recueillies à la surface du glacier, un âge de 240 BP. Par ailleurs, les trois petits dômes ont perdu environ la moitié de leur superficie dans les 44 dernières années.

Abstract: This study presents climatological and glaciological elements linked to the growth and melting of three small ice caps in the Keel River area, Baffin Island, Nunavut. An hypothesis for the formation of plateau glaciers related to Neoglacial climate cooling 4000 to 5000 years ago, is questioned by the results of isotopic analyses of ice samples ($\delta^{18}\text{O}$ = -25‰ to -21‰; δD = -190‰ to -161‰) and radiocarbon dating. Mosses buried on the margin of one of the domes were dated at 3720 BP and leaves from the glacier surface, at 240 BP. Furthermore, the three ice caps have lost about half their area in the last 44 years.

INTRODUCTION

Dans l'île de Baffin, au Nunavut, des glaces datant du Pléistocène ont été identifiées à la base des calottes glaciaires de Barnes (Hooke et Clausen, 1982; Zdanowicz et al., 2002) et de Penny (Fisher et al., 1998). Des glaces de cet âge pourraient aussi être présentes dans des glaciers de la chaîne Innuitienne (Miller et al., 2005). Certaines d'entre elles sont peut-être même des vestiges du secteur nord-est de l'Inlandsis laurentidien qui couvrit l'île de Baffin au Pléistocène supérieur (Dyke et al., 2002). Par ailleurs, certaines régions élevées dans l'est de l'île de Baffin auraient culminé au-dessus des glaces laurentiennes à la fin du Pléistocène (Steig et al., 1998); les glaces alors présentes sur ces plateaux auraient eu une origine locale. Les petits glaciers sont très sensibles aux changements climatiques, particulièrement aux fluctuations des températures pendant la période d'ablation (Hattersley-Smith et Serson, 1973). Il s'ensuit qu'ils ont pu fondre complètement ou partiellement pendant l'optimum climatique du début de l'Holocène, il y a entre 10 200 et 8500 ans dans l'archipel Arctique (Miller et al., 2002; Fisher et Koerner, 2003; Kaufman et al., 2004), pour se reformer ensuite lors du refroidissement du Néoglaciale, survenu il y a environ 5000 ans dans l'île de Baffin (Davis, 1985; Miller, 1973; Miller et al., 2004).

Dans cet article, nous présentons les résultats d'une étude portant sur trois dômes glaciaires d'une superficie totale d'environ 2,7 km², situés à environ 100 km au nord de la Calotte glaciaire de Barnes, dans l'île de Baffin (fig. 1). Ces dômes sont situés près de la rivière Keel, qui se jette dans le fjord Cambridge. L'étude a été menée en juillet 2005, dans le cadre d'une campagne de cartographie géologique. Son objectif était de reconstituer l'évolution de ces dômes glaciaires et notamment de vérifier s'ils remontent à l'Holocène ou au Pléistocène. Les résultats ont fait l'objet d'un mémoire de baccalauréat (St-Jean, 2006).

HISTOIRE GLACIAIRE DE L'EST DE L'ÎLE DE BAFFIN

D'après Dyke et al. (2002), les glaces laurentiennes se sont avancées jusqu'à l'embouchure des fjords le long de la côte est de l'île de Baffin, au Wisconsinien supérieur. Toutefois, Miller et al. (2002) suggèrent que plusieurs plateaux de l'est de l'île de Baffin étaient au-dessus de la limite des glaces laurentiennes lors du dernier maximum glaciaire. Ces plateaux étaient soit couverts par de la glace locale à base froide, soit libres de glace (Miller et al., 2002).

La déglaciation de l'est de l'île de Baffin s'est amorcée il y a 15 000 ans (Dyke et al., 2002; Miller et al., 2002). En moins de 1000 ans, les glaces se sont retirées jusqu'à l'extrémité amont des fjords. Par la suite, la déglaciation a été interrompue par une avancée glaciaire qui a donné lieu aux moraines de Cockburn à entre 10 000 et 9000 BP; cette avancée aurait

possiblement été causée par une augmentation des précipitations (Falconer et al., 1965; Miller et Dyke, 1974; Andrews et Ives, 1978). Un échantillon de coquillage recueilli dans les dépôts d'épandage fluvioglaciaire à proximité de la moraine de Cockburn a été daté à 6330 ± 140 BP (GSC-1094); cet âge constitue une limite inférieure pour la déglaciation du fjord Cambridge (Hodgson et Haselton, 1974; Utting et al., 2006). Les données provenant de sédiments lacustres et de carottes de glace indiquent qu'un réchauffement postglaciaire maximum a eu lieu il y a entre 10 200 et 8500 ans (Miller et al., 2002; Fisher et Koerner, 2003; Kaufman et al., 2004). Pendant cet optimum climatique, les glaciers de l'île de Baffin avaient une étendue considérablement plus restreinte qu'à présent (Koerner et Fisher, 2002). Par la suite, le climat s'est refroidi graduellement, entraînant une nouvelle période d'expansion des glaciers après 6000 BP qui a duré jusqu'à la fin du XIX^e siècle (Miller et al., 2005). La plupart des moraines dans l'île de Baffin datent de cette période, mais d'autres, vieilles de 3000 à 4000 ans, ont aussi été identifiées (Miller, 1973; Davis, 1985; Lacelle et al., 2006). Le refroidissement climatique du Néoglaciale semble avoir été plus prononcé dans le secteur est (Atlantique) de l'Arctique canadien que dans le secteur ouest (Kaufman et al., 2004). Aujourd'hui, certains glaciers sont encore très près de leur limite néoglaciale maximale, mais la plupart ont subi un retrait marqué (Miller et al., 2005; Utting et Little, 2006).

