



COMMISSION GÉOLOGIQUE DU CANADA
BULLETIN 533

Géologie du Quaternaire du nord de
la péninsule d'Ungava, Québec

R.-A. Daigneault



2008



Ressources naturelles
Canada

Natural Resources
Canada

Canada

Commission géologique du Canada

Bulletin 533

**Géologie du Quaternaire du nord de
la péninsule d'Ungava, Québec**

R.-A. Daigneault

2008

©Sa Majesté la Reine du chef du Canada 2008

ISSN 0068-7626

N° de catalogue M42-533F

ISBN 978-0-660-97282-4

En vente au Canada dans les bureaux de la Commission géologique du Canada
(détails en deuxième de couverture)

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 Web de GéoPub :
http://geopub.rncan.gc.ca/index_f.php

Notation bibliographique conseillée

Daigneault, R.-A.

2008: Géologie du Quaternaire du nord de la péninsule d'Ungava, Québec;
Commission géologique du Canada, Bulletin 533, 115 p.

Illustration de la page couverture

Deltas marins étagés et campement le long de la rivière Wakeham.

Photo : R.-A. Daigneault. GSC 2007-219

Lecture critique

M.A. Bouchard

J.J. Veillette

Auteur

R.-A. Daigneault

(daigneault.robert-andre@uqam.ca)

Département de géographie

Université du Québec à Montréal

Case postale 8888, succursale Centre-ville

Montréal (Québec)

H3C 3P8

**Pour demander la permission de reproduire cette publication, en tout ou en partie, à des fins d'utilisation commerciale, de revente ou de rediffusion, s'adresser à l'agent d'information sur le droit d'auteur, pièce 644B, 615, rue Booth, Ottawa (Ontario) K1A 0E9.
Courriel : Droitd'auteurSST@RNCAN.gc.ca**

TABLE DES MATIÈRES

Résumé/Abstract	1
Sommaire/Summary	2
Introduction	4
But	4
Localisation et accès	4
Climat et végétation	4
Physiographie et drainage	6
Géologie du substrat rocheux	7
Les lithologies	8
Minéralisations et exploration minière	9
Travaux antérieurs	9
Méthodologie	12
Travaux sur le terrain	12
Travaux de compilation et de laboratoire	12
Remerciements	13
L'érosion glaciaire du substrat rocheux	13
Les macroformes d'érosion glaciaire	13
Les vallées glaciaires et les fjords	13
Les cirques	13
Les rochers profilés	17
Les mésoformes d'érosion glaciaire	17
Les roches moutonnées	17
Les dos de baleine	17
Les microformes d'érosion glaciaire	19
Les <i>p-forms</i>	19
Les phases d'écoulement glaciaire et leur chronologie	19
Lithostratigraphie des dépôts du Quaternaire	22
Les dépôts glaciaires (till [1a, 1b, 1c])	25
Description sédimentologique	25
Caractéristiques granulométriques de la matrice des tills	26
Forme des dépôts	26
Les terrains morainiques fuselés	26
Les terrains morainiques bosselés	28
Les terrains morainiques côtelés : les moraines de De Geer	30
Les dépôts fluvioglaciaires : sédiments de contact glaciaire (2a, 2b, 2c) et sédiments proglaciaires (3)	31
Les eskers (2a)	31
Les moraines (2b)	32
Les kames, les matériaux de remplissage de crevasses et les terrasses de kames (2c)	33
Les dépôts d'épandage fluvioglaciaire (3)	34
Les dépôts glaciomarins et marins (4a, 4b, 4c)	35

Les sédiments d'eau profonde (4a)	35
Les sédiments littoraux et infralittoraux (4b)	36
Les sédiments deltaïques (4c)	38
Les dépôts glaciolacustres (5a, 5b)	38
Les sédiments littoraux (5a)	40
Les sédiments deltaïques (5b)	40
Les dépôts alluviaux (6)	40
Les dépôts colluviaux (7)	41
Les dépôts organiques (8)	41
Les unités cartographiques du substrat rocheux (R, Rs) et les champs de blocs	42
Analyse du transport glaciaire par la composition lithologique et géochimique du till	42
But	42
Les blocs	44
Les dolomies de la ceinture de Cape Smith	44
Les péridotites de la ceinture de Cape Smith	45
Les granules	46
La dispersion glaciaire des débris des lithologies de la ceinture de Cape Smith	46
La dispersion régionale	46
La dispersion régionale à la périphérie de la péninsule	49
Corridor A-B	50
Corridor C-D	50
La dispersion locale à partir d'une source ponctuelle formée d'un lambeau autochtone de roches protérozoïque	53
Les roches sédimentaires du Paléozoïque	54
La fraction fine (silt et argile)	54
Les teneurs en carbonates	54
La géochimie des éléments traces	55
Comportement des éléments à l'échelle régionale	56
Comportement des éléments dans les corridors d'échantillonnage	67
Conclusion	71
Paléogéographie du Quaternaire	72
Événements antérieurs à la dernière glaciation	72
La dernière glaciation	73
Événements antérieurs à la formation de la ligne de partage glaciaire du Nouveau-Québec	73
La ligne de partage glaciaire du Nouveau-Québec	74
Les formes sous-glaciaires et le régime thermique de la glace	75
La déglaciation	76
Introduction	76
L'épisode marin	85
Altitude maximale et étendue des mers glaciaires	85
Âge de l'invasion marine et variations du niveau marin	86
Les épisodes glaciolacustres	88
Étendue et âge des lacs glaciaires	88
Le bassin versant de la rivière de Puvirnituq	89
Le bassin versant de la rivière Kovik	91

Les bassins versants des rivières Frichet, Durouvray et Derville	91
Autres bassins glaciolacustres	93
La phase postglaciaire	94
Conclusion	94
Références	95

Annexes

A. Coordonnées de localisation et paramètres sédimentologiques des échantillons de till	102
B. Coordonnées de localisation et paramètres sédimentologiques des échantillons de sédiments quaternaires autres que le till	107
C. Géochimie de la fraction inférieure à 0,063 mm des échantillons de till	108
D. Datations au ¹⁴ C	113

Tableaux

1. Caractéristiques sédimentologiques et morphologiques des unités lithostratigraphiques du Quaternaire	23
2. Invertébrés fossiles et milieux de dépôt	39
3. Statistiques sur la géochimie de la fraction inférieure à 0,063 mm des échantillons de till	56

Illustrations

Carte 1861A. Géologie des formations en surface de la région du cap Wolstenholme et de Kovik Bay (35K, 35L en partie, 35F, 35E en partie) (sur le CD-ROM)	
Carte 1862A. Géologie des formations en surface de la région de Salluit et des lacs Nuvilik (35J et 35G) (sur le CD-ROM)	
Carte 1863A. Géologie des formations en surface de la région du cap de Nouvelle-France, du cratère du Nouveau-Québec et de Kangiqsujaq (35I, 35H, 25E en partie) (sur le CD-ROM)	
1. Carte de localisation du territoire étudié	5
2. Physiographie et relief	6
3. Les bassins hydrographiques	7
4. Géologie du substrat rocheux du territoire étudié	8
5. Carte de localisation des centres de dispersion glaciaire et de la ligne de partage glaciaire du Nouveau-Québec	10
6. Les fjords du havre Douglas	14
7. Vallée glaciaire du fjord Kursukattaq (Douglas Harbour Southwest Arm)	14
8. Cirque en bordure du lac Tasialujuaq	15
9. Carte de localisation des cirques entre le cap Wolstenholme et l'anse Kugluk	15
10. Cirques, au sud du cap Qarliik Nuvua	16
11. Altitude et orientation des cirques	16
12. Rocher profilé, près du cap de Nouvelle-France	17
13. Roche moutonnée, dans la région de Fisher Bay	18
14. Roches moutonnées, île Charles	18
15. Reliefs en dos de baleine, dans la région au sud de la rivière Lataille	18
16. Train de broutures concaves, près de la baie Fisher	20
17. Orientation des microformes et mésoformes d'érosion glaciaire et position de la ligne de partage glaciaire	20

18. Sillon auquel se superposent des stries, île Charles	21
19. Sichelwannen souligné par la présence de végétation, île Charles	21
20. Cavettos, au nord du port de Laperrière, îles Digges	21
21. Affleurements rocheux dissymétriques sur lesquels sont superposées des stries	22
22. Lithostratigraphie des dépôts quaternaires	24
23. Bloc perché, à l'ouest du lac Allemand	25
24. Composition granulométrique de la matrice des tills	26
25. Drumlins et drumlinoïdes, lac Saint-Germain	27
26. Traînées morainiques, au sud des lacs Nuvilic	27
27. Traînées morainiques, à l'est du lac Bilson	28
28. Éléments du modelé glaciaire	29
29. Terrain morainique bosselé, au sud du lac Chukotat	29
30. Moraines de De Geer, formes fuselées et limite marine, 25 km à l'est du cap Suluraaq	30
31. Moraines de De Geer et limite marine	31
32. Esker, à l'est du lac Bélanger	32
33. Esker dans un chenal d'eau de fonte sous-glaciaire, à l'ouest du lac Juet	33
34. Moraines mineures formées dans un lac proglaciaire, au nord-est du lac Chassé	34
35. Traînée fluvioglaciaire, à l'est du lac François-Malherbe	35
36. Cordons littoraux, près de la falaise Naujakallait	36
37. Flèches littorales, à 10 km au sud de la baie de Kovik	37
38. Paléodelta marin de la rivière Wakeham	38
39. Rivages glaciolacustres, le long de la Petite rivière de Puvirnituk	40
40. Deltas glaciolacustres, le long de la rivière Frichet	41
41. Talus d'éboulis dans une vallée faisant face à l'îlot Staffe	42
42. Champ de blocaille développé sur des basaltes, à l'ouest de Kattiniq	43
43. Répartition des lithologies indicatrices du substrat rocheux et des sites d'échantillonnage du till	43
44. Affleurement dissymétrique de dolomie, 20 km à l'est du lac Vicenza	44
45. Répartition des zones d'affleurements et des blocs erratiques de dolomie de la ceinture de Cape Smith	45
46. Répartition des zones d'affleurements et des blocs erratiques de périclase	46
47. Répartition des lithologies de la ceinture de Cape Smith dans le substrat rocheux et abondance de celles-ci dans la fraction des granules du till de surface	47
48. Répartition des roches mafiques et ultramafiques de la ceinture de Cape Smith dans le substrat rocheux et abondance de celles-ci dans la fraction des granules du till de surface	48
49. Répartition des roches métasédimentaires de la ceinture de Cape Smith dans le substrat rocheux et abondance de celles-ci dans la fraction des granules du till de surface	49
50. Abondance des granules et des blocs de lithologies de la ceinture de Cape Smith dans le till : secteur est	51
51. Abondance des granules et des blocs de lithologies de la ceinture de Cape Smith dans le till : secteur ouest	52
52. Dispersion glaciaire locale à partir d'une source ponctuelle formée d'un lambeau de roches protérozoïques	54
53. Répartition des roches sédimentaires du Paléozoïque dans le substrat rocheux, abondance de celles-ci dans la fraction des granules du till et teneur en carbonates du till	55
54. Teneur en chrome de la fraction inférieure à 0,063 mm du till	57
55. Teneur en fer de la fraction inférieure à 0,063 mm du till	58

56. Teneur en cobalt de la fraction inférieure à 0,063mm du till	59
57. Teneur en nickel de la fraction inférieure à 0,063mm du till	60
58. Teneur en cuivre de la fraction inférieure à 0,063mm du till	61
59. Teneur en zinc de la fraction inférieure à 0,063mm du till	62
60. Teneur en or de la fraction inférieure à 0,063 mm du till	63
61. Teneur en arsenic de la fraction inférieure à 0,063 mm du till	64
62. Teneur en plomb de la fraction inférieure à 0,063 mm du till	65
63. Teneur en uranium de la fraction inférieure à 0,063 mm du till	66
64. Composition géochimique de la matrice des tills du secteur est	68
65. Composition géochimique de la matrice des tills du secteur ouest	69
66. Cartes de localisation des principaux indices minéralisés et des échantillons de till présentant des teneurs anormales de divers éléments	70
67. Direction et importance relative des vecteurs de transport glaciaire	72
68. Les phases d'écoulement de la dernière glaciation	74
69. Carte de localisation des sites où des âges pré-Wisconsinien supérieur ont été déterminés	75
70. Paléogéographie régionale à la déglaciation, vers 9 ka BP	77
71. Paléogéographie régionale à la déglaciation, vers 8 ka BP	78
72. Paléogéographie régionale à la déglaciation, entre 8 et 7 ka BP (1/5)	79
73. Paléogéographie régionale à la déglaciation, entre 8 et 7 ka BP (2/5)	80
74. Paléogéographie régionale à la déglaciation, entre 8 et 7 ka BP (3/5)	81
75. Paléogéographie régionale à la déglaciation, entre 8 et 7 ka BP (4/5)	82
76. Paléogéographie régionale à la déglaciation, entre 8 et 7 ka BP (5/5)	83
77. Altitude maximale et extension des mers glaciaires et des plans d'eau glaciolacustres	84
78. Limite marine dans la vallée de la rivière Foucault	85
79. Courbes d'émersion à l'échelle régionale.	87
80. Coulée de gélifluxion remaniant les dépôts d'une ancienne plage glaciolacustre	89
81. Gauchissement des paléorivages dans le bassin versant de la rivière Kovik	90
82. Chenaux juxtaglaciaires sur le flanc nord de la vallée de la rivière Chukotat	92
83. Delta juxtaglaciaire, à l'ouest du lac Vanasse	92
84. Exutoire glaciolacustre, à l'ouest de la vallée Narsajuaq	92
85. Delta glaciolacustre, dans la vallée de la rivière Frichet	94

Géologie du Quaternaire du nord de la péninsule d'Ungava, Québec

Résumé

Lors de la dernière glaciation, le nord de la péninsule d'Ungava a connu une phase d'écoulement de longue durée associée à la présence d'une ligne de partage glaciaire s'étendant selon un axe nord-ouest-sud-est entre Ivujivik et le lac Nantais et qui constituait le prolongement nord de la ligne de partage glaciaire du Nouveau-Québec. Cette phase majeure d'écoulement a été précédée par deux autres. À la première phase étaient associés des écoulements radiaux à partir d'un centre de dispersion situé au nord des monts de Puvirnituq (flot d'Ungava) et à la seconde des écoulements dirigés vers la périphérie de la péninsule à partir d'un centre de dispersion situé plus au sud, correspondant probablement au centre de dispersion de Payne. Dans l'ensemble, le gros de la dispersion des débris des lithologies de la ceinture de Cape Smith peut être rattaché à la phase majeure d'écoulement. Ainsi, de part et d'autre de la ligne de partage glaciaire, cette dispersion s'est effectuée vers la périphérie de la péninsule. La distance de transport glaciaire est également plus longue à distance de la ligne de partage glaciaire. En outre, dans les îles Charles, Maiden et Wales, ainsi que sporadiquement sur le continent entre le Cap de Nouvelle-France et le havre Douglas, la présence de roches carbonatées du Paléozoïque dans le till, tout comme la chronologie relative des écoulements glaciaires déduite dans l'île Charles, indiquent qu'un courant glaciaire s'était formé dans le détroit d'Hudson antérieurement à la phase majeure d'écoulement qui était dirigé vers le nord-est dans ce secteur, à l'est de la ligne de partage glaciaire du Nouveau-Québec.

La déglaciation s'est amorcée entre 10,7 et 9 ka BP et était presque complétée peu après 7 ka BP. Une invasion marine diachronique a accompagné le retrait de la marge glaciaire, d'abord en bordure du détroit d'Hudson, puis de la baie d'Hudson. Les plus hautes limites marines ont été atteintes dans le premier secteur (env. 180 m), et les plus basses dans le second (env. 110 m). L'orientation des eskers, des chenaux marginaux d'eau de fonte et les vestiges laissés par les lacs proglaciaires suggèrent un retrait de la marge glaciaire vers le centre ouest de la péninsule, dans un secteur situé légèrement à l'ouest de la ligne de partage glaciaire. Les lacs proglaciaires piégés entre la marge glaciaire en retrait et les hautes terres au nord et au nord-est ont occupé principalement trois bassins versants, soit le bassin de la rivière Puvirnituq (entre 549 et 230 m), celui de la rivière Kovik (entre 396 et 213 m) et le bassin formé des rivières Frichet, Derville et Durouvray (entre 439 et 132 m). Environ 30 % du territoire a été recouvert par l'un ou l'autre de ces lacs proglaciaires dont les niveaux ont diminué constamment à mesure que des exutoires plus bas étaient déglacés.

Abstract

During the last glaciation, a lengthy ice-flow phase in the northern part of the Ungava Peninsula was associated with the presence of an ice divide that extended along a northwest-southeast axis between Ivujivik and Lake Nantais and represented the northern extension of the New-Quebec ice divide. This major ice-flow phase was preceded by two others, the first associated with radial ice flow from a dispersal centre north of the Monts de Puvirnituq (Ungava flow), and the second, with flow that moved outward on the peninsula from a dispersal centre farther south, probably corresponding to the Payne dispersal centre. The overall dispersal of rock debris from the Cape Smith Belt can be linked to the major phase of ice flow, with ice flowing outward on the peninsula on either side of the ice divide. Glacial transport distance also increases with increasing distance from the ice divide. Moreover, the presence of Paleozoic carbonate rocks in till on Charles, Maiden, and Wales islands and locally on the mainland between Cap de Nouvelle-France and Douglas Harbour, as well as the relative ice-flow chronology inferred on Charles Island, indicate that before the major ice-flow phase, a northeast-flowing ice stream had formed in Hudson Strait in this area, to the east of the New-Quebec ice divide.

Deglaciation began between 10 700 and 9000 BP and was almost complete shortly after 7000 BP. A diachronous marine invasion accompanied the retreat of the ice margin, firstly along the edge of Hudson Strait and then along Hudson Bay. The marine limit reached its highest elevation (about 180 m) in the Hudson Strait area and its lowest (about 110 m), in the Hudson Bay area. The orientation of eskers and marginal meltwater channels and the evidence of proglacial lakes suggest that the ice margin retreated toward the west-central part of the peninsula, to an area slightly west of the ice divide. Proglacial lakes, trapped between the receding ice margin and the highlands to the north and northeast, occupied primarily three watersheds, the Puvirnituq River basin (549 to 230 m), the Kovik River basin (396 to 213 m), and the basin formed by the Frichet, Derville, and Durouvray rivers (439 to 132 m). Approximately 30% of the area was covered by one or another of these proglacial lakes, whose levels dropped steadily as their lowest outlets were deglaciated.

SOMMAIRE

Le présent bulletin traite de la géologie du Quaternaire du nord de la péninsule d'Ungava, une région couvrant près de 50 000 km² à l'extrémité nord du Québec. Cette région constitue un vaste plateau incliné vers le sud-ouest, qui est traversé d'ouest en est, dans sa partie sud, par une série de collines parallèles portant les noms de monts D'Youville et de monts de Puvirnituk. Ces collines correspondent à la partie sud de la ceinture de Cape Smith, où sont présentes des roches métasédimentaires et des roches métavolcaniques au potentiel minéral intéressant.

L'objectif principal de ce bulletin est de présenter une synthèse régionale des événements du Quaternaire qui ont touché le nord de la péninsule d'Ungava. Cet objectif a été atteint par l'intégration des travaux antérieurs à de nouvelles données sur les caractéristiques de l'érosion glaciaire, des dépôts superficiels et de la dispersion glaciaire.

Les traces laissées par l'érosion glaciaire sont de tailles très diverses; elles vont des stries aux vallées glaciaires, en passant par les rochers profilés et les cirques. Le relevé des microformes et des mésoformes d'érosion indique l'existence d'une phase majeure où l'écoulement était dirigé vers l'extérieur de la péninsule à partir d'une zone s'étendant sur environ 200 km entre Ivujivik, au nord-ouest, et le lac Nantais, au sud-est. Cette zone serait le prolongement de la ligne de partage glaciaire du Nouveau-Québec. Cette configuration de l'écoulement glaciaire a subsisté vraisemblablement durant tout le Wisconsinien, suite à l'existence d'un courant glaciaire dans le détroit d'Hudson, et représente la phase majeure d'écoulement glaciaire. Elle a été précédée de deux autres phases. D'abord une phase où l'écoulement s'est effectué selon une configuration radiale à partir d'un centre de dispersion situé au nord des monts de Puvirnituk. Ensuite, une phase où les glaces s'écoulaient en provenance du sud, probablement à partir du centre de dispersion de Payne.

Les résultats de la cartographie des dépôts quaternaires ont été reportés sur trois feuillets à l'échelle de 1/250 000. Selon l'environnement de mise en place des dépôts sédimentaires sur le substrat rocheux, on distingue les huit unités lithostratigraphiques suivantes : les dépôts glaciaires (till), les dépôts fluvioglaciaires de contact glaciaire, les dépôts fluvioglaciaires proglaciaires, les dépôts glaciomarins et marins, les dépôts glaciolacustres, les dépôts alluviaux, les dépôts colluviaux et les dépôts organiques. Le till est, de loin, le dépôt le plus abondant. Il recouvre de façon généralement discontinue près de 80 % du territoire étudié. La répartition des formes d'accumulation glaciaire est reliée à la phase d'écoulement majeure. Dans le secteur anciennement occupé par la ligne de partage glaciaire, on observe des zones discontinues de till sans expression topographique propre, des zones de moraines bosselées et des champs de blocailles tandis que de part et d'autre de ce secteur, les terrains sont souvent fuselés.

Les résultats de l'analyse de la composition lithologique du till (fractions granulométriques de 4-5,6 mm et de plus de 20 cm) sont en accord avec l'existence proposée de la ligne de partage glaciaire. À partir d'un cortège régional comprenant plus de 300 échantillons

SUMMARY

This bulletin covers the Quaternary geology of the northern Ungava Peninsula, a nearly 50 000 km² area in northernmost Quebec. The area comprises a broad, southwest-sloping plateau with a series of parallel hills, known as the Monts D'Youville and the Monts de Puvirnituk, running east-west across its south portion. These hills form the southern part of the Cape Smith Belt, which contains metasedimentary rocks and metavolcanic rocks with significant mineral potential.

The main objective of this bulletin is to present a regional synthesis of Quaternary events in the northern Ungava Peninsula, by integrating previous work with new data on glacial erosional landforms, surficial deposits, and glacial dispersal.

Features produced by glacial erosion vary widely in size, from striae, through streamlined outcrops and cirques, to glacial valleys. A survey of erosional microforms and mesoforms reveals evidence of a major phase of ice movement outward on the peninsula, from a zone extending approximately 200 km between Ivujivik in the northwest and Lake Nantais in the southeast. This zone probably represents the extension of the New-Quebec ice divide. The presence of an ice stream in Hudson Strait likely caused this pattern of glacial flow, representative of the major phase of ice flow, to persist throughout the entire Wisconsinan. Two other phases preceded the major phase, a first phase of radial flow from a dispersal centre north of the Monts de Puvirnituk, and a second phase during which ice flowed from the south, probably from the Payne dispersal centre.

The Quaternary deposits have been mapped on three 1:250 000 scale map sheets. Depending on the depositional environment of the sediments on bedrock, the following eight lithostratigraphic units have been recognized: glacial deposits (till), glaciofluvial ice contact deposits, glaciofluvial proglacial deposits, glaciomarine and marine deposits, glaciolacustrine deposits, alluvial deposits, colluvial deposits, and organic deposits. Till is by far the most abundant deposit, covering close to 80% of the study area in a largely discontinuous fashion. The distribution of glacial accumulation features is associated with the major ice-flow phase. Discontinuous till zones with no topographic expression, zones of hummocky moraine, and boulder fields occur in the area previously occupied by the ice divide, whereas landforms are commonly fluted on either side of this area.

An analysis of the lithological composition of the till (grain-size fractions of 4 to 5.6 mm and greater than 20 cm) provided results that are consistent with the proposed existence of the ice divide. On the basis of a

de till, soit une densité moyenne de un échantillon par 200 km², nous pouvons conclure que la dispersion des débris de roches et des minéraux des lithologies de la ceinture de Cape Smith s'est faite principalement vers la périphérie de la péninsule et que la distance de transport glaciaire est plus longue en périphérie de la péninsule qu'elle ne l'est à proximité de la ligne de partage glaciaire. La distance de transport glaciaire est d'autant plus longue que la taille de la fraction analysée est fine et que la résistance à l'érosion de la lithologie est grande. Enfin, l'absence d'erratiques de roches sédimentaires du Paléozoïque au-dessus de la limite marine dans la péninsule nous indique que l'existence d'un mouvement glaciaire en provenance de la baie d'Hudson est improbable. La seule exception à cette absence d'erratiques paléozoïques dans la péninsule est relevée dans une étroite bande côtière entre le cap de Nouvelle-France et le havre Douglas, où la présence de tels erratiques est associée à l'existence d'un courant glaciaire dans le détroit d'Hudson.

La déglaciation du territoire s'est amorcée entre 10,7 et 9 ka BP, d'abord le long du détroit d'Hudson. Le recul des glaces vers l'intérieur de la péninsule a été accompagné d'une invasion marine qui a produit, ce que nous appelons ici, le Détroit de Tyrrell. Par la suite, la déglaciation se poursuivant, les eaux marines ont envahi la baie d'Hudson, ce qui a signalé le début de l'épisode de la Mer de Tyrrell. C'est dans la région couverte par les eaux du Détroit de Tyrrell que l'on observe les plus hautes limites marines, qui peuvent atteindre jusqu'à 182 m d'altitude, et dans celle envahie par la Mer de Tyrrell que l'on trouve les plus basses, qui s'élèvent tout au plus à 111 m. À l'intérieur de la péninsule, les vestiges laissés par les nombreux lacs d'obturation glaciaire, ainsi que le tracé des eskers et des chenaux marginaux d'eaux de fonte permettent de représenter la configuration de la marge glaciaire lors du retrait. C'est dans les environs de la ligne de partage glaciaire qu'étaient situés les derniers culots de glace à disparaître. Jusqu'à la disparition complète de ces derniers, l'obturation glaciaire des exutoires du bassin versant de la baie d'Hudson a permis la formation de lacs proglaciaires à différents niveaux. Les traces de ces plans d'eau lacustres sont concentrées principalement dans les trois bassins versants suivants : le bassin de la rivière Puvirnituq (550-230 m), le bassin de la rivière Kovik (396-213 m) et, enfin, le bassin formé par les rivières Frichet, Durouvray et Derville (439-132 m). Les épisodes glaciolacustres auxquels sont associés ces plans d'eau se sont déroulés dans l'intervalle de 8 à 7 ka BP. Aucun indice permettant d'appuyer l'existence d'un lac glaciaire de haut niveau le long de la côte du détroit d'Hudson n'a été relevé.

regional suite of over 300 till samples (average sampling density of one sample per 200 km²), we can conclude that rock and mineral debris from the Cape Smith Belt was dispersed mainly outward on the peninsula and that transport distance was greater at the edge of the peninsula than near the ice divide. The analysis showed that glacial transport distance increased with decreasing grain size and increasing resistance to erosion of the rock type. Finally, the absence of Paleozoic sedimentary erratics above the marine limit on the peninsula indicates that ice flow from Hudson Bay is unlikely to have occurred. The only exception to the absence of Paleozoic erratics on the peninsula is seen in a narrow coastal band between Cap de Nouvelle-France and Douglas Harbour, where the presence of such erratics is associated with the existence of an ice stream in Hudson Strait.

Deglaciation of the area began along Hudson Strait between 10 700 and 9000 BP. Ice retreat toward the interior of the peninsula was accompanied by a marine invasion that produced what is referred to herein as the Tyrrell Strait. Then, as deglaciation continued, the marine waters invaded Hudson Bay, marking the start of the Tyrrell Sea episode. The highest marine limits (maximum elevation of 182 m) are found in the area covered by the waters of the Tyrrell Strait and the lowest (no higher than 111 m), in the area invaded by the Tyrrell Sea. In the interior of the peninsula, evidence left by numerous ice-dammed lakes along with the orientation of eskers and marginal meltwater channels can be used to trace the margin of the retreating ice. The last blocks of ice to disappear were located near the ice divide and, until they had completely disappeared, ice dams at the outlets of the Hudson Bay watershed caused the formation of proglacial lakes at various levels. Evidence of these lakes is concentrated mainly in the following three watersheds: the Puvirnituq River basin (550 to 230 m), the Kovik River basin (396 to 213 m), and the basin formed by the Frichet, Derville, and Durouvray rivers (439 to 132 m). The glaciolacustrine episodes that are associated with these water bodies occurred in the interval from 8000 to 7000 BP. No evidence has been found to support the existence of a high-level glacial lake along the coast of Hudson Strait.

INTRODUCTION

But

L'intérêt pour l'étude de la géologie du Quaternaire du nord de la péninsule d'Ungava se situe à divers niveaux. Premièrement, les données de base sur la géologie du Quaternaire de cette région sont fragmentaires; elles proviennent surtout d'études faites le long du détroit d'Hudson et dans la région du cratère des Pingualuit, connu anciennement sous le nom de cratère du Nouveau-Québec. Deuxièmement, de nouvelles données sont requises tant pour les études de prospection minière dans la région de la ceinture de Cape Smith que pour l'aménagement d'infrastructures minières (Raglan) ou la planification d'activités récréotouristiques (p. ex., parc national des Pingualuit). Troisièmement, du point de vue de la recherche fondamentale, la région étudiée couvre une zone de convergence des glaces, située dans le détroit d'Hudson, ainsi qu'une zone de divergence des glaces appelée « ligne de partage glaciaire du Nouveau-Québec ». Le détroit d'Hudson est une région clé pour la compréhension de la dynamique de l'Inlandsis laurentidien. C'est en effet le long de ce creux topographique que s'écoulait la glace provenant des centres de dispersion glaciaire de l'inlandsis. Les roches protérozoïques de la ceinture de Cape Smith, de même que les roches paléozoïques qui tapissent le fond du détroit d'Hudson, nous offrent, de par leur caractère distinctif, la possibilité de reconstituer les lignes d'écoulement associées aux centres de dispersion grâce à l'étude de la dispersion glaciaire des débris de ces roches.

Les buts visés par la présente étude sont les suivants : 1) identifier, caractériser et cartographier les dépôts quaternaires observés dans le nord de la péninsule d'Ungava; 2) définir les patrons de dispersion glaciaire par l'analyse de la composition du till; et 3) proposer un schéma de l'histoire glaciaire et postglaciaire de la région.

Les résultats de cette étude ont donné lieu à une thèse de doctorat (Daigneault, 1997b), dont le présent bulletin constitue une adaptation, et rendent compte de l'état des connaissances en 1997.

Localisation et accès

Le territoire étudié est compris entre 61 et 63° de latitude Nord et entre 71 et 79° de longitude Ouest (fig. 1). Il comprend la partie septentrionale de la péninsule d'Ungava au Québec, ainsi que les îles Digges, Charles, Weggs, Davies, Maiden et Wales qui font partie du Nunavut. Le territoire étudié, d'une superficie d'environ 50 000 km², est couvert par trois cartes des formations en surface à l'échelle de 1/250 000 (cartes 1861A [Daigneault, 1996a], 1862A [Daigneault, 1996b] et 1863A [Daigneault, 1997b]). La carte 1861A (Région du cap Wolstenholme et de Kovik Bay) représente la partie ouest et s'étend aux feuillets 35 F et 35 K ainsi qu'à une partie des feuillets 35 E (35 E/16) et 35 L (35 L/1, 8 et 9) du Système

national de référence cartographique (SNRC). La carte 1862A (Région de Salluit et des lacs Nuvilik) couvre le secteur central et comprend les feuillets 35 J et 35 G. Enfin, le secteur oriental est représenté par la carte 1863A (Région du cap de Nouvelle-France, du cratère du Nouveau-Québec et de Kangiqsujaq) qui couvre les feuillets 35 H et 35 I ainsi qu'une partie du feuillet 25 E (25 E/3, 4, 5 et 12).

Trois villages inuits sont établis à l'intérieur du territoire étudié (fig. 1). D'ouest en est, ce sont Ivujivik, situé sur la rive ouest du havre d'Ivujivik (Ivujivik Harbour), Salluit, sur la rive est du fjord de Salluit (Sugluk Inlet) et Kangiqsujaq sur la rive sud de la baie Wakeham.

L'accès au territoire étudié s'effectue par des vols réguliers d'Air Inuit vers les trois villages mentionnés ci-dessus ou par vol nolisé à partir de Kuujuaq (Québec) ou d'Iqaluit (Nunavut). À l'intérieur de la péninsule, la mine Raglan, propriété de la société minière Xstrata Nickel, et la mine abandonnée Asbestos Hill de la Société Asbestos Ltée, à Purtuniqu, possèdent également des pistes d'atterrissage en bon état (fig. 1). Seulement deux routes existent dans l'ensemble du territoire et leur construction résulte des besoins reliés à l'exploitation minière. La plus longue (65 km) relie Purtuniqu à la baie Déception et la seconde (57 km), la zone minière de Raglan au havre Douglas. Dans le cadre de la mise en exploitation de la mine Raglan, des travaux ont été entrepris afin de relier celle-ci par route à Purtuniqu. Durant les mois d'août et de septembre, des cargos assurent le transport des marchandises, en particulier des carburants, vers les villages.

Climat et végétation

Avant 1960, on ne comptait aucune station climatique permanente dans le territoire étudié. Par la suite, quelques stations ont été installées, puis abandonnées (baie Wakeham, 1964-1967; Asbestos Hill [Purtuniqu], 1960-1963; baie Déception, 1963-1964; Ivujivik, 1965; Salluit, 1964-1970). Ainsi, les relevés obtenus sont peu utiles pour définir les grands traits du climat de cette région. Les plus proches stations permanentes possédant des enregistrements de longue durée (plus de 25 ans) sont celles de l'île Nottingham, située à 75 km au nord d'Ivujivik, et de Cape Hopes Advance, qui se trouve à 130 km au sud-est de Kangiqsujaq (Gagnon et Ferland, 1967; Houde, 1978).

Selon la classification des climats de Köppen, le climat de la région est de type polaire de toundra (Hufty, 1976). Il est caractérisé par des étés courts et des hivers longs et très froids. La température moyenne du mois le plus chaud est d'environ 7,5 °C, tandis que celle du mois le plus froid est de -25,0 °C, ce qui correspond à une amplitude thermique annuelle de plus de 30 °C, excluant le climat de cette région du type polaire maritime. Selon Houde (1978), ce climat montre les caractéristiques suivantes : la température moyenne annuelle est de -7,5 °C et l'on compte entre 20 et 40 jours sans gel; les précipitations annuelles, de l'ordre de 400 mm, culminent en août et septembre lorsque la baie d'Hudson et le détroit

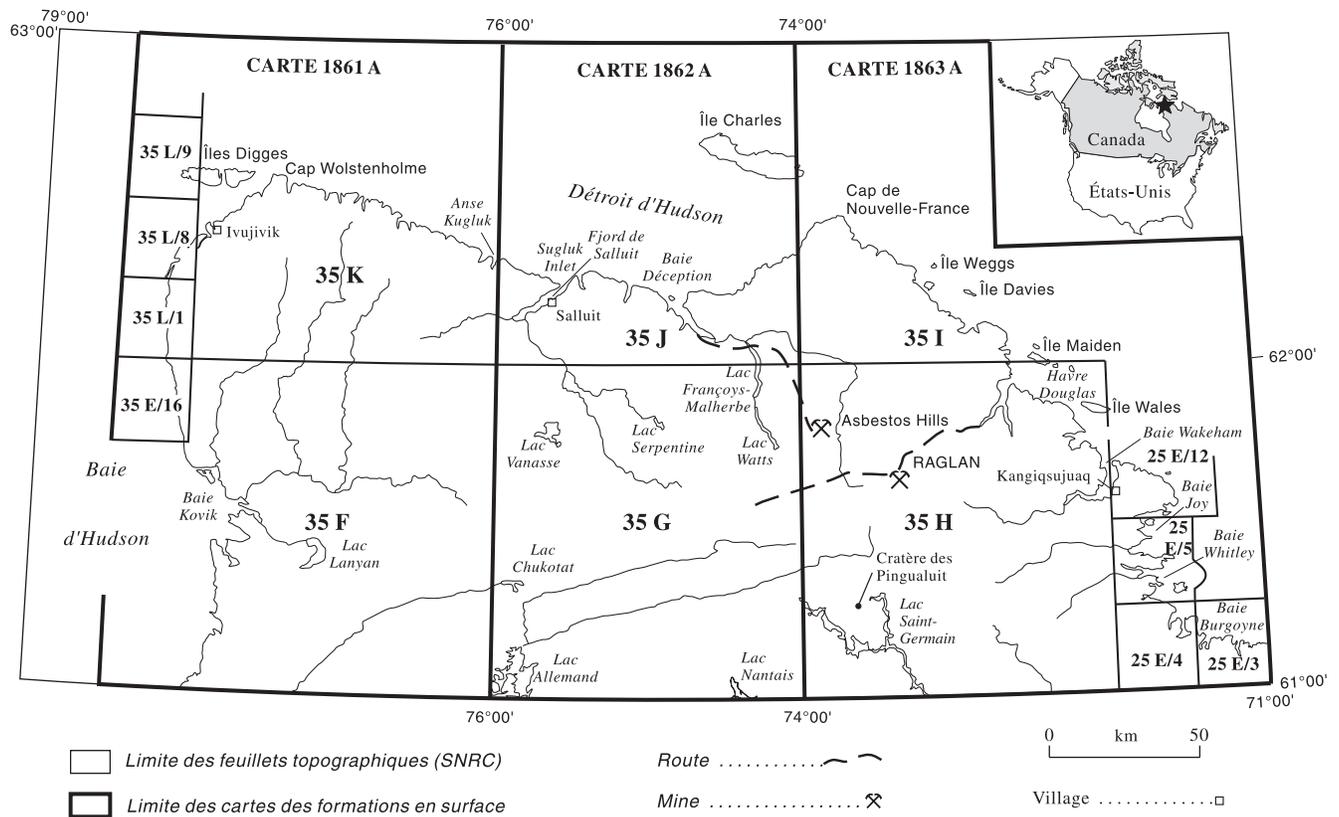


Figure 1. Carte de localisation du territoire étudié montrant les limites des feuillets du Système national de référence cartographique et de celles des cartes des formations en surface (cartes 1861A, 1862A et 1863A).

d'Hudson sont libres de glace, permettant ainsi une plus grande évaporation; et environ 50 à 55 % des précipitations annuelles sont sous forme de neige. En général, dans le nord de la péninsule d'Ungava, la vitesse moyenne des vents, qui soufflent de manière habituelle de l'ouest, est de 20 km/h; la vitesse moyenne journalière de ceux-ci peut atteindre 105 km/h (Gagnon et Ferland, 1967).

L'ensemble du territoire étudié est compris dans la zone de pergélisol continu (Brown, 1967). L'épaisseur du pergélisol atteint 540 m à Purtunig (Stewart, 1976), tandis qu'aux villages de Salluit et de Kangiqsujuaq, situés près de la côte, des épaisseurs respectives d'environ 280 m et 210 m ont été mesurées (rapport de la firme de consultants Pluritec à l'intention de l'Administration régionale Kativik, 1981). L'épaisseur du mollisol dans le roc est de 3,4 m à Kangiqsujuaq, de 2,2 m à Salluit, tandis que dans le till de la région de Kattiniq, elle serait de 1,5m (Lévesque et al., 1990; rapport d'étude environnementale du projet Raglan produit par le Groupe-conseil Roche ltée, 1992). Selon Lévesque et al. (1990), le mollisol serait, de façon générale, de deux à trois fois plus mince dans les sédiments que dans le roc.

Selon Rousseau (1974), l'ensemble du territoire est compris dans la zone bioclimatique arctique où le paysage végétal est dominé par la toundra. Dans la région de la baie Wakeham, les relevés floristiques de Polunin (1948) permettent de faire ressortir quelques grands traits de la végétation. Sur les hauts

plateaux, la végétation se développe plus rapidement après le dégel que dans les basses terres, mais le couvert y est moins continu; les lichens y dominent, mais on observe également quelques mousses et saules (*Salix arctica*). Dans les basses terres, sur les sédiments mis en place ou remaniés lors de l'invasion marine, la végétation est plus variée et l'on observe fréquemment un tapis continu de *Dryas* accompagné de *Carex*. Les marécages sont colonisés par différentes espèces de *Carex*, quelquefois de sphaignes; les spécimens de *Eriophorum* (linaigrettes) y sont souvent très abondants. C'est sur le flanc des vallées faisant face au sud ou dans certaines zones abritées au sein des vallées que l'on observe la végétation la plus luxuriante; elle se compose, entre autres, de saules (*Salix cordifolia*), de 50 à 80 cm de hauteur. Dans une de ces zones abritées, sur les flancs d'une vallée débouchant sur le lac Watts, Maycock et Matthews (1966) ont décrit une communauté arborescente principalement constituée de *Salix planifolia* et de *S. alaxensis*, dont les spécimens atteignaient près de 5 m de hauteur.

Plus à l'intérieur des terres, dans la région du cratère des Pingualuit et de la mine Raglan, Richard et al. (1990) indiquent que le stock floristique est beaucoup moins important que celui relevé par Rousseau (1968) dans la zone de toundra. Le couvert végétal de la région du cratère des Pingualuit est généralement discontinu et les plantes n'y dépassent pas 20 cm de hauteur, même dans les endroits

protégés. La végétation est caractérisée par des lichénaies saxicoles ou terricoles, des muscinaies à *Rhacomitrium lanuginosum*, des herbaçaias basses et des arbustaies naines dominées par *Cassiope tetragona*, *Salix herbacae* et *Vaccinium uliginosum*, principalement.

Physiographie et drainage

De façon générale, le territoire étudié se présente comme un plateau localement montueux incliné vers le sud-ouest. À l'extrémité nord de la péninsule, le long du détroit d'Hudson, on observe des falaises rocheuses dont l'altitude atteint 300 m entre Ivujivik et l'embouchure de la baie Déception (fig. 2). À l'ouest, cependant, le long de la baie d'Hudson, le relief s'abaisse doucement jusqu'au niveau de la mer, ce qui explique la plus grande étendue couverte par l'invasion marine postglaciaire dans ce secteur. Selon Hare (1959), on peut diviser le nord de la péninsule d'Ungava en trois régions physiographiques. Ce sont, du sud au nord, le plateau de Larch, les monts de Puvirnituk (anciennement appelés collines de Povungnituk et correspondant à la partie sud de la ceinture de Cape Smith) et le plateau de Salluit (fig. 2).

Le plateau de Larch, d'une altitude moyenne d'environ 400 m, qui, bien que présentant un relief monotone, est paradoxalement l'endroit où l'on observe quelques-uns des phénomènes géologiques les plus spectaculaires. D'abord le

cratère des Pingualuit (fig. 2), dont le centre est occupé par un lac d'un diamètre de 2,8 km et d'une profondeur de 267 m (Bouchard, 1989a) et dont l'altitude du rebord atteint 657 m, constitue une colline par rapport au relief environnant. Ensuite, plus à l'est, les longues et étroites vallées rocheuses des rivières Lataille et Laflau, forment de véritables canyons dont les parois rocheuses atteignent, par endroits, 300 m de hauteur.

Les monts de Puvirnituk, d'orientation est-ouest, montrent des sommets s'élevant à une altitude moyenne d'environ 450 m. Ils forment un relief plissé beaucoup plus marqué dans sa partie ouest (monts D'Youville), là où certaines crêtes montagneuses culminent à près de 250 m au-dessus du fond des vallées adjacentes. À l'est, à une centaine de kilomètres à l'ouest de Kangiqsujuaq, ces monts forment de très faibles reliefs (moins de 60 m) qui se confondent avec la topographie régionale.

Le plateau de Salluit, d'une altitude moyenne d'environ 400 m, est découpé par quelques fjords dont les plus importants sont ceux du fjord de Salluit (Sugluk Inlet), de la baie Déception et du havre Douglas. Le long de la falaise bordant le détroit d'Hudson, particulièrement dans le secteur immédiatement à l'est du cap Wolstenholme, on observe plusieurs cirques.

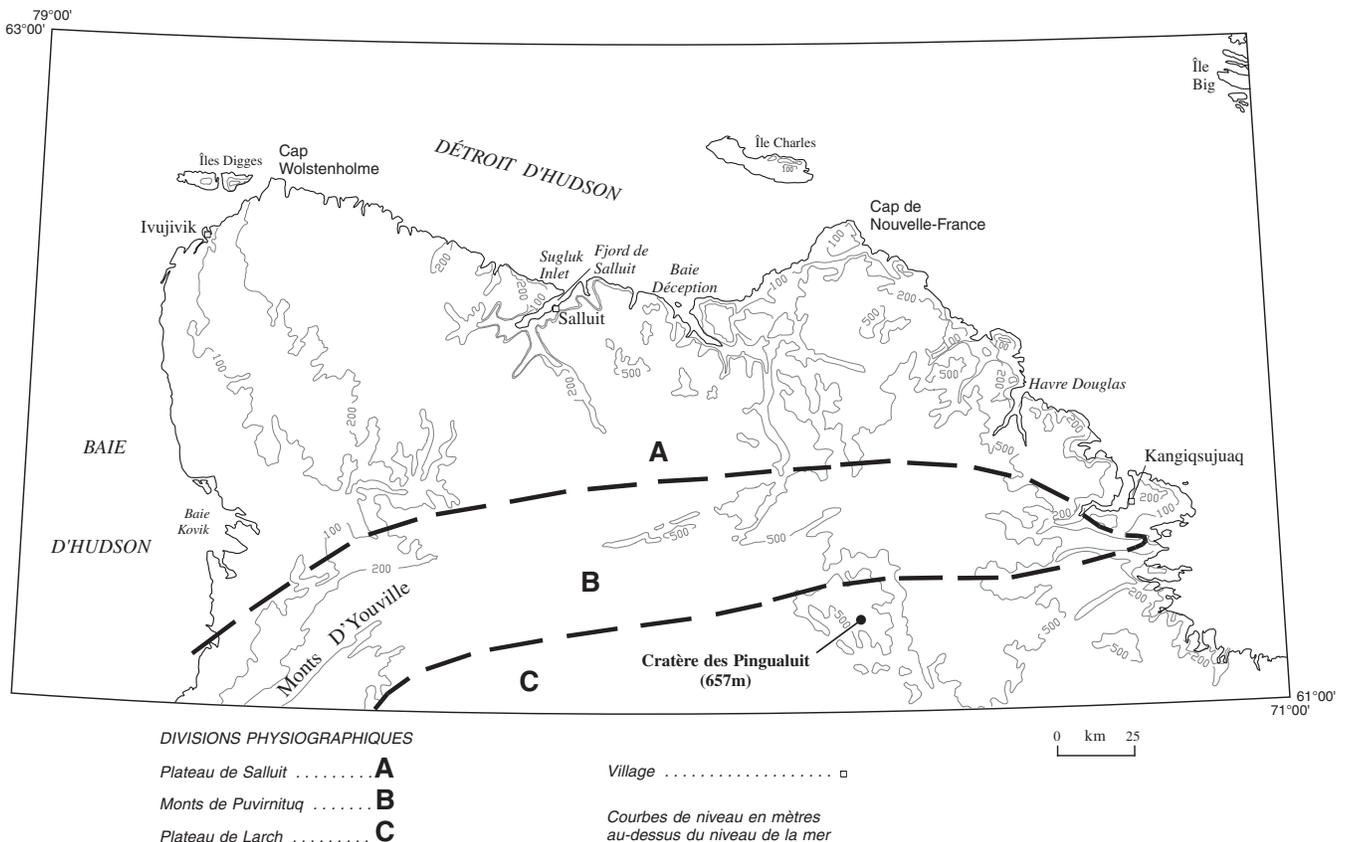


Figure 2. Physiographie et relief. Les divisions physiographiques proviennent des travaux de Hare (1959).

Le territoire est partagé entre les trois grands bassins hydrographiques suivants : le bassin du détroit d'Hudson, le bassin de la baie d'Ungava et le bassin de la baie d'Hudson (fig. 3). Le dernier est le plus étendu, comprenant le bassin de drainage de la rivière Kovik et, ce qui est plus important, celui de la rivière de Puvirnituq, dont l'origine se situe loin à l'est, près de la mine Raglan. À la déglaciation, l'obturation glaciaire des voies de drainage de ce bassin a provoqué la formation de lacs proglaciaires. Le bassin hydrographique du détroit d'Hudson est très restreint dans sa partie ouest mais s'élargit progressivement vers le sud-est, bénéficiant des apports de plusieurs longues rivières (Guichaud, Foucault, Gatin, Déception, Wakeham, Lataille et Laflau). Le bassin de la baie d'Ungava est plus faiblement représenté dans le territoire étudié. Les eaux de ce bassin s'écoulent vers le sud-est via les rivières Vachon et Kimber, entre autres. Des lacs d'obturation glaciaire ont également existé dans ce bassin.

Géologie du substrat rocheux

Le territoire étudié se situe à l'intérieur des limites du Bouclier canadien. Cette partie du Bouclier canadien est divisée en trois ensembles tectonostratigraphiques : le socle archéen de la Province du lac Supérieur, les nappes de

charriage de la ceinture de Cape Smith et le terrain allochtone de l'arc de Narsajuaq (Lucas et St-Onge, 1991; fig. 4). Le premier de ces domaines forme une partie de la Laurentie de l'Archéen (Hoffman, 1989), alors que les deux derniers appartiennent à l'orogène de l'Ungava, un segment de l'orogène trans-hudsonien du Protérozoïque précoce (St-Onge et Lucas, 1990a).

Depuis les récents travaux effectués tant par le ministère des Ressources naturelles du Québec, que par l'Institut de Recherche en Exploration Minérale et la Commission géologique du Canada, plusieurs modèles tectoniques ont été suggérés pour expliquer la formation et l'évolution de la ceinture de Cape Smith (Hynes et Francis, 1982; Hoffman, 1985; Picard et al., 1989; Lucas et al., 1992; St-Onge et al., 1992). Selon la dernière hypothèse proposée par St-Onge et al. (1992), l'orogène de l'Ungava résulterait d'une collision entre un continent et un arc magmatique au Protérozoïque précoce.

Enfin, notons que le cratère des Pingualuit, situé dans la partie sud de la région, résulte d'un impact météoritique survenu il y a 1,4 million d'années (Grieve et al., 1989). Bouchard (1989a) estime que ce cratère pourrait contenir une longue séquence sédimentaire témoignant de la plus grande partie du Quaternaire.

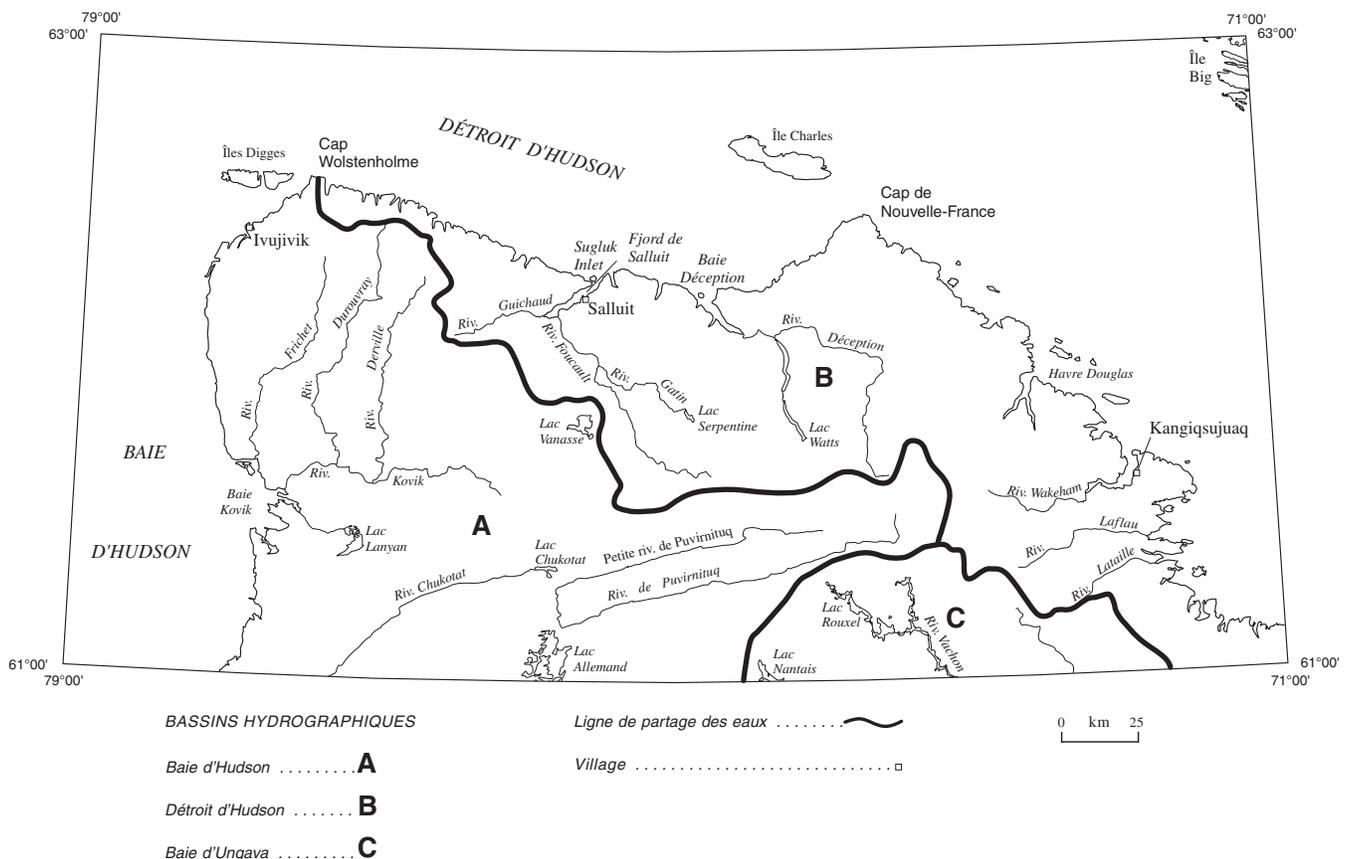


Figure 3. Les bassins hydrographiques.

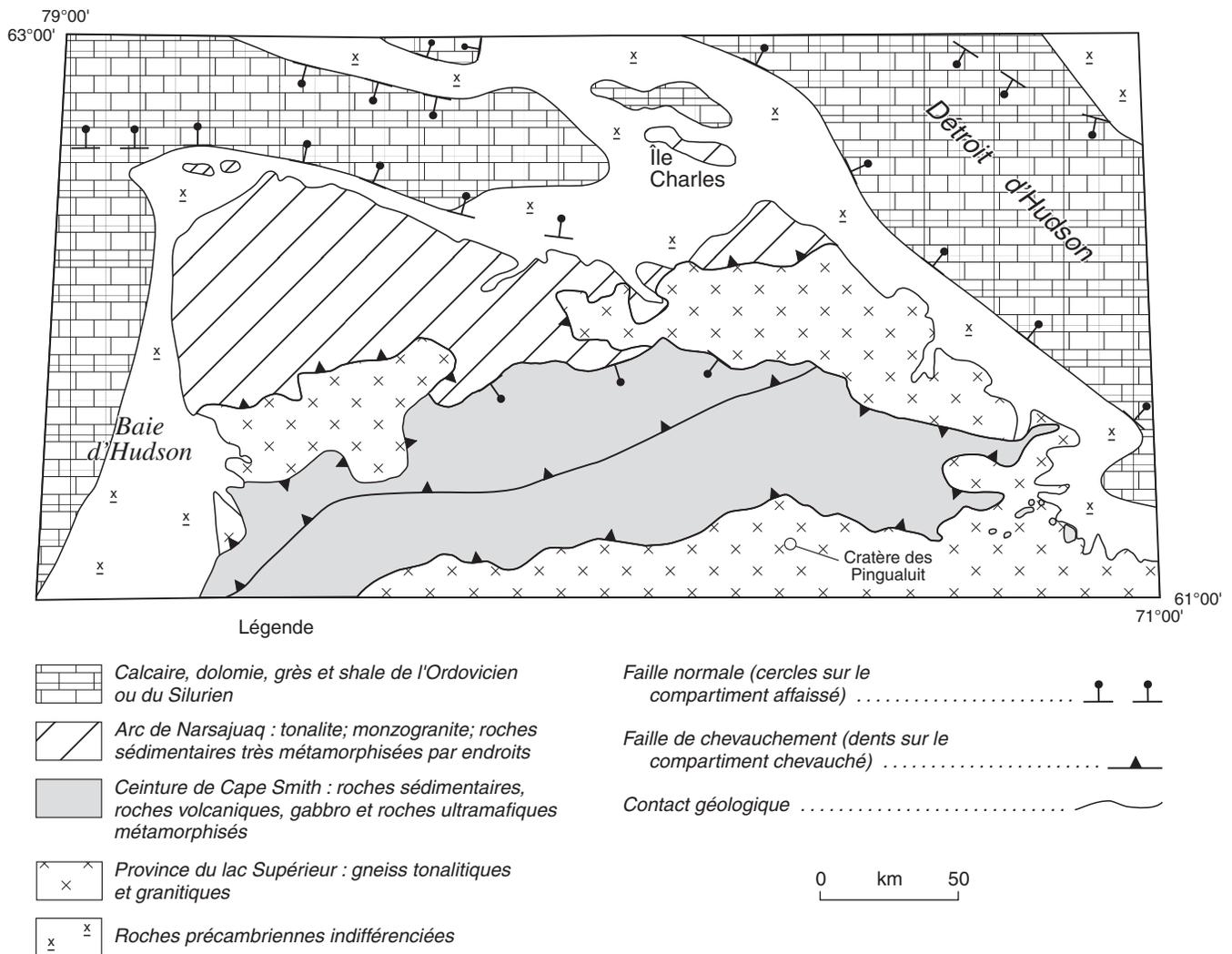


Figure 4. Géologie du substrat rocheux du territoire étudié. D'après Sanford et al. (1979) et St-Onge et Lucas (1992)

Les lithologies

La Province du lac Supérieur (2,8 milliards d'années; Parrish, 1989) borde au sud, au nord-ouest et au nord-est la ceinture de Cape Smith (fig. 4). Au sud, elle se compose principalement de gneiss granitiques et tonalitiques alors qu'au nord, les lithologies dominantes sont les tonalites et les monzogranites (Taylor, 1982; Lucas et St-Onge, 1991).

Le terrane allochtone de Narsajuaq est composé de roches plutoniques et supracrustales qui peuvent être rattachées respectivement à un arc magmatique et à un bassin d'avant-arc (St-Onge et al., 1992). Il s'est ajouté par accréation à la zone de chevauchement du Protérozoïque précoce lors de l'orogénèse de l'Ungava (St-Onge et Lucas, 1990a). Les roches plutoniques sont constituées d'une unité litée de tonalite qui est recoupée par des plutons de diorite, de tonalite et de granite. Les roches supracrustales sont d'origine sédimentaire et appartiennent au Groupe de Sugluk. Elles se composent principalement de quartzites, de semi-pélites et de

formations de fer. Ces roches sont très déformées et métamorphisées, ce qui les distingue des lithologies de composition équivalente de la ceinture de Cape Smith. Aux fins de l'étude de la dispersion glaciaire, les lithologies de la Province du lac Supérieur et celles du terrane de Narsajuaq n'ont pas été différenciées. Elles constituent l'ensemble lithologique des roches cristallines du Précambrien n'appartenant pas à la ceinture de Cape Smith. La source des débris de ces roches se situe à l'extérieur de la ceinture de Cape Smith, sauf pour des plutons de diorite et de monzogranite que St-Onge et al. (1992) attribuent au terrane de Narsajuaq et qui sont présents dans sa partie nord.

La ceinture de Cape Smith occupe une bande de plus de 50 km d'orientation est-ouest au centre du territoire étudié. Elle représente la zone de chevauchement d'avant-pays de l'orogène de l'Ungava (St-Onge et Lucas, 1993). Cette ceinture est constituée de roches métasédimentaires et métavolcaniques qui contrastent fort avec les autres lithologies de la région. Elle se subdivise en cinq unités

lithostratigraphiques qui sont, du sud au nord, le Groupe de Povungnituk, le Groupe de Chukotat, le Groupe de Parent, le Groupe de Spartan et le Groupe de Watts (Lamothe et al., 1984; Tremblay, 1986; Lamothe, 1986; St-Onge et al., 1988; St-Onge et al., 1992).

Le Groupe de Povungnituk est constitué à la base de roches métasédimentaires (conglomérats, quartzites, roches ferrugineuses, semi-pélites, pélites, dolomies) et au sommet de roches métavolcaniques (basaltes massifs ou en coussins). Au sud de la zone principale d'affleurements de la ceinture de Cape Smith, à l'ouest des baies Whitley et Burgoyne, neuf lambeaux autochtones de roches sédimentaires du Groupe de Povungnituk ont été préservés (St-Onge et Lucas, 1990b). Le Groupe de Chukotat comprend essentiellement des metabasaltes dont la composition est similaire à celle des laves s'épanchant le long des dorsales océaniques actuelles (Hynes et Francis, 1982; Picard, 1986). Le Groupe de Parent est constitué principalement de roches volcanoclastiques dont la composition varie de basaltique à rhyolitique (Lamothe, 1986; Picard et al., 1990).

Les roches métasédimentaires (pélites, quartzites) forment les lithologies dominantes du Groupe de Spartan (Lamothe et al., 1984; St-Onge et Lucas, 1990b). Enfin, le Groupe de Watts comprend des basaltes, des complexes filoniens de dykes mafiques et des roches mafiques à ultramafiques stratifiées qui constituent ensemble un complexe ophiolitique (St-Onge et al., 1988; St-Onge et Lucas, 1990b; St-Onge et al., 1992).

Aux fins de l'étude de la dispersion glaciaire s'appuyant sur la fraction des granules du till, nous avons subdivisé les lithologies de la ceinture de Cape Smith selon leur origine en deux ensembles, soit les roches métasédimentaires et les roches ignées métamorphisées de composition mafique ou ultramafique. Quant à l'étude de la dispersion régionale des blocs, nous nous sommes restreints à deux lithologies, soit les dolomies et les roches ultramafiques, sauf dans deux secteurs dont nous traiterons plus loin. Les dolomies appartiennent principalement au Groupe de Povungnituk où elles forment des lits de 1 à 5 m d'épaisseur (Taylor, 1982; St-Onge et Lucas, 1993). Ces dolomies affichent une texture micritique, présentent souvent des veines de quartz en saillie et montrent en surface altérée une couleur chamois très caractéristique. L'autre source de débris dolomitiques, beaucoup moins importante en superficie, est située plus au nord, dans le Groupe de Spartan (Lamothe et al., 1984). Les roches ultramafiques proviennent principalement de filons-couches différenciés présents à plusieurs endroits à l'intérieur du Groupe de Povungnituk et du Groupe de Chukotat (Taylor, 1982; Lamothe et al., 1984; St-Onge et Lucas, 1993). Il s'agit principalement de péridotites vert foncé à texture grenue qui montrent en surface altérée une couleur rouille. Des roches ultramafiques sont également présentes dans le Groupe de Watts (St-Onge et Lucas, 1993). Au nord et au sud de la ceinture de Cape Smith, les roches ultramafiques sont plus rares.

Dans la baie d'Hudson et le détroit d'Hudson, le substrat rocheux renferme des calcaires, des dolomies, des grès et des shales d'âge siluro-dévonien (Sanford et al., 1979; MacLean et al., 1986). Ces roches constituent le dernier ensemble lithologique utilisé dans l'étude de la dispersion glaciaire.

Minéralisations et exploration minière

En ce qui a trait à la géologie économique, la ceinture de Cape Smith renferme des gîtes minéraux de nickel, de cuivre et d'éléments du groupe du platine, qui sont tous localisés dans des roches ultramafiques (Giovenazzo et Lefèvre, 1986). En 1992, la société Falconbridge Ltée a présenté les grandes lignes de son programme d'exploration des minéralisations de nickel au gisement de Katiniq de la propriété Raglan (Cloutier et Dufresne, 1991). Les réserves totales de cette propriété sont évaluées à 17 millions de tonnes de minerai de sulfures nickélicifères, montrant une teneur en Ni de 3,12 % et en Cu de 0,88 %. Une étude d'impact environnemental a été effectuée en 1992 par le Groupe-conseil Roche Ltée. Un gîte d'amiante (Asbestos Hill), localisé dans les roches ultramafiques du Groupe de Watts, a été exploité entre 1972 et 1983. En 1962, on estimait les réserves de ce gisement à 16 millions de tonnes (Stewart, 1976).

Travaux antérieurs

Les travaux antérieurs ont porté principalement sur les aspects suivants : les phases d'écoulement glaciaire et leur chronologie; la composition du till et le transport glaciaire; la répartition des formes d'érosion et d'accumulation glaciaires; le cadre chronologique de la déglaciation, l'invasion marine le long du détroit d'Hudson, ainsi que la formation et l'évolution des lacs proglaciaires à l'intérieur des terres.

Low (1899) est le premier à identifier des vestiges laissés par une glaciation. Il mesure des stries orientées généralement selon un axe nord-est-sud-ouest entre le havre Douglas et un point situé à 40 km à l'est de la baie Whitley et conclut à un mouvement glaciaire dirigé vers l'extérieur de la péninsule. Robitaille (1959) note la présence de cirques et de fjords le long du rivage sud du détroit d'Hudson.

Kretz (1960) indique que dans la région centrale de la ceinture de Cape Smith, la majeure partie des erratiques attribués à des lithologies de la Province du lac Supérieur ont été transportés vers le nord sur une distance de moins de 13 km. Dans la région du cratère des Pingualuit, Currie (1965) note les traces de deux mouvements glaciaires : le premier dirigé vers le sud-est (120°) et le second vers le nord-est (045°).

Matthews (1962, 1963, 1966, 1967a, b, c) étudie la géologie glaciaire et postglaciaire du nord de la péninsule d'Ungava, par des levés détaillés menés dans les cinq régions suivantes : baie Déception-lac Duquet; lac Watts-Purtuniqu (Asbestos Hill); fjord de Salluit (Sugluk Inlet)-anse

Kugluk; cap Wolstenholme; rivière Durouvray et rivière Derville. En résumé, ses conclusions sont les suivantes : la dernière avancée glaciaire s'est effectuée vers le nord et des calottes glaciaires locales ont existé par endroits à la fin de cette glaciation, comme dans le secteur de Purtuniqu; à la déglaciation, vers 8,0 ka, il y aurait eu une invasion marine du rivage sud du détroit d'Hudson jusqu'à une altitude de 168 m et des lacs proglaciaires ont existé dans la région des rivières Durouvray et Derville. Il propose également la première courbe d'émersion pour la région.

Dans la région comprise entre le cap de Nouvelle-France et la baie Déception, Rogerson (1967) identifie les traces d'un mouvement glaciaire en provenance du nord-ouest et de l'ouest ainsi que d'une limite marine à 152m.

À l'intérieur des terres, Prest (1975) suggère l'existence d'un lac proglaciaire dans le cours supérieur de la rivière de Puvirnituk. Ce paléolac aurait été piégé entre la marge glaciaire en retrait et la ligne de partage des eaux. L'altitude maximale de ce plan d'eau aurait atteint environ 549 m.

Taylor (1982) observe des débris de lithologies de la ceinture de Cape Smith dans le till au sud de la ceinture. Delisle et al. (1986) indiquent que la dispersion glaciaire vers le nord est responsable de la texture plus fine des tills au nord de la ceinture de Cape Smith. Ils reconnaissent l'existence de lacs proglaciaires à l'origine de la rivière de Puvirnituk.

Gray et Lauriol (1985) attribuent la zonalité spatiale des formes glaciaires à la phase où l'écoulement glaciaire s'effectuait vers l'extérieur de la péninsule. Ils suggèrent que la déglaciation de la région baie Déception-cap de Nouvelle-France a débuté vers 10 ka. Ils obtiennent un âge de $37\,000 \pm 3\,400$ BP sur des coquilles marines récoltées dans le till de l'île Wales, un résultat qui, lorsqu'on le combine à ceux obtenus par Blake (1966) dans l'île de Baffin, leur suggère que le détroit d'Hudson était dépourvu d'une couverture de glace durant une partie de la dernière période glaciaire.

À partir de profils de sismique-réflexion effectués dans le détroit d'Hudson, MacLean et al. (1986) montrent que l'épaisseur maximale de la séquence de sédiments d'âge quaternaire atteint 130 m. Celle-ci se compose en profondeur de couches successives de till et en surface de bourrelets morainiques.

St-Onge et Scott (1986) mettent en doute l'existence de grands lacs proglaciaires à l'intérieur des terres.

Bouchard et Marcotte (1986) indiquent que le territoire étudié a été sous l'influence de deux centres de dispersion glaciaire : d'abord le centre d'Ungava (écoulement vers le sud) puis le centre de Payne (écoulement vers le nord-ouest à l'ouest de la ligne de partage glaciaire et vers le nord-est à l'est de celle-ci; fig. 5). Le centre de dispersion d'Ungava aurait été localisé dans les hauts plateaux de la rivière de Puvirnituk au début de la dernière glaciation.

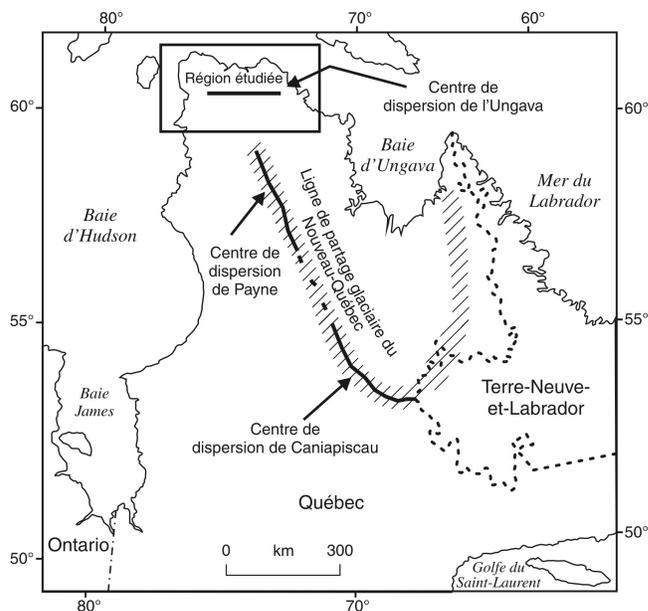


Figure 5. Carte de localisation des centres de dispersion glaciaire et de la ligne de partage glaciaire du Nouveau-Québec. D'après Bouchard (1989d) et Bouchard et Marcotte (1986)

Wilson et al. (1986), dans une étude couvrant la partie ouest de la péninsule d'Ungava de son extrémité nord jusqu'à 55° de latitude Nord, concluent que les sédiments marins fossilifères de la Mer de Tyrrell sont les moins sensibles aux précipitations acides et les tills, les plus sensibles.

Lauriol et Gray (1987) proposent un cadre chronologique de la déglaciation de la péninsule d'Ungava. La déglaciation du territoire aurait débuté avant 10 ka BP et se serait terminée après 5 ka BP. Ils proposent une stagnation de la marge glaciaire entre la baie Déception et le cap de Nouvelle-France de 10 à 7 ka BP. Vers 5 ka BP, une calotte glaciaire tardive s'étendait d'ouest en est, sur une largeur d'environ 30 km, de la région située à mi-tracé de la rivière Derville jusqu'à la région de Purtuniqu.

Miller et al. (1988) indiquent la présence d'un till carbonaté sur la pointe sud-est de la péninsule Meta Incognita. Ce till serait associé à des glaces s'écoulant vers le nord-est à partir du secteur du Labrador de l'Inlandsis laurentidien, lesquelles auraient traversé le détroit d'Hudson. Après une déglaciation initiale du détroit d'Hudson avant 9 ka, une nouvelle avancée glaciaire de même provenance se serait produite vers 8,5 ka, bloquant le drainage vers l'est du détroit d'Hudson.

Ricard (1989) propose un schéma paléogéographique pour la région de la rivière Déception. L'écoulement glaciaire s'est effectué vers le nord et le nord-est. À la déglaciation, vers 10 ka, une série de moraines frontales et un important complexe de sédiments glaciomarins se sont mis en place. Ils marquent la position d'un front glaciaire qui est demeuré stationnaire durant 2 500 ans.

Laymon (1988) montre qu'il y a une convergence des marques d'érosion glaciaire dans la partie ouest du détroit d'Hudson et il conclut à la présence d'un courant glaciaire dans ce secteur. À la déglaciation, il suggère l'existence d'un lac proglaciaire sur le rivage sud du détroit d'Hudson qui aurait précédé l'invasion marine.

Dans la région du cratère des Pingualuit, Bouchard et al. (1989) observent différents vestiges associés au flot d'Ungava : des blocs erratiques en provenance de la ceinture de Cape Smith, des stries ainsi qu'une possible nappe palimpsestique de till. Ils estiment aussi que l'érosion associée au dernier mouvement glaciaire (flot de Payne) serait d'environ 2 m.

Dans la partie centrale de la région étudiée, Daigneault (1990) montre que l'écoulement glaciaire principal s'est effectué vers le nord. L'étude de la dispersion des blocs de dolomie de la ceinture de Cape Smith laisse croire à une distance minimale de transport de 50 km.

Bruneau et al. (1990a) observent des évidences d'un mouvement glaciaire vers l'est dans l'île Charles et au cap de Nouvelle-France. Ils suggèrent que ce mouvement serait plus récent que celui vers le nord.

Daigneault (Forum des travaux en cours de la Commission géologique du Canada, 1991) révèle que le mouvement vers l'est dans l'île Charles est antérieur au mouvement vers le nord et qu'un till carbonaté lui est associé.

En se basant sur les rapports d'acides aminés et sur un âge ^{14}C de $44\,200 \pm 2\,300$ BP obtenu sur des coquilles récoltées dans l'île Nottingham, Laymon (1991) suggère une déglaciation au moins partielle du détroit d'Hudson et de la baie d'Hudson durant les stades isotopiques 5e, 5a et 3.

Richard et al. (1991) mesurent des concentrations élevées de pollens dans l'argile recueillie à la base de deux séquences lacustres ainsi que dans le till de la région du cratère des Pingualuit. Ils suggèrent que la proximité du site par rapport à la position de la dernière ligne de partage glaciaire pourrait avoir permis la préservation d'une nappe de till relique sur laquelle se serait accumulé du pollen durant les épisodes interglaciaires ou interstadias.

Bruneau et Gray (1991) proposent une carte des dépôts superficiels de la région de Salluit et du cap de Nouvelle-France. On y fait part, entre autres, de quelques âges ^{14}C antérieurs à 8 ka.

Daigneault (Forum des travaux en cours de la Commission géologique du Canada, 1992) montre que lors de la phase majeure d'écoulement dans le nord de la péninsule d'Ungava, la glace s'écoulait à partir d'une ligne de partage glaciaire s'étendant selon un axe nord-ouest-sud-est entre Ivujivik et le lac Nantais. La dispersion glaciaire des débris des lithologies de la ceinture de Cape Smith serait associée à cette phase d'écoulement.

MacLean et al. (1992) obtiennent des âges voisins de 8 400 ans pour des séquences glaciomarines échantillonnées dans la région de la baie Wakeham et de la baie Héricart et suggèrent que les séquences sous-jacentes pourraient être de 1 000 à 2 000 ans plus anciennes.

Stravers et al. (1992) présentent un schéma de la déglaciation de la partie sud-est de l'île de Baffin. Vers 9,9 ka, la glace en provenance de la péninsule d'Ungava et du Labrador s'écoulait à travers le détroit d'Hudson jusqu'à l'île de Baffin. Suite à un recul de la marge glaciaire libérant le détroit d'Hudson vers 9,5 ka, une réavancée glaciaire (Noble Inlet), de même direction que la précédente, se serait étendue jusqu'à la pointe sud-est de la péninsule Meta Incognita entre 8,8 et 8,5 ka. Ce schéma sera contesté par la suite par England et Smith (1993), lesquels notent, entre autres choses, la difficulté que rencontrerait la glace en provenance du Québec-Labrador de franchir le détroit d'Hudson sans que sa trajectoire ne soit modifiée.

Gray et al. (1993) proposent des courbes d'émersion pour différentes portions de la péninsule d'Ungava dont celles, dans la région étudiée, de Salluit-anse Kugluk-baie Oblongue (baie non dénommée située à $62^{\circ}25' \text{ N}$, $76^{\circ}20' \text{ W}$), de la rivière Déception, de l'île Charles, du cap de Nouvelle-France-cap Briard, du promontoire De Martigny, du lac Tasialujuq-havre Douglas-baie Wakeham. Ils suggèrent que le tracé sigmoïde des courbes d'émersion de la région s'étendant de la baie Déception au promontoire De Martigny résulte de la persistance d'une limite glaciaire stable sur les rebords du plateau dans la partie nord-est de la péninsule.

Daigneault (1993), dans une description de la géologie du Quaternaire de la partie est du territoire étudié, reconnaît l'existence d'un écoulement glaciaire vers le sud-est, antérieur au mouvement principal vers le nord-est dans la région du lac Vicenza. À l'intérieur de la péninsule, à la tête du bassin versant de la rivière de Puvirnituk, d'anciennes plages et des zones de roc délavé témoignent de différents niveaux de stabilité relative des lacs proglaciaires à 550, 530, 460 et 411 m.

Daigneault (1995) détermine dans une étude de la dispersion glaciaire des débris des lithologies de la ceinture de Cape Smith que la distance de transport est plus importante en périphérie de la péninsule que près du tracé de l'ancienne ligne de partage glaciaire. Il suggère que la présence de débris de roches carbonatées du Paléozoïque entre le cap de Nouvelle-France et le havre Douglas, de même que la chronologie des écoulements glaciaires établie dans l'île Charles, indiquent qu'un courant glaciaire s'était formé dans le détroit d'Hudson antérieurement à l'écoulement final vers le nord-est.

Shilts (1995) montre que la fraction du till inférieure à 0,002 mm dans les échantillons recueillis au-dessus des roches ultramafiques de la région de Raglan est plus riche en Pd, Ni, Co, et Cu que les fractions plus grossières.