Les données climatiques indiquent que la Terre s'est réchauffée de 0,7 °C au cours du dernier siècle, avec un réchauffement plus important depuis les années 1960 (Houghton et al., 2001). La même tendance s'applique aux régions arctiques, où le réchauffement a été de 2 à 5 °C au cours des 40 à 50 dernières années (Miller et al., 2004). Dans le Parc national du Canada Auyuittuq, dans le sud de l'île de Baffin, Mercier et al. (sous presse) ont calculé à 16 m/an la vitesse moyenne de retrait du front des glaciers pendant la période de 1948 à 2003; cette vitesse a été de 6 m/an entre la fin du Petit âge glaciaire (XIX^e siècle) et 1949.

SITE D'ÉTUDE

Les trois dômes glaciaires étudiés sont alignés suivant un axe nord-sud; ils se situent sur la péninsule surélevée de la côte orientale de l'île de Baffin (Andrews, 1989; Utting et al., 2006). Leur surface est caractérisée par une alternance de couches de glace bleue et de glace blanche. Leurs versants ont des pentes faibles, soit entre 3° et 7°. Leur altitude varie de 700 à 900 m au-dessus du niveau de la mer. Les données de la station météorologique la plus proche du site d'étude, celle de Pond Inlet, indiquent que la température moyenne annuelle est de -15,1 °C, la température moyenne en janvier, de -32,4 °C, et la température moyenne en juillet, de 6 °C. La moyenne des précipitations annuelles est de 190,8 mm, les précipitations sous forme de neige étant deux fois plus importantes que les précipitations sous forme de pluie.

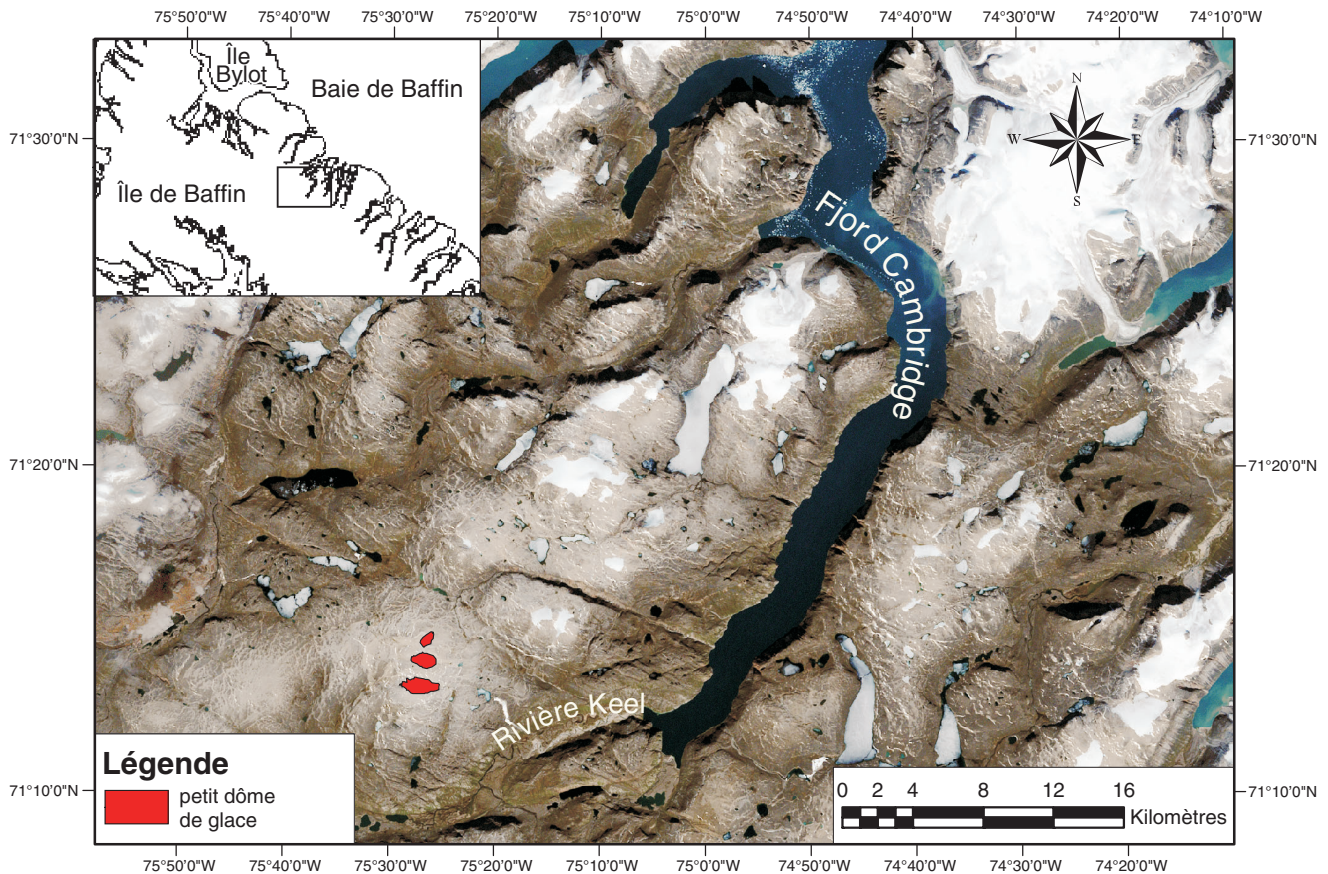


Figure 1. Carte de localisation du site d'étude, dans le bassin de la rivière Keel, près du fjord Cambridge, dans le nord de l'île de Baffin, au Nunavut.