Daigneault (1997b) présente une synthèse de la géologie du Quaternaire du nord du Nunavik, dont le présent bulletin constitue une adaptation.

Méthodologie

Travaux sur le terrain

Les travaux sur le terrain ont été effectués durant les étés de 1989, de 1990 et de 1991. En 1989, nous avons couvert la partie centrale du territoire d'étude soit les feuillets 35J (Salluit) et 35G (Lacs Nuvilik). À l'été de 1990, nos travaux ont porté sur le secteur à l'est; nous avons visité les régions cartographiques de Cratère du Nouveau-Québec (feuillelet 35H), de Cap de Nouvelle-France (feuillelet 35I) et de Kangiqsujuaq (partie ouest du feuillelet 25E) ainsi que l'île Charles. Enfin lors de l'été de 1991, nous avons couvert la partie ouest s'étendant au feuillelet 35F (Kovik Bay) et à une partie des feuillets 35E (feuillelet rattaché à 35F), 35K (Cap Wolstenholme [Saint-Louis]) et 35L (feuillelet rattaché à 35K). Au total, 27 semaines de travaux de terrain ont été nécessaires afin de répondre aux objectifs visés.

Lors des travaux sur le terrain, nous avons profité d'un soutien hélicoptère financé en partie par l'Étude du plateau continental polaire. Nous avons effectué alors les travaux suivants : vérifications ponctuelles et courtes traverses afin de vérifier la photo-interprétation préliminaire; échantillonnage des sédiments; et relevé des microformes d'érosion. Au total, plus de 800 sites ont été visités par notre équipe ou les équipes de cartographie du substrat rocheux.

Aux fins de l'étude de la dispersion glaciaire, nous avons procédé à un échantillonnage systématique du till de surface. Au total, 267 échantillons ont été recueillis, ce qui se traduit par une densité moyenne d'environ un échantillon par maille de 200 km². Dans la majorité des cas, les échantillons ont été recueillis à une profondeur moyenne d'environ 30 cm dans des ostioles. Un échantillonnage plus serré a été effectué dans deux corridors disposés parallèlement à la direction de l'écoulement glaciaire et qui franchissent le contact sud de la ceinture de Cape Smith, séparant les roches protérozoïques de couverture de cette ceinture du socle archéen. Une maille d'échantillonnage plus petite a également été utilisée dans les environs d'un lambeau de roches métasédimentaires apparentées aux unités de la ceinture. Au total, 42 échantillons ont été prélevés dans ces trois zones d'échantillonnage serré.

Le transport glaciaire à l'échelle régionale a également été étudié par des comptages et des relevés de la présence (ou de l'absence) de blocs (> 20 cm) de certaines roches indicatrices. Des comptages d'une centaine de blocs ont été effectués le long des corridors mentionnés ci-dessus, là où le till a été échantillonné. Les comptages ont été effectués sur une superficie de 100 m². Les blocs observés ont été attribués à l'un ou l'autre des quatre ensembles lithologiques suivants : 1) les roches sédimentaires du Paléozoïque; 2) les roches métasédimentaires du Protérozoïque; 3) les roches ignées métamorphisées de composition mafique ou ultramafique

(basalte, gabbro et roches ultramafiques [péridotite surtout]) du Protérozoïque; et 4) les roches cristallines du Précambrien n'appartenant pas à la ceinture de Cape Smith. Les relevés de la présence ou de l'absence de blocs de roches indicatrices ont été effectués pour deux types de roches aisément identifiables sur le terrain : les dolomies et les roches ultramafiques de la ceinture de Cape Smith. Pour ces dernières, nous avons également procédé à des comptages du nombre total de blocs observés dans un temps fixe de 5 minutes, sans égard à la superficie couverte par l'observation.

Travaux de compilation et de laboratoire

La cartographie des unités quaternaires a été effectuée par l'interprétation de photos aériennes à l'échelle de 1/40 000. La mise en carte manuelle de l'information à l'échelle de 1/250 000 a nécessité une phase intermédiaire de compilation à une échelle de 1/100 000 sur un Varioplan. Finalement, les cartes produites manuellement ont été numérisées et intégrées à un système d'information géographique (SIG) à référence spatiale (ArcInfoTM) par la Division de l'information géoscientifique.

En laboratoire, nous avons déterminé pour chacun des échantillons de till la composition granulométrique de la matrice (< 2,0 mm), la nature lithologique des granules (4-5,6 mm) et la géochimie de la fraction fine (< 0,063 mm). L'analyse de la composition granulométrique de la matrice a été effectuée par tamisage de la fraction sableuse et par densimétrie de la fraction silt et argile. La détermination de la nature lithologique des granules a été réalisée à l'aide d'une loupe binoculaire. Les mêmes classes lithologiques que pour les blocs ont été distinguées. En moyenne, 270 granules ont été analysés dans chacun des échantillons. Les résultats des comptages lithologiques et des analyses granulométriques sont présentés dans les annexes A et B.

L'analyse géochimique de la fraction des tills inférieure à 0,063 mm a servi à établir le contenu en carbonates et en éléments traces. La teneur en carbonates a été déterminée à l'aide d'un appareil Chittick (Dreimanis, 1962). Les analyses géochimiques du till ont été effectuées afin de déterminer les teneurs en différents métaux (Cr, Fe, Co, Ni, Cu, Zn) indicateurs des lithologies de la ceinture de Cape Smith, ainsi qu'en certains autres éléments (Au, As, U, Pb) susceptibles de révéler la présence de minéralisations d'intérêt économique. Les concentrations de Co, Fe, Au, As et U ont été mesurées par activation neutronique et celles de Ni, Cu, Zn, Cr, et Pb par fluorescence de rayons X. Les résultats ont été classés selon leur rang centile et les coupures suivantes ont été retenues : 25^e, 50^e, 75^e, 90^e, 95^e, 98^e et 99^e centile. Les teneurs supérieures à la valeur du 95^e centile sont ici considérées anormales. Les résultats des analyses géochimiques sont présentés à l'annexe C.

La détermination des âges par la méthode du ¹⁴C a été effectuée au Laboratoire de datation au radiocarbone de la Commission géologique du Canada. Ces âges sont présentés dans un format corrigé suivant une valeur δ¹³C de 0‰ PDB.

Dans le cas des datations réalisées par d'autres laboratoires, nous présentons les âges déterminés sur des coquilles marines dans leur format non corrigé. Les âges normalisés suivant une valeur $\delta^{13}\text{C}$ de -25‰ PDB qui ont été tirés de publications ont été corrigés en fonction d'une valeur $\delta^{13}\text{C}$ de 0‰ PDB en leur soustrayant 410 ans. L'ensemble des résultats de datations effectuées dans la région sont présentés à l'annexe D.

Remerciements

Je tiens d'abord à remercier le professeur Michel A. Bouchard pour ses judicieux conseils et ses encouragements au cours de la recherche qui a mené à la rédaction de ma thèse de doctorat, dont le présent bulletin constitue une adaptation. Je remercie aussi mes collègues du Centre géoscientifique de Québec pour les nombreuses discussions sur divers aspects de la géologie du Quaternaire et en particulier Serge Paradis qui m'a fait profiter de son expertise en photo-interprétation. Je remercie aussi la Commission géologique du Canada pour le financement de l'ensemble des travaux.

Durant toute la durée de ce projet, nous avons profité de l'excellente collaboration scientifique et logistique, ainsi que d'une franche camaraderie de la part de Marc St-Onge, de Steve Lucas de la division de la géologie du continent de la Commission géologique du Canada, et de leur équipe; je leur en suis reconnaissant. Je remercie mes assistants sur le terrain Normand Bergeron (1989), Isabelle McMartin (1990) et Sheila Pitre (1991) pour leur collaboration durant ces longues journées de travail ainsi que les pilotes de Canadian Helicopter, particulièrement Pierrette Paroz pour avoir grandement facilité mon travail par sa dextérité et sa prudence. Pour leur patience et leur professionnalisme, je remercie Louis P. Renaud et Paul St-Amour, des Services de publication du Secteur des sciences de la Terre, qui ont réalisé la cartographie numérique des cartes de série A ainsi que Marco Boutin, de l'INRS-Eau, Terre et Environnement, qui a réalisé les figures du bulletin. Je remercie également Réal Gosselin de l'INRS-Eau, Terre et Environnement pour les analyses géochimiques, Patti Lindsay du laboratoire de sédimentologie de la CGC pour les analyses granulométriques, ainsi que Julie Dufresne et Christian Devin pour leur travail de compilation.

Enfin, à mon épouse, Jacqueline Monfourny, pour sa patience et son soutien durant les années de travail qu'a nécessitées ce bulletin et pour ses lectures critiques, j'aimerais témoigner toute ma gratitude.

L'ÉROSION GLACIAIRE DU SUBSTRAT ROCHEUX

Nous décrivons dans cette section les formes produites par l'érosion glaciaire dans l'ensemble du territoire étudié. Ces formes se présentent à des échelles très variées. Nous les

subdivisons ici en deux grandes catégories : les macroformes d'érosion, dont la taille varie de quelques centaines de mètres à plusieurs dizaines de kilomètres, et les formes de petites dimensions (mésoformes et microformes), dont les dimensions vont de quelques centimètres à quelques dizaines de mètres. Nous présentons ensuite les formes résultant de l'action combinée de l'abrasion glaciaire et de l'écoulement des eaux de fusion, les *p-forms*. Enfin, nous concluons sur l'existence des phases d'écoulement déduites de l'interprétation de l'ensemble des marques d'érosion glaciaire.

Les macroformes d'érosion glaciaire

Trois types de macroformes ont été observés : les vallées glaciaires et les fjords; les cirques; et les rochers profilés.

Les vallées glaciaires et les fjords

Les vallées glaciaires et les fjords sont localisés essentiellement le long du détroit d'Hudson où ils forment des incisions profondes dans le haut plateau. La longueur de ces macroformes est en étroite corrélation avec celle du bassin versant dans lequel elles se trouvent, suggérant ainsi que la glace qui a les a façonnées a emprunté des vallées fluviales préexistantes. Ainsi, ces macroformes sont rares et de dimensions plus réduites dans le secteur ouest (carte 1861A) et plus nombreux et de taille plus imposante au centre (carte 1862A) et à l'est (carte 1863A). Dans le secteur ouest, la plus importante vallée glaciaire (anse Erik) est d'une longueur d'environ 12 km et d'une largeur maximale de 2,5 km alors que celle occupée par le lac Watts, le lac François-Malherbe et la baie Déception, dans le secteur central, atteint environ 70 km de longueur et 5 km de largeur. Dans ces deux cas, comme pour la plupart des vallées glaciaires observées d'ailleurs, elles sont ennoyées dans leur partie aval par les eaux marines du détroit d'Hudson et constituent donc des fjords (fig. 6). Par endroits, les flancs de ces vallées sont striés, mais dans la plupart des cas ils sont gélifractés de sorte que le profil transversal en U des vallées est alors partiellement masqué par la présence de talus d'éboulis, comme c'est le cas dans le fjord Kursukattaq (Southwest Arm) du havre Douglas (fig. 7).

La profondeur de ces vallées en auge, en partie ennoyées et remblayées par des sédiments, a été estimée en additionnant la profondeur maximale du plan d'eau qui les occupe au dénivelé moyen de leurs flancs rocheux. Le fjord le plus profond, à environ 514 m, serait celui de la baie Wakeham (carte 1863A), où la profondeur d'eau est d'environ 214 m et la hauteur moyenne des falaises de 300 m.

Les cirques

Selon leur degré de développement, les cirques présentent tout un continuum de formes, allant du petit amphithéâtre à profil longitudinal presque régulier à celui qui présente une forme de courbe exponentielle décroissante (fig. 8). Dans ce dernier cas, les cirques passent par endroits à des vallées

glaciaires en aval. Entre le cap Wolstenholme et l'anse Kugluk, on observe de nombreuses dépressions allongées en forme d'amphithéâtre dont les parois rocheuses très escarpées évoluent par gélifraction et mouvement gravitaire (fig. 9). Sur les cartes, ces dépressions sont représentées par le symbole des cirques. Notons d'ailleurs qu'Andrews et Lemasurier (1973) considèrent que l'évolution d'un cirque favorise davantage son allongement que son élargissement.

Les dimensions des cirques varient de quelques centaines de mètres en longueur et en largeur pour ceux accrochés au flanc ouest de la vallée glaciaire de la rivière Foucault près de la confluence de celle-ci avec la rivière Gatin, à quelques kilomètres pour les plus importants qui s'enfoncent dans la falaise rocheuse bordant le détroit d'Hudson. À environ 7 km à l'ouest de l'embouchure de la baie Wakeham, on observe le plus gros cirque de la région qui s'étend sur 4,2 km de longueur et 1,8 km de largeur et dont la profondeur minimale est d'environ 200 m, si celle-ci est estimée essentiellement à

partir de la hauteur de ses parois (carte 1863A). Il est donc environ 2,3 fois plus long que large et environ 2,1 fois plus long que profond. À 6 km au nord-ouest, un autre cirque bien développé montre des rapports comparables, qui s'élèvent respectivement à 2,2 et 1,3.

Les cirques sont situés principalement le long de la côte du détroit d'Hudson et concentrés dans trois secteurs : du cap Wolstenholme à l'anse Kugluk, du havre Douglas à la baie Wakeham et, enfin, dans l'extrême sud-est de la région étudiée, à environ 20 km de la baie Burgoyne (carte 1863A). Généralement isolés, comme ceux situés au nord de la baie Wakeham, les cirques peuvent parfois être groupés ou disposés en escalier, comme c'est le cas dans la région sise au sud du cap Qarliik Nuvua, dans le secteur ouest (fig. 9 et 10). Dans ce secteur, ils sont plus gros là où ils se sont développés dans les roches plus tendres du Groupe de Sugluk.



Figure 6. Les fjords du havre Douglas. Photo prise à basse altitude en direction du sud-sud-ouest. La hauteur moyenne des falaises est d'environ 300 m. (Photo : GSC 2007-220)

Figure 7. Vallée glaciaire du fjord Kursukattaq (Douglas Harbour Southwest Arm). Photo prise à basse altitude en direction du sud. Les talus d'éboulis s'étendent sur un dénivelé maximal de 120 m. (Photo : GSC 2007-221)





Figure 8. Cirque en bordure du lac Tasialujuuaq. Ce cirque, d'une profondeur d'environ 150 m, s'est développé, comme les trois autres dans ce secteur, sur le versant de la vallée faisant face au nord-ouest. (Photo : GSC 2007-222)

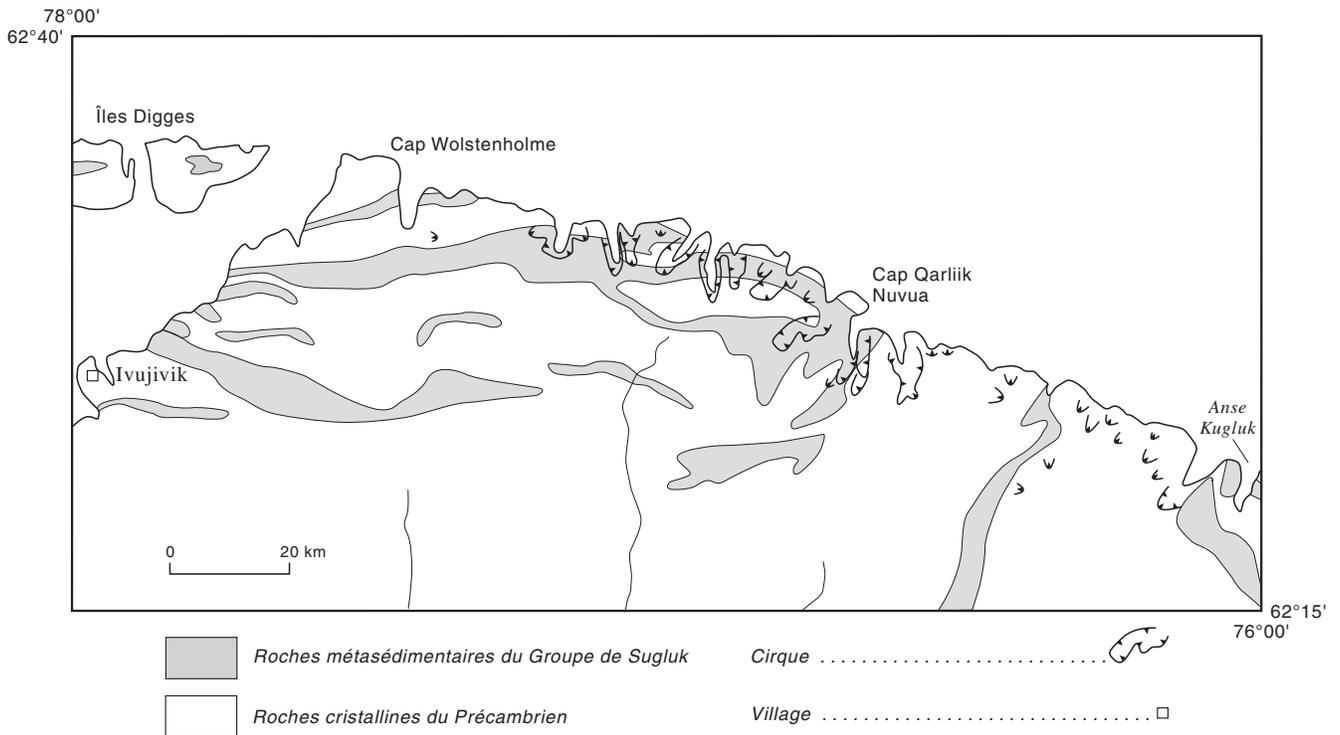


Figure 9. Carte de localisation des cirques entre le cap Wolstenholme et l'anse Kugluk. Les cirques se sont développés principalement sur les versants faisant face au nord, dans les roches métasédimentaires du Groupe de Sugluk. Géologie du substrat rocheux : communications personnelles de M.R. St-Onge et S.B. Lucas (1990).

La compilation des données sur l'orientation et l'altitude de tous les cirques répertoriés (157; fig. 11) montre que ceux-ci font généralement face au nord (35 %) et au nord-est (32 %) (fig. 11b). L'altitude de leur seuil rocheux est très variable, ce qu'illustre l'histogramme de la figure 11a où se dessine une distribution normale avec un mode centré approximativement sur l'intervalle de classe de 201-250 m au-dessus du niveau marin. On remarque aussi que dans 20 % des cas, le seuil est sous le niveau de la mer actuel. Cette observation nous renseigne sur le moment où la formation de ces cirques s'est amorcée. En effet, l'accumulation de neige ne peut s'être effectuée que lorsque le niveau des océans était plus bas qu'il ne l'est actuellement. Selon la reconstitution des niveaux marins du Quaternaire de Fairbridge (1971), ce phénomène s'est produit lors des glaciations, de 0,9 Ma à aujourd'hui. Compte tenu de leur profondeur, jusqu'à 460 m pour certains cirques situés entre le cap Wolstenholme et le cap Qarliik Nuvua, et des taux maximaux d'érosion calculés

par Andrews (1972) pour des cirques de l'Arctique canadien (90 mm/1 000 a), on estime que la formation de ces gros cirques se serait amorcée il y a environ 5 millions d'années. En se basant toujours sur le taux d'érosion mentionné ci-dessus, Andrews (1972) et Anderson (1978) suggèrent que le début de la glaciation dans l'île de Baffin pourrait se mesurer en millions d'années. Rappelons que durant le Pliocène, il y a eu également des épisodes où le niveau des océans était plus bas qu'il ne l'est actuellement (Summerhayes, 1986). Le début de la formation de ces gros cirques pourrait donc dater du début des glaciations du Pléistocène, vers 0,9 Ma, ou même du Pliocène.

Nos observations sommaires sur la géomorphologie de ces gros cirques nous indiquent qu'ils ont été peu modifiés par le dernier mouvement glaciaire. Par exemple, on attribue à celui-ci l'asymétrie observée dans l'inclinaison des parois de deux gros cirques situés à une dizaine de kilomètres au



Figure 10. Cirques, au sud du cap Qarliik Nuvua. La largeur moyenne de l'arête entre les deux cirques est d'environ 100 m. Vue vers le nord.
(Photo : GSC 2007-223)

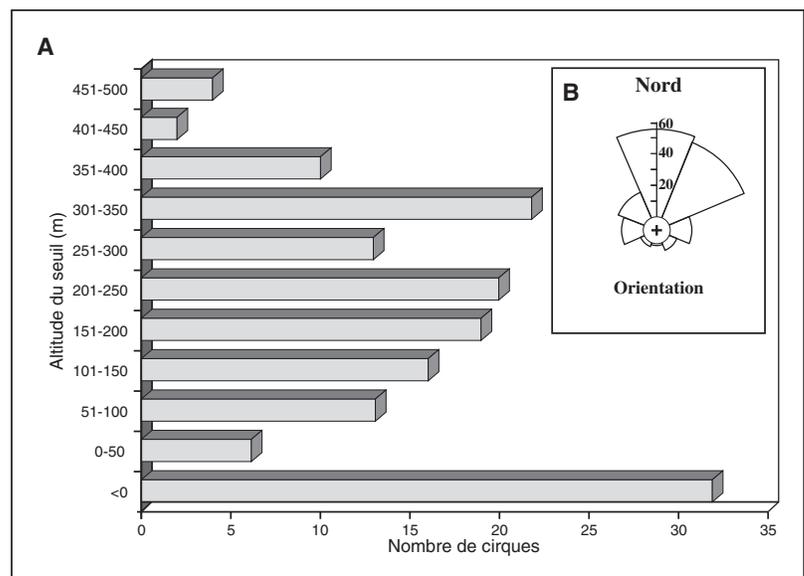


Figure 11. Altitude (A) et orientation (B) des cirques.

nord-ouest de Kangiqsujuaq (carte 1863A). Dans les deux cas, la paroi ouest est subverticale alors que celle du côté est montre une pente beaucoup plus douce. Nous croyons que l'érosion produite lors du dernier mouvement glaciaire dirigé vers le nord-est a favorisé le délogement de matériaux sur le flanc ouest et l'abrasion des surfaces rocheuses sur le flanc est, tout en maintenant relativement intacte la forme générale des cirques.

En résumé, nous croyons que la présence de dépressions préexistantes produites par l'érosion fluviale, qui faisaient face au nord et au nord-est, a été un facteur favorable au développement des cirques. Dans certains cas, l'existence de formations rocheuses plus tendres a favorisé leur développement.

Les rochers profilés

Les rochers profilés sont des buttes rocheuses dont le versant situé à l'aval glaciaire a été adouci par l'abrasion glaciaire. Ils sont présents principalement sur le pourtour de la péninsule et plus particulièrement sur le plateau s'étendant de la région traversée par la rivière Guichaud, à l'ouest, à la baie Déception, à l'est (carte 1862A). Dans le secteur de la rivière Guichaud, ils sont groupés et accompagnés par endroits de traînées morainiques. Les dimensions des rochers profilés sont très variables : leur longueur varie de 50 à 500 m, leur largeur de 50 à 150 m et leur hauteur est inférieure à 15 m (fig. 12). Généralement, leur rapport longueur/largeur est compris entre 3 et 5. L'orientation de ces rochers profilés est un bon indicateur de la direction du mouvement des glaces. À l'échelle régionale, leurs orientations sont en accord avec celles des stries et témoignent d'un écoulement glaciaire qui s'effectuait vers la périphérie de la péninsule. Par endroits, cependant, une légère déflexion peut être observée entre l'orientation des stries et celle des rochers profilés. Dans le secteur situé au nord de la rivière Guichaud, par exemple, les rochers profilés témoignent généralement d'un écoulement dirigé vers le nord-nord-est, alors que les stries ont une

orientation sud-ouest-nord-est. Cette différence d'orientation indique des moments de formation différents pour ces deux formes d'érosion.

Les mésoformes d'érosion glaciaire

Cette catégorie de formes d'érosion glaciaire comprend les roches moutonnées et les reliefs en dos de baleine.

Les roches moutonnées

Les roches moutonnées sont de petites bosses rocheuses dont le versant situé à l'amont glaciaire a été adouci par l'abrasion glaciaire et dont la face située à l'aval est marquée par un plan de débitage (fig. 13). Elles ont été observées presque partout dans le territoire étudié. Leur longueur est inférieure à 20 m, leur largeur à 5 m et leur hauteur est d'environ 1 à 2 m. En plusieurs sites, une correspondance a été observée entre l'orientation des roches moutonnées et celle des stries.

Dans l'île Charles, les roches moutonnées observées sont groupées en amas coalescents et forment un plus grand rocher dissymétrique qui témoigne d'un écoulement glaciaire dirigé vers l'est (fig. 14). Ces roches moutonnées sont voisines de *p-forms* (plastically-molded forms) qui témoignent également d'un écoulement de même direction.

Les dos de baleine

Quelques reliefs en dos de baleine ont été répertoriés dans le territoire étudié. Un exemple de cette forme d'érosion glaciaire a été observé dans la partie est du territoire (carte 1863A), entre la rivière Lataille et un lambeau de roches protérozoïques. Il s'agit d'un relief d'environ 4 m de hauteur et de quelques mètres de longueur, dont la face située à l'amont glaciaire, aussi bien que celle située à l'aval, ont été arrondies par l'érosion glaciaire (fig. 15).



Figure 12. Rocher profilé, près du cap de Nouvelle-France. Ce rocher, d'une hauteur d'environ 15 m, se situe dans une zone où les dépôts meubles ont été érodés par les eaux marines postglaciaires. Vue vers le nord-ouest. (Photo : GSC 2007-224)



Figure 13. Roche moutonnée (gneiss tonalitiques), dans la région de la baie Fisher, indiquant un écoulement glaciaire dirigé vers le nord-est, soit vers la droite de la photo. (Photo : GSC 1992-148).

Figure 14. Roches moutonnées (gneiss tonalitiques) produites par un écoulement glaciaire dirigé vers l'est, dans l'axe longitudinal du détroit d'Hudson (vers la gauche de la photo), île Charles. (Photo : GSC 2007-225)



Figure 15. Reliefs en dos de baleine (gneiss tonalitiques), dans la région au sud de la rivière Lataille. La glace s'écoulait vers le nord-est, soit de droite à gauche sur la photo. Ces formes d'érosion glaciaire se situent dans une zone de till mince où les affleurements du substrat rocheux sont abondants (unité 1a des cartes 1861A, 1862A et 1863A). (Photo : GSC 2007-226)

Les microformes d'érosion glaciaire

Les microformes d'érosion glaciaire sont nombreuses et presque omniprésentes dans le territoire étudié. Des marques de fracturation glaciaire (broutures), des queues-de-rat et, surtout, des stries ont été observées (fig. 16). Ces marques d'érosion sont généralement bien préservées à la surface de la plupart des types de roches, bien que sur certaines roches cristallines elles soient oblitérées par la météorisation. Dans le cas des affleurements météorisés, ces marques peuvent parfois être observées sous la couverture de mousse.

Au total, des mesures de l'orientation des stries ont été effectuées à 301 sites répartis dans l'ensemble du territoire (fig. 17). Dans la majorité des sites visités (246), les traces d'un écoulement glaciaire dans une seule direction ont été observées. Parmi les autres sites, deux directions d'écoulement ont été reconnues à quarante-neuf endroits, trois directions à cinq endroits et, enfin, quatre directions à un seul. Les stries en tête-de-clou, les queues-de-rat et les fractures principales dans des marques de brouture ont été utilisées afin de déterminer le sens de l'écoulement glaciaire. Dans les cas où l'allongement des roches moutonnées correspondait à l'orientation des stries situées à proximité, le sens de l'écoulement des glaces a pu être présumé. Ces sites sont identifiés de manière distincte à la figure 17.

Les *p-forms*

Les *p-forms* (plastically-molded forms) sont créées par l'action combinée de l'écoulement des eaux de fusion et de l'abrasion glaciaire (Dahl, 1965). Leur présence suggère l'existence d'un épisode où les eaux de fusion pressurisées circulaient à de très grandes vitesses sous la glace. En Norvège, ces formes se localisent à des endroits où l'écoulement glaciaire a été fortement dévié par des obstacles topographiques (Dahl, 1965).

Les *p-forms* observées sont de plusieurs types : cavettos, sichelwannens, cannelures, chenaux curvilignes et marmites. À l'exception des trois derniers types qui ont été observés également dans la péninsule d'Ungava, la présence de *p-forms* est restreinte aux îles Digges et Charles dans le détroit d'Hudson. Dans l'île Charles, elles sont plus nombreuses et plus variées. On y observe des cannelures dont certaines font plusieurs mètres de longueur sur près de 1 m de largeur. Dans l'une de celles-ci, d'orientation est-ouest (084°–264°), on a observé des stries longitudinales, mais également les traces d'un autre mouvement d'orientation nord-est–sud-ouest (024°–204°) (fig. 18). Les traces de ce dernier mouvement recoupent celles du précédent et elles sont omniprésentes sur la surface rocheuse bordant les rebords du sillon. Dans la partie sud-est de l'île, nous avons observé en un même site des sichelwannens, des sillons curvilignes et de petits cavettos. Les sichelwannens, une forme en lame de faucille dont les pointes sont dirigées vers l'aval glaciaire, montrent une largeur d'une pointe à l'autre de 20 m et s'enfoncent dans le roc sur environ 20 cm (fig. 19). Leurs pointes sont dirigées vers l'est. L'orientation des *p-forms* dans les îles du détroit

d'Hudson suggère donc une phase d'écoulement des eaux de fusion dirigée vers l'est, parallèlement à l'axe de ce bras de mer.

Les sillons curvilignes sont de tailles différentes mais montrent généralement une largeur de quelques centimètres. Les cavettos observés sont constitués de sillons subhorizontaux gravés sur des surfaces rocheuses subverticales. Dans les îles Digges, au nord du port de Laperrière, les plus beaux exemples font plusieurs mètres de longueur sur environ 0,5 m de largeur et quelques centimètres de profondeur (fig. 20). Enfin, de petites marmites ont été observées dans l'île Charles, en association avec des cannelures, et dans la péninsule d'Ungava, au sein de chenaux d'eau de fusion sous-glaciaires.

Les phases d'écoulement glaciaire et leur chronologie

La compilation des microformes d'érosion à l'échelle régionale met en évidence une phase d'écoulement majeure où les glaces se déplaçaient vers l'extérieur de la péninsule (fig. 17) à partir d'une zone s'étendant sur environ 200 km selon un axe nord-ouest–sud-est, d'Ivujivik à un point situé à l'ouest du lac Nantais. Cette zone constitue le segment nord-ouest de l'ensemble en forme de U connu sous le nom de ligne de partage glaciaire du Nouveau-Québec–Labrador (Prest, 1968; Dyke et Prest, 1987). Au Labrador et dans la région de Schefferville, les travaux de Klassen et Thompson (1987, 1988, 1989 et 1993) permettent de mettre en doute la configuration de l'écoulement glaciaire proposée pour ce secteur de l'inlandsis. Dans le présent bulletin, nous utilisons l'appellation de ligne de partage glaciaire du Nouveau-Québec (fig. 5). Le présent travail de cartographie permet de définir de façon plus précise le tracé et la position de l'extrémité nord-ouest de cette ligne de partage glaciaire dans le nord de la péninsule d'Ungava.

De part et d'autre de la ligne de partage glaciaire du Nouveau-Québec, l'écoulement glaciaire s'est fait dans des directions opposées, comme nous le révèlent aussi bien les stries que les roches moutonnées et les formes fuselées dans le till. Dans la zone d'une largeur minimale de 10 km où l'on situe la ligne de partage glaciaire, on note l'absence de marques d'érosion glaciaire. On y observe, par ailleurs, des champs de blocs, des secteurs où les affleurements sont légèrement gélifractés et recouverts d'une mince couverture de till, ainsi que, par endroits, des terrains morainiques bosselés.

Dans la région de Purtuniqu, des traces d'orientation divergente témoignant d'un écoulement dirigé généralement vers le nord pourraient être reliées à l'existence d'une calotte glaciaire tardive, comme l'a suggérée Matthews (1967a).

Parmi les endroits où plusieurs directions d'écoulement glaciaire ont été reconnues, peu d'entre eux permettent d'établir une chronologie relative des phases d'écoulement. Il y a d'abord le site dans l'île Charles décrit précédemment, où une cannelure d'orientation est-ouest présentant des stries



Figure 16. Train de broutures concaves, près de la baie Fisher. La fracture principale est inclinée vers l'est-nord-est, ce qui indique un écoulement glaciaire dans cette direction, soit du coin inférieur gauche de la photo vers le coin supérieur droit. (Photo : GSC 2007-227)

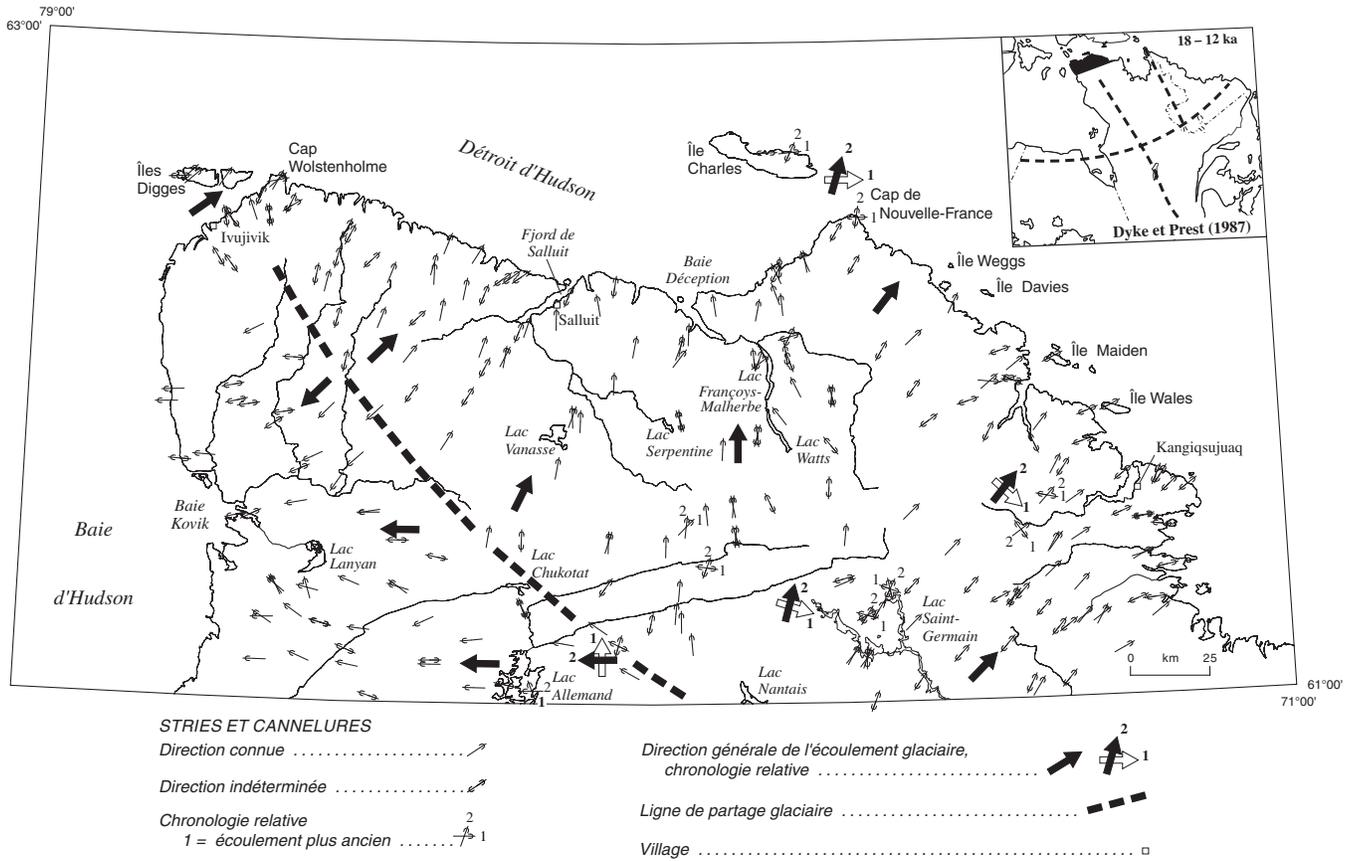


Figure 17. Orientation des microformes d'érosion glaciaire et position de la ligne de partage glaciaire.

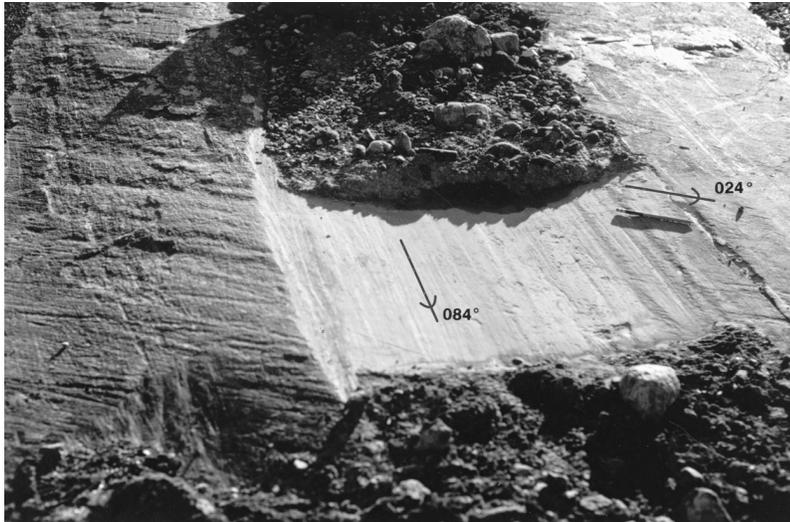


Figure 18. Sillon d'orientation 084–264° auquel se superposent des stries (crayon) d'orientation 024–204°, île Charles. La première orientation est reliée au courant glaciaire dans le détroit d'Hudson et la seconde à un écoulement en provenance de la ligne de partage glaciaire du Nouveau-Québec-Labrador. (Photo : GSC 2007-228)

Figure 19. Sichelwannen souligné par la présence de végétation, île Charles. La glace s'écoulait en direction de l'est, soit de la gauche vers la droite de la photo. (Photo : GSC 2007-229)



Figure 20. Cavetto (flèche), au nord du port de Laperrière, îles Digges. La glace s'écoulait en direction du nord-est, soit de la droite vers la gauche de la photo. (Photo : GSC 2007-230)

longitudinales est traversée par des stries fines d'orientation nord-est-sud-ouest. On considère que le premier mouvement vers l'est, auquel est associé un till carbonaté (voir plus loin), témoigne de l'existence du courant glaciaire dans le détroit d'Hudson. L'aire d'influence de cet écoulement se serait étendue vers le sud jusqu'à la région comprise entre le cap de Nouvelle-France et le havre Douglas (Daigneault, 1995). Au cap de Nouvelle-France, une chronologie identique des phases d'écoulement glaciaire a été reconnue par Bruneau et Gray (1991). Les traces de direction nord-est de la phase d'écoulement plus récente sont concordantes avec celles observées dans la péninsule; les glaces qui les ont produites prenaient leur source dans la zone de la ligne de partage glaciaire du Nouveau-Québec.

Dans les parties centre sud et est du territoire étudié, nous avons observé des évidences de l'existence d'un mouvement des glaces antérieur au mouvement dominant vers le nord et le nord-est. D'abord, à l'ouest du lac Beauparlant et du lac Saint-Germain, des cannelures et des sillons d'orientation est-sud-est-ouest-nord-ouest intersectent des stries produites lors du mouvement régional dominant. Plus à l'est, dans le secteur immédiatement à l'ouest de Kangiqsujuaq, nous avons observé, sur des faces protégées des effets de l'écoulement des glaces vers le nord-est, des stries d'orientation sud-est-nord-ouest. Ces dernières s'ajoutent aux marques d'érosion glaciaire mesurées dans la région du cratère des Pingualuit par Bouchard et Marcotte (1986) et Bouchard et al. (1989) et indiquent l'extension vers l'est de la région touchée par le flot d'Ungava.

Dans la moitié ouest du territoire étudié, on note l'absence de marques d'érosion glaciaire pouvant être rattachées à cette première phase d'écoulement. Par contre, comme nous le verrons plus loin, la présence d'erratiques de lithologies de la ceinture de Cape Smith dans l'arc de Narsajuaq, au nord-ouest, lui est probablement reliée. Dans le secteur à l'est du lac Allemand, les formes d'érosion glaciaire nous

indiquent également l'existence d'un mouvement vers le nord qui serait antérieur à la phase d'écoulement dominante vers l'ouest, mais qui est incompatible avec le flot d'Ungava. En effet, on y a observé, entre autres, des affleurements rocheux profilés en direction du nord, sur lesquels des stries et des sillons d'orientation ouest-nord-ouest-est-sud-est sont superposées (fig. 21). Nous discuterons plus en détail de ces anciens mouvements dans la section portant sur la paléogéographie.

LITHOSTRATIGRAPHIE DES DÉPÔTS DU QUATERNAIRE

Dans cette section, nous présentons un aperçu des caractéristiques sédimentologiques et géomorphologiques des unités lithostratigraphiques d'âge quaternaire, ainsi que de leur répartition spatiale et de leur ordre stratigraphique. De la plus ancienne à la plus récente, on distingue les unités lithostratigraphiques suivantes : les dépôts glaciaires (till [1a, 1b, 1c]); les dépôts fluvioglaciaires (sédiments fluvioglaciaires de contact glaciaire [2a, 2b, 2c] et sédiments proglaciaires [3]), les dépôts glaciomarins et marins (4a, 4b, 4c); les dépôts glaciolacustres (5a, 5b); les dépôts alluviaux (6); les dépôts colluviaux (7) et les dépôts organiques (8) (tableau 1 et fig. 22). À l'exception des tills qui peuvent être d'âge holocène ou pléistocène, tous les dépôts datent de l'Holocène (tableau 1).

Bien que de dimensions trop petites pour être figurés sur les cartes à l'échelle utilisée, des dépôts éoliens sont présents à plusieurs endroits, en particulier sur les dépôts sableux laissés par l'invasion marine. Ils forment une mince couverture continue ou, par endroits, des dunes dont la hauteur maximale relevée est de 3 m.



Figure 21. Affleurements rocheux dissymétriques témoignant d'un écoulement glaciaire dirigé vers l'ouest-nord-ouest (carnet) sur lesquels sont superposées des stries d'orientation est-ouest (crayon). (Photo : GSC 2007-231)

Tableau 1. Caractéristiques sédimentologiques et morphologiques des unités lithostratigraphiques du Quaternaire.

Unité lithostratigraphique	Unité cartographique	Description sédimentologique sommaire	Granulométrie de la matrice ** (%)			Épaisseur maximale (m)	Superficie couverte (%)	Forme
			Sable	Silt	Argile			
Dépôts organiques	8	Accumulation de mousses et d'herbes				0,5	1	Placage
Dépôts colluviaux	7	Blocs et cailloux anguleux				50	< 1	talus d'éboulis
Dépôts alluviaux	6	Sable et gravier stratifiés, blocs imbriqués localement				3	1	plaine et cône alluviaux, delta
Dépôts glaciolacustres	5b	Sable, gravier et blocs stratifiés	79,7	16,6	3,7	20	< 1	Delta
	5a	Sable, gravier et cailloux stratifiés	84,9	13,0	2,1	2	< 1	Plage
	4c	Sable silteux, sable, gravier et blocs localement ; stratifiés et fossilifères*	52,9	33,1	14,0	40	2	Delta
Dépôts glaciomarins et marins	4b	Sable et gravier stratifiés et fossilifères*	62,7	27,9	9,4	3	4	Plage, flèche littorale, placage
	4a	Silt argileux et silt sableux, massifs ou stratifiés, présence de galets de déléstage, fossilifères* ; par endroits sous le faciès ci-dessus, rythmites de sable et d'argile; parfois fossilifères*	7,8	49,7	42,5	10	4	Plaine
Dépôts fluvioglaciaires (sédiments proglaciaires)	3	Gravier et blocs subarrondis et stratifiés				10	1	Épandage fluvioglaciaire
Dépôts fluvioglaciaires (sédiments de contact glaciaire)	2c	Sable, gravier et blocs stratifiés	85,7	13,5	0,8	8	< 1	Kame, terrasse de kame
	2b	Sable, gravier et blocs stratifiés	76,3	15,5	8,1	20	< 1	Bourrelet morainique
	2a	Sable, gravier et blocs stratifiés				25	< 1	Esker et delta d'esker
Dépôts glaciaires (till)	1c	Diamicton à matrice sablo-silteuse à galets non jointifs, lentilles de matériaux graveleux par endroits	51	40	9	10	5	Moraines de De Geer
	1b	Diamicton à matrice sablo-silteuse, galets non jointifs (non observé dans les terrains morainiques bosselés), localement fissile				12	15	Terrain morainique sans forme définie, bosselé, ou fuselé
	1a	Diamicton à matrice sablo-silteuse à galets non jointifs	62	33	5	1	60	Placage irrégulier, «cover-moraine»

* voir tableau 2

** voir annexe B

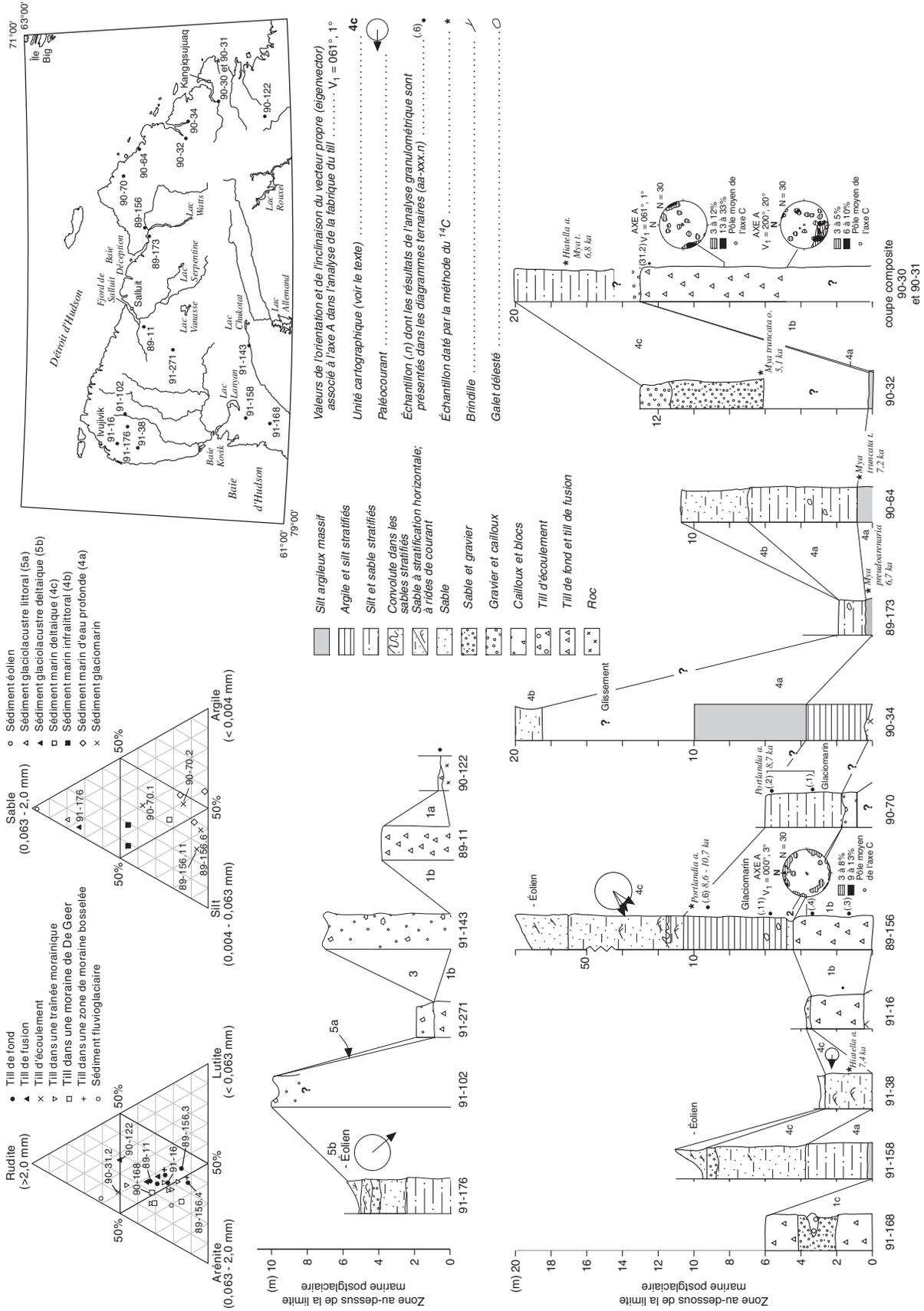


Figure 22. Lithostratigraphie des dépôts quaternaires.

Les dépôts glaciaires (till [1a, 1b, 1c])

Le till constitue l'unité lithostratigraphique de base, qui est aussi la plus répandue dans le territoire étudié (tableau 1). Il repose en discordance angulaire sur le substrat rocheux (fig. 22). Aucune coupe ne montre plus d'une couche de till. Dans le secteur de la rivière Frichet, dans la partie nord-ouest du territoire étudié, Matthews (1967a) mentionne la présence d'une unité de till d'environ 3 m d'épaisseur qui surmonte des sables stratifiés. Nos observations à cet endroit nous permettent de croire que le diamicton lâche observé à la surface provient en fait d'une vaste coulée de géfluxion et qu'il coiffe des sédiments glaciolacustres deltaïques.

Du point de vue génétique, trois types de tills peuvent être distingués dans le territoire étudié : le till de fond, le till de fusion et le till d'écoulement. Aux fins de la cartographie, cependant, et selon des critères d'épaisseur et de morphologie, nous avons subdivisé le till en trois unités : le till mince, le till épais et le complexe de sédiments associé aux moraines de De Geer.

Description sédimentologique

Le till qui peut être observé à l'échelle régionale est un diamicton à matrice sablo-silteuse, localement compact et fissile, montrant des cailloux non jointifs, qui sont localement striés (tableau 1 et fig. 22). La composition lithologique et géochimique de ce dépôt est présentée plus loin, dans la section portant sur la dispersion glaciaire.

Le till de fond forme un dépôt compact et fissile, renfermant des cailloux qui sont généralement striés et localement de forme pentagonale. La trame des cailloux du till de fond s'harmonise aussi avec les directions d'écoulement glaciaire déduites de l'analyse des formes d'érosion et d'accumulation glaciaires. À la coupe de la rivière Wakeham, dans un secteur où les traces des écoulements glaciaires sont presque unidirectionnelles et pointent vers le nord-est, les relevés de la fabrique du till effectués à deux profondeurs

différentes indiquent un écoulement de même direction (fig. 22, coupe 90-30). Dans la trame relevée à la plus grande profondeur, l'attitude des axes A nous indique un écoulement glaciaire dirigé vers 020°. Les axes C décentrés résultent probablement de l'irrégularité du substrat rocheux. Trois mètres plus haut, la trame du till s'oriente un peu plus vers l'est, soit à 060–240°. Ces données suggèrent, possiblement, des fluctuations de la direction de l'écoulement glaciaire dans la fourchette déduite de l'examen des microformes d'érosion. À la coupe de la rivière Déception (fig. 22, coupe 89-156), cette trame est généralement orientée nord-sud mais est moins bien définie que dans la coupe de la rivière Wakeham. Les cailloux analysés dans le premier cas sont cependant moins allongés (rapport des axes A/B de 1,7) que dans le second (rapport des axes A/B de 2,0), ce qui pourrait avoir une incidence sur la précision des mesures effectuées.

Le till de fusion n'a pas été observé en coupe. En surface, il se présente comme un diamicton lâche, aux matériaux plus grossiers que ceux du till de fond et du till d'écoulement (voir plus loin) et dans lequel la présence de blocs est fréquente. On observe aussi dans ce dépôt de nombreux blocs perchés, dont certains montrent un axe long dépassant 1 m (fig. 23). Il semble y avoir une certaine relation entre l'orientation de ces blocs et la direction de l'écoulement glaciaire. Dans le secteur est, où la direction d'écoulement glaciaire déduite de l'examen des stries et des formes profilées pointe vers le nord-est (de 030 à 050°), nous avons effectué la mesure de l'orientation de l'axe long de 30 blocs à deux sites distants d'environ 60 km. Ces mesures ont été faites là où le substrat rocheux formait une surface horizontale ou subhorizontale. La compilation des mesures de l'orientation par tranches de 10° nous révèle une distribution bimodale avec un mode principal situé aux environs de 050–230° et un mode secondaire à angle droit du premier, soit à 160–340°. Nous croyons donc que l'orientation de l'axe long de ces blocs perchés témoigne en partie de celle que ces mêmes blocs présentaient dans la glace et, qu'à cet égard, ils peuvent être utiles pour confirmer la direction de l'écoulement glaciaire. Rappelons que Boulton



Figure 23. Bloc perché (à gauche), à l'ouest du lac Allemand. Ce bloc se situe en bordure de deux chenaux d'eau de fusion que l'on peut apercevoir plus bas, dans la partie gauche de la photo. (Photo : GSC 2007-232)

(1971) suggère que la sédimentation passive des débris intraglaciers, à l'origine du till de fusion, permet de conserver l'orientation initiale des cailloux.

Le till d'écoulement a été observé principalement dans les moraines de De Geer. Il s'agit d'un diamicton sableux formant des lentilles dans des matériaux sablo-graveleux (fig. 22, coupe 91-168). Il résulte de l'écoulement d'une masse de till semi-fluide sur des sédiments triés par les eaux de fusion.

Caractéristiques granulométriques de la matrice des tills

La composition granulométrique de la matrice des 254 échantillons de till analysés s'apparente à celle des tills décrits dans Scott (1976) ailleurs sur le Bouclier canadien. Cependant, on constate généralement que les tills reposant sur des lithologies de la ceinture de Cape Smith sont de texture plus fine que ceux qui surmontent les roches environnantes de composition granitique (fig. 24). Cette tendance se reflète dans l'écart entre les compositions moyennes de ces deux groupes de till. Ainsi, la matrice des tills échantillonnés sur des lithologies de la ceinture de Cape Smith se compose en moyenne de 51 % de sable, de 40 % de silt et de 9 % d'argile, tandis que dans les échantillons surmontant des roches cristallines granitiques, ces pourcentages sont respectivement de 62, de 33 et de 5 %. Nous croyons, à l'instar de Wilson et al. (1986), que le transport glaciaire explique en partie l'importante zone de chevauchement entre le domaine granulométrique des tills échantillonnés sur les roches granitiques et celui des tills reposant sur des lithologies de la ceinture de Cape Smith. Dans certaines îles du détroit d'Hudson, la présence de débris allochtones joue également un rôle évident sur la granulométrie du till. En effet, bien que les îles Charles, Maiden et Wales aient un substrat granitique et se situent à plus de 30 km de la ceinture de Cape Smith, le till qu'on y trouve est relativement argileux. On explique cette différence par le contenu de ce till en débris de roches sédimentaires carbonatées provenant du détroit d'Hudson, qui auraient été transportés vers l'est par un courant glaciaire.

Là où le type de till a pu être identifié, nous avons remarqué que le till de fond était beaucoup plus fin que le till de fusion, quelque soit la nature du substrat rocheux sous-jacent (fig. 22, diagrammes triangulaires). Ailleurs, là où seule la morphologie morainique peut nous donner une idée approximative du mode de mise en place du till, nous avons noté que le till présent dans les zones de moraines bosselées s'apparente au till de fond, alors que celui provenant de traînées morainiques et des moraines de De Geer est sensiblement plus sableux.

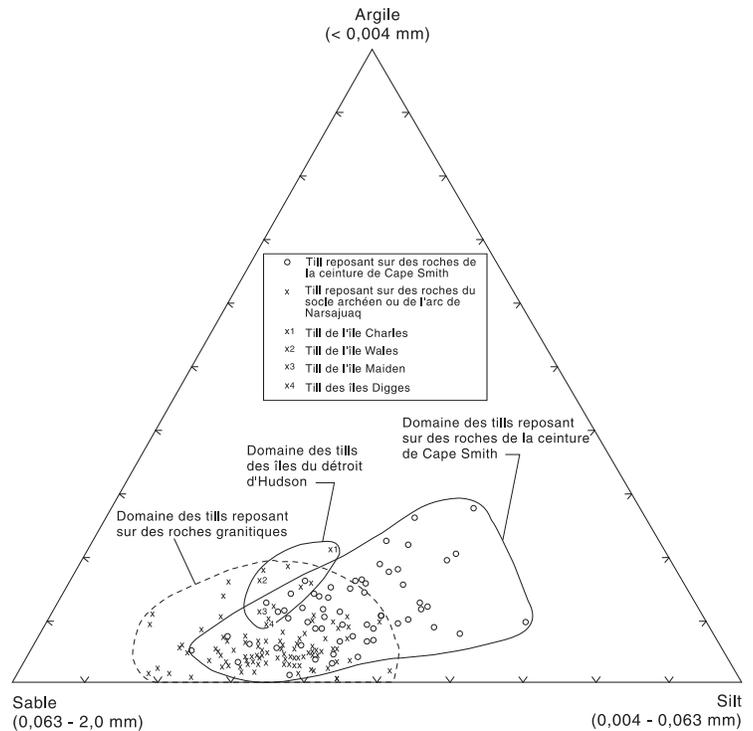


Figure 24. Composition granulométrique de la matrice des tills.

Forme des dépôts

Environ 60 % du territoire est couvert par une couche de till de moins de 1 m d'épaisseur (unité 1a). Dans cette zone, le relief est l'expression de la surface du substrat rocheux et les affleurements représentent entre 10 et 80 % de la superficie analysée : c'est la zone de « cover moraine » d'Aario (1977).

Les zones où l'épaisseur du till est supérieure à 1 m (unité 1b) couvrent environ 15 % du territoire. La plus forte épaisseur de till, qui s'élève à 12 m, a été observée dans la vallée de la rivière Wakeham (fig. 22, coupes 90-30 et 90-31). Bien que la nappe de till épais soit généralement sans forme particulière, elle peut parfois être fuselée, bosselée ou côtelée.

Les terrains morainiques fuselés

Des terrains morainiques fuselés sont présents principalement à l'ouest du lac Carye et à l'ouest du lac Juet (carte 1861A), ainsi qu'au nord du lac Raglan et à l'est du lac Saint-Germain (carte 1863A; fig. 25). Dans cette dernière région, des terrains morainiques s'étendent de façon discontinue sur près de 50 km. On y observe des drumlins et des traînées morainiques (crag-and-tail) indiquant que l'écoulement glaciaire était dirigé vers le nord-est. Quelques drumlinoïdes sont également présents. Les drumlins observés ont une longueur maximale de 1 km, une largeur d'environ 400 m et une hauteur inférieure à 10 m. À l'échelle régionale, les dimensions des traînées morainiques sont plus modestes (fig. 26). À l'est du lac Bilson (carte 1861A), par exemple, les



Figure 25. Drumlins et drumlinoïdes (D), lac Saint-Germain. À noter la présence de rivages glaciolacustres (L), qui se situent à des altitudes variant de 488 à 518m. (Photo : Photothèque nationale de l'air, A16209-69)

Figure 26. Traînées morainiques, au sud des lacs Nuvilic. Vue vers le nord. (Photo : GSC 2007-233)



plus longues traînées morainiques s'étirent sur 600 m et montrent une largeur de 250 m et une hauteur de 2 m (fig. 27). Elles se sont développées du côté ouest d'une crête rocheuse d'orientation nord-sud.

La compilation à l'échelle régionale des mesures de l'orientation de ces formes fuselées, y compris des rochers profilés, donne des résultats qui s'accordent avec les directions d'écoulement glaciaire déduites de l'examen des microformes et des mésoformes d'érosion glaciaire (fig. 28). Ces résultats laissent croire que l'écoulement des glaces s'est fait dans des directions opposées de part et d'autre de la ligne de partage glaciaire du Nouveau-Québec.

Les terrains morainiques bosselés

Des terrains morainiques bosselés (moins de 100 km²) sont présents en plusieurs endroits. On en observe, par exemple, à l'ouest et au nord du lac Vicenza (carte 1863A) et à l'ouest du lac Vanasse (carte 1862A). Cependant, la zone de tels terrains la plus vaste s'étend de façon discontinue sur près

de 1 200 km² à l'ouest du lac Chukotat (fig. 29). Cette zone se situe à proximité de la position présumée de la ligne de partage glaciaire et occupe par rapport à celle-ci une position analogue à celle de terrains semblables observés plus au sud par Bouchard (1989d) ou encore par Aylsworth et Shilts (1989) par rapport à la ligne de partage glaciaire du Keewatin (voir la section « Les formes sous-glaciaires et le régime thermique de la glace » dans la partie intitulée « Paléogéographie du Quaternaire »). Cette zone de moraines bosselées se situe là où les derniers culots de glace ont disparu. C'est la glace présente à un stade tardif dans ce secteur qui retenait les eaux des derniers lacs glaciaires plus à l'est, dans les monts de Puvirnituq. Ces zones sont constituées de till adoptant la forme de monticules ou de crêtes curvilignes, et parfois de beignets, dont la largeur est inférieure à 200 m (fig. 29). Généralement d'une hauteur de moins de 5 m, les crêtes présentes au sud du lac Chukotat peuvent atteindre plus de 10 m. Toutefois, la présence de quelques affleurements rocheux laisse supposer que certaines d'entre elles possèdent un noyau rocheux.



Figure 27. Traînées morainiques, soulignées par des flèches, à l'est du lac Bilson. (Photo : Photothèque nationale de l'air, A16247-108)

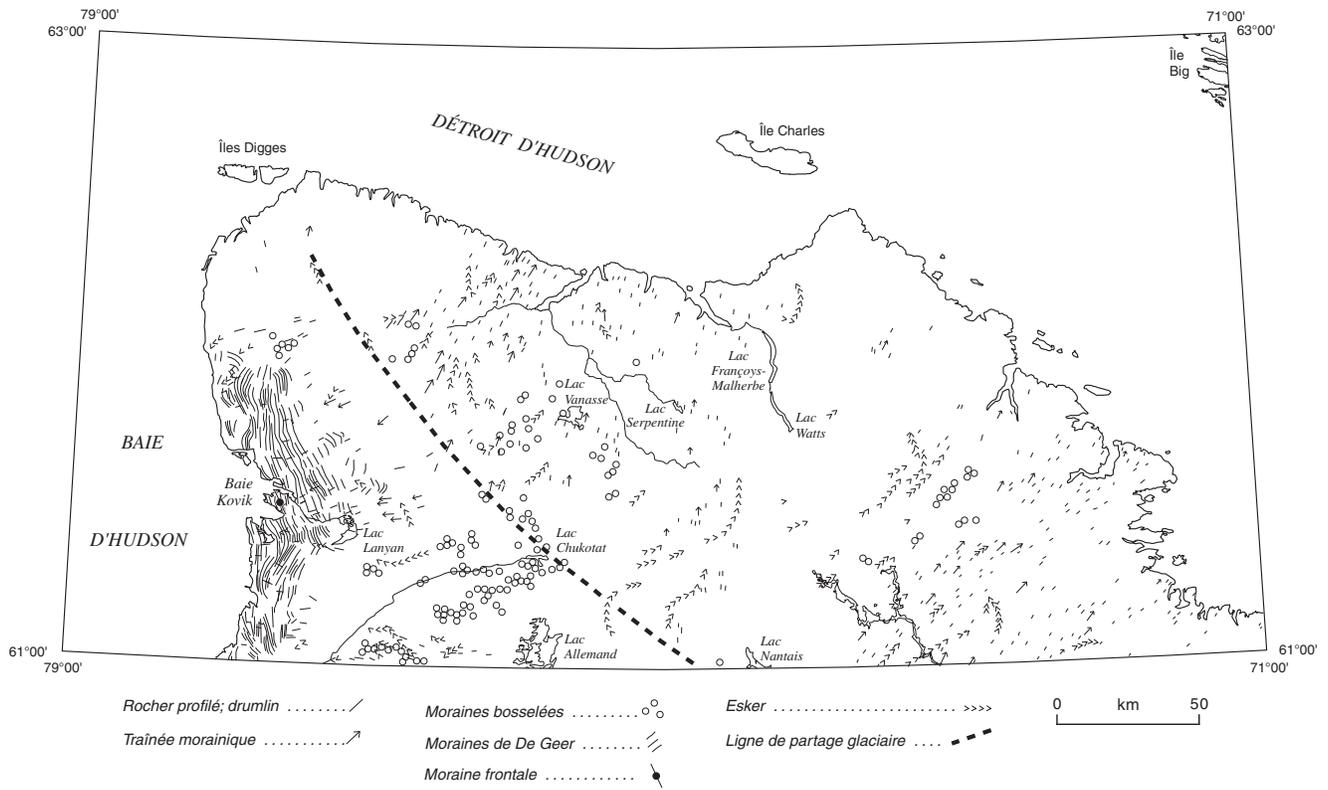


Figure 28. Éléments du modelé glaciaire.

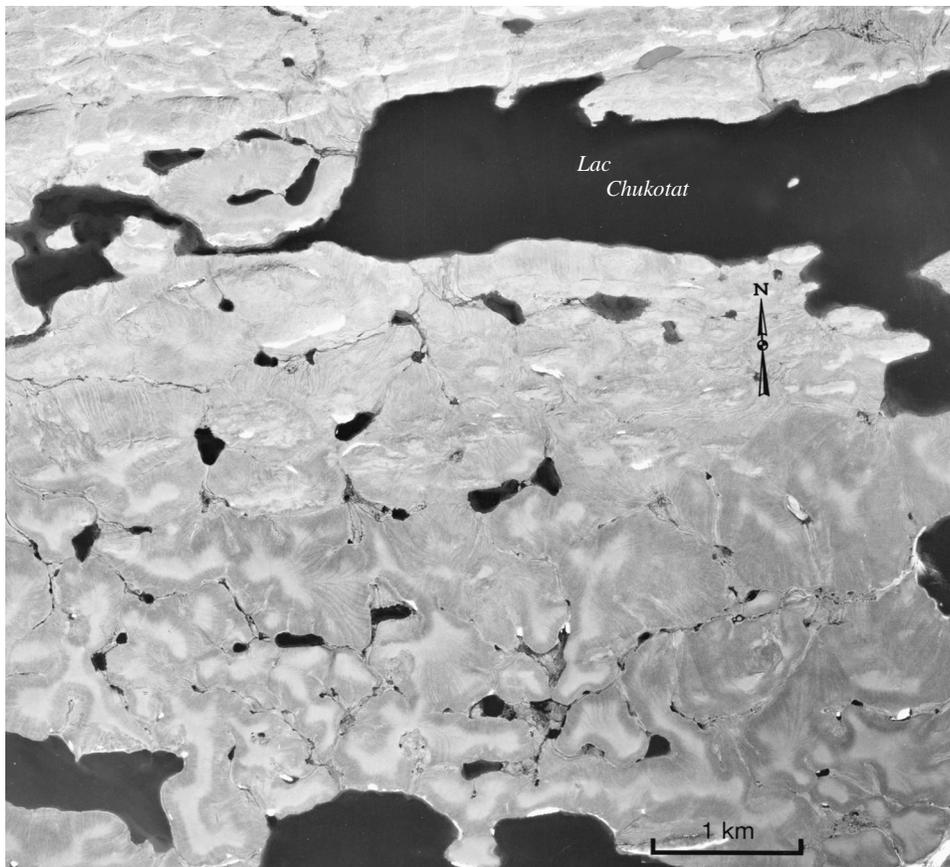


Figure 29. Terrain morainique bosselé, au sud du lac Chukotat. (Photo : Photothèque nationale de l'air, A16209-30)

Les terrains morainiques côtelés :
les moraines de De Geer

Les moraines de De Geer (unité 1c) se composent de crêtes morainiques régulièrement espacées reposant sur le roc ou sur un terrain morainique fuselé (fig. 30). Entre ces crêtes, se sont déposés des sédiments marins parfois fossilifères et s'est formée une mince couverture végétale. Cet assemblage de sédiments constitue l'unité cartographique 1c (tableau 1) que l'on qualifie sur les cartes de « complexe de sédiments associé aux moraines de De Geer ».

À l'exception d'un secteur de faible superficie situé au sud-ouest du promontoire De Martigny où de tels sédiments peuvent être observés, leur présence est limitée exclusivement à la zone qui a été envahie par la Mer de Tyrrell, à l'est de la baie d'Hudson; ils couvrent environ 5 % du territoire étudié (carte 1861A; fig. 28).

Une certaine controverse subsiste quant à l'origine et à la signification de ces moraines. Certains auteurs, dont De Geer (dans Sugden et John, 1979) et Mawdsley (1936), prétendent qu'il s'agit de dépôts annuels mis en place à la marge glaciaire. D'autres préfèrent l'hypothèse voulant que leur mise en place se fasse en groupe dans un système de crevasses sous-glaciaires, plusieurs crêtes pouvant ainsi être formées dans une même année (voir Virkkala, 1963; Zilliacus, 1987; Beaudry et Prichonnet, 1991). Dans le cadre de la présente étude régionale, notre contribution vise principalement à décrire les caractéristiques générales de ce champ de moraines de De Geer peu connu.

La hauteur des crêtes morainiques varie de 0,5 à 10 m. Parfois, la largeur atteint dix fois la hauteur. Leur profil transversal est généralement symétrique, mais plusieurs crêtes montrent un versant à l'aval glaciaire plus abrupt que celui situé à l'amont. Latéralement, ces moraines sont discontinues et le plus long segment observé, au nord du lac Atiitüsüviapik (lac Ativtüsüvik sur la carte 1861A), mesure

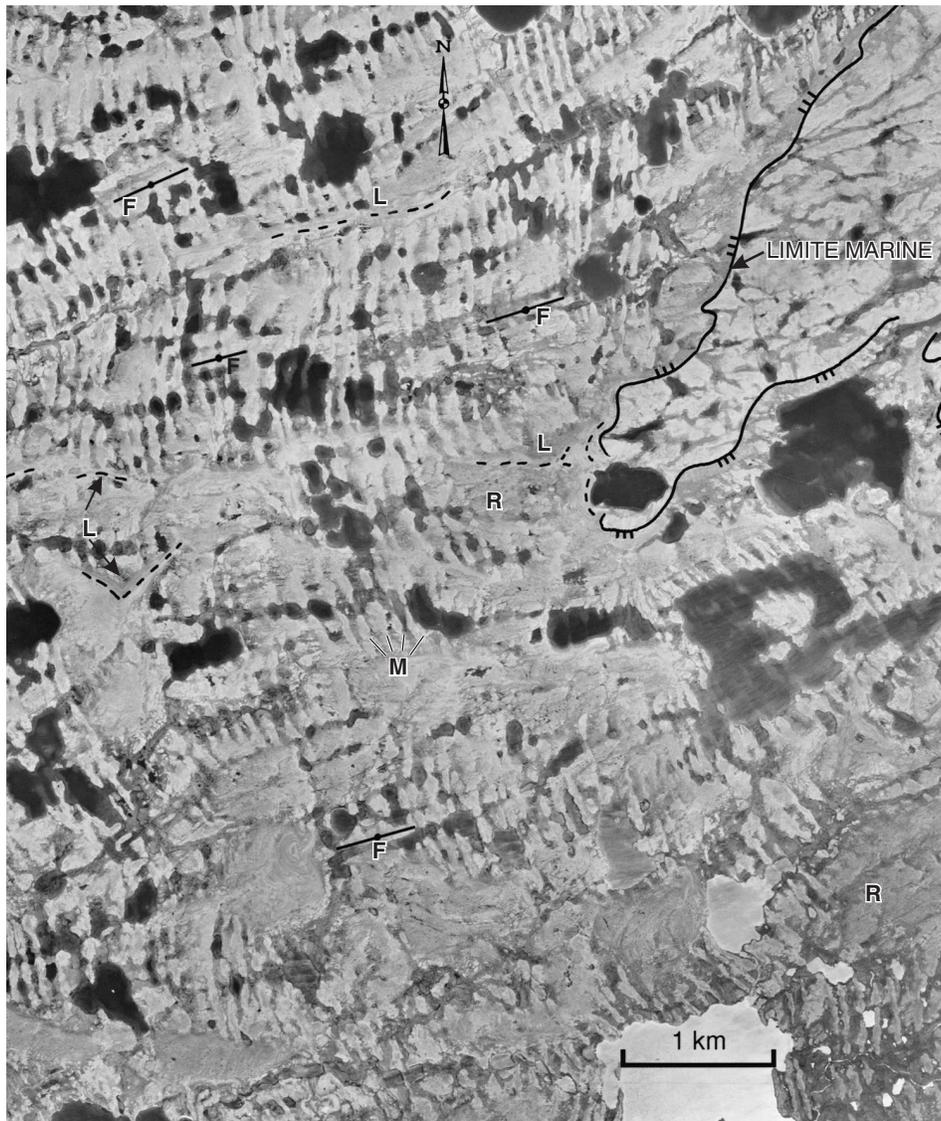


Figure 30. Moraines de De Geer (M), formes fuselées et limite marine, 25 km à l'est du cap Suluraaq. À noter la présence de formes fuselées (F) sous les moraines ainsi que les zones de roc délavé (R) sur lesquelles se sont construits des flèches et des cordons littoraux (L). (Photo : Photothèque nationale de l'air, A16246-103)

4 km. La surface des crêtes morainiques est jonchée de blocs, dont les dimensions dépassent parfois le mètre. En coupe, elles se composent de till. À un endroit cependant, comme Beaudry et Prichonnet (1991) l'ont relevé dans les moraines de la région de Chapais, des sables et des graviers contenant des lentilles de till d'écoulement ont été observés entre deux couches de till (fig. 22, coupe 91-168). Notons que dans le secteur où cette moraine a été décrite, à 30 km au sud du lac Lanyan, les moraines de De Geer sont également de plus grandes dimensions et sont quelquefois composées de plusieurs crêtes. Immédiatement à l'est de ce secteur, la présence d'une nappe de till de plus grande épaisseur que celles observées dans les régions au nord, nous laisse croire que cette différence pourrait résulter d'une plus grande charge sédimentaire dans le glacier.

Dans la partie la plus étendue ayant été envahie par la Mer de Tyrrell, entre les îles situées dans la baie Kovik et la limite marine (117 m) à 50 km plus à l'est, on a dénombré environ 250 moraines, ce qui se traduit par un espacement moyen entre celles-ci d'environ 200 m. D'autres mesures effectuées au nord et au sud de cette zone, nous indiquent un espacement moyen de 150 et de 260 m respectivement. Ces évaluations sont légèrement supérieures à celle calculée par Lauriol et Gray (1987) dans un secteur plus petit de cette même zone, où un espacement se situant entre 100 et 140 m a été établi à partir de 180 moraines. Ces moraines sont situées au-dessous du niveau actuel des eaux de la baie d'Hudson, jusqu'à 10 m sous la limite marine postglaciaire. On peut donc estimer que la profondeur d'eau minimale dans laquelle ces moraines se sont formées est de 10 m (fig. 31).

À l'échelle du territoire étudié, il apparaît que la disposition des moraines est influencée par la topographie. Ainsi, la répartition spatiale de ces moraines à l'échelle régionale montre une configuration concave centrée sur la partie la plus basse de la région (à l'est de la baie Kovik). À une échelle plus locale, une disposition similaire peut être observée dans des creux topographiques situés près de la limite marine, notamment dans le secteur de la rivière Deguise (carte 1861A).

La répartition spatiale de ces moraines laisse croire à l'existence d'une vaste baie de vèlage au début de la déglaciation, puis de plus petites, au fur et à mesure du retrait de la marge glaciaire vers les terrains plus élevés à l'est.

Les dépôts fluvioglaciaires : sédiments de contact glaciaire (2a, 2b, 2c) et sédiments proglaciaires (3)

Les dépôts fluvioglaciaires forment des amas stratifiés de sable, de gravier et de blocs mis en place par les eaux de fusion au contact du glacier (sédiments de contact glaciaire) ou à sa proximité (sédiments proglaciaires). À l'intérieur des sédiments de contact glaciaire, nous pouvons distinguer les trois unités suivantes d'après leur mode de dépôt : les eskers (2a), les moraines (2b) et les kames et terrasses de kames (2c). Ces trois unités montrent une répartition sporadique et couvrent moins de 1 % du territoire. Les matériaux qui les composent sont modérément triés et les dépôts qu'ils forment montrent une épaisseur maximale de 25 m. Les dépôts fluvioglaciaires mis en place dans des plaines d'épandage proglaciaire (3) couvrent environ 1 % du territoire, mais, par endroits, dans certaines vallées, des traînées fluvioglaciaires peuvent s'étendre sur des dizaines de kilomètres. L'épaisseur de ces dépôts de gravier et de blocs peut atteindre 10 m.

Les eskers (2a)

Les plus longs trains d'eskers se situent à l'est de la ligne de partage glaciaire du Nouveau-Québec et consistent en une succession de crêtes curvilignes séparées parfois par des chenaux d'eau de fusion ou de petits dépôts d'épandage sous-glaciaire. Le plus important s'étire sur près de 100 km, de la ligne de partage glaciaire, au sud, jusqu'au lac Esker, au nord (carte 1862A; fig. 32). Entre le lac Bélanger et le lac Beuparlant (carte 1862A), comme en plusieurs autres endroits du territoire étudié, les segments d'esker suivent des dépressions dans le relief. Plus à l'est (carte 1863A), trois

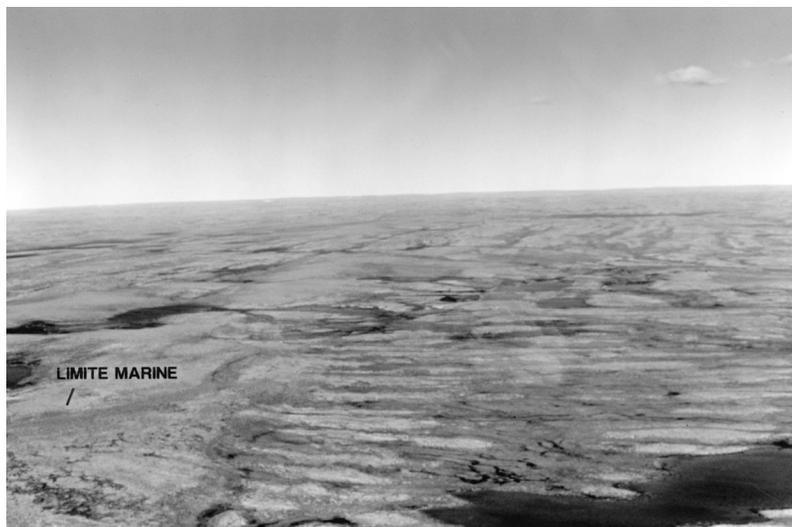


Figure 31. Moraines de De Geer et limite marine. Ces moraines s'étendent d'une altitude légèrement inférieure au niveau de la mer actuel jusqu'à 10 m plus bas que la limite marine postglaciaire. Vue vers l'est. (Photo : GSC 2007-234)



Figure 32. Esker, à l'est du lac Bélanger. Vue vers l'ouest. (Photo : GSC 2007-235)

trains d'eskers plus ou moins parallèles les uns aux autres s'étendent des environs du lac Rouxel, au sud, jusqu'aux fjords du détroit d'Hudson, au nord-est. Il est remarquable de constater que ces trains d'eskers se situent dans l'alignement des fjords où ils aboutissent, laissant croire ainsi à une influence certaine de ces dépressions sur le trajet des eaux de fusion sous-glaciaires.