Une comparaison des photos aériennes de 1958 et d'une orthoimage Landsat 7 acquise en 2002 (fig. 2) révèle que les dômes étudiés ont perdu environ la moitié de leur superficie entre 1958 et 2002. En 1958, le dôme 2 était contigu au dôme 1. Depuis, la masse reliant les deux dômes a fondu (fig. 2). Bien qu'il ait paru distinct en 1958, le dôme 3 était probablement réuni aux autres dômes peu de temps auparavant, car la distance qui les séparait en 1958 était de moins de 1 km. La zone qui était couverte de glace en 1958 avait été mise au jour par la fonte des glaces en 2005 et n'avait pas encore été colonisée par des lichens, comme on l'observe aux marges de glaciers en retrait ailleurs dans l'Arctique canadien. D'après Andrews (1989) et Wolken et al. (2005), ces zones sans lichens sont associées à la couverture de neige ou de glace pérenne du Petit âge glaciaire, d'où l'intérêt qu'elles présentent pour la paléogéographie climatique.

MÉTHODES ET OBJECTIFS

L'histoire du dôme glaciaire 2 a été étudiée au moyen de datations au radiocarbone (^{14}C) et de l'analyse isotopique ($\delta^{18}\text{O}$ et δD) des strates de glace le long de deux transects (T1 et T2). Un échantillon de mousse mis au jour récemment

par le retrait des glaces a été prélevé à moins de 20 cm de profondeur au pied du transect 1. Cet échantillon et des fragments de feuilles de *Betula*, recueillis à 820 m d'altitude sur la surface de la glace, ont été datés au radiocarbone par spectrométrie de masse au laboratoire Isotracer à Toronto.

Les analyses isotopiques de la glace avaient deux objectifs, d'abord de déterminer si les glaces du dôme 2 remontaient à l'Holocène ou au Pléistocène, puis d'établir si ces glaces se sont formées par compaction du névé ou par fonte et regel. Les échantillons de glace ont été prélevés à entre 10 et 20 cm de profondeur à la surface du dôme, le long des deux transects. L'intervalle d'échantillonnage de 20 m a été choisi afin de couvrir une distance suffisamment grande à la surface du glacier en un temps limité par les exigences logistiques. Treize échantillons ont été prélevés le long du transect 1 et vingt-six, le long du transect 2. Les transects ont été choisis de sorte à permettre le prélèvement d'échantillons depuis le point le plus bas (784 m d'altitude) du dôme glaciaire au point le plus haut (866 m d'altitude).

La glace recueillie a été fondue, puis l'eau a été versée dans des bouteilles en polyéthylène à haute densité avec des bouchons en polypropylène. Les analyses isotopiques ont été faites au laboratoire G.G. Hatch de l'Université d'Ottawa au moyen d'un spectromètre de masse. La précision analytique