Dans les secteurs envahis par des lacs d'obturation glaciaire, le sommet des eskers est aplani. Localement, comme c'est le cas au nord de la rivière Déception (carte 1862A), des deltas d'esker nous renseignent sur l'altitude du plan d'eau dans lequel ils se sont formés. Il s'agit d'excroissances tabulaires rattachées à des eskers au sommet desquelles on peut observer des chenaux d'eau de fusion. En d'autres endroits, des excroissances plutôt informes témoignent d'épandages sous-aquatiques.

À l'ouest de la ligne de partage glaciaire du Nouveau-Québec, dans la partie sud de la carte 1861A, on peut observer plusieurs chenaux d'eau de fusion dont le tracé n'est pas influencé par le relief. Ces chenaux plus ou moins parallèles, qui entaillent la plaine de till jusqu'au substrat rocheux, s'étirent sur près de 60 km et leur largeur peut atteindre 1,5 km. Leur orientation, ouest-nord-ouest—est-sud-est, est presque parallèle à la direction de l'écoulement glaciaire dominant. À l'intérieur de ces chenaux, on note la présence de petits segments d'esker (fig. 33), mais aussi des kames, des petites crêtes provenant vraisemblablement du remplissage de crevasses et des buttes de till remanié. Nous croyons que ces grands chenaux témoignent d'une phase d'écoulement d'eau de fusion sous-glaciaire qui serait antérieure à la formation des eskers. Par la suite, lors de la fusion de la glace, les tunnels dans lesquels auraient circulé les eaux de fusion se seraient effondrés. Des tunnels de dimensions plus modestes se seraient alors formés, dans lesquels une sédimentation aurait permis le développement d'eskers. Certains de ceux-ci montrent un sommet plat, ce qui, dans ce contexte, nous indique une sédimentation dans des chenaux subaériens. Vers l'ouest, ces eskers se dirigent vers un delta s'étant formé dans

un plan d'eau probablement intraglaciaire, si l'on se fie à l'absence d'autres formes d'érosion ou d'accumulation glaciolacustres dans le secteur (carte 1861A).

Les moraines (2b)

Selon leurs dimensions, les moraines ont été subdivisées en deux catégories, à savoir les moraines mineures, qui font moins de 1 km de longueur, et les moraines majeures. Les moraines majeures identifiées dans la péninsule sont de petites dimensions et en aucun cas ne semblent indiquer une stabilité de la marge glaciaire durant une longue période. Elles sont formées de bourrelets simples, disposés parallèlement à la marge glaciaire lors du retrait. Ces moraines sont constituées de sable, de gravier et de blocs qui forment des dépôts d'une épaisseur maximale de 20 m (tableau 1). La moraine majeure la plus étendue a été observée au sud-est de la baie Kovik (fig. 28 et carte 1861A). Elle s'étend parallèlement à la côte sur environ 5 km et sa largeur maximale est de 600 m. Bien que remaniée intensément par les vagues, certains indices comme la présence de kettles, la nature grossière de ses sédiments et sa disposition similaire à celle des moraines de De Geer avoisinantes témoignent d'une mise en place au contact de la glace. Cette moraine s'est vraisemblablement formée lorsque la marge glaciaire s'est ancrée sur des buttes du substrat rocheux sous-jacent.

Outre les secteurs où la présence de moraines de De Geer a été relevée, des moraines mineures ont été observées en quelques autres endroits. Le plus important de ceux-ci est la vallée à l'est de la colline Talluq, au nord du lac Chassé (carte 1861A). À cet endroit, on peut observer une soixantaine de segments morainiques disposés perpendiculairement à l'axe de la vallée (fig. 34). Ces moraines mineures se sont formées dans un lac proglaciaire. Leur taille est plus petite dans la partie nord du bassin glaciolacustre, mais dans la partie sud de celui-ci, dans la direction du retrait glaciaire, leur longueur peut atteindre presque 1 km. Leur espacement est plus faible que celui des moraines de De Geer formées dans la Mer de

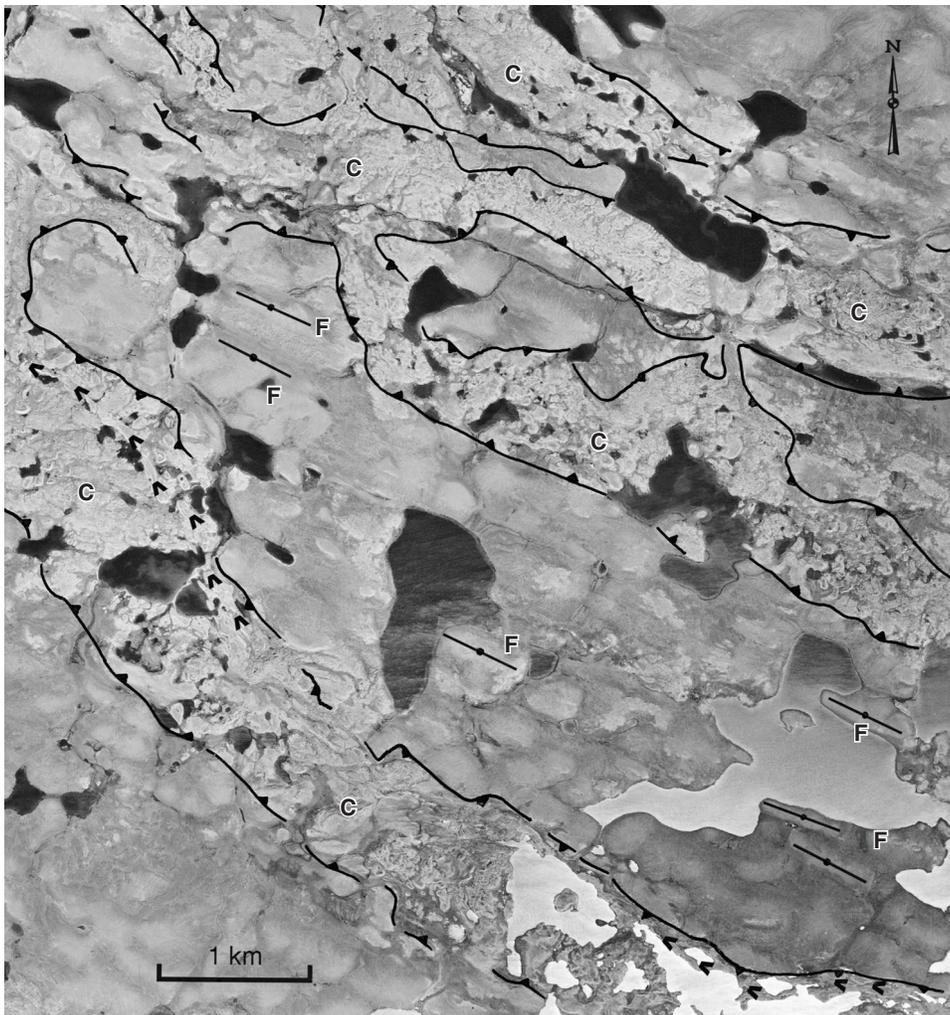


Figure 33. Esker (<<), dans un chenal d'eau de fusion (C) sous-glaciaire, à l'ouest du lac Juet. Les chenaux d'eau de fusion sont parallèles aux formes fuselées (F). (Photo : Photothèque nationale de l'air, A16252-42)

Tyrrell, s'élevant à environ 100 m. Elles occupent principalement la partie la plus profonde de la vallée, à environ 100 m au-dessous de la limite glaciolacustre (environ 290 m) mais localement, elles s'étirent jusque sur les flancs de la vallée. Dans la partie la plus basse du bassin, ces moraines montrent généralement une concavité dirigée vers l'aval glaciaire. Il s'agit, possiblement, de moraines de type cross-valley, semblables à celles décrites par Andrews (1966) dans l'île de Baffin.

Les kames, les matériaux de remplissage de crevasses et les terrasses de kames (2c)

Ces dépôts de contact glaciaire sont associés à la fusion de la glace. Dans la majorité des cas, les kames et les terrasses de kames ont été observés dans des dépressions allongées, occupées en partie par des rivières, comme c'est le cas à l'ouest de la rivière Kimber (carte 1863A) et du lac Juet (carte 1861A). De tels dépôts sont également présents dans des vallées plus importantes, comme celle de la rivière Foucault, dans la portion de celle-ci située à l'est du lac Vanasse (carte 1862A). Les kames se présentent sous la forme de monticules

isolés ou coalescents d'une hauteur maximale de 8 m, composés de sable, de gravier et de blocs. Leur sommet est parfois parsemé de kettles et elles sont associées à des eskers et à des crêtes curvilignes. Ces dernières sont disposées parallèlement à la marge glaciaire. Les eskers et les crêtes curvilignes sont reliés physiquement, ce qui laisse croire à une mise en place synchrone. Les crêtes constituent des amas de matériaux qui se sont accumulés dans le système de crevasses alimentant les eskers ou qui ont rempli des cavités entre des blocs de glace stagnante. Dans ces secteurs, en plus des accumulations de matériaux stratifiés, il est fréquent d'observer des buttes résiduelles de till et des zones d'affleurements rocheux dépourvus de couverture de sédiments meubles. Ces structures d'érosion résultent de la canalisation des eaux de fusion dans les dépressions au sein desquelles on les observe. De nombreux exemples sont présents dans les larges chenaux à l'ouest du lac Juet (carte 1861A).

Des terrasses de kames sont également présentes dans le secteur nord-est de la carte 1861A, au nord de la rivière Guichaud. Elles forment des accumulations à sommet plat, percé de kettles, qui sont accrochées sur le flanc ouest de certaines vallées. De façon caractéristique, leur talus est



Figure 34. Moraines mineures (soulignées par des traits) formées dans un lac proglaciaire, au nord-est du lac Chassé. (Photo : Photothèque nationale de l'air, A16215-34)

marqué par des cicatrices d'effondrements de matériaux provoqués par la disparition du support de glace. Au moment de leur formation, le niveau de base était contrôlé par celui d'un lac proglaciaire dont les eaux étaient retenues à quelques kilomètres plus au nord par un barrage morainique. Plus haut, sur les versants des vallées qui les contiennent, des chenaux latéraux d'eau de fusion marquent des positions antérieures de la marge glaciaire. Plus tard, ces terrasses ont été disséquées par des torrents déferlant sur les versants.

Les dépôts d'épandage fluvioglaciaire (3)

Des dépôts d'épandage fluvioglaciaire sont présents sur environ 1 % du territoire et se concentrent dans des vallées qu'ils comblent en partie (tableau 1). Les dépôts d'épandage les plus importants se situent dans les vallées drainées par les rivières Chukotat et Korak (carte 1861A), Foucault (carte 1862A), ainsi que Laflau et Lataille (carte 1863A). Dans la

vallée de la rivière Foucault, les dépôts d'épandage fluvioglaciaire s'étendent sur près de 40 km. Au sommet de ces accumulations tabulaires, la taille des blocs (1 m) ainsi que la profondeur maximale des chenaux superficiels (2 m) témoignent de la puissance des courants d'eau de fusion. Par endroits, des kettles se sont développés.

Dans le dépôt d'épandage fluvioglaciaire situé à l'est du lac François-Malherbe, nous avons noté une décroissance de la granulométrie des matériaux vers l'aval, passant de blocs à l'ouest jusqu'à des graviers et à des sables à l'extrémité est (fig. 35). Dans sa partie la plus orientale, cette accumulation de matériaux se termine par une surface perchée à une altitude de 150 m, qui est profondément entaillée par des chenaux. Ce phénomène nous mène à croire qu'il y a eu abaissement du niveau de base depuis la formation du dépôt; nous estimons qu'il s'agit là d'un delta glaciolacustre. Nous en discuterons plus loin.

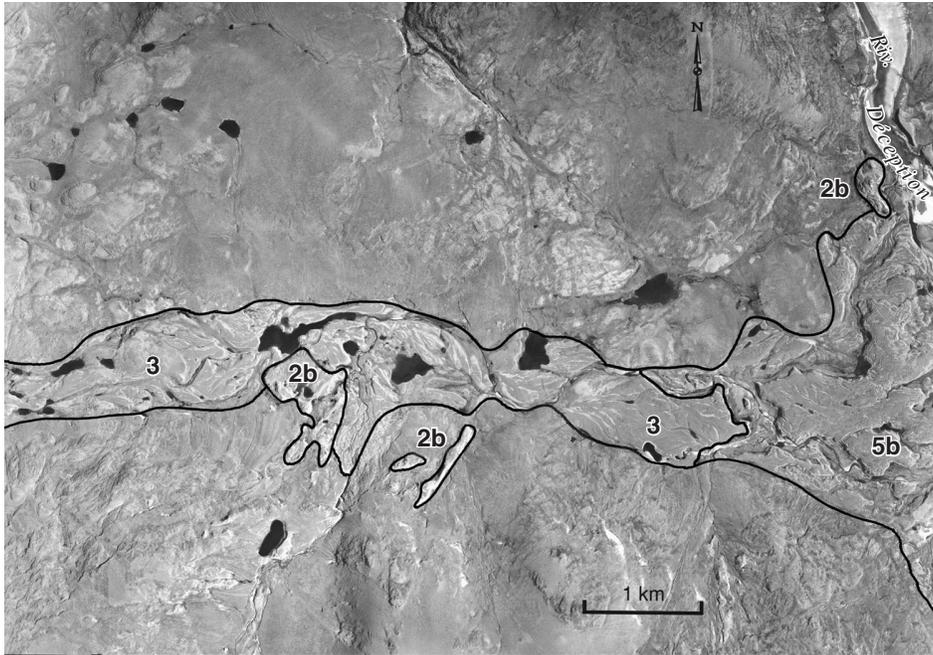


Figure 35. Traînée fluvioglaciaire (3), à l'est du lac François-Malherbe. Elle se termine à l'est par un delta qui s'est édifié dans un lac proglaciaire (5b) qui occupait la vallée de la rivière Déception. À noter la présence de quelques moraines frontales (2b), perpendiculaires à l'axe de la vallée. (Photo : Photothèque nationale de l'air, A16251-12)

Les dépôts d'épandage à blocs et à cailloux formés lors de la vidange des lacs d'obturation glaciaire, ainsi que ceux observés à l'intérieur des chenaux d'eau de fusion ont été regroupés au sein de cette unité cartographique. Le plus vaste dépôt d'épandage produit par la vidange des paléolacs glaciaires se situe dans la vallée de la rivière Chukotat, au sud du lac Hubert (carte 1861A).

Les dépôts glaciomarins et marins (4a, 4b, 4c)

L'invasion marine postglaciaire s'est étendue à environ 10 % du territoire étudié, inondant les terrains longeant la baie d'Hudson et le détroit d'Hudson. Dans le secteur longeant la baie d'Hudson, il est d'usage courant de donner le nom de « Mer de Tyrrell » à cette étendue d'eau, alors que dans le cas de l'invasion marine le long du détroit d'Hudson, Laverdière et Bernard (1969) ont proposé l'appellation de « Déroit d'Iberville », en rattachant cette masse d'eau à celle de la baie d'Ungava qu'ils ont nommée « Mer d'Iberville ». Cependant, dans la synthèse paléogéographique proposée par Dyke et Prest (1987), il apparaît que le détroit d'Hudson a servi de lien entre l'océan Atlantique et la baie d'Hudson, bien avant que la baie d'Ungava ne soit déglacée. Il serait donc plus juste de relier l'ensemble des vestiges de cette invasion marine à ceux de la Mer de Tyrrell et de parler ainsi du « Déroit de Tyrrell ». La limite ouest du Déroit de Tyrrell, qui isole celui-ci de la Mer de Tyrrell, correspondrait alors à la limite entre les anciens districts de Franklin et de Keewatin des Territoires du Nord-Ouest, qui s'étire vers le nord-ouest à partir du cap Wolstenholme. À l'est, le Déroit de Tyrrell serait limité par la Mer d'Iberville et s'étendrait jusqu'à l'actuelle limite du déroit d'Hudson située entre la pointe de l'île Resolution (Nunavut) et l'extrémité nord du Labrador.

Dans les fjords et les basses terres situées entre la baie Déception et le havre Douglas, là où les apports de sédiments ont été importants, la couverture de sédiments marins est presque continue. Ailleurs, dans les aires plus exposées à l'action érosive des vagues, les sédiments marins alternent avec de vastes zones d'affleurements rocheux. Dans le complexe de sédiments associé aux moraines de De Geer, les sédiments marins remplissent les dépressions entre les affleurements rocheux et les crêtes de till ou forment des accumulations littorales sur les zones plus élevées. Nous estimons que la couverture de matériaux marins occupe environ 2 % du territoire étudié.

Les sédiments d'eau profonde (4a)

Les dépôts d'eau profonde sont constitués de silt argileux ou de silt sableux en accumulations massives ou en alternance avec des lits de sable. Ils sont parfois fossilifères et peuvent contenir des galets de délestage (tableau 1 et fig. 22, coupe 90-64). L'épaisseur maximale de ces dépôts est de 10 m. À environ 10 m au-dessous de la limite marine, la répartition de ces dépôts est discontinue, ceux-ci alternant avec des zones de till remanié ou des dépôts infralittoraux. À environ 30 m plus bas par ailleurs, soit à environ 40 m au-dessous de la limite marine, ils forment une couverture continue et sont constitués d'un faciès massif de silts argileux. Lorsqu'on les trouve à la surface, ils forment alors des plaines entaillées par des ruisseaux qui définissent un réseau de drainage de type dendritique. Les dépôts d'eau profonde occupant les plus grandes superficies se situent entre l'embouchure de la baie Déception et le havre Douglas, mais on en observe également à l'ouest du fjord de Salluit (Sugluk Inlet). Dans la zone qui a été envahie par la Mer de Tyrrell, de tels dépôts sont présents

mais ils occupent de faibles superficies et ont donc été rattachés sur les cartes aux complexes de sédiments associés aux moraines de De Geer.

Les fossiles identifiés dans les sédiments marins d'eau profonde sont principalement attribués à *Hiattella arctica* et à *Mya truncata* auxquels sont associés *Macoma calcarea*, *Clinocardium ciliatum*, *Serripes groenlandicus*, *Chlamys islandicus*, *Balanus* spp., et des gastéropodes (tableau 2). D'après Hillaire-Marcel (1980), l'association de *Hiattella arctica* et de *Mya truncata* indique une profondeur d'eau supérieure à 30 m. On notera, cependant, que *Hiattella a.* est le taxon dominant des associations thanatocénétiques observées dans les ostioles silteuses, alors que *Mya truncata* en biocénose est le taxon dominant dans les faciès plus fins observés en coupe (fig. 22, coupes 89-173, 90-64 et 91-158).

Des datations effectuées sur des spécimens de *Mya pseudoarenaria* (6 730 ± 80 BP, GSC-4938; 7 220 ± 110 BP, GSC-5211) nous indiquent que le début de la sédimentation en milieu marin profond est antérieur à 7 ka. Elle s'inscrit dans la phase de 8 à 6 ka de Bruneau et al. (1990b) où ceux-ci font part d'une rapide amélioration des conditions de vie dans le bassin marin qui amena la prolifération des espèces de lamellibranches.

Localement, comme c'est le cas dans le fjord Qanartalik (Southeast Arm) du havre Douglas, on observe sous les sédiments marins d'eau profonde décrits ci-dessus, un faciès de silt argileux stratifié correspondant à des rythmites. Bien que nous n'ayons pas observé de fossiles dans cette coupe, nous croyons que ces rythmites correspondent, par leur position stratigraphique, à celles observées par Gray et Lauriol (1985) et Ricard (1989) à la rivière Déception. À ce dernier endroit, comme à celui de la coupe 90-70 à la rivière Hengan (fig. 22), la présence de *Portlandia arctica* est caractéristique d'un dépôt dans un environnement glaciomarin d'eau profonde (Hillaire-Marcel, 1980). La taille maximale des spécimens recueillis dans les coupes de la rivière Hengan et de la rivière Déception est de 8 mm et indique un environnement peu

propice à leur croissance. Des âges ^{14}C antérieurs à 8,5 ka (Gray et Lauriol, 1985; Gray et al., 1993; la présente étude) confirment l'hypothèse d'un dépôt précoce des sédiments après la déglaciation (voir la section sur la paléogéographie). Au havre Douglas, le contact progressif entre l'unité glaciomarine et l'unité marine nous indique que le passage du premier milieu de sédimentation au second a été marqué par une longue période de transition (fig. 22, coupe 90-34). Enfin, dans le secteur du cap Briard (carte 1862A), Gray et al. (1993) ont observé des spécimens de *Portlandia arctica* à la surface, ce qui nous indique que ces dépôts affleurent par endroits.

À la surface de cette couverture de matériaux fins, des ostioles silto-argileuses et peu caillouteuses se sont formées. Par endroits, on peut observer également des sédiments sableux d'exondation, dépourvus de couverture végétale, qui apparaissent sur les photos aériennes sous l'aspect de vastes taches blanchâtres.

Les sédiments littoraux et infralittoraux (4b)

Les sédiments littoraux et infralittoraux (prélittoraux sur les cartes d'accompagnement) forment des accumulations stratifiées (stratifications horizontales et quelques rides de courant) qui se composent principalement de sable et de gravier. Ils sont par endroits fossilifères et l'épaisseur maximale des dépôts est de 3 m (tableau 1 et fig. 22). Localement, des matériaux plus grossiers (blocs et galets) et subarrondis peuvent former des dépôts de plage. C'est le cas dans le secteur ouest (carte 1861A), où la limite marine est souvent définie par un dépôt de plage grossier produit par l'érosion littorale de la nappe de till.

Généralement, les dépôts littoraux se présentent sous la forme d'une succession de cordons arqués, disposés parallèlement à la côte actuelle (fig. 36). Leur hauteur moyenne est d'environ 0,5 m pour une largeur de 1 m et ils peuvent s'étendre sur plusieurs kilomètres, comme c'est le

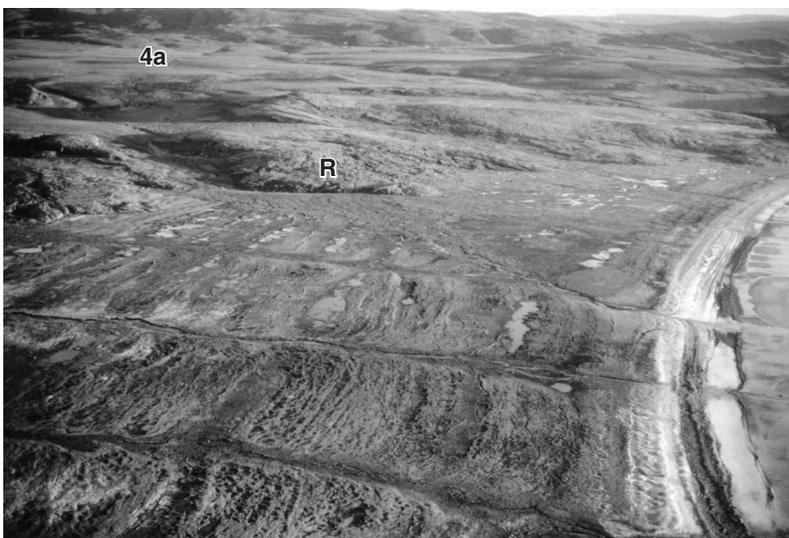


Figure 36. Cordons littoraux, près de la falaise Naujakallait. À l'arrière-plan, on observe une zone d'affleurements du substrat rocheux (R) et une zone couverte par des matériaux déposés en eau profonde (4a) lors de l'invasion marine. Photo prise à basse altitude en direction de l'ouest. (Photo : GSC 2007-236)

cas au sud-ouest du havre Pecten (carte 1861A), par exemple. Dans la zone qui a été envahie par la Mer de Tyrrell, les dépôts littoraux forment aussi de nombreuses flèches développées perpendiculairement à la côte, à partir de buttons rocheux ou de monticules de till parfois fuselés, comme on peut l'observer dans la région de la pointe Saattutuut, au sud de la baie Kovik (carte 1861A; fig. 37). Dans certains cas, il est possible que les flèches se soient formées à partir de segments d'esker remaniés. Elles sont d'une longueur maximale de 12 km, d'une largeur moyenne de moins de 100 m et leur hauteur maximale est de 3 m. Elles se composent habituellement d'une seule crête, mais celle-ci peut se ramifier en plusieurs crêtes secondaires disposées à angle par rapport à la crête principale. Ces flèches semblent identiques aux « transverse gravel bars » décrites par Aylsworth et Shilts (1991) dans l'île Mansel, dans la partie nord de la baie d'Hudson. Des placages de sédiments littoraux et infralittoraux sont présents dans certaines dépressions du relief. Enfin, notons que toutes les constructions littorales d'importance dans le secteur ayant été envahie par la Mer de Tyrrell sont situées à une altitude de

moins de 76 m et qu'elles témoignent d'un ralentissement de la vitesse d'émergence du continent. D'après la courbe d'émergence que nous proposons pour cette région, ces constructions dateraient de moins de 6,5 ka (voir la section intitulée « Âge des limites marines et variations du niveau marin »).

Les fossiles observés dans les dépôts littoraux et infralittoraux sont principalement constitués de *Mytilus edulis* auquel est souvent associé *Hiatella arctica*. Cette association suggère une profondeur d'eau de moins de 10 m (Hillaire-Marcel, 1980). Dans la zone qui a été envahie par la Mer de Tyrrell, des coquilles de *Mytilus edulis*, bien qu'en relation de thanatocénose, sont généralement peu ou pas fragmentées, ce qui nous laisse croire qu'elles se trouvent à proximité de leur lieu de mise en place. Les spécimens de ce taxon ont été utilisés pour construire la courbe d'émergence de ce secteur. Nous en discuterons plus loin dans la section sur la paléogéographie du Quaternaire.



Figure 37. Flèches et cordons littoraux (tireté), à 10 km au sud de la baie Kovik. Plusieurs de ces flèches se sont formées à partir de formes fuselées (F). À remarquer également la présence de moraines de De Geer (M) qui se superposent aux formes fuselées. (Photo : Photothèque nationale de l'air, A16209-3)

Les sédiments deltaïques (4c)

Les sédiments deltaïques sont constitués d'amas stratifiés de sable silteux, de sable, de gravier et occasionnellement de blocs (tableau 1 et fig. 22). Les unités au grain le plus fin sont situées à la base des séquences deltaïques et présentent des stratifications planes, ainsi que, par endroits, des convolutes. Plus haut dans les séquences deltaïques, les sédiments sont plus grossiers et constitués de sable moyen à grossier et de gravier. À certains endroits, le long de la rivière Foucault par exemple, des lits frontaux ont été observés. Là, des débris de végétaux incorporés à la matière minérale de ces lits obliques ont permis d'obtenir un âge maximal ($4\,120 \pm 90$ BP, GSC-4978) pour la mise en place de ce dépôt situé à 15 m d'altitude.

À la surface, les dépôts deltaïques sont formés de galets et, dans le cas des deltas situés près de la limite marine, de blocs. Fréquemment, la surface de ces dépôts est incisée par des chenaux. Dans la partie amont du delta de la rivière Wakeham, la profondeur de ces chenaux atteint 2 m (fig. 38).

Dans les fjords et les vallées glaciaires des côtes nord et est peuvent être observés des deltas étagés. Ceux-ci sont des accumulations de matériaux à sommet plat dont la puissance maximale atteint une quarantaine de mètres. Les plus étendus de ces deltas sont présents dans les vallées des rivières Foucault (environ 25 km de longueur), Guichaud, (23 km) et Wakeham (18 km). Ils s'étendent de la limite marine au niveau de la mer actuel. Dans la zone qui a été envahie par la Mer de Tyrrell (carte 1861A), là où le relief est généralement moins prononcé, on observe également de longues bandes de sédiments deltaïques, de part et d'autre des principales rivières s'écoulant vers l'ouest. Ces sédiments comblent alors les dépressions séparant les complexes de sédiments associés aux moraines de De Geer.

Des coquillages marins ont été observés principalement dans la partie basale des séquences deltaïques; dans les faciès les plus grossiers, ils sont généralement absents. Les associations fossilifères où dominent *Mya truncata* et *Hiatella*

arctica indiquent une sédimentation en eau relativement profonde (tableau 2). À la coupe de la rivière Déception, originellement décrite par Gray et Lauriol (1985), nous croyons que la séquence sableuse qui succède à un faciès glaciomarin de rythmites témoigne d'une sédimentation en milieu prodeltaïque. La biocénose de *Portlandia arctica* identifiée à la base de cette séquence sableuse, pour laquelle une plage d'âges ^{14}C compris entre 10,7 et 8,5 ka a été déterminée, témoignerait ainsi du début de la progression du delta. Deux accumulations de matériaux de composition et d'altitude (94 m) similaires ont été observées à environ 1 km au sud, de l'autre côté de la rivière Déception. Nous croyons que ces accumulations font partie d'un même delta, alimenté par les eaux de la rivière Déception primitive et celles de la marge glaciaire située au sud. Ce delta aurait été subséquemment disséqué par l'érosion fluviale.

Les dépôts glaciolacustres (5a, 5b)

À l'intérieur de la péninsule, on observe de nombreuses traces de niveaux lacustres plus élevés que ceux d'aujourd'hui. Ces traces témoignent de l'existence de lacs qui se sont formés lorsque la marge glaciaire bloquait l'écoulement naturel des eaux vers la baie d'Hudson ou la baie d'Ungava. L'altitude et la superficie de ces lacs ont varié suivant la déglaciation des exutoires de plus basse altitude. On observe des évidences de ces paléolacs dans les bassins versants des rivières Frichtet, Durouvray, Derville, Kovik, Gatin, Vachon, Kimber, de Puvirnituk et de la Petite rivière de Puvirnituk principalement.

Deux types de dépôts glaciolacustres ont été distingués : les sédiments littoraux (5a) et les sédiments deltaïques (5b). Ces deux types de dépôts couvrent moins de 1 % du territoire étudié. Nous n'avons pas observé de matériaux fins pouvant être associés à ces lacs proglaciaires, bien que la profondeur de ceux-ci a atteint près de 70 m en certains endroits du bassin versant de la rivière de Puvirnituk. L'absence d'une couverture

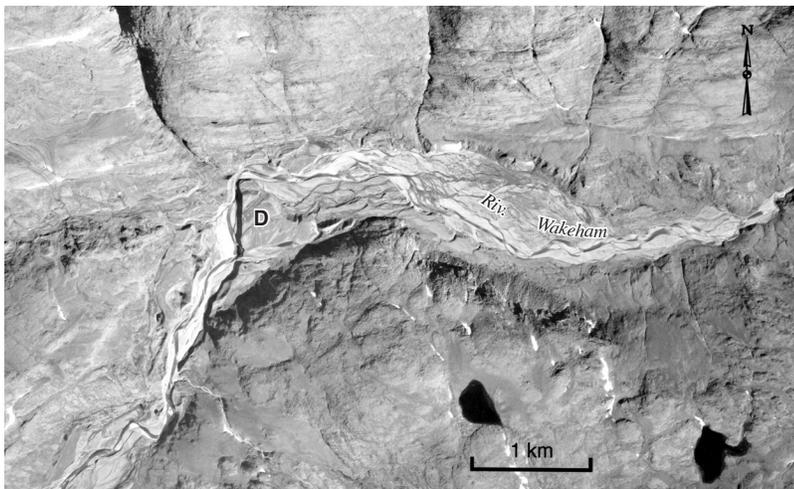


Figure 38. Paléodelta marin (D) de la rivière Wakeham. (Photo : Photothèque nationale de l'air, A16306-77).

Tableau 2. Invertébrés fossiles et milieux de dépôt.

Milieu	Échantillon	UTM : zone 18V		Altitude (m (au-dessus du niveau moyen de la mer))	Lamellibranches									Cirripèdes	Gastéropodes		
		Est	Nord		<i>Portlandia arctica</i>	<i>Mya pseudoarenaria</i>	<i>Mya truncata uddevalensis</i>	<i>Mya truncata typica</i>	<i>Chlamys islandicus</i>	<i>Clinocardium ciliatum</i>	<i>Serripes groenlandicus</i>	<i>Macoma calcaria</i>	<i>Hiatella arctica</i>		<i>Mytilus edulis</i>	<i>Balanus spp.</i>	<i>Acmaea testudinalis</i>
profond																	
glaciomarin																	
	89-DKA-156	538020	6887750	59	D												
	90-DKA-70	583300	6907100	100	D*												
marin																	
	89-DKA-38	481400	6898610	30								D		X			
	89-DKA-173	530800	6885150	60	D*			X	X	X	X	X	X				
	90-DKA-64	604450	6893800	5	X		D*		X	X	X	X	X				
	90-DKA-93	557700	6916250	61			X	X				D	X	X			
	90-DKA-94	556700	6916600	47			X		X	X	X	X				D	X
	91-DKA-26	343600 ¹	6903650	75					X			D*		X			
	91-DKA-086	360150	6851750	67								D*					
	91-DKA-158	374000	6803600	37	D					X	X						
	91-DKA-169	359800	6811050	13								D		X			
	91-DKA-170	367550	6819500	38					X		X	D*		X			
	91-DKA-171	342600	6858450	30					X			D		X			
deltaique																	
	90-DKA-156	538020	6887750	57	D												
	89-DKA-95	450980	6892620	5								D					
	90-DKA-31.5	645400	6828150	29	X*				X	X		D*					
	90-DKA-32	615900	6856200	6	D*		X			X	X						
	90-DKA-33	627700	6850250	40	D		X			X	X	X					
	90-DKA-82	538600	6886600	85								D					
	91-DKA-38	350100	6893000	98	X							D*		X			
	91-DKA-59	342700 ¹	6870300	26	D*						X						
littoral																	
	90-DKA-37	534500	6948000	7										X			
	91-DKA-4	348850	6923950	45								X	D	X			
	91-DKA-23	337800 ¹	6898100	32								X	D*				
	91-DKA-27	341450 ¹	6915250	22								X	D*	X			
	91-DKA-151	350100	6847200	36									D*				
	91-DKA-201	380600	6831050	73								X	D*		X		
	91-DKA-227	340750 ¹	6941950	22									D*				
	91-DKA-230	343000 ¹	6941800	23				X				X	D				
	91-DKA-238	346900	6940550	70								D*					

D : espèce dominante
X : espèce présente
* espèce datée
¹ zone 18V étendue

de dépôts fins, ainsi que la dimension réduite des deltas glaciolacustres indiqueraient que l'existence de ces paléolacs a été de courte durée (Daigneault, 1993).

Les sédiments littoraux (5a)

Les sédiments littoraux de milieu glaciolacustre sont généralement constitués de sable, de gravier et de cailloux formant des dépôts de plage de moins de 2 m d'épaisseur (tableau 1 et fig. 22, coupe 91-27). Ils sont disposés de façon relativement continue sur les versants des vallées, mais les processus de gélifluxion en masquent parfois la disposition originelle (fig. 39). On observe alors des coulées de till, avec un bourrelet extérieur de blocs dépourvu de toute matrice apparente. Ce phénomène se distingue de celui d'une encoche d'érosion littorale dans le till par son tracé en festons. Localement, lorsque le till a été délavé par les eaux glaciolacustres, on observe un liseré de blocs sur quelques mètres de longueur. En quelques endroits, l'érosion littorale a complètement enlevé la couverture de dépôts quaternaires, pour ne laisser qu'une zone de roc fortement gélifracté.

Les sédiments deltaïques (5b)

Les sédiments deltaïques de milieu glaciolacustre sont constitués de sable, de gravier et de blocs qui forment des amas stratifiés (stratifications planes, rides de courant) d'une épaisseur maximale de 20 m. Ces dépôts ont été mis en place directement par les eaux de fusion ou de vidange de lacs glaciaires (tableau 1 et fig. 22, coupes 91-102 et 91-176). En coupe, on observe une croissance de la taille des sédiments vers le haut des séquences. La surface des dépôts deltaïques de milieu glaciolacustre est plane et, par endroits, entaillée par des chenaux ou parsemée de kettles.

Généralement, comme c'est le cas dans le bassin versant de la rivière de Puvirnituq, les paléodeltas sont peu nombreux, de petites dimensions et associés à des eskers. À l'opposé, dans la partie inférieure des vallées drainées par les rivières Frichet et Durouvray ou encore dans celle qui l'est par la rivière Gatin, ils sont plus abondants et de taille plus importante (maximum de 3 km²). Ils sont le produit de la vidange de plans d'eau glaciolacustres dans des plans d'eau de plus basse altitude. Ces constructions deltaïques se sont édifiées au contact de la glace, comme en témoignent leurs chenaux d'alimentation souvent développés sur les versants des vallées encaissantes, la présence de kettles, ainsi que le caractère abrupt et irrégulier de leur versant sud (fig. 40).