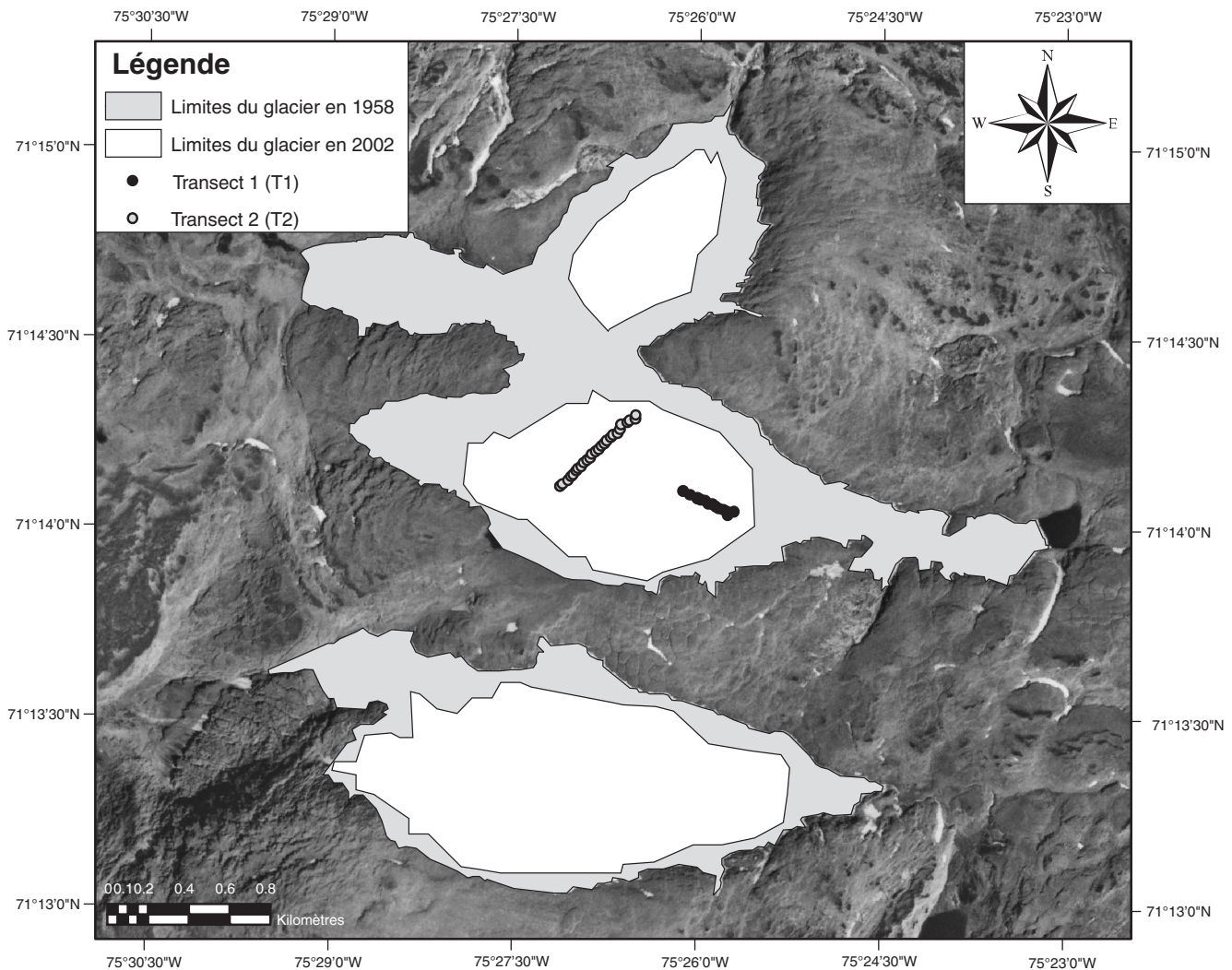


Figure 2. Étendue de la fonte du glacier depuis 50 ans. La superficie qu’occupaient les dômes a été calculée à l’aide d’une photo aérienne de 1958 (A-16299-22) et de quatre orthoimages Landsat 7 de 2002 (37HSW_321). Le dôme 1 est au nord, le dôme 2, au centre, et le dôme 3, au sud.

est de $\pm 0,15\text{‰}$ pour les mesures de $\delta^{18}\text{O}$ et de $\pm 2\text{‰}$ pour les mesures de δD (valeur exprimées par rapport à l’étalon VSMOW).

ÂGE DU DÔME GLACIAIRE 2

Une comparaison des données isotopiques pour le dôme 2 et pour les calottes glaciaires de Barnes et de Penny indique que le dôme 2 date de l’Holocène. En effet, les rapports isotopiques des échantillons de glace prélevés sur ce dôme varient entre $-25,15\text{‰}$ et $-21,05\text{‰}$ pour $\delta^{18}\text{O}$, et entre $-191,0\text{‰}$ et $-160,6\text{‰}$ pour δD (fig. 3). La composition isotopique ($\delta^{18}\text{O}$) de la glace holocène des calottes glaciaires de Barnes et de Penny varie entre -25‰ et -20‰ et celle de la glace pléistocène, entre -40‰ et -30‰ (Fisher et al., 1998; Zdanowicz et al., 2002). Selon ces auteurs, la valeur moyenne

de $\delta^{18}\text{O}$ des précipitations de l’Holocène dans l’île de Baffin est d’environ -21‰ . Les deux datations au radiocarbone soutiennent un âge holocène pour le dôme 2. L’échantillon de mousse prélevé à la marge du dôme a été daté à 3720 ± 90 BP (TO-12436) et l’échantillon de feuilles, à 240 ± 50 BP (TO-12437). Notons cependant que l’âge obtenu pour la mousse marginale prise seule prouve seulement qu’il n’y a pas eu d’expansion significative de la marge au-delà de ce point depuis environ 4000 ans. Ce ne sont donc que les données isotopiques qui confirment l’âge holocène du dôme.

Les résultats des datations au radiocarbone du dôme 2 ne concordent qu’en partie avec ceux de Miller et al. (2004). Ces auteurs ont échantillonné des mousses à la marge du dôme glaciaire Tiger dans les plateaux du centre de l’île de Baffin. Les mousses recueillies à la marge du dôme Tiger en 1963 ont été datées à 385 ± 75 apr. J.-C. et les mousses recueillies à sa marge en 1981, à 510 ± 10 apr. J.-C. Ces âges correspondent à

la période de refroidissement antérieure à l'optimum climatique du Moyen Âge. Aujourd'hui, le dôme de Tiger a complètement disparu.

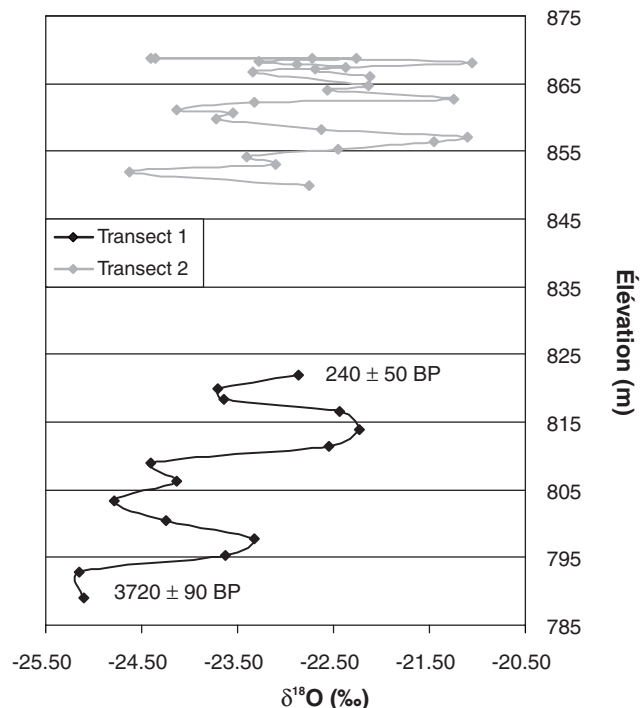


Figure 3. Profil $\delta^{18}\text{O}$ du dôme 2 en fonction de l'élévation. Deux datations au radiocarbone ont été faites le long du profil : un échantillon de mousse prélevé à la marge a donné un âge de 3720 ± 90 BP (TO-12436) et un échantillon de feuilles prélevé à la surface du glacier, à environ 820 m d'altitude, a donné un âge de 240 ± 50 BP (TO-12437).