Les dépôts alluviaux (6)

Les dépôts alluviaux forment des amas stratifiés constitués de sable et de gravier, et localement de blocs imbriqués, qui ont été mis en place dans la plaine alluviale actuelle ou récente (tableau 1). Ils regroupent également des dépôts deltaïques et des dépôts de cônes alluviaux actuellement en formation. Ces sédiments, dont l'épaisseur maximale est de 3 m, sont présents sur environ 1 % de territoire étudié. On les observe localement le long des principaux cours d'eau, à savoir les rivières Durouvray, Guichaud, Foucault, Wakeham et Laflau. Dans le cas de ces deux dernières rivières, les alluvions mises en place à leur embouchure, dans les eaux du détroit d'Hudson, sont incluses dans cette catégorie de dépôts. Des exemples de deltas actuels ou récents sont présents au nord du lac Siurartuq et à l'est du lac Chassé (carte 1861A), ainsi qu'à l'est du lac Spartan (carte 1862A). Enfin, on observe des cônes alluviaux là où des torrents de montagne débouchent sur les flancs escarpés des vallées. On peut voir quelques exemples de ces cônes alluviaux dans la vallée glaciaire renfermant les lacs François-Malherbe et Watts,



Figure 39. Rivages glaciolacustres, le long de la Petite rivière de Puvirnituq. Ces paléorivages sont en voie d'être masqués par les coulées de gélifluxion. Photo prise à basse altitude en direction du sud-est. (Photo : GSC 2007-237)

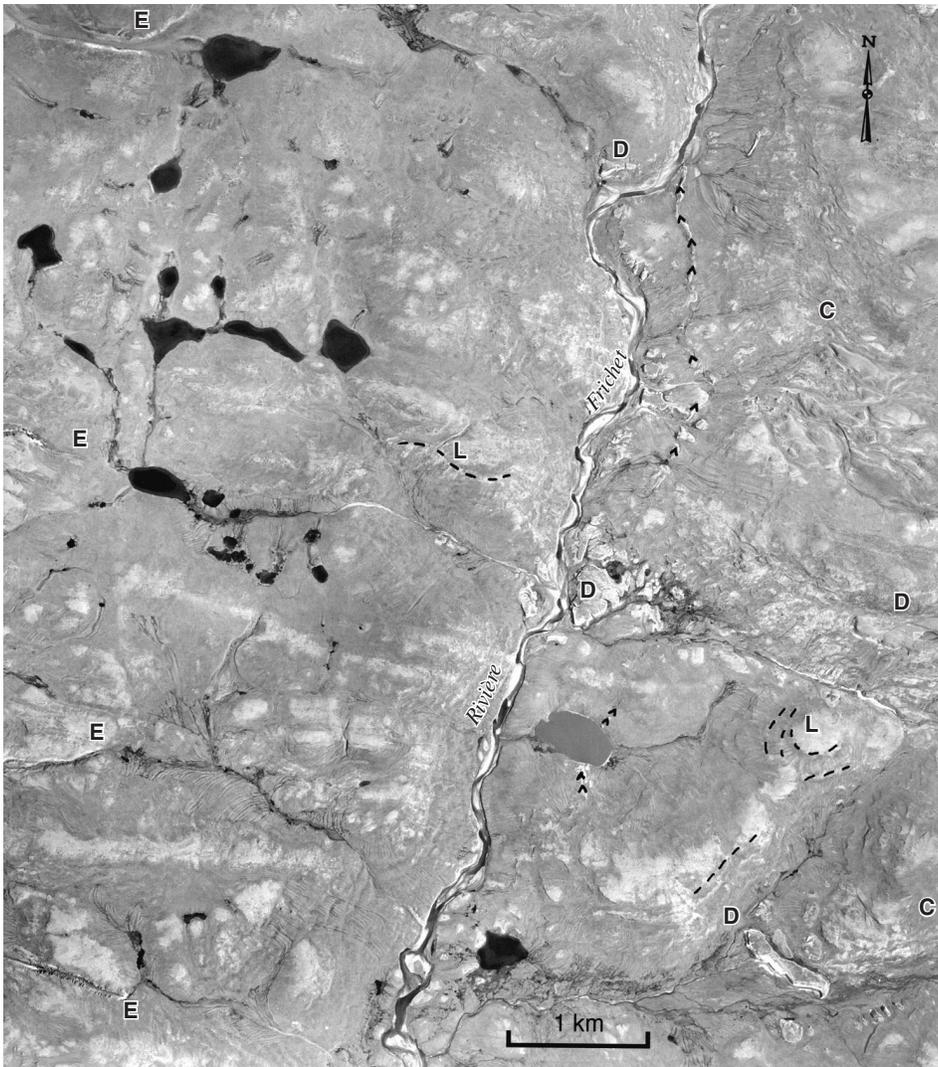


Figure 40. Deltas glaciolacustres (D), le long de la rivière Fricchet. À noter la présence de chenaux juxtaglaciaires (C) sur le flanc est de la vallée, d'exutoires (E) ayant permis l'écoulement des eaux vers l'ouest sur l'interfluve à l'ouest et de quelques rivages glaciolacustres (L). On peut aussi observer un esker (>>>) parallèle à l'axe de la rivière (Photo : Photothèque nationale de l'air, A16249–29)

ainsi que dans celle du fjord Qanartalik (Southeast Arm) du havre Douglas. Dans ce dernier cas, les cônes alluviaux sont constitués d'amas de blocs imbriqués dont la hauteur atteint 3 m.

Les dépôts colluviaux (7)

Les colluvions cartographiées sont présentes sur moins de 1 % du territoire étudié et consistent en amas de blocs et de cailloux anguleux mis en place sous forme de talus d'éboulis au pied d'escarpements rocheux (fig. 41). L'épaisseur de ces dépôts peut atteindre environ 50 m. Ils sont fréquents à l'intérieur des cirques, comme ceux situés entre le cap Wolstenholme et le cap Qarliik Nuvua (carte 1861A), ou dans certaines vallées glaciaires, comme celles de la rivière Lataille (carte 1863A) ou du havre Douglas (carte 1863A). Les plus importants de ces dépôts sont généralement situés sur les pentes faisant face à l'ouest.

Bien que les coulées de gélifluxion, particulièrement fréquentes dans le till, constituent une autre forme de dépôts colluviaux, elles n'ont pas été représentées sur les cartes, afin de ne pas masquer la nature originelle du dépôt.

Les dépôts organiques (8)

De faibles étendues de mousse et d'herbe d'une épaisseur maximale de 0,5 m sont fréquentes dans les zones mal drainées. Au total, elles couvrent environ 1 % du territoire étudié. On les observe en placages isolés, principalement sur les dépôts marins et sur le till. Sur les sédiments marins, la superficie la plus importante occupée par de tels dépôts, qui s'élève à 6 km², a été observée à environ 25 km au sud-est de la baie Kovik, dans le secteur ayant été envahi par la Mer de Tyrrell (carte 1861A). Sur le till, la superficie maximale de tels dépôts atteint environ 5 km² et a été observée à 7 km à l'est du lac Flaherty (carte 1862A).



Figure 41. Talus d'éboulis, d'une hauteur d'environ 15 m, dont les matériaux couvrent en partie des dépôts marins deltaïques, dans une vallée faisant face à l'îlot Staffe. (Photo : GSC 2007-238)

Les unités cartographiques du substrat rocheux (R, Rs) et les champs de blocs

Sur les cartes, les surfaces attribuées aux unités du substrat rocheux correspondent à des zones où la couverture de sédiments meubles est discontinue et d'une épaisseur inférieure à 20 cm. Selon la nature des lithologies, nous avons distingué deux unités, celle des roches archéennes ou protérozoïques (R) et celle des roches de la ceinture de Cape Smith (Rs). Ces deux unités occupent environ 10 % du territoire étudié et se concentrent principalement dans la zone ayant été couverte par l'invasion marine postglaciaire, là où une érosion par les vagues a enlevé une grande partie de la couverture de sédiments quaternaires. Des étendues rocheuses importantes sont également présentes dans les chenaux d'eau de fusion, comme ceux situés à l'ouest du lac Juet (carte 1861A).

Deux types de champ de blocs ont été observés. Le premier type résulte du délavage de sédiments grossiers. Les champs de blocs rattachés à ce type occupent principalement les dépressions associées aux chenaux d'eau de fusion sous-glaciaires ou proglaciaires, ou encore celles produites par l'écoulement des eaux de vidange de lacs proglaciaires. Localement, on les observe en bordure des lacs. Ils sont constitués de blocs subanguleux à subarrondis, souvent polygéniques, formant des amas dépourvus de matrice à grain fin et dont l'épaisseur dépasse 1 m. Ces champs de blocs de faible étendue résultent principalement du délavage du till et n'ont pas été distingués de celui-ci.

L'autre type de champ de blocs est produit par la gélifraction du substrat rocheux et engendre des accumulations de blocs auxquelles on donne parfois le nom de « champs de blocaille » (Dionne, 1978). Ces champs de blocs occupent des surfaces généralement planes et sont constitués de blocs anguleux, formant des amas dépourvus de matrice à grain fin et dont l'épaisseur peut atteindre plus de 2 m. Localement, on observe dans ceux-ci des blocs erratiques. La seule photo-interprétation permet difficilement de les distinguer des

zones de till mince à blocs nombreux, de sorte que des vérifications sur le terrain s'avèrent nécessaires; aussi leur relevé n'est pas exhaustif. Le plus grand champ de blocaille cartographié occupe environ 2 km² et est situé à environ 10 km au sud-ouest du lac Fargues (carte 1861A). Il pourrait être antérieur à la dernière glaciation, puisqu'il se situe dans le secteur anciennement occupé par la ligne de partage glaciaire du Nouveau-Québec, là où l'écoulement glaciaire était très faible ou nul. Dans la région du lac Nantais (carte 1862A) et dans un secteur à l'ouest de Kattiniq (carte 1863A), on observe quelques champs de blocaille dans lesquels se trouvent aussi des affleurements fracturés et disloqués. Dans le dernier secteur, les basaltes en coussins du Groupe de Chukotat semblent particulièrement favorables à leur développement (fig. 42).

ANALYSE DU TRANSPORT GLACIAIRE PAR LA COMPOSITION LITHOLOGIQUE ET GÉOCHIMIQUE DU TILL

But

Les caractéristiques géologiques du territoire étudié sont particulièrement propices à une étude de la dispersion glaciaire à l'échelle régionale. D'abord, les lithologies de la ceinture de Cape Smith, par leurs compositions contrastées par rapport à celles des roches avoisinantes, ainsi que par leur orientation à peu près perpendiculaire à la direction de l'écoulement glaciaire dominant, constituent de bons traceurs lithologiques et minéralogiques (fig. 43). Ensuite, les calcaires et les dolomies du Paléozoïque constituent de bons traceurs pour étudier le transport glaciaire en périphérie de la péninsule et, en particulier, celui rattaché au courant glaciaire du détroit d'Hudson. Cette étude de reconnaissance a donc pour but d'étudier la dispersion des débris de ces roches

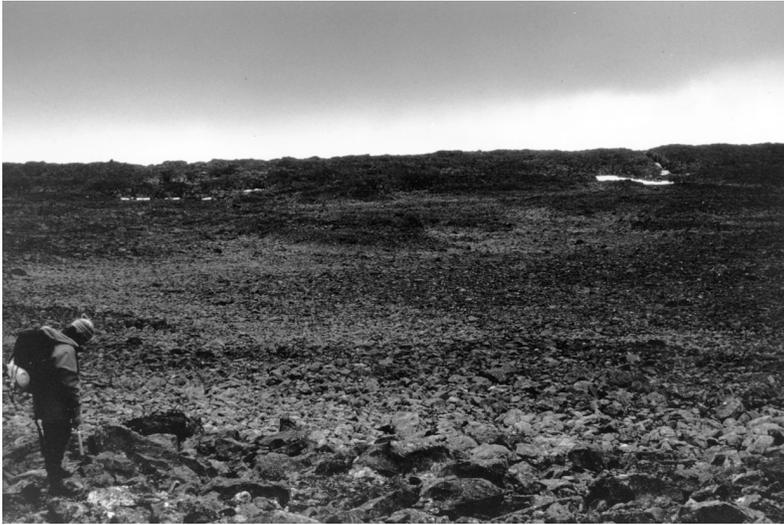


Figure 42. Champ de bloccaille développé sur les basaltes du Groupe de Chukotat, à l'ouest de Kattiniq. Photo prise en direction du sud.
(Photo : GSC 2007-239)

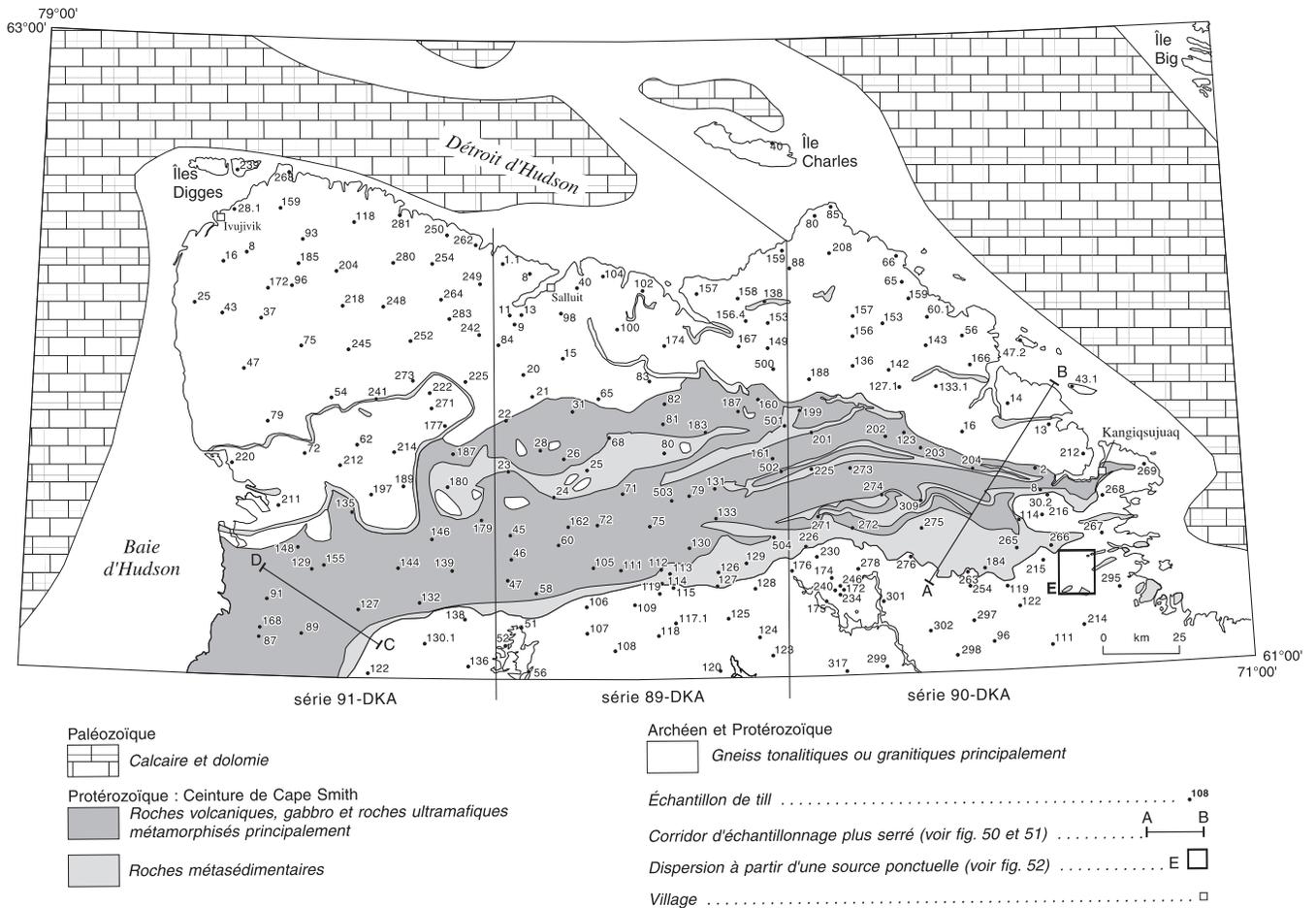


Figure 43. Répartition des lithologies indicatrices du substrat rocheux et des sites d'échantillonnage du till. Géologie simplifiée du substrat rocheux d'après Sanford et al. (1979), MacLean et al. (1986) et M.R. St-Onge et S.B. Lucas (communications personnelles, 1990).

indicatrices afin de définir la direction et l'importance des vecteurs du transport glaciaire. Ces données, essentielles à la prospection glacio-sédimentaire, visent aussi à vérifier les modèles d'écoulement déduits de l'examen des formes d'érosion et d'accumulation glaciaires.

Dans cette section, nous présentons les résultats d'une étude de la dispersion glaciaire à partir de la composition du till de surface. Nous discutons des distances de transport mesurées pour les différentes classes granulométriques des lithologies choisies. La méthodologie employée est décrite dans l'introduction.

Les blocs

Les dolomies de la ceinture de Cape Smith

Une photographie d'un affleurement de dolomie de la ceinture de Cape Smith est présentée à la figure 44. La figure 45 montre la répartition de cette lithologie dans le substrat rocheux, ainsi que celle des blocs erratiques qui en sont issus. La répartition spatiale de ces blocs erratiques s'accorde généralement assez bien avec les directions d'écoulement déduites de l'examen des formes d'érosion et d'accumulation glaciaires produites lors de la phase d'écoulement glaciaire à laquelle était associée la ligne de partage glaciaire du Nouveau-Québec. Cependant, on observe quelques anomalies qui confirment l'existence de phases d'écoulement anciennes. Il est bon de rappeler qu'un bloc erratique présent à la surface de la nappe de till peut y avoir été amené à la suite de multiples épisodes de transport glaciaire ou sous les effets d'un autre agent de transport. Il est donc important de jumeler cette analyse à celle d'une autre fraction granulométrique obtenue plus en profondeur dans la nappe de till.

À l'est de la ligne de partage glaciaire, dans la région de Kangiqsujuaq, on constate l'effet d'une dispersion très nette en direction du nord-est. La distance maximale de transport est d'environ 25 km. Aucun bloc de dolomie n'a été relevé au

sud de la ceinture de Cape Smith dans ce secteur. Plus à l'ouest, dans la partie centrale du territoire étudié, la dispersion de ces blocs est généralement dirigée vers le nord. À l'ouest de la baie Déception, la présence d'un bloc de dolomie peut être rattachée à un transport glaciaire sur une distance d'environ 30 km à partir des dolomies du Groupe de Spartan situées au sud-est. Plus au sud, plusieurs blocs de dolomie ont été observés au-dessous de la limite atteinte par les eaux glaciolacustres. Malgré une possible dispersion par des glaces flottantes, on observe généralement de tels blocs immédiatement au nord des sources possibles. À partir d'une densité d'observations semblable à celle employée ailleurs dans le territoire étudié, on remarque que les distances de transport semblent plus faibles, s'établissant à environ une dizaine de kilomètres. Ces données concordent avec les observations de Bouchard et Salonen (1990) et nous indiquent que les distances de transport des blocs sont de plus en plus courtes en direction des lignes de partage glaciaire.

Au nord-est du cratère des Pingualuit, nous avons observé des blocs de dolomie, de basalte et de schiste pouvant être rattachés à des lithologies de la ceinture de Cape Smith. Des débris de ces lithologies sont aussi présents dans la fraction des granules du till et résultent donc d'un transport glaciaire. Ces observations s'ajoutent à celles faites par Bouchard et al. (1989) au cratère des Pingualuit et ont été expliquées par l'existence d'une phase ancienne où l'écoulement glaciaire aurait été dirigé vers l'est-sud-est (flot d'Ungava; Bouchard et Marcotte, 1986).

À l'ouest de la ligne de partage glaciaire, la répartition des blocs de dolomie témoigne généralement d'une dispersion vers l'ouest. La présence de tels blocs à l'ouest du lac Lanyan laisse croire à un transport vers le nord-ouest sur une distance d'environ 35 km. Au nord-est de ce site, d'autres erratiques dolomitiques pourraient indiquer la présence d'affleurements de dolomie plus à l'est, dans la bande de roches métasédimentaires qui ceinture l'antiforme de Kovik. Ils pourraient aussi témoigner d'un écoulement dirigé vers le nord, qui serait antérieur à la formation de la ligne de partage glaciaire.



Figure 44. Affleurement dissymétrique de dolomie du Groupe de Povungnituk, 20 km à l'est du lac Vicenza. L'écoulement glaciaire était dirigé vers le nord-est, soit vers la droite de la photo. La longueur du marteau est de 30 cm. (Photo : GSC 2007-240)

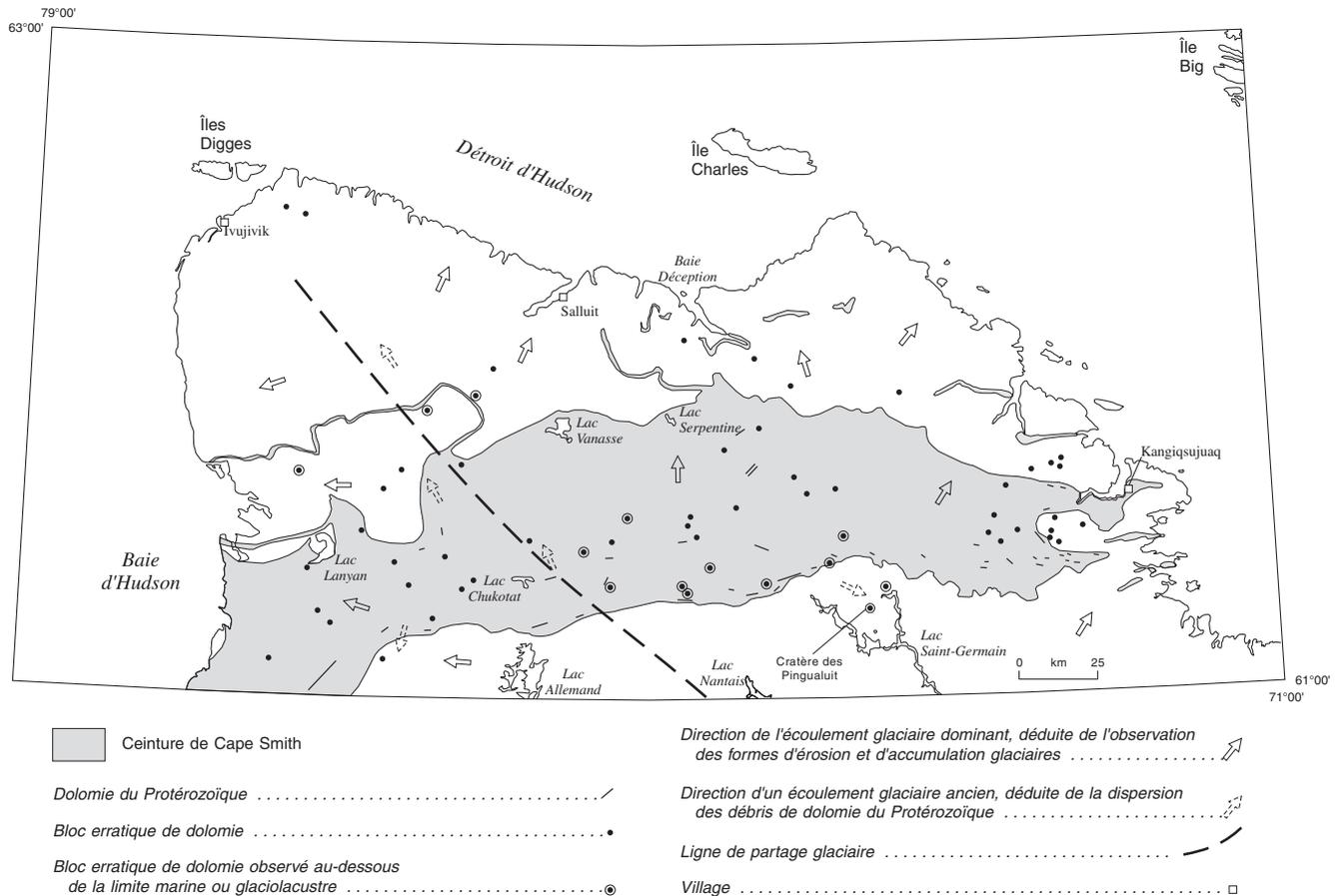


Figure 45. Répartition des zones d'affleurements et des blocs erratiques de dolomie de la ceinture de Cape Smith. Géologie du substrat rocheux d'après Taylor (1982), Lamothe et al. (1984), Roy (1984), Moorhead (1988), Barrette (1988, 1989) et St-Onge et Lucas (1990f, g, h, i, j, k, l, m, n).

Cette dernière hypothèse est renforcée par la présence, à l'est d'Ivujivik, de blocs de dolomie, ainsi que de blocs et de granules de roches volcaniques rattachées à des lithologies de la ceinture de Cape Smith. Dans ce secteur, l'existence d'un écoulement dirigé vers le nord a été suggérée également par Laymon (1988), d'après la dispersion de granules (4-8 mm) de lithologies de la ceinture de Cape Smith. Cet écoulement glaciaire, ou l'effet combiné de plusieurs écoulements glaciaires, serait responsable du transport de débris de ces dolomies sur près de 120 km.

Les péridotites de la ceinture de Cape Smith

Dans la partie est du territoire étudié, les blocs de péridotite sont dispersés suivant les mêmes axes que les blocs de dolomie, soit vers le nord dans le secteur ouest et vers le nord-est dans le secteur plus à l'est (fig. 46). Bien que nous en ayons observé en quelques endroits au sud de la ceinture de Cape Smith, les blocs de péridotite sont beaucoup plus abondants au nord de celle-ci et leur répartition témoigne de l'effet prédominant du transport vers le nord et le nord-est. Dans la région située au nord de la ceinture de Cape Smith, des comptages des blocs de péridotite en divers sites sur des

périodes de même durée, nous indiquent que l'abondance de ceux-ci décroît généralement en direction du nord-est, dans le sens de l'écoulement glaciaire déduit de l'examen des formes d'érosion et d'accumulation. La dispersion des blocs de péridotite sur le socle, au nord de la ceinture de Cape Smith, se serait produite sur une distance d'au moins 60 km (Daigneault, 1993).

Au sud de la ceinture de Cape Smith, les blocs de péridotite observés se concentrent dans deux secteurs : dans les environs du cratère des Pingualuit et à 25 km au sud de Kangiqsujuaq. Dans le premier secteur, la présence de blocs d'autres types de roches protérozoïques, nous porte à croire que le transport des blocs de péridotite doit probablement être rattaché au flot d'Ungava. Il est cependant important de mentionner que la présence de blocs de cette lithologie ne peut être, à elle seule, la preuve que ceux-ci ont été dispersés par les glaces associées à cette phase d'écoulement, puisque des roches de ce type affleurent en quelques endroits plus au sud (Bouchard et Marcotte, 1986). Il pourrait donc s'agir de blocs erratiques provenant d'intrusions mises en place dans les roches archéennes. C'est le cas des blocs observés au sud de Kangiqsujuaq. Leur présence a été relevée immédiatement au nord-est de quelques intrusions constituées en partie de

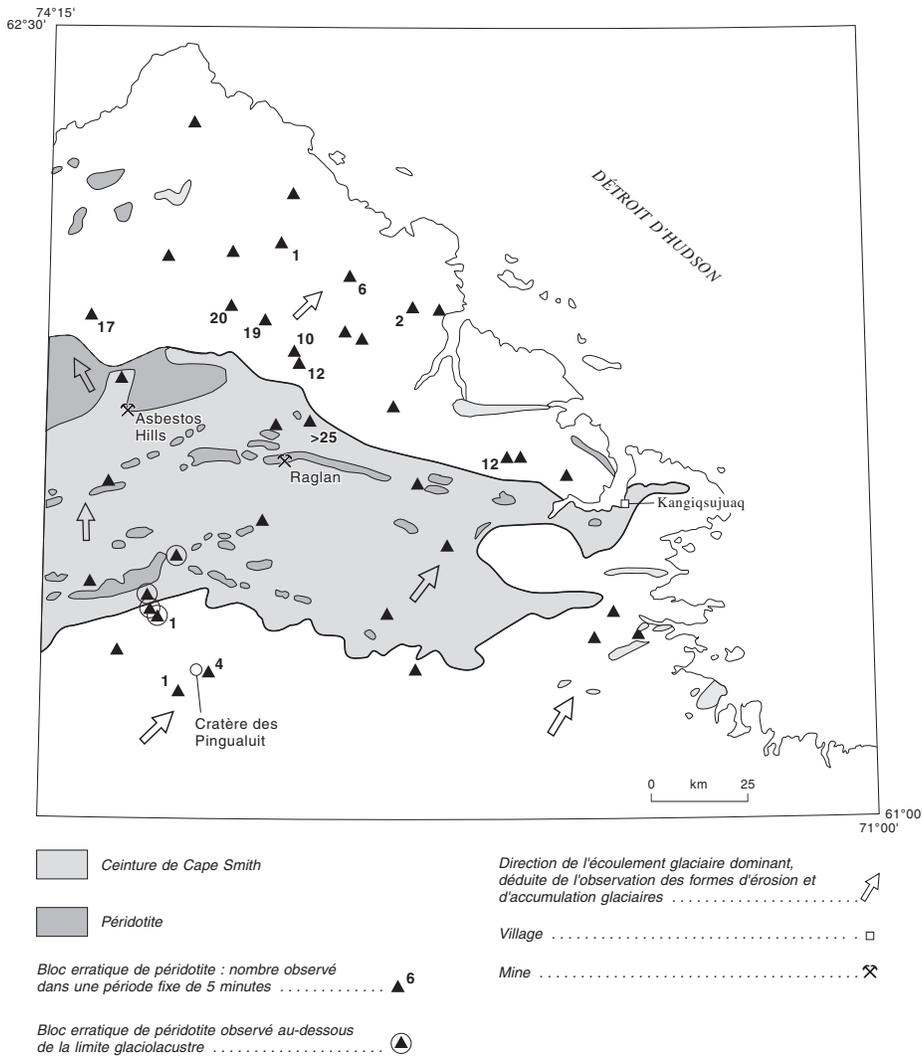


Figure 46. Répartition des zones d'affleurements et des blocs erratiques de périodite. Géologie du substrat rocheux d'après St-Onge et Lucas (1989b et c; 1990d, e, f, g, h, j, k, l, m, n) et M.R. St-Onge et S.B. Lucas (communications personnelles, 1990).

périodite, qui affleurent le long du canyon de la rivière Lataille (M.R. St-Onge et S.B. Lucas, communication personnelle, 1990).

Les granules

Dans cette section, nous présentons les résultats des échantillonnages du till aux échelles régionale et locale. Dans le premier volet, nous discuterons d'abord de la dispersion régionale dans son ensemble, puis de celle existant le long de deux corridors d'échantillonnage situés en périphérie de la péninsule. Nous comparerons alors la dispersion des granules à celle des blocs. Dans le second volet, nous étudierons la dispersion locale à partir d'une source ponctuelle formée d'un lambeau de roches protérozoïques.

La dispersion glaciaire des débris des lithologies de la ceinture de Cape Smith

La dispersion régionale

Les assemblages lithologiques des tills constitués des plus forts pourcentages de débris de lithologies de la ceinture de Cape Smith ont été relevés dans les échantillons recueillis à l'intérieur des limites de la ceinture (fig. 47). De part et d'autre de cette bande de roches, nous constatons l'effet d'une dispersion dirigée vers le nord, à l'est de la ligne de partage glaciaire, et vers l'ouest, à l'ouest de celle-ci. Ces sens de dispersion sont conformes aux directions d'écoulement glaciaire déduites de l'examen des formes d'érosion glaciaire et d'accumulation du till. Au nord de la ceinture de Cape Smith, l'abondance de débris de lithologies de cette provenance

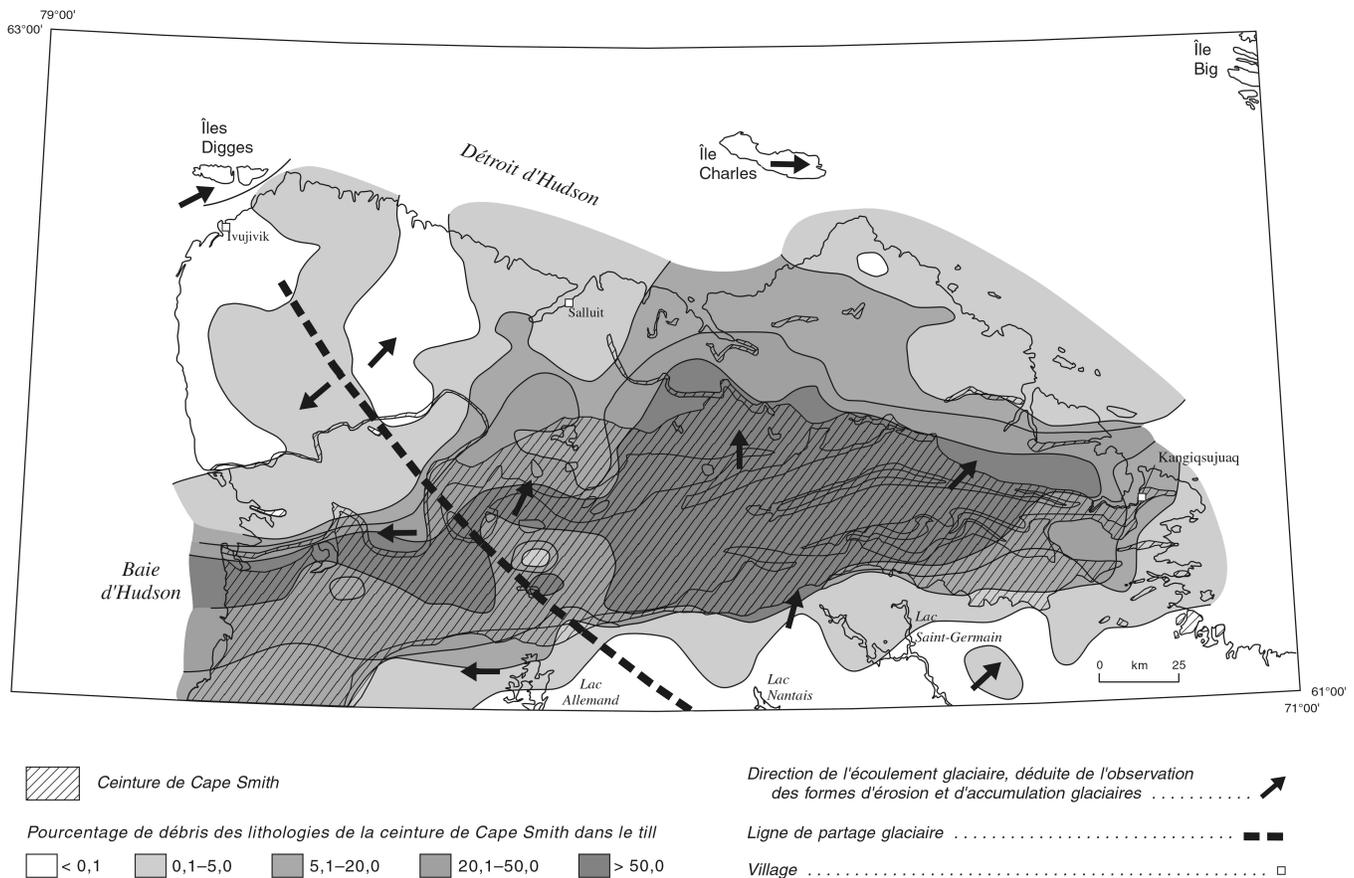


Figure 47. Répartition des lithologies de la ceinture de Cape Smith dans le substrat rocheux et abondance des granules de celles-ci dans le till de surface. Géologie du substrat rocheux d'après des communications personnelles de M.R. St-Onge et S.B. Lucas (1990).

décroit en direction du nord, passant de 74 % près du contact distal de la ceinture (i.e. le contact de la ceinture situé à l'aval glaciaire, qui est, dans ce cas-ci, le contact nord) à moins de 5 % à environ 50 km au nord, à la périphérie de la péninsule. Entre Ivujivik et la ceinture de Cape Smith, dans le secteur qui était occupé en partie par la ligne de partage glaciaire, les débris de ces lithologies, principalement de roches mafiques (basalte, gabbro, roches ultramafiques; fig. 48), sont rares et constituent généralement moins de 1 % de l'assemblage lithologique des tills. Leur présence et leur faible représentation viennent appuyer l'hypothèse d'un mouvement antérieur en direction du nord, comme le laisse croire la dispersion des blocs provenant de lithologies de la ceinture de Cape Smith.

Au sud de la ceinture de Cape Smith, les débris de gneiss de l'Archéen forment de loin la fraction dominante de l'assemblage lithologique des tills; les proportions de débris de roches protérozoïques y sont généralement inférieures à 5 %. Les débris de roches protérozoïques se concentrent au voisinage immédiat de la ceinture de Cape Smith. À l'est du lac Saint-Germain (carte 1863A), la présence de débris de roches métasédimentaires, de metabasalte et de métagabbro de la ceinture de Cape Smith laisse croire à une dispersion glaciaire par le flot d'Ungava, sur une distance d'environ

65 km. Toutefois, il pourrait s'agir d'une distance maximale puisqu'aucun débris de ces roches n'a été observé par Bouchard et Marcotte (1986) dans le till plus au sud, dans le cadre d'une étude de la dispersion glaciaire à l'échelle régionale s'étendant au territoire compris entre les latitudes 58° et 61° N.