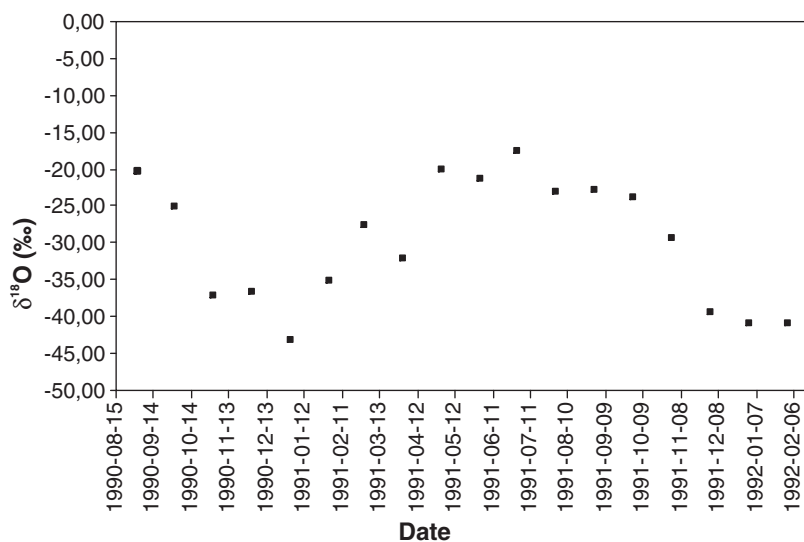


Figure 4. Variations saisonnières de la composition isotopique de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O}$), Pond Inlet (F.A. Michel, données inédites, 1990-1992).

L'âge ^{14}C obtenu pour la mousse du dôme 2 est donc beaucoup plus ancien (environ 4000 ans) que les âges obtenus par Miller et al. (2004) pour les mousses du dôme Tiger. Puisque le dôme Tiger était plus petit que l'ensemble des dômes 1, 2 et 3, il est possible aussi qu'il ait eu une existence plus éphémère : il se serait formé avant l'optimum climatique du Moyen Âge et aurait disparu un siècle après la fin du Petit âge glaciaire. Puisque le dôme 2 est plus vaste, il pourrait s'être formé au début ou même avant le Néoglaiculaire. Comme nous l'avons mentionné plus haut, l'âge de 3720 ± 90 BP (TO-12436) sur les mousses recueillies à la marge du dôme 2 indique seulement que la marge du dôme ne s'est pas avancée de façon significative au-delà de ce point depuis environ 4000 ans.

COMPOSITION ISOTOPIQUE ($\delta^{18}\text{O}$ ET δD) DE LA GLACE

Le profil $\delta^{18}\text{O}$ indique des valeurs $\delta^{18}\text{O}$ de -25‰ à la base du dôme 2 et de -21‰ au sommet (fig. 3). Les variations de 3 à 4 ‰ des valeurs $\delta^{18}\text{O}$ tout au long du profil peuvent être attribuées aux différences entre les précipitations hivernales et estivales; ces variations sont également observées dans les données isotopiques provenant de Pond Inlet (fig. 4).

L'équation de régression ($\delta^{18}\text{O} - \delta\text{D}$) calculée pour l'ensemble des résultats des analyses est la suivante : $\delta\text{D} = 6,8 \delta^{18}\text{O} - 16 \text{‰}$ ($r^2 = 0,96$; fig. 5). La pente de régression est de 7,6 pour les échantillons du transect 1 ($r^2 = 0,96$; fig. 6) et de 6,8 pour les échantillons du transect 2 ($r^2 = 0,96$; fig. 7). Ces pentes sont plus faibles que la droite des eaux météoriques mondiales (DMM; $\delta\text{D} = 8\delta^{18}\text{O} + 10 \text{‰}$ SMOW; Craig, 1961), ce qui implique qu'il y a eu fractionnement isotopique après les précipitations, possiblement sous l'effet de la fonte et du regel partiel des neiges (Souchez et Lorrain, 1991). Cependant, la pente pour les échantillons du transect 1 se rapproche beaucoup plus de la DMM, indiquant que les échantillons sont probablement le produit de précipitations locales. Cela s'applique aussi au transect 2: même s'il peut y avoir eu fractionnement après les précipitations, leur source régionale serait la même que pour les échantillons du transect 1.

Dans le profil isotopique des échantillons du transect 1, les valeurs $\delta^{18}\text{O}$ augmentent depuis la base du glacier jusqu'au sommet, suggérant qu'il y a eu un réchauffement climatique régional durant la période d'accumulation correspondante (Dansgaard, 1961). Cependant, les reconstitutions paléoclimatiques de l'Holocène dans l'archipel Arctique canadien indiquent qu'il y a eu un refroidissement graduel du début du Néoglaiculaire jusqu'à la fin du Petit âge glaciaire (Miller et al., 2005). Le profil $\delta^{18}\text{O}$ pour le dôme 2 semble

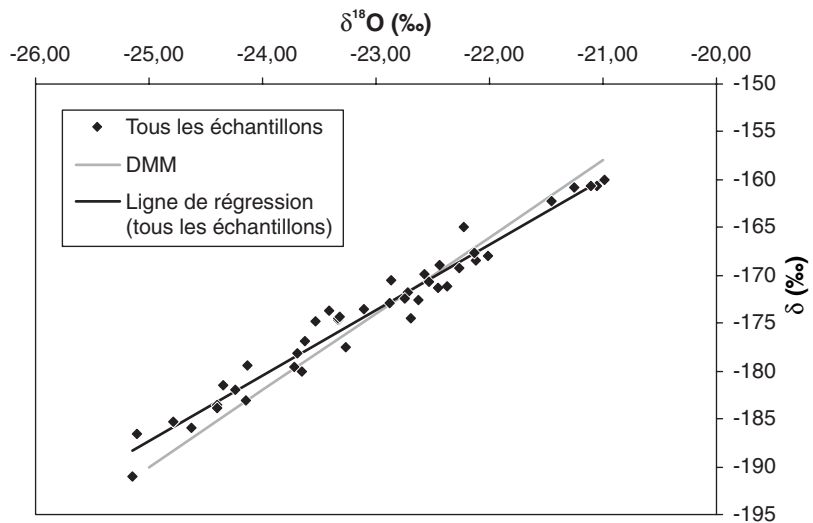


Figure 5. Diagramme de corrélation de tous les échantillons de glace, comparé à la droite des eaux météoriques mondiales (DMM). La pente pour l'ensemble des échantillons est de 6,8 ($\delta D = 6,8 \delta^{18}O - 16 \text{ ‰}$; $r^2 = 0,96$).