À l'intérieur des limites de la ceinture de Cape Smith, là où l'on peut étudier la croissance de la proportion relative de débris de ces roches dans le sens de l'écoulement glaciaire et, inversement, la décroissance de celle de débris de gneiss de l'Archéen, on constate des différences significatives entre le centre et la périphérie de la péninsule. Au nord du lac Nantais, dans la partie centrale de la péninsule, la croissance de la proportion relative de débris de lithologies de la ceinture de Cape Smith est très rapide : en un endroit, à environ 1 km au nord du contact proximal de telles lithologies (« renewal distance » de Peltoniemi, 1985), nous avons mesuré des concentrations supérieures à 50 % et, à 10 km plus au nord, celles-ci dépassaient 90 %. Notons que, dans ce secteur, Kretz (1960) a obtenu des valeurs similaires : à 13 km au nord du contact distal des roches archéennes, les débris de ces roches ne constituaient plus que 1 % de l'assemblage lithologique des tills. Dans la fraction étudiée, la croissance importante de la proportion de débris de lithologies de la

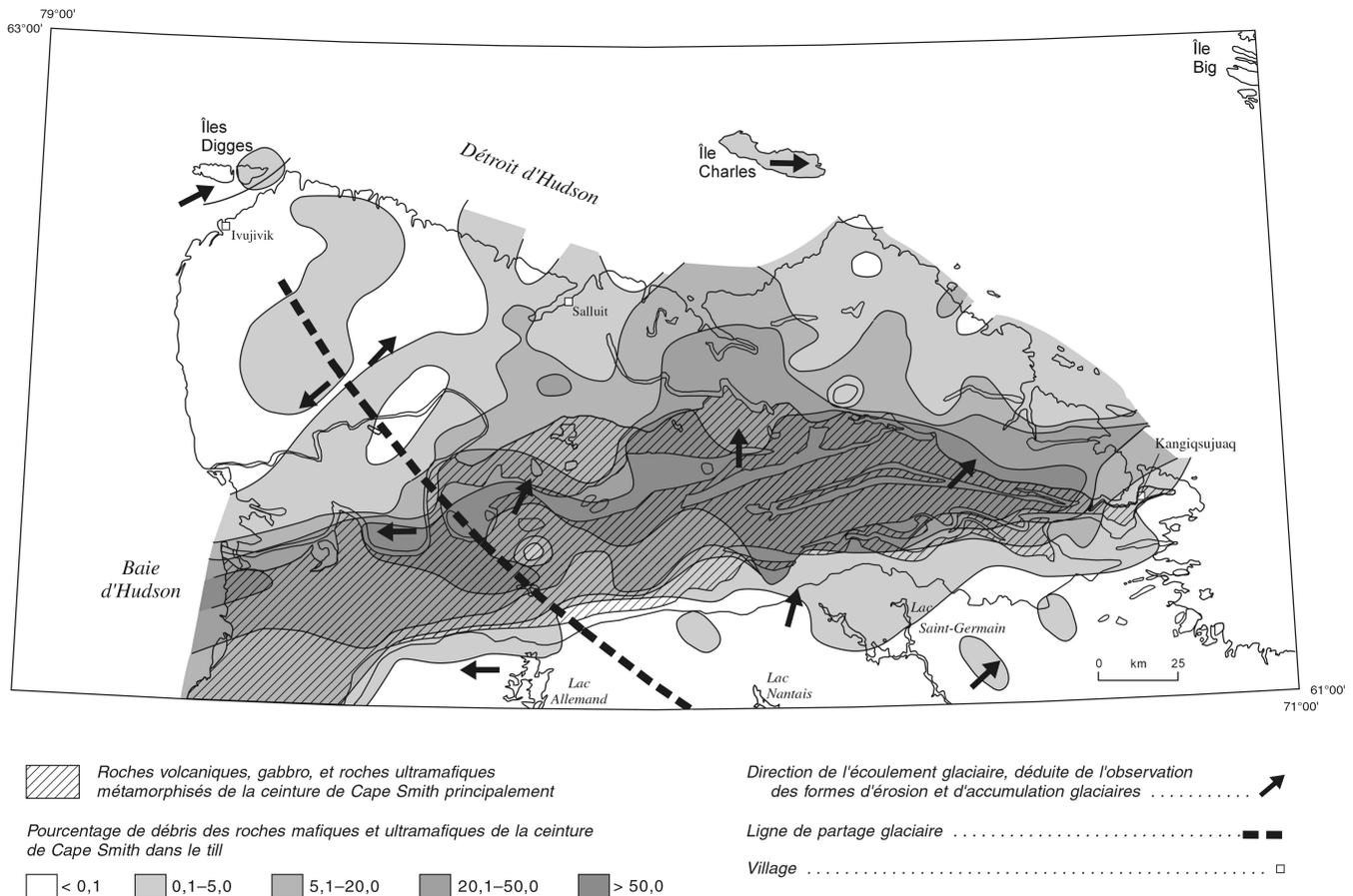


Figure 48. Répartition des roches mafiques et ultramafiques de la ceinture de Cape Smith dans le substrat rocheux et abondance de celles-ci dans la fraction des granules du till de surface. Géologie du substrat rocheux d'après des communications personnelles de M.R. St-Onge et S.B. Lucas (1990).

ceinture de Cape Smith devant être rattachée principalement aux roches métasédimentaires (fig. 49), on pourrait penser que ce phénomène est relié au fort contraste de dureté entre celles-ci et les roches cristallines présentes au sud de la ceinture. Or, en périphérie de la péninsule, dans les échantillons prélevés au sein des matériaux reposant sur les mêmes lithologies, la croissance de la proportion relative de débris de lithologies de la ceinture de Cape Smith est beaucoup moins rapide. La distance à laquelle la proportion de ces débris atteint 50 % dans la fraction des granules est beaucoup plus grande, s'élevant à plus de 36 km (Daigneault, 1993; fig. 50 et 51). Nous pensons que ces différences peuvent être expliquées par des variations spatiales dans l'efficacité des mécanismes de transport glaciaire; celle-ci augmentant à distance de la ligne de partage glaciaire. Boulton (1984) et Clark (1987) considèrent que les variations dans les vitesses d'écoulement basal entre le centre et la périphérie des calottes glaciaires peuvent expliquer ces différences dans les caractéristiques du transport glaciaire. Nous croyons donc que le transport à l'échelle régionale est un reflet de la dynamique glaciaire. Ainsi, l'existence d'une ligne de partage glaciaire a généré au centre de la péninsule un till dont la composition reflète davantage la nature lithologique locale du substrat rocheux, alors qu'à la périphérie, la composition du till montre une plus grande richesse en

débris de lithologies allochtones. À l'est comme à l'ouest, en périphérie de la péninsule, les secteurs où le transport glaciaire a été le plus efficace correspondent généralement à des zones de till fuselé et de rochers profilés (fig. 28).

Au nord du lac Allemand, dans le secteur anciennement occupé par la ligne de partage glaciaire, les proportions relatives de débris de lithologies de la ceinture de Cape Smith sont très variables (fig. 47). Cependant, comme dans les secteurs plus à l'ouest, les tills y sont généralement plus riches en débris de roches cristallines felsiques que dans la partie centrale de la péninsule. L'abondance relative de ces débris décroît vers le nord, ce qui semble confirmer l'existence d'une phase ancienne où l'écoulement aurait été dirigé dans le même sens et qui serait antérieure à la formation de la ligne de partage glaciaire, et incompatible avec celle du flot d'Ungava. La préservation de cet ancien train de dispersion vers le nord nous laisse croire que la phase d'écoulement qui en est responsable est plus récente que celle du flot d'Ungava. Il pourrait s'agir de celle du flot de Payne.

Analysée séparément, la dispersion des débris de roches métasédimentaires de la ceinture de Cape Smith est relativement similaire à celle des autres lithologies de la ceinture (fig. 47, 48 et 49).

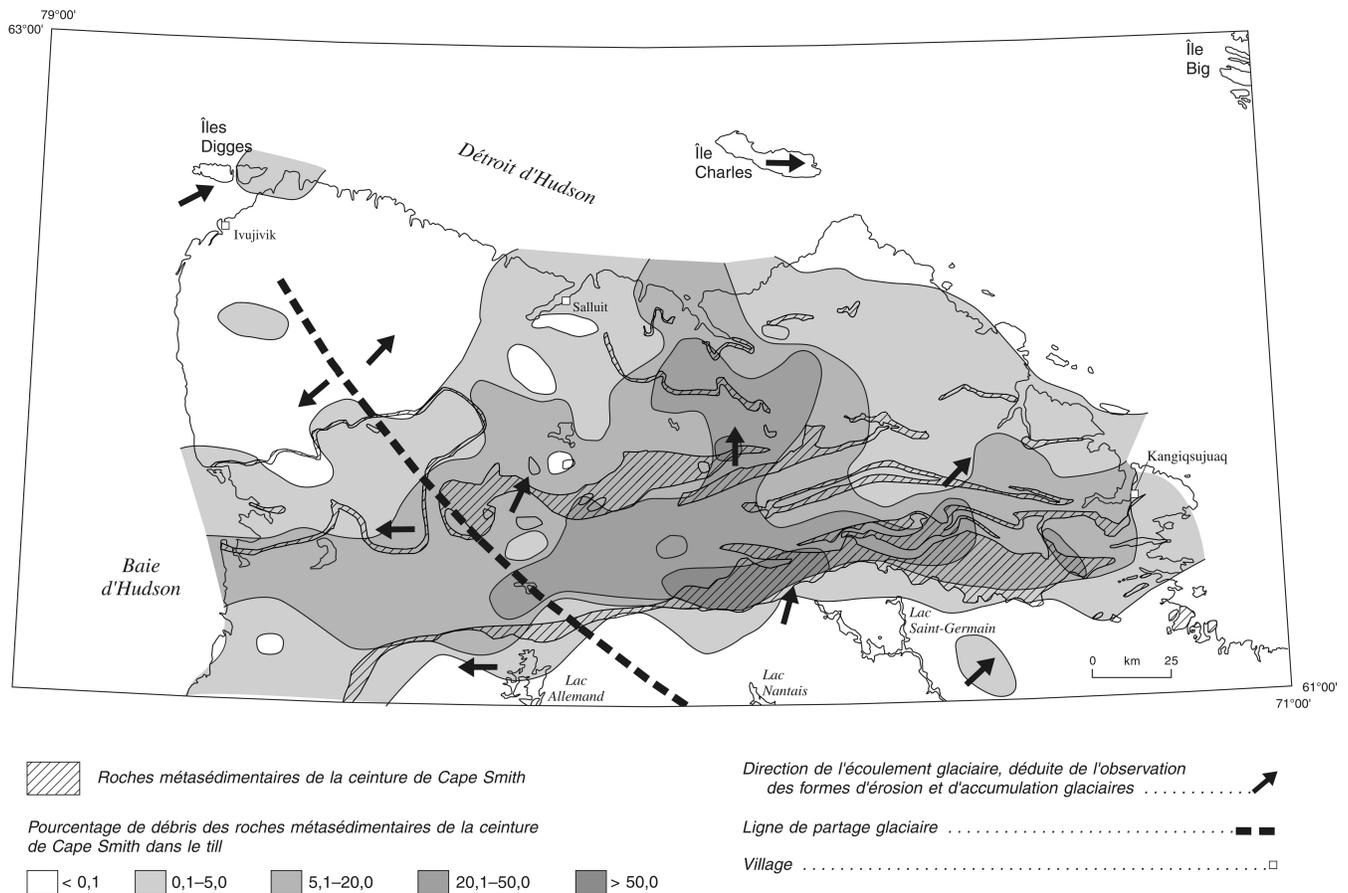


Figure 49. Répartition des roches métasédimentaires de la ceinture de Cape Smith dans le substrat rocheux et abondance de celles-ci dans la fraction des granules du till de surface. Géologie du substrat rocheux d'après des communications personnelles de M.R. St-Onge et S.B. Lucas (1990).

Comme nous l'avons mentionné précédemment, les proportions relatives de débris de roches métasédimentaires de la ceinture de Cape Smith les plus élevées ont été relevées dans la partie centre sud de la ceinture, à proximité de la source de ceux-ci. Vers le nord, la décroissance de ces proportions relatives est plus graduelle qu'au sud. Toutefois, nous avons relevé une augmentation de leur abondance relative, là où des roches métasédimentaires du Groupe de Spartan ou de lambeaux du Groupe de Povungnituk sont présentes. Les débris des autres lithologies de la ceinture de Cape Smith, principalement de basalte, de gabbro et de roches ultramafiques, sont également plus abondants près de leurs sources. Comme on peut le constater pour les débris de roches métasédimentaires, les proportions relatives de débris de ces autres lithologies décroissent, de façon générale, vers le nord. Au nord de la ceinture de Cape Smith, ces proportions relatives sont cependant plus élevées et des débris sont présents à une plus grande distance de leur source, ce qui indique qu'ils présentent une plus forte résistance aux effets du transport glaciaire que les roches métasédimentaires. Ainsi, dans le till des îles du détroit d'Hudson, les lithologies de la ceinture de Cape Smith ne sont représentées essentiellement que par des débris de roches intrusives de composition mafique. Une exception a cependant été relevée. Dans les îles Digges,

quelques débris de roches métasédimentaires ont été observés dans le till. La présence de débris de ces roches dans le till de ces îles, jumelée à une plus forte abondance de débris de roches mafiques que dans les échantillons prélevés dans la péninsule au sud, suggère l'influence de vecteurs de transport différents. Un transport des débris sur une plus longue distance par un courant de glace ayant occupé la partie nord de la baie d'Hudson pourrait expliquer ce phénomène.

La dispersion régionale à la périphérie de la péninsule

Un échantillonnage plus serré, effectué le long de deux corridors situés aux extrémités est et ouest de la ceinture de Cape Smith, à la périphérie de la péninsule, et disposés parallèlement à la direction de l'écoulement glaciaire dominant, permet d'évaluer l'influence de divers facteurs sur l'efficacité du transport glaciaire. Les études antérieures ont montré que l'efficacité du transport glaciaire est fonction des facteurs suivants : la taille et la nature lithologique des débris ainsi que l'étendue des unités lithologiques du substrat rocheux auxquels les débris sont rattachés; la topographie; et,

comme nous l'avons mentionné précédemment, la dynamique glaciaire. Les résultats de cette étude sont présentés aux figures 50 et 51.

Corridor A-B

Le long du corridor A-B (fig. 50), le till est généralement mince (moins de 1 m) et le relief de la région est peu prononcé. À partir d'un plateau montueux au sud-ouest, la surface de terrain s'incline graduellement en direction du nord-est jusqu'au détroit d'Hudson. Sur le plateau, on observe quelques petites collines de roches basaltiques orientées perpendiculairement à la direction de l'écoulement glaciaire dominant.

À partir du contact proximal de la ceinture de Cape Smith, les comptages effectués indiquent une augmentation de l'abondance relative de débris des lithologies de la ceinture en direction du nord-est, dans le sens du mouvement glaciaire déduit de l'examen des formes d'érosion et d'accumulation glaciaires. Au sud du contact proximal de la ceinture, sur le socle granitique de l'Archéen, des débris de roches métasédimentaires du Protérozoïque sont présents, bien que peu abondants, et représentent 0,7 % de l'assemblage lithologique total des tills. La croissance de l'abondance relative de granules de roches protérozoïques en direction du nord-est est très graduelle, de sorte que la distance à laquelle ceux-ci forment 50 % de l'ensemble des granules est de 43 km. De même, la fréquence maximale (62,4 %) de tels débris a été mesurée à 54 km du contact proximal de ces roches avec le socle archéen, au-delà du contact distal de la ceinture de Cape Smith. La décroissance de leur abondance relative est plus rapide : la demi-distance, c'est-à-dire la distance à partir du contact distal où l'abondance de ces débris devient inférieure de moitié à celle qui a été mesurée à ce contact, est de 19 km. À 28 km du contact distal, ils ne forment plus que 2 % de l'ensemble des granules (Daigneault, 1993). Cette valeur de la demi-distance est supérieure à celles compilées par Clark (1987) pour différentes régions de la Scandinavie et de l'Amérique du Nord. En fait, seul le train de dispersion d'échelle continentale des roches du Groupe de Dubawnt, au nord-ouest de la baie d'Hudson, dans le Nunavut (Kaszycki et Shilts, 1979), présente une demi-distance supérieure, soit 53 km.

Les granules de roches métasédimentaires sont plus faiblement représentés que ceux des roches intrusives de composition mafique. Après une augmentation graduelle de leur abondance relative sur les dix premiers kilomètres suivant le contact proximal de la ceinture de Cape Smith, celle-ci demeure relativement constante par la suite, mais est toujours inférieure à 20 %. À 8 km du contact distal de la ceinture, la fréquence chute à 1,7 %, et à 28 km elle n'est plus que de 0,3 %. Rappelons que ces lithologies ne sont pas représentées dans la fraction des granules du till de l'île Wales, qui est située à environ 5 km au nord-est du dernier site d'échantillonnage dans la péninsule.

L'abondance de débris de roches volcaniques, de gabbros et de roches ultramafiques conditionne l'allure de la courbe de l'ensemble des débris de lithologies de la ceinture de Cape Smith. Leur fréquence dans le till augmente graduellement vers le nord-est et culmine à environ 8 km du contact distal de la ceinture. À 28 km, près de la côte, les débris de ces roches représentent 1,7 % de l'assemblage lithologique du till, alors que dans l'île Wales, à environ 33 km, ils n'en représentent plus que 0,3 %. Nous croyons que leur abondance relative et le fait qu'ils aient été transportés sur une plus grande distance que ceux des roches métasédimentaires sont attribuables à leur plus grande dureté. Nous ne saurions exclure toutefois une certaine influence de la topographie. Les collines basaltiques ont pu fournir des matériaux qui auraient été intégrés dans la glace à une position plus élevée, ce qui aurait permis leur transport sur une plus longue distance.

L'augmentation du nombre absolu de blocs de roches protérozoïques est similaire à celle de l'abondance de granules des mêmes lithologies. Ils sont absents au sud-ouest de la ceinture de Cape Smith et leur fréquence croît vers le nord-est. Après une croissance rapide dans les premiers kilomètres attribuable à une augmentation de l'abondance de débris de roches métasédimentaires, une croissance plus graduelle se manifeste par la suite vers l'aval glaciaire. La distance à laquelle les blocs de roches protérozoïques forment 50 % de l'ensemble des blocs est de 40 km et leur fréquence maximale (67 %) est atteinte à 45 km. Dans les deux cas, il s'agit de valeurs légèrement inférieures à celles mesurées dans la fraction des granules. Des études ont montré que les distances de transport augmentent inversement à la taille des débris analysés (Gillberg, 1965; Dreimanis et Vagners, 1969; Peltoniemi, 1985). Nous croyons que nos résultats indiquent qu'une partie des granules provient du broyage des blocs contenus dans la glace. Nous constatons, par exemple, que l'augmentation rapide du nombre de blocs de roches métasédimentaires près du contact proximal de la ceinture de Cape Smith est suivie d'une augmentation de l'abondance de granules des mêmes lithologies vers l'aval glaciaire. La diminution du nombre de blocs de roches protérozoïques est aussi légèrement plus rapide que celle de l'abondance de granules des mêmes lithologies, la demi-distance s'élevant à 12 km. Au nord de la ceinture de Cape Smith, l'abondance de blocs de roches mafiques indique que ces lithologies résistent mieux au transport que les roches métasédimentaires. À partir de 8 km du contact distal de la ceinture, les roches mafiques sont les seules lithologies protérozoïques représentées dans la fraction des blocs. À 28 km du contact distal de la ceinture, les blocs de roches mafiques ne constituent plus que 4 % de l'ensemble des blocs dans le till.

Corridor C-D

Le long du corridor C-D (fig. 51), le till est généralement plus épais (plus de 1 m) et le relief de la région légèrement plus accidenté que dans le secteur du corridor A-B. Au sud-est, dans les échantillons de till prélevés dans les

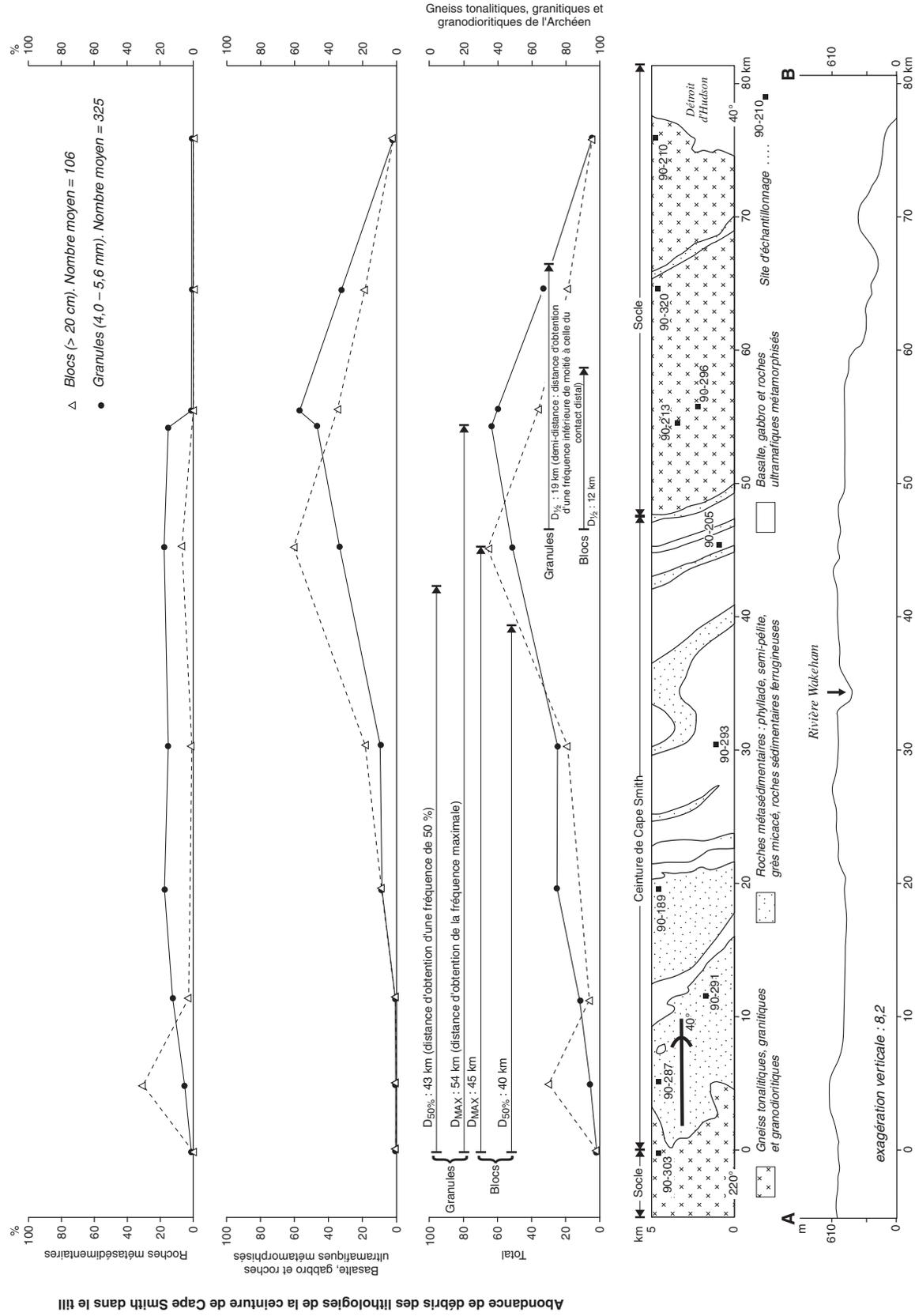


Figure 50. Abondance des granules et des blocs de lithologies de la ceinture de Cape Smith dans le till : secteur est. La position du corridor d'échantillonnage A-B est représentée à la figure 43. Géologie du substrat rocheux modifiée de St-Onge et Lucas (1990f, g, l, et 1992)

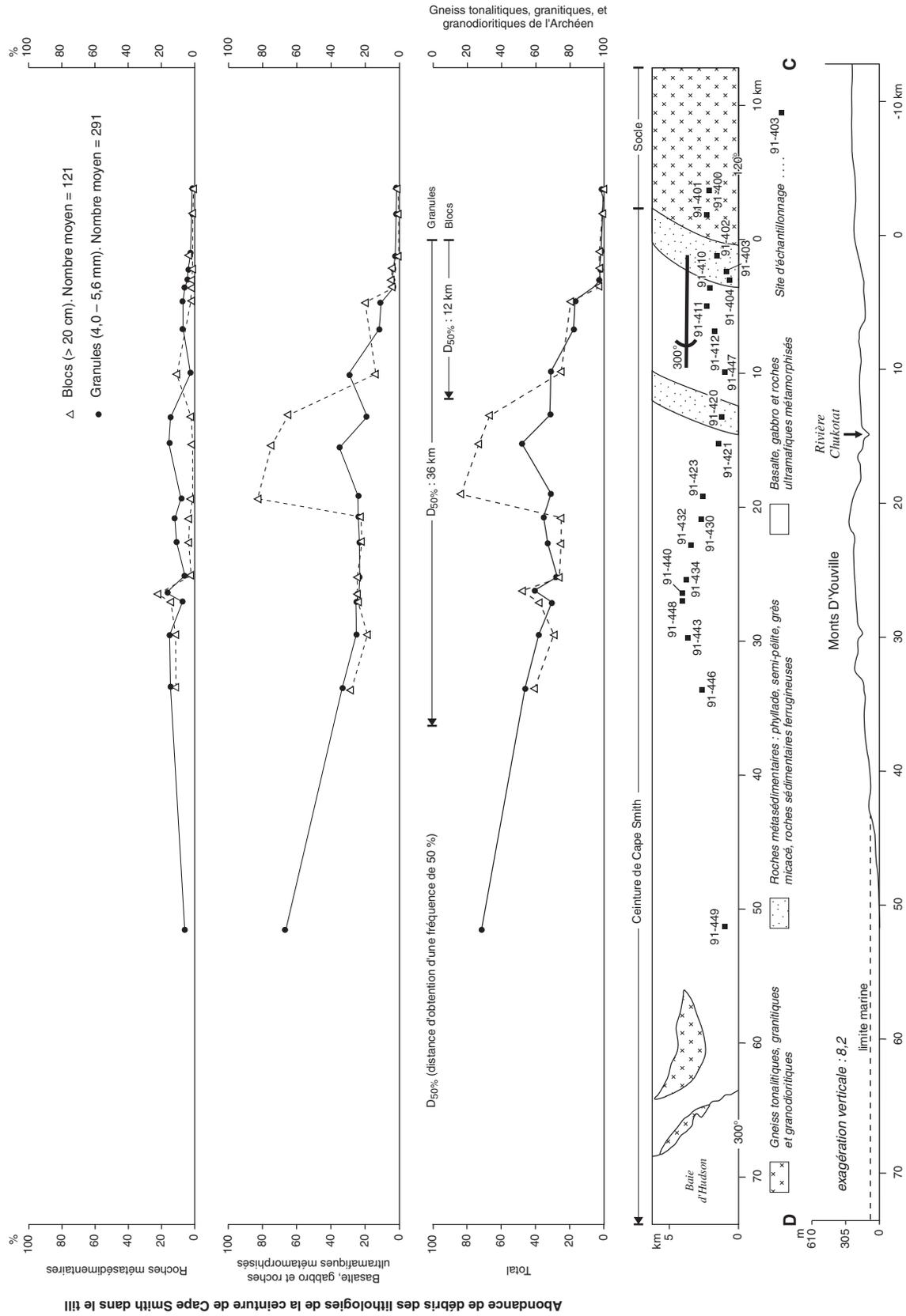


Figure 51. Abundance des granules et des blocs de lithologies de la ceinture de Cape Smith dans le till : secteur ouest. La position du corridor d'échantillonnage C-D est représentée à la figure 43. Géologie du substrat rocheux modifiée de Taylor (1982), Moorhead (1988) et Barrette (1988, 1989).

matériaux reposant sur le socle archéen, les graviers de roches protérozoïques sont rares (maximum de 0,3 % de débris de roches métasédimentaires et 0,3 % de débris roches mafiques). Vers l'ouest-nord-ouest (300°), nous constatons une augmentation de leur abondance relative mais celle-ci est moins régulière que dans la région précédente. Cependant, la distance à laquelle les granules de ces lithologies forment 50 % de l'ensemble des constituants dans cette classe granulométrique du till est du même ordre de grandeur, soit 37 km. Il est intéressant de noter qu'à 50 km du contact distal du socle archéen, 28,4 % des granules du till sont encore formés de roches archéennes.

Le nombre de blocs de lithologies de la ceinture de Cape Smith, comme l'abondance des granules des mêmes roches, augmentent vers le nord-ouest. Localement, des blocs de ces lithologies ont été observés dans le till surmontant le socle archéen au sud-est, mais ils sont absents des échantillons sur lesquels des comptages ont été effectués. Ces blocs ont été transportés soit par les glaces du flot d'Ungava, ou bien par celles qui se sont écoulées vers l'ouest-sud-ouest, lors d'une phase qui sera décrite plus loin. L'augmentation du nombre de blocs de ces lithologies est généralement similaire à celle de l'abondance des granules des mêmes roches, sauf dans l'intervalle compris entre 10 et 20 km du contact proximal de la ceinture de Cape Smith, où nous avons observé une augmentation très marquée du nombre de tels blocs. En excluant cet intervalle, la distance à laquelle les blocs de ces roches forment plus de 50 % de l'ensemble de ceux-ci est de 36 km, une valeur qui est à peu près identique à celle obtenue pour les granules et comparable à celle mesurée dans le corridor à l'est. Cependant, si l'on tient compte de l'intervalle anomal où les blocs de roches mafiques sont très abondants, elle n'est plus que de 12 km. Divers facteurs peuvent expliquer cette augmentation marquée du nombre de blocs de lithologies de la ceinture de Cape Smith, qui se manifeste de façon plus atténuée dans le cas des granules. Celle-ci pourrait résulter soit d'un apport important de blocs lié à une fracturation plus intense du substrat rocheux dans ce secteur où Moorhead (1988) a identifié de nombreuses failles de chevauchement, ou bien des effets locaux d'un écoulement glaciaire de direction oblique. À l'appui de cette dernière hypothèse, nous avons observé, à environ 30 km plus à l'est, des stries parallèles au grain topographique régional de direction ouest-sud-ouest (fig. 20). Il pourrait s'agir d'une déflexion tardive de la glace sur le flanc sud-est des monts D'Youville.

Comme c'est le cas dans la partie est de la péninsule, les blocs et les granules de roches métasédimentaires sont moins abondants que ceux de roches intrusives mafiques. À environ 50 km du contact proximal de la ceinture de Cape Smith, les roches intrusives mafiques représentent 66 % de l'assemblage lithologique des granules du till.

L'ensemble des résultats obtenus dans les deux corridors situés à la périphérie de la péninsule nous indiquent que la dispersion glaciaire y a été forte. Des résultats similaires obtenus plus au sud, dans le cadre d'une étude de la dispersion

glaciaire de débris des roches de la fosse du Labrador (Bouchard et Marcotte, 1986), nous indiquent qu'il ne s'agit pas là d'un phénomène local. À cet endroit, le long de la trajectoire d'écoulement du flot de Payne, c'est-à-dire en direction du nord-est, l'abondance relative des débris de roches de la fosse du Labrador culmine à plus de 50 %, à moins de 20 km du contact proximal de celles-ci.

La dispersion locale à partir d'une source ponctuelle formée d'un lambeau autochtone de roches protérozoïques

Le lambeau de roches protérozoïques étudié (fig. 52) se situe à 15 km au sud de la principale bande d'affleurements de la ceinture de Cape Smith (fig. 43). D'une longueur d'environ 4 km et d'une largeur maximale de 0,8 km, ce lambeau montre une orientation ouest-sud-ouest—est-nord-est qui est légèrement à angle par rapport à celle de l'écoulement glaciaire dominant de direction nord-est (fig. 52). Ce lambeau est constitué principalement de roches sédimentaires ferrugineuses à magnétite et de grès micacés, qui offrent un fort contraste lithologique par rapport aux tonalites avoisinantes. Dans cette région à mince couverture de till, 22 échantillons ont été prélevés (fig. 52). Parmi ceux-ci, 3 se situent à l'intérieur des limites du lambeau, 15 au nord ou au nord-est de celui-ci et 4 au sud.

L'évaluation des proportions relatives de granules et de blocs de roches métasédimentaires ainsi que les relevés de la présence ou de l'absence de blocs de ces roches nous indiquent que la dispersion des matériaux s'est effectuée essentiellement vers le nord-est. Le pourcentage maximal de granules de roches métasédimentaires (29,8 %) a été mesuré dans un échantillon prélevé à l'intérieur des limites du lambeau. Les proportions relatives de ces granules décroissent rapidement vers le nord-est, de sorte qu'à 5 km du contact distal du lambeau, les graviers de roches métasédimentaires représentent moins de 1 % de l'assemblage lithologique de cette fraction granulométrique du till. De même, les blocs de ces roches ont été dispersés vers le nord-est jusqu'à 3 km du contact distal du lambeau. Au sud, aucun bloc ou granule de ces lithologies n'a été observé.

Ces résultats nous indiquent que : 1) la phase à écoulement dirigé vers le nord-est est responsable de l'essentiel du transport glaciaire des débris; 2) les glaces du flot d'Ungava ne semblent pas avoir atteint ce secteur ou leurs effets ont été oblitérés; et 3) les roches métasédimentaires, et plus particulièrement les roches métasédimentaires ferrugineuses, résistent mal au transport glaciaire, contrairement à celles de la fosse du Labrador, par exemple (particulièrement les roches sédimentaires ferrugineuses à jaspe et à oolites). Il serait surprenant d'observer des débris de ces roches à de très grandes distances de leurs sources (Daigneault, 1994).

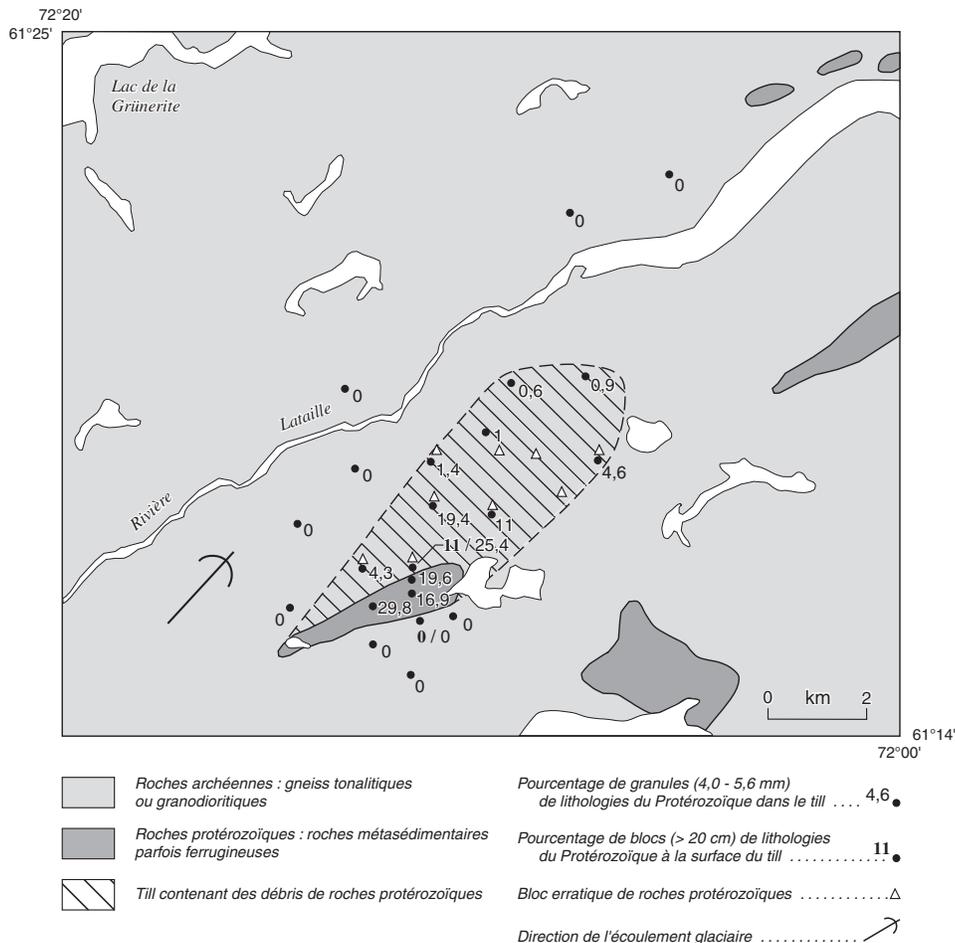


Figure 52. Dispersion glaciaire locale à partir d'une source ponctuelle formée d'un lambeau de roches protérozoïques. La position du secteur d'échantillonnage est représentée à la figure 43. Géologie du substrat rocheux modifiée de St-Onge et Lucas (1990m).

Les roches sédimentaires du Paléozoïque

De tous les échantillons de till recueillis dans la péninsule, un seul, provenant du secteur de cap de Nouvelle-France, contient des fragments de roches paléozoïques dans la fraction de 4,0 à 5,6 mm (fig. 53). C'est également dans ce secteur que Bruneau et al. (1990a) ont effectué la seule observation de débris de ces roches au-dessus de la limite marine. Dans le détroit d'Hudson, dans les îles Charles et Maiden, des fragments de roches sédimentaires du Paléozoïque sont présents dans le till. La présence de débris de ces roches témoigne, comme le font les marques d'érosion glaciaire observées en quelques endroits, d'un écoulement glaciaire dirigé vers l'est et le sud-est, qui serait associé au courant glaciaire du détroit d'Hudson (Daigneault [Forum des travaux en cours de la Commission géologique du Canada, 1991], 1995). Nos levés de terrain nous amènent à croire que ce courant glaciaire a également fait sentir ses effets dans le secteur côtier, entre le cap de Nouvelle-France et le havre Douglas, ainsi que dans l'île Wales (Daigneault, 1995; fig. 53). Dans cette région, nous avons observé en cinq endroits à la surface de la nappe de till, ou à l'intérieur de celle-ci, des débris de roches carbonatées du Paléozoïque de dimension supérieure à 5,6 mm, de 5 à 67 m au-dessus de la limite marine postglaciaire. Dans tous les cas, ces débris de roches carbonatées étaient associés à des fragments de coquilles marines. Dans les îles Maiden et

Wales, des coquilles ont livré des âges de $37\,000 \pm 3\,400$ BP (UQ-967; Gray et Lauriol, 1985) et de $25\,210 \pm 390$ BP (Beta-19 016; Bruneau et Gray, 1991), respectivement. Les marques d'érosion, ainsi que la dispersion glaciaire indiquent que le dernier mouvement glaciaire s'est effectué généralement vers le nord-est, et que l'incursion du courant glaciaire du détroit d'Hudson est antérieure à celui-ci.

À environ 10 km au nord-est d'Ivujivik, un bloc de calcaire dolomitique a été observé à la surface de la nappe de till, 2 m plus haut que la limite de délavage du till qui constitue la trace de la limite marine postglaciaire dans ce secteur. Puisqu'il s'agit d'une observation isolée et que la différence d'altitude entre le bloc et la limite marine est faible, on ne peut exclure une origine glacielle (poussée glacielle).