Figure 6. Diagramme de corrélation pour le transect 1, comparé à la droite des eaux météoriques mondiales (DMM). La pente pour le transect 1 est de 7,6 ($\delta D = 7,6 \delta^{18}O + 2 \text{ ‰}$; $r^2 = 0,96$)

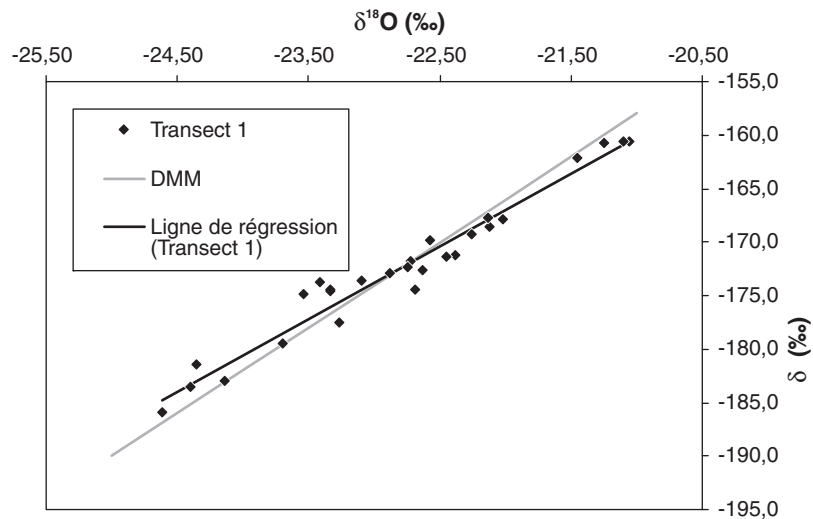
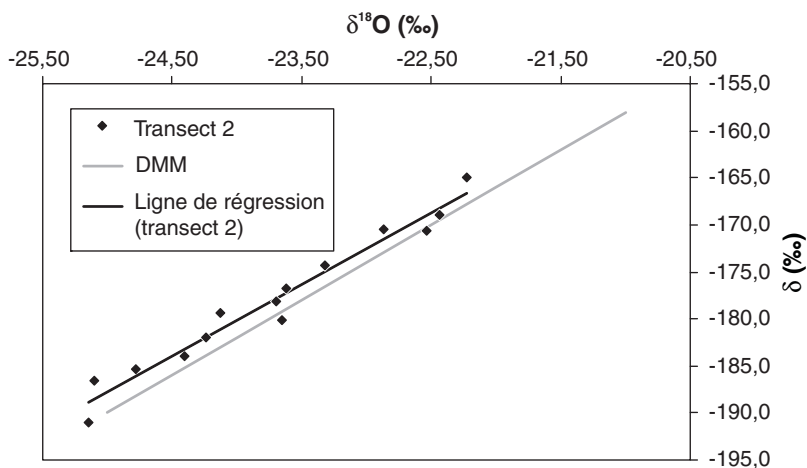


Figure 7. Diagramme de corrélation pour le transect 2, comparé à la droite des eaux météoriques mondiales (DMM). La pente pour le transect 2 est de 6,75 ($\delta D = 6,75 \delta^{18}O - 18 \text{ ‰}$; $r^2 = 0,96$).

présenter des résultats qui s'opposent aux tendances régionales et temporelles si le dôme s'est formé au Néoglaciale. Ainsi, il n'est pas exclu que ce dôme se soit formé durant la première moitié de l'Holocène, qui a été plus humide et plus chaude que la seconde moitié. Des mesures structurales, un échantillonnage isotopique plus serré des glaces du dôme 2 et d'autres glaciers, et un plus grand nombre de datations au radiocarbone permettraient de vérifier cette hypothèse.

FONTE RÉCENTE DES DÔMES DE GLACE

L'observation sur le terrain à la fin de juillet a permis de constater que la surface entière du dôme 2 était en ablation. Une comparaison des photos aériennes et des images satellite révèle aussi que le dôme 2 est en train de fondre. Cependant, il est important de souligner que même s'il y a fonte du dôme glaciaire l'été, il peut néanmoins avoir une accumulation annuelle nette de glace si toute la glace formée par les précipitations de l'année précédente ne fond pas. Donc, la fonte estivale constatée au sommet du dôme glaciaire n'implique pas pour autant que le dôme se trouve entièrement sous la ligne d'équilibre régionale. Seule une étude du bilan de masse annuel permettrait de connaître la situation actuelle.

Les constatations relatives à la fonte récente des dômes glaciaires de la région de la rivière Keel et de celui du glacier Tiger concordent avec celles qui découlent de l'étude de quatre petits dômes glaciaires dans l'île d'Ellesmere (Braun et al., 2004). Ces auteurs ont constaté que les marges glaciaires ont reculé considérablement et que l'aire des glaciers a diminué de 30 à 47 % depuis 1959. Ils ont aussi reconnu des variations dans le bilan de masse pendant cette même période. L'ablation des glaciers n'a pas été linéaire depuis 1959. En effet, le bilan de masse a été positif pendant certaines années et négatif pendant d'autres. Braun et al. (2004) ont aussi noté qu'en moyenne, la ligne d'équilibre s'est élevée au-dessus des petits dômes glaciaires. Les résultats de l'étude des dômes glaciaires de l'île d'Ellesmere ne s'appliquent pas nécessairement aux dômes de la région de la rivière Keel. Ces deux régions sont séparées en moyenne de 1000 km et le climat de l'île d'Ellesmere est beaucoup plus rigoureux et plus sec que celui de l'île de Baffin.

CONCLUSIONS

Les principales conclusions découlant de cette étude sont les suivantes :

D'après les analyses isotopiques ($\delta^{18}\text{O}$ et δD), le dôme 2 s'est formé à partir de précipitations locales et ne serait donc pas un vestige d'un inlandsis du Pléistocène.

D'après les datations au radiocarbone, le dôme 2 remonte probablement au Néoglaciale. Cependant, certains résultats isotopiques ($\delta^{18}\text{O}$ et δD) sont contradictoires et semblent indiquer que le volume du dôme 2 a augmenté pendant une période de réchauffement du climat.

Les fluctuations des valeurs des isotopes stables dans les profils correspondent aux fluctuations mensuelles mesurées à la station de Pond Inlet.

Le dôme 2 est le vestige d'un dôme plus vaste qui s'est divisé en deux morceaux sous l'effet de la fonte de ses marges au cours des dernières décennies.

Les datations au radiocarbone et le taux de retrait des marges du dôme 2 et d'autres petits dômes du nord-est de l'Arctique canadien indiquent que tous les dômes ont leurs propres particularités et que, par conséquent, il est difficile d'appliquer les résultats de l'étude d'un seul dôme à l'ensemble des autres dômes glaciaires.

REMERCIEMENTS

Nous remercions le Bureau géoscientifique Canada-Nunavut, la Commission géologique du Canada et l'Étude du plateau continental polaire pour l'aide financière et logistique qu'ils ont fournie. Nous désirons également remercier Marie-Claude Perron et Crystal Huscroft pour l'aide qu'elles ont fournie sur le terrain. Nous remercions aussi le Programme de formation scientifique dans le Nord (PFSN) et le Conseil de recherches en sciences naturelles et en génie du Canada (CRSNG). Les auteurs remercient aussi Denis Lacelle (Agence spatiale canadienne) et surtout Christian Zdanowicz (CGC) pour les corrections qu'ils ont apportées au texte et pour leurs nombreux commentaires qui ont permis d'améliorer grandement la qualité du texte et l'interprétation des résultats.

RÉFÉRENCES

Andrews, J.T.

1989 : Quaternary geology of the northeastern Canadian Shield; in Chapter 3 of Quaternary Geology of Canada and Greenland, (ed.) R.J. Fulton; Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1, p. 276-301 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. K-1, p. 276-301).

Andrews, J.T. et Ives, J.D.

1978 : "Cockburn" nomenclature and the Late Quaternary history of the eastern Canadian Arctic; Arctic and Alpine Research, v. 10, p. 617-633.

Braun, C., Hardy, D.R. et Bradley, R.S.

2004 : Mass balance and area changes of four High Arctic plateau ice caps, 1959–2002; Geografiska Annaler, Series A, Physical Geography, v. 86, no. 1, p. 43-52.

- Craig, H.**
1961 : Isotopic variations in meteoric waters; *Science*, v. 133, p. 1702-1703.
- Dansgaard, W.**
1961 : Stable isotope glaciology; *Meddelelser om Grønland*, v. 165, p. 1-120.
- Davis, P.T.**
1985 : Neoglacial moraines on Baffin Island; *in* Quaternary Environment: Eastern Canadian Arctic, Baffin Bay and Western Greenland, (ed.) J.T. Andrews; Allen and Unwin, Boston, p. 682-718.
- Dyke, A.S., Andrews, J.T., Clark, P.U., England, J.H., Miller, G.H., Shaw, J. et Veillette, J.**
2002 : The Laurentide and Innuitian ice sheets during the last glacial maximum; *Quaternary Science Reviews*, v. 21, p. 9-31.
- Falconer, G.**
1966 : Preservation of vegetation and patterned ground under a thin ice body in north Baffin Island, N.W.T., Canada; *Geographical Bulletin*, v. 8, p. 194-200.
- Falconer, G., Ives, J.D., Loken, O.H. et Andrews, J.T.**
1965 : Major end moraines in eastern and central Arctic Canada; *Geographical Bulletin*, v. 7, p. 137-153.
- Fisher, D.A. et Koerner, R.M.**
2003 : Holocene ice-core climate history—a multi-variable approach; *in* Global Change in the Holocene, (ed.) R. Battarbee, A. Mackay, J. Birks, and F. Oldfield; Hodder Arnold, London, p. 281-293.
- Fisher, D.A., Koerner, R.M., Bourgeois, J.C., Zielinski, G., Wake, C., Hammer, C.U., Clausen, H.B., Gundestrup, N., Johnsen, S., Goto-Azuma, K., Hondoh, T., Blake, E. et Gerasimoff, M.**
1998 : Penny Ice Cap cores, Baffin Island, Canada, and the Wisconsin Foxe Dome connection: two states of Hudson Bay ice cover; *Science*, v. 279, p. 692-695.
- Hattersley-Smith, G. et Serson, H.**
1973 : Reconnaissance of a small ice cap near St Patrick Bay, Robeson Channel, Northern Ellesmere Island, Canada; *Journal of Glaciology*, v. 12, no. 66, p. 417-422.
- Hodgson, D.A. et Haselton, G.M.**
1974 : Reconnaissance glacial geology, northeastern Baffin Island; *Geological Survey of Canada, Paper 74-20*, 10 p.
- Hooke, R.L. et Clausen, H.B.**
1982 : Wisconsin and Holocene $\delta^{18}\text{O}$ variations, Barnes Ice Cap, Canada; *Bulletin, Geological Society of America*, v. 93, p. 784-789.
- Houghton, J.T., Ding, Y., Griggs, D.J., Noguer, M., van der Linden, P.J., Dai, X., Maskell, K. et Johnson, C.A. (ed.)**
2001 : *Climate Change 2001 : The Scientific Basis*; Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, Cambridge, U.K., http://www.grida.no/climate/ipcc_tar/wg1/index.htm, [site visité le 15 mars 2007].
- Kaufman, D.S., Ager, T.A., Anderson, N.J., Anderson, P.M., Andrews, J.T., Bartlein, P.J., Brubaker, L.B., Coats, L.L., Cwynar, L.C., Duvall, M.L., Dyke, A.S., Edwards, M.E., Eisner, W.R., Gajewski, K., Geirsdottir, A., Hu, F.S., Jennings, A.E., Kaplan, M.R., Kerwin, M.W., Lozhkin, A.V., MacDonald, G.M., Miller, G.H., Mock, C.J., Oswald, W.W., Otto-Bliesner, B.L., Porinchu, D.F., Ruhland, K., Smol, J.P., Steig, E.J. et Wolfe, B.B.**
2004 : Holocene thermal maximum in the western Arctic (0-180°W); *Quaternary Science Reviews*, v. 23, p. 529-560.
- Koerner, R.M. et Fisher, D.A.**
2002 : Ice-core evidence for widespread Arctic glacier retreat in the last Interglacial and the early Holocene; *Annals of Glaciology*, v. 35, no. 1, p. 19-24.
- Lacelle, D., Lauriol, B. et Clark, I.D.**
2006 : Effect of chemical composition of water on the oxygen-18 and carbon-13 signature preserved in cryogenic carbonates, Arctic Canada: implications in paleoclimatic studies; *Chemical Geology*, v. 234, p. 1-16.
- Mercier, G., Lauriol, B. et Poitevin, J.**
sous presse : Present day and Holocene ice front glacier retreat in Akshayuk Pass, Auyuittuq National Park, Baffin Island, Nunavut, Canada; *Geografiska Annaler*.
- Miller, G.H.**
1973 : Variations in lichen growth from direct measurements: preliminary curves for *Alectria miniscula* from eastern Baffin Island, NWT, Canada; *Arctic and Alpine Research*, v. 5, no. 4, p. 333-339.
- Miller, G.H. et Dyke, A.S.**
1974 : Proposed extent of Late Wisconsin Laurentide ice on eastern Baffin Island; *Geology*, v. 7, p. 125-130.
- Miller, G., Briner, J. et DeVogel, S.**
2004 : The rapidly disappearing plateau ice caps of central Baffin Island: Where will it all end?; 34th International Arctic Workshop, Program and Abstracts, Institute of Arctic and Alpine Research, University of Colorado at Boulder, p. 120.
http://www.colorado.edu/INSTAAR/AW2004/AW2004_low_res.pdf.
- Miller, G.H., Wolfe, A.P., Steig, E.J., Sauer, P.E., Kaplan, M.R. et Briner, J.P.**
2002 : The Goldilocks Dilemma: big ice, little ice, or “just-right” ice in the Eastern Canadian Arctic; *Quaternary Science Reviews*, v. 21, p. 33-48.
- Miller, G.H., Wolfe, A.P., Briner, J.P., Sauer, P.E. et Nesje, A.**
2005 : Holocene glaciation and climate evolution of Baffin Island, Arctic Canada; *Quaternary Science Reviews*, v. 24, p. 1703-1721.
- Souchez, R.A. et Lorrain, R.D.**
1991 : *Ice Composition and Glacier Dynamics*; Springer-Verlag, Berlin, New York, 207 p.
- Steig, E.J., Wolfe, A.P. et Miller, G.H.**
1998 : Wisconsinan refugia and the glacial history of eastern Baffin Island, Arctic Canada. Couples evidence from cosmogenic isotopes and lake sediments; *Geology*, v. 26, no. 9, p. 835-838.
- St-Jean, M.**
2006 : Étude de trois petits dômes glaciaires de la rivière Keel, Île de Baffin, Nunavut; mémoire de baccalauréat, Département de géographie, Université d’Ottawa, Ottawa, Ontario, 88 p.

Utting, D.J. et Little, E.C.

2006 : Surficial geology, Icebound Lakes (Northeast); Baffin Island, Nunavut; Geological Survey of Canada, Open File 5115, scale 1:100 000.

Utting, D.J., Little, E.C., Coulthard, R.D., Brown, O.H., Hartman, G.M.D., Huscroft, C.A. et Smith, J.S.

2006 : Glacial history and drift prospecting, Conn Lake and Buchan Gulf, northern Baffin Island, Nunavut; Geological Survey of Canada, Current Research 2006-C3, 13 p.

Wolken, G.J., England, J.H. et Dyke, A.S.

2005 : Re-evaluating the relevance of vegetation trimlines in the Canadian Arctic as an indicator of Little Ice Age paleoenvironments; *Arctic*, v. 58, no. 4, p. 341-353.

Zdanowicz, C., Fisher, D., Clark, I. et Lacelle, D.

2002 : An ice-marginal $\delta^{18}\text{O}$ record from Barnes Ice Cap, Baffin Island, Canada; *Annals of Glaciology*, v. 35, p. 145-149.