La fraction fine (silt et argile)

Les teneurs en carbonates

Comme l'est l'abondance relative des granules de roches sédimentaires du Paléozoïque, les teneurs en carbonates les plus élevées se situent dans des échantillons prélevés en bordure du détroit d'Hudson ou dans les îles au large des côtes. Dans les îles du détroit d'Hudson, la valeur maximale (36,8 %) a été mesurée dans un échantillon de till provenant

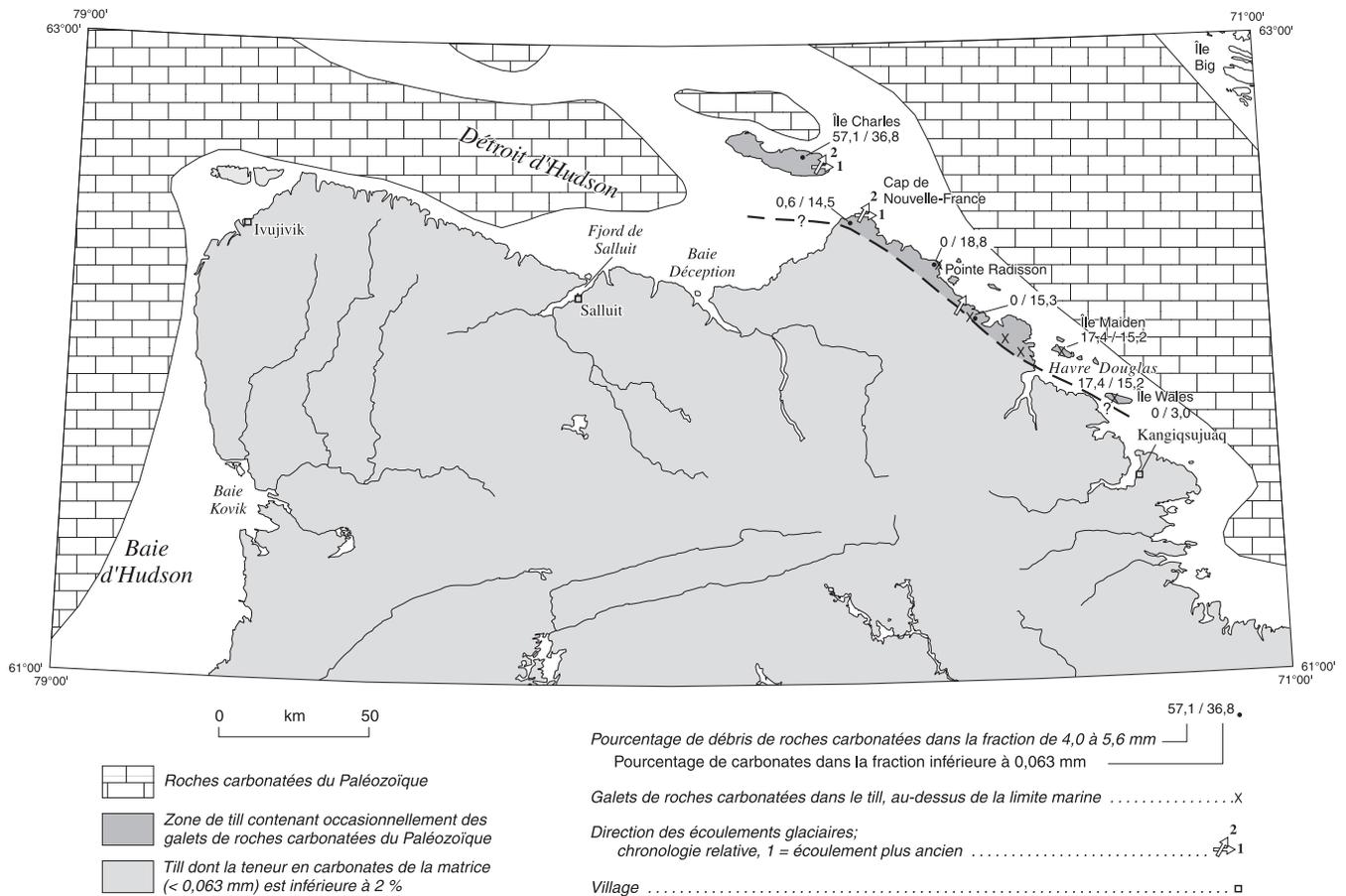


Figure 53. Répartition des roches carbonatées du Paléozoïque dans le substrat rocheux, abondance de celles-ci dans la fraction des granules du till et teneur en carbonates du till. Géologie du substrat rocheux modifiée de Sanford et al. (1979) et de Mac Lean et al. (1986).

de l'île Charles. Des valeurs plus faibles ont été relevées vers le sud-est, dans des échantillons de l'île Maiden (15,2 %) et de l'île Wales (3,0 %). Nous croyons que cette décroissance des valeurs de la teneur en carbonates est liée à la dispersion glaciaire généralement dirigée vers le sud-est, laquelle serait associée au courant glaciaire du détroit d'Hudson. Dans la péninsule d'Ungava, les teneurs en carbonates sont généralement faibles (moins de 2 %; fig. 53), même près des zones de roches dolomitiques du Protérozoïque. Des résultats identiques ont été obtenus par Wilson et al. (1986) pour la majorité des échantillons de till de la péninsule d'Ungava (< 1 %). Cependant, entre le cap de Nouvelle-France et le havre Douglas, les teneurs en carbonates du till sont plus élevées. Elles confirment que ce secteur de la péninsule d'Ungava a été sous l'influence d'une masse de glace provenant du détroit d'Hudson. Au nord d'Ivujivik, à l'inverse, la matrice du till sur lequel repose un bloc de calcaire dolomitique est dépourvue de carbonates; ceci tend à confirmer l'origine glacielle de ce bloc.

La géochimie des éléments traces

Considérant la faible densité de l'échantillonnage (un échantillon par 200 km²), la géochimie de la fraction fine du till est principalement utilisée, tout comme la composition de la fraction plus grossière, pour identifier des trains régionaux de dispersion à partir des lithologies de la ceinture de Cape Smith. Cependant, comme le soulignent Klassen et Thompson (1993, p. 53): « La lithologie du till ainsi que l'histoire des écoulements glaciaires constituent les deux clés qui nous permettent de distinguer les effets du transport glaciaire de ceux des variations de la composition du substrat rocheux sur la géochimie du till ». La géochimie de la fraction fine permet également de déterminer les valeurs du bruit de fond sur les grands ensembles lithologiques du substrat rocheux et de délimiter grossièrement certaines zones où les concentrations de certains éléments sont particulièrement élevées.

L'utilisation de la géochimie du till à des fins de prospection minière a fait l'objet de nombreuses études, particulièrement au Canada et en Finlande. Les points saillants des travaux menés dans ce domaine sont présentés dans les articles de Bolviken et Gleeson (1979), Shilts (1984a et 1993) et Coker et DiLabio (1989).

Rappelons que les échantillons de till proviennent principalement d'ostioles, qu'ils ont été recueillis à une profondeur moyenne de 30 cm et que les matériaux qui les composent sont peu oxydés. Or, dans la partie oxydée des tills, Shilts (1973, 1977) a noté que la fraction argileuse était plus riche en éléments métalliques que les fractions plus grossières. La plus grande abondance de cristaux de quartz et de feldspath dans la fraction inférieure à 0,063 mm, celle qui a fait l'objet des analyses dont les résultats sont présentés ici, dilue les concentrations d'éléments traces (Shilts, 1977, 1984a, 1993). Cependant, dans le cas où le substrat rocheux fournit un élément trace dans des concentrations nettement supérieures à celles du bruit de fond régional, le signal géochimique peut ressortir dans la fraction inférieure à 0,063 mm. C'est le cas notamment pour les roches ultramafiques et leurs concentrations de Ni et de Cr. Ainsi, dans la région de Thetford Mines, dans les Appalaches du sud-ouest québécois, les teneurs en nickel dans la fraction inférieure à 0,063 mm ont permis d'identifier une traînée de dispersion s'étirant sur une distance de 60 km à partir de roches ultramafiques (Shilts, 1976). Compte tenu du contexte lithologique de la région et des buts visés, la fraction inférieure à 0,063 mm nous apparaît donc adéquate pour les analyses. Les statistiques sur la géochimie de cette fraction granulométrique sont présentées au tableau 3.

Comportement des éléments à l'échelle régionale

L'interprétation des données géochimiques, qui est présentée ci-dessous, repose sur une analyse des figures 54 à 63. Chacune de ces figures est constituée d'une carte où la position des échantillons de till est illustrée à l'aide de points

dont le diamètre est proportionnel à la teneur d'un des éléments analysés (Cr, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Au, As, Pb et U dans l'ordre de présentation). Dans le cas de tous les éléments, les teneurs jugées « anormales » sont celles qui dépassent la valeur du 95^e centile.

Généralement, les teneurs en métaux usuels (Cr, Fe, Co, Ni, Cu, Zn) sont plus élevées à l'intérieur des limites de la ceinture de Cape Smith que dans les secteurs de roches granitiques situés de part et d'autre (fig. 54 à 59). Ces concentrations apparaissent également plus élevées au nord de la ceinture qu'au sud, ce qui pourrait être une conséquence des processus de transport glaciaire.

Les teneurs anormales en **chrome** (> 477 ppm) s'observent dans la partie nord de la ceinture de Cape Smith (fig. 54). Les concentrations mesurées les plus fortes sont supérieures à 1 074 ppm et se situent dans le secteur occupé par les roches du Groupe de Chukotat, dans la région de la mine Raglan. Au sud de la ceinture de Cape Smith, les valeurs sont inférieures à 141 ppm, alors qu'au nord, elles sont comprises entre 141 et 239 ppm. Les concentrations sont cependant plus élevées dans le territoire compris entre Salluit et le lac François-Malherbe, ainsi que dans un secteur plus à l'est situé près du havre Douglas. Il s'agit de deux secteurs où une grande quantité de matériaux ont été amenés par les glaciers, d'après ce que nous indique la dispersion des granules de lithologies de la ceinture de Cape Smith.

Les concentrations anormales de **fer** (> 7,2 %) se situent principalement dans la partie est de la ceinture de Cape Smith (fig. 55). La valeur mesurée la plus forte (8,9 %) est localisée dans un secteur où sont présentes des roches métasédimentaires du Groupe de Povungnituk (phyllades et pélites), au nord d'une série de filons-couches de gabbro et de périclote. Au sud de la ceinture de Cape Smith, les concentrations de fer sont inférieures à 4,5 %, tandis qu'au nord, elles varient généralement entre 4,5 et 6,5 %, avec des valeurs plus élevées dans les deux secteurs mentionnés dans le paragraphe précédent.

Tableau 3. Statistiques sur la géochimie de la fraction inférieure à 0,063 mm des échantillons de till.

Technique d'analyse	Activation neutronique					Fluorescence de rayons X				
	Au	As	Co	Fe	U	Cr	Cu	Ni	Pb	Zn
Unité de mesure	ppb	ppm	ppm	%	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Seuil de détection	5	2*	1	0,1	0,5	4	4	3	5	5
Nombre d'échantillons	241	241	241	241	241	241	241	241	241	241
Valeur minimale	< 5	< 2	5	2,2	< 0,5	22	< 4	< 3	< 5	31
Valeur maximale	57	27	55	8,9	8,2	1303	127	345	36	136
Moyenne	10	3	20	4,6	1,7	195	40	55	14	80
Médiane	25	1	19	4,5	1,5	141	35	46	13	78
Mode	25	1	26	3,9	0,3	100	33	52	11	74
Écart-type	10	3	9	1,4	1,1	185	21	48	6	22
Coefficient de variation	1,5	1,2	0,5	0,3	0,7	1,0	0,5	0,9	0,4	0,3
Nombre d'échantillons sous le seuil de détection	194	117	0	0	18	0	1	10	19	0

* Le seuil de détection est de 1 ppm pour une partie des échantillons

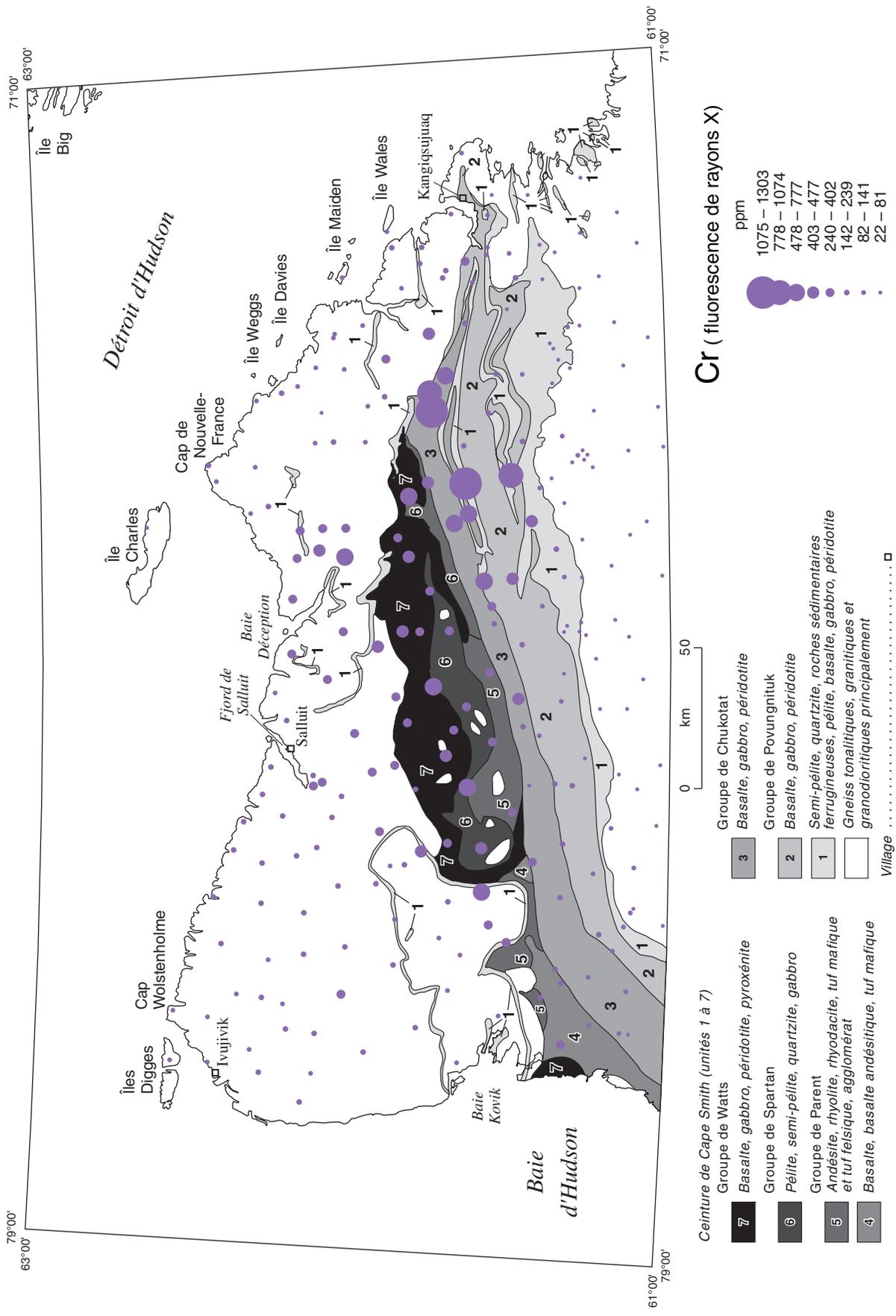


Figure 54. Teneur en chrome de la fraction inférieure à 0,063 mm du till.

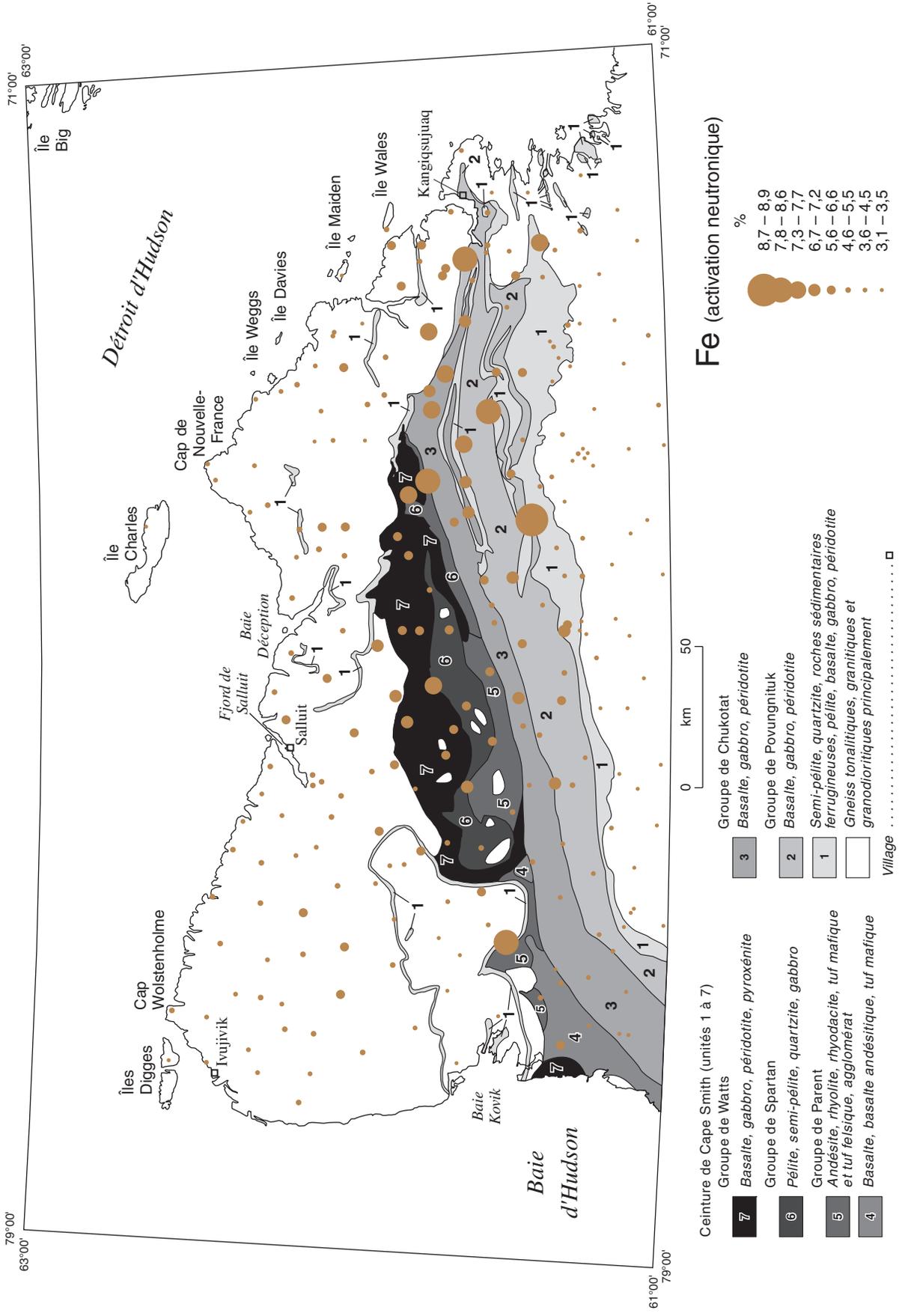
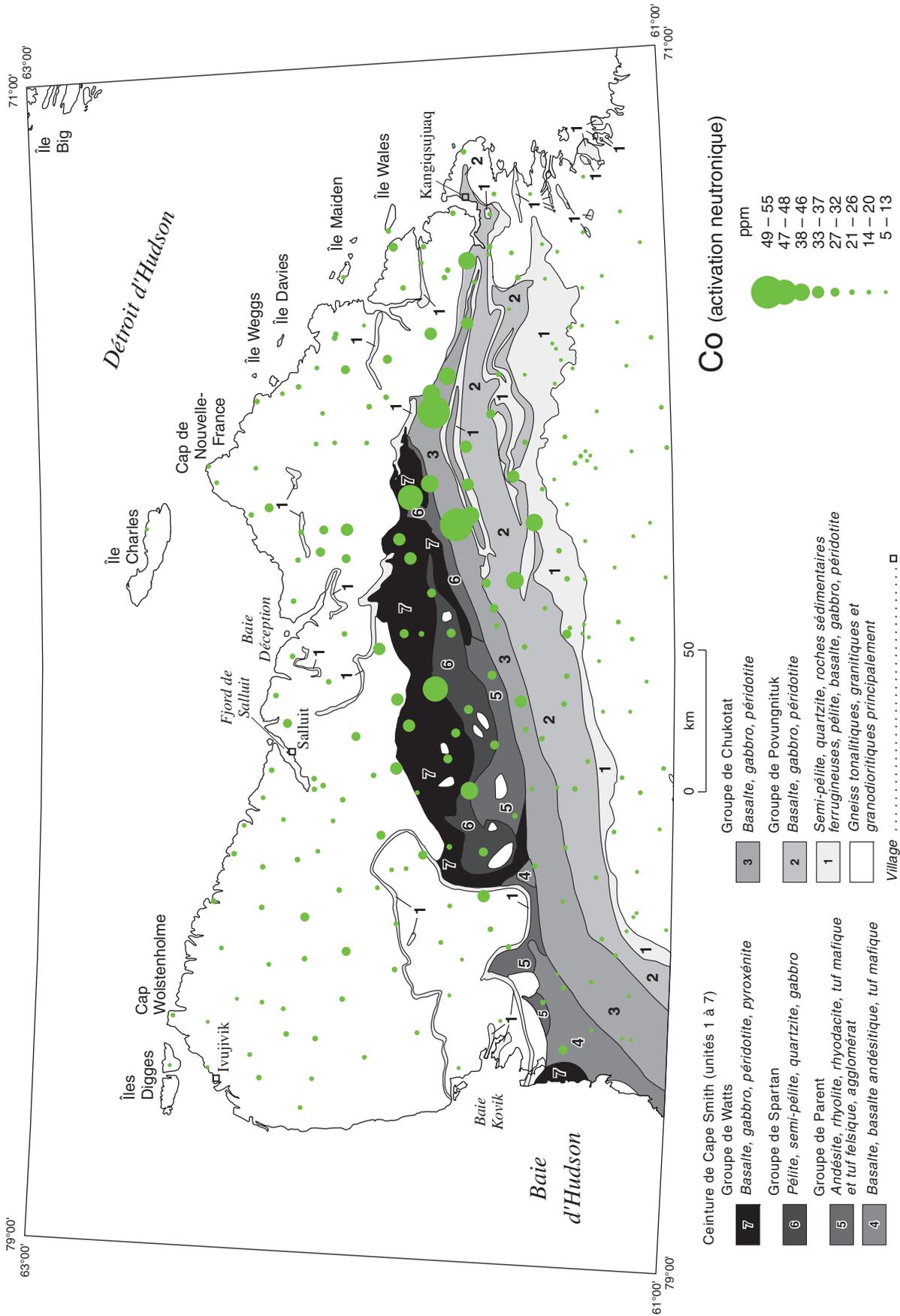


Figure 55. Teneur en fer de la fraction inférieure à 0,063 mm du till.



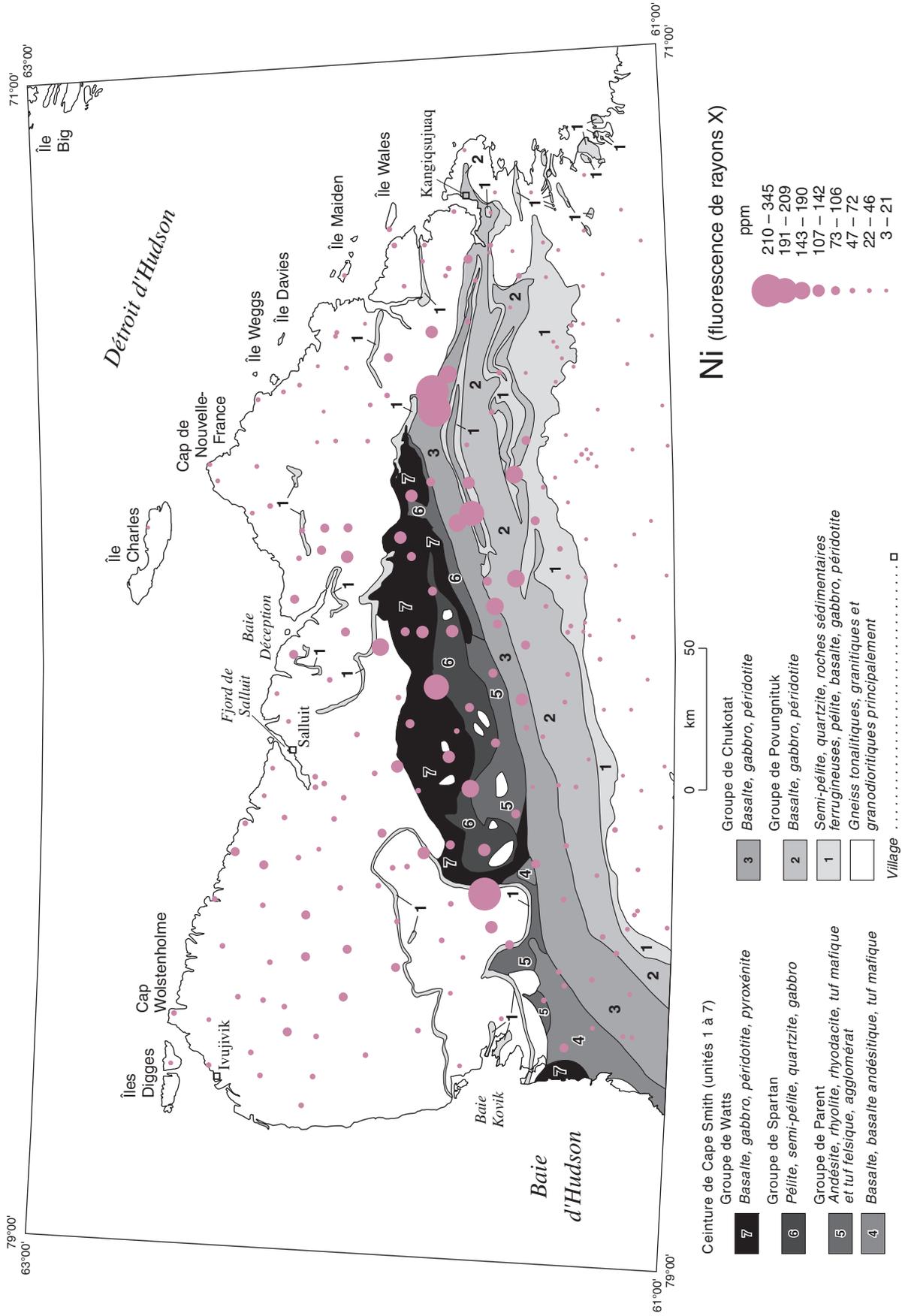


Figure 57. Teneur en nickel de la fraction inférieure à 0,063mm du till.

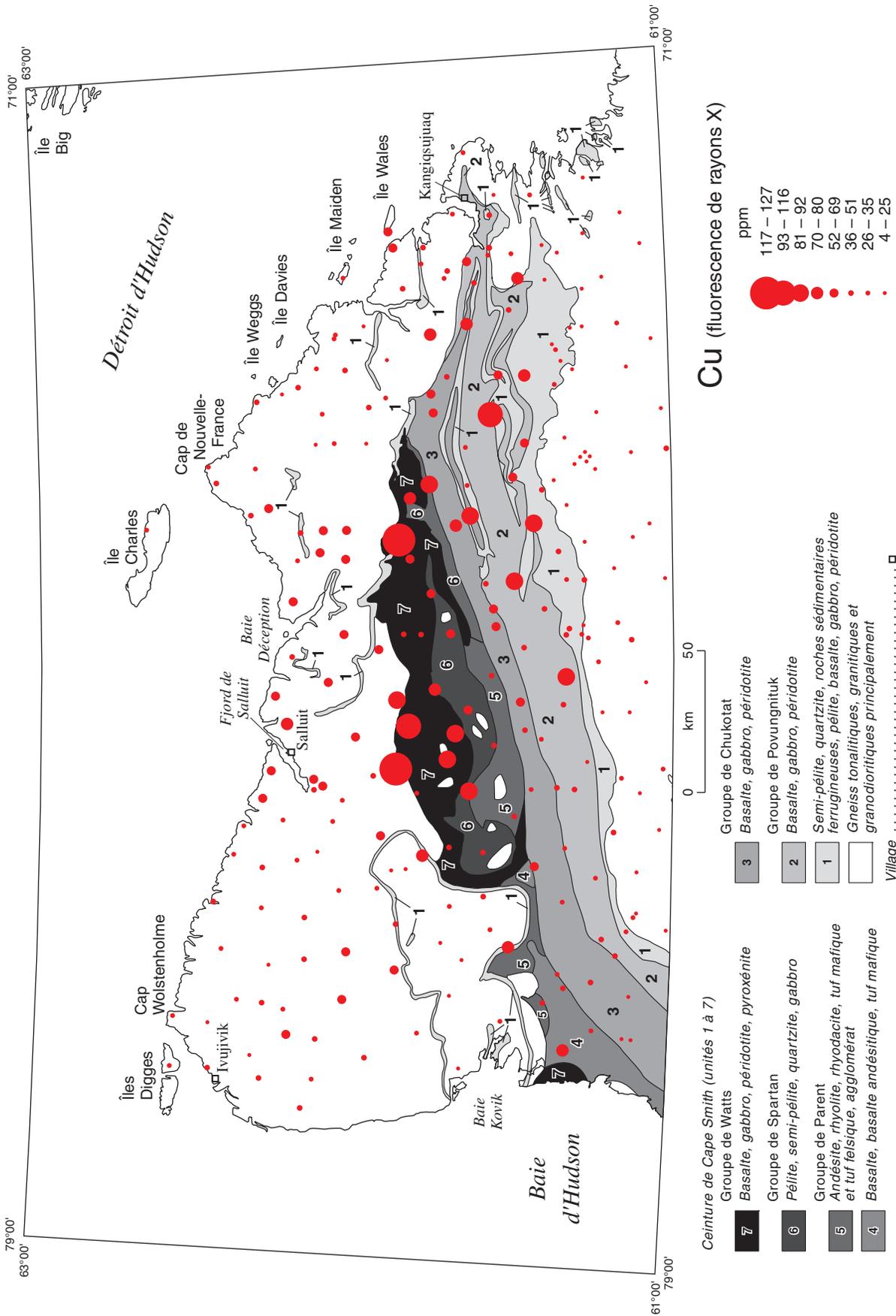
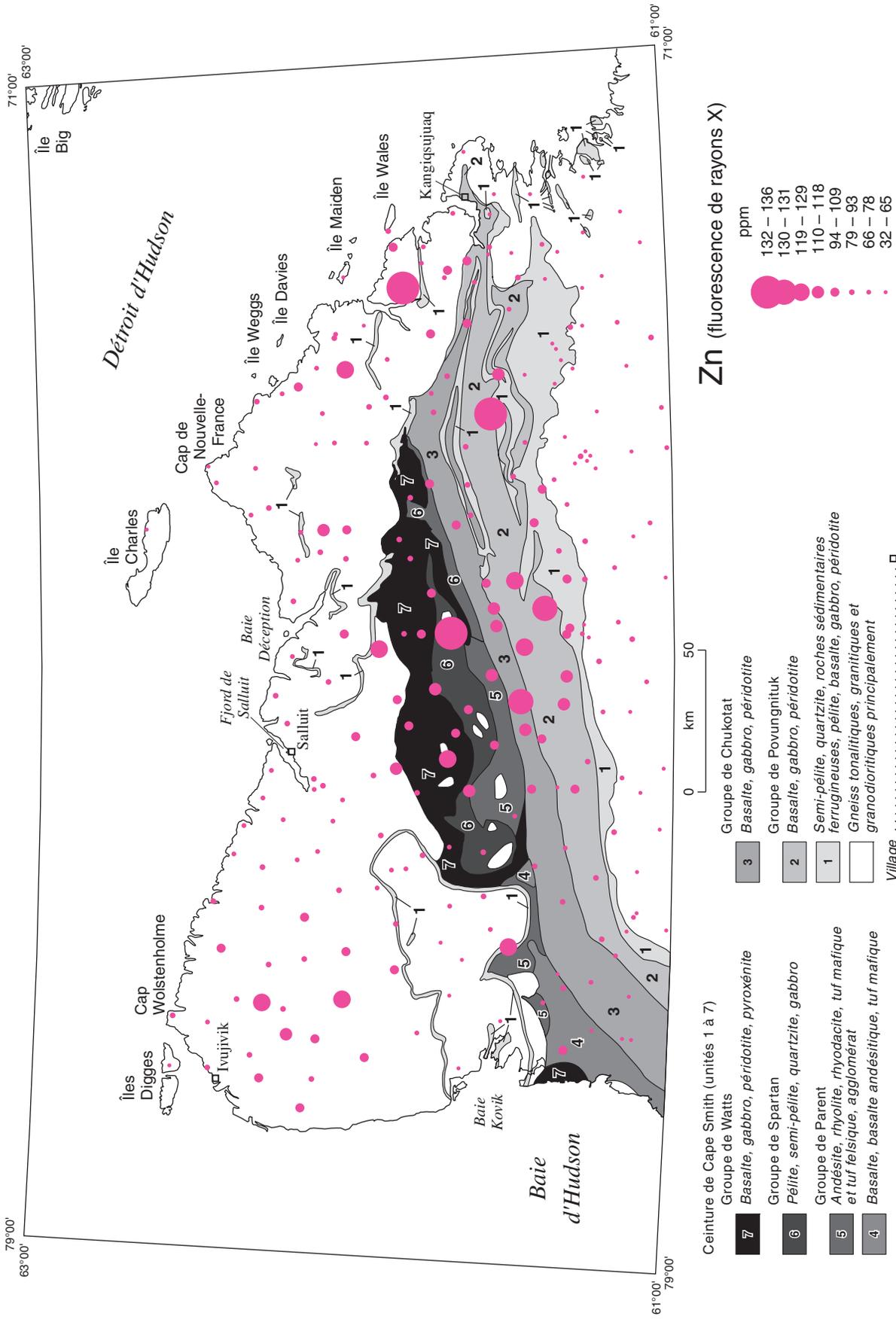


Figure 58. Teneur en cuivre de la fraction inférieure à 0,063mm du till.



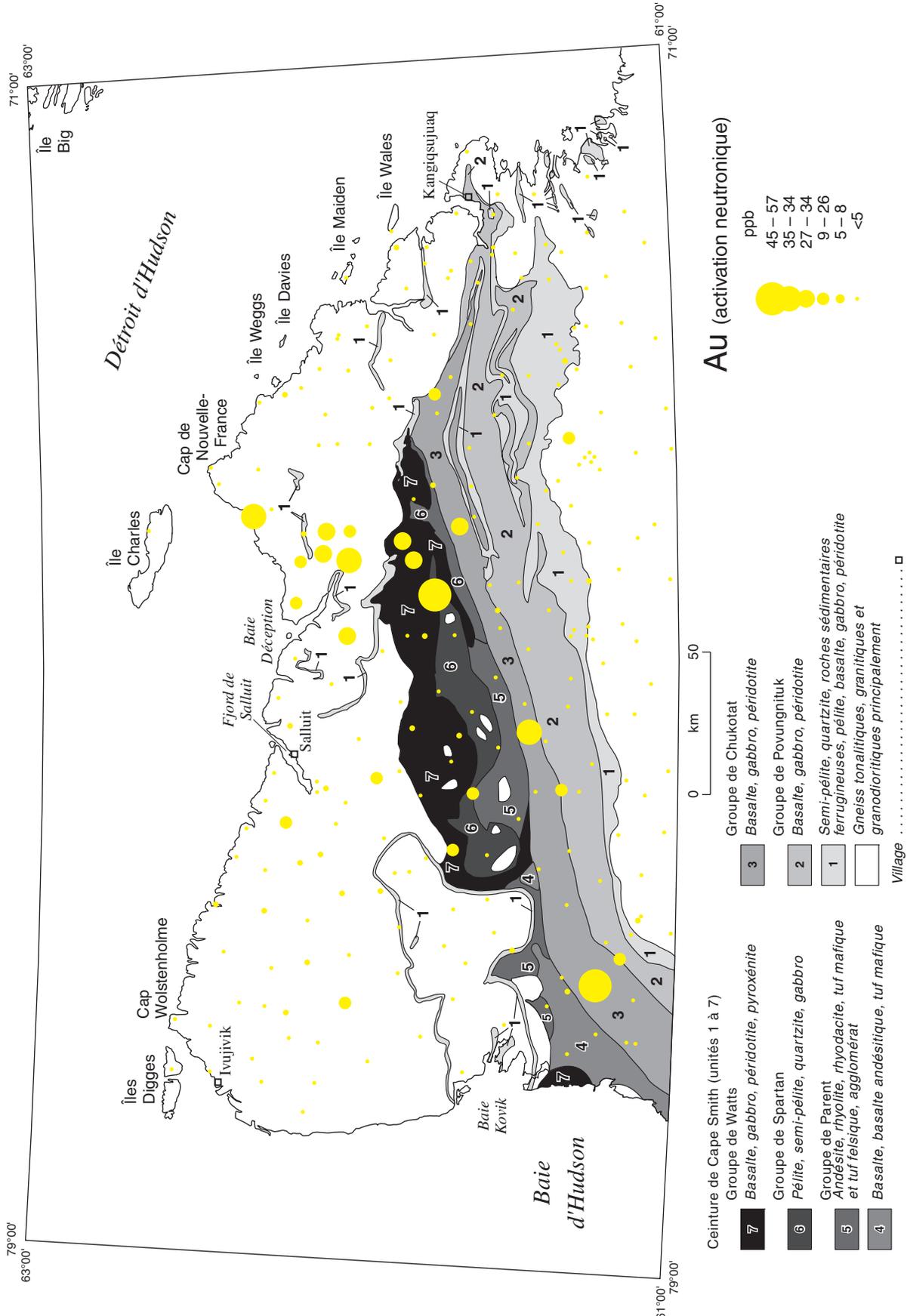
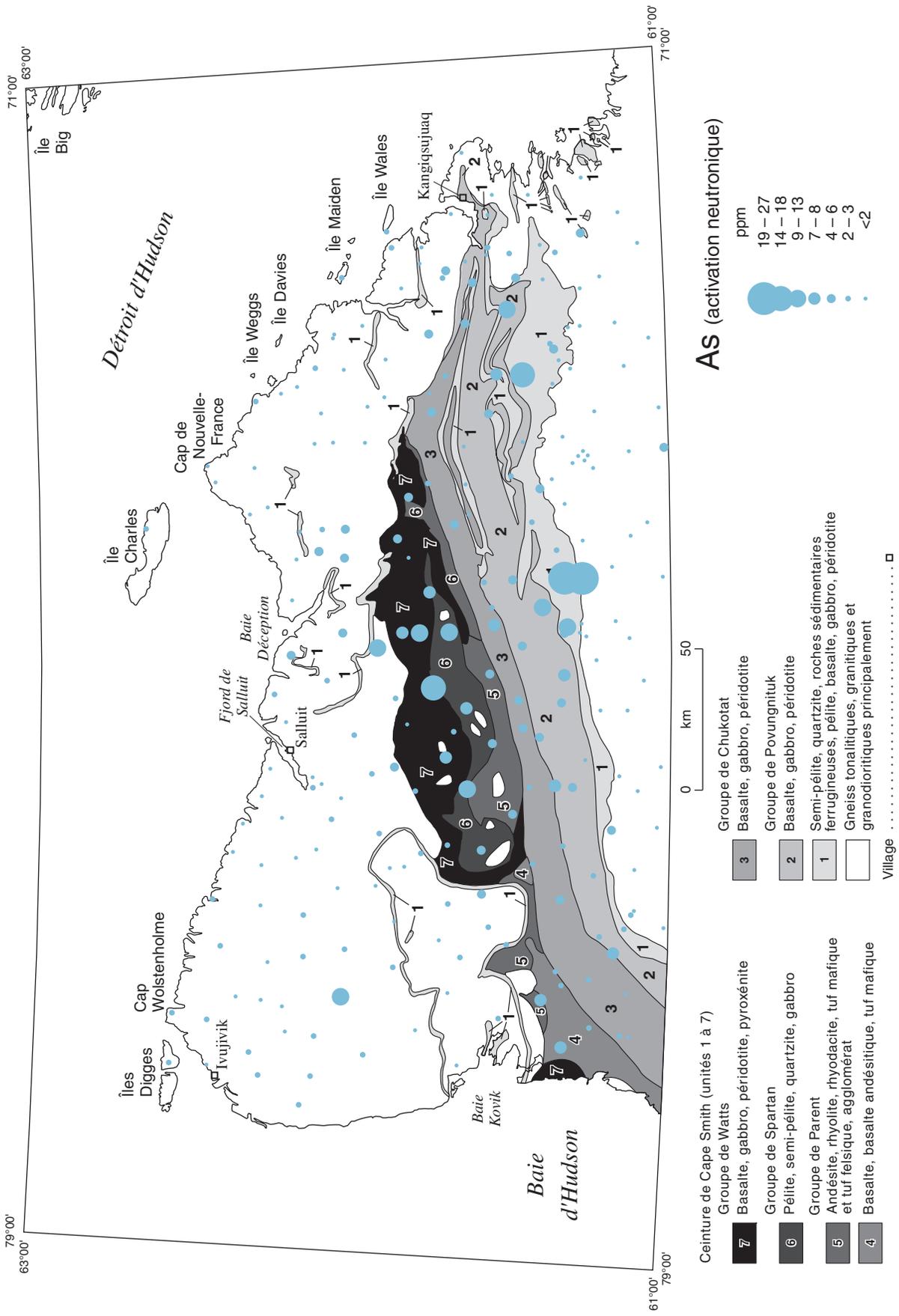


Figure 60. Teneur en or de la fraction inférieure à 0,063 mm du till.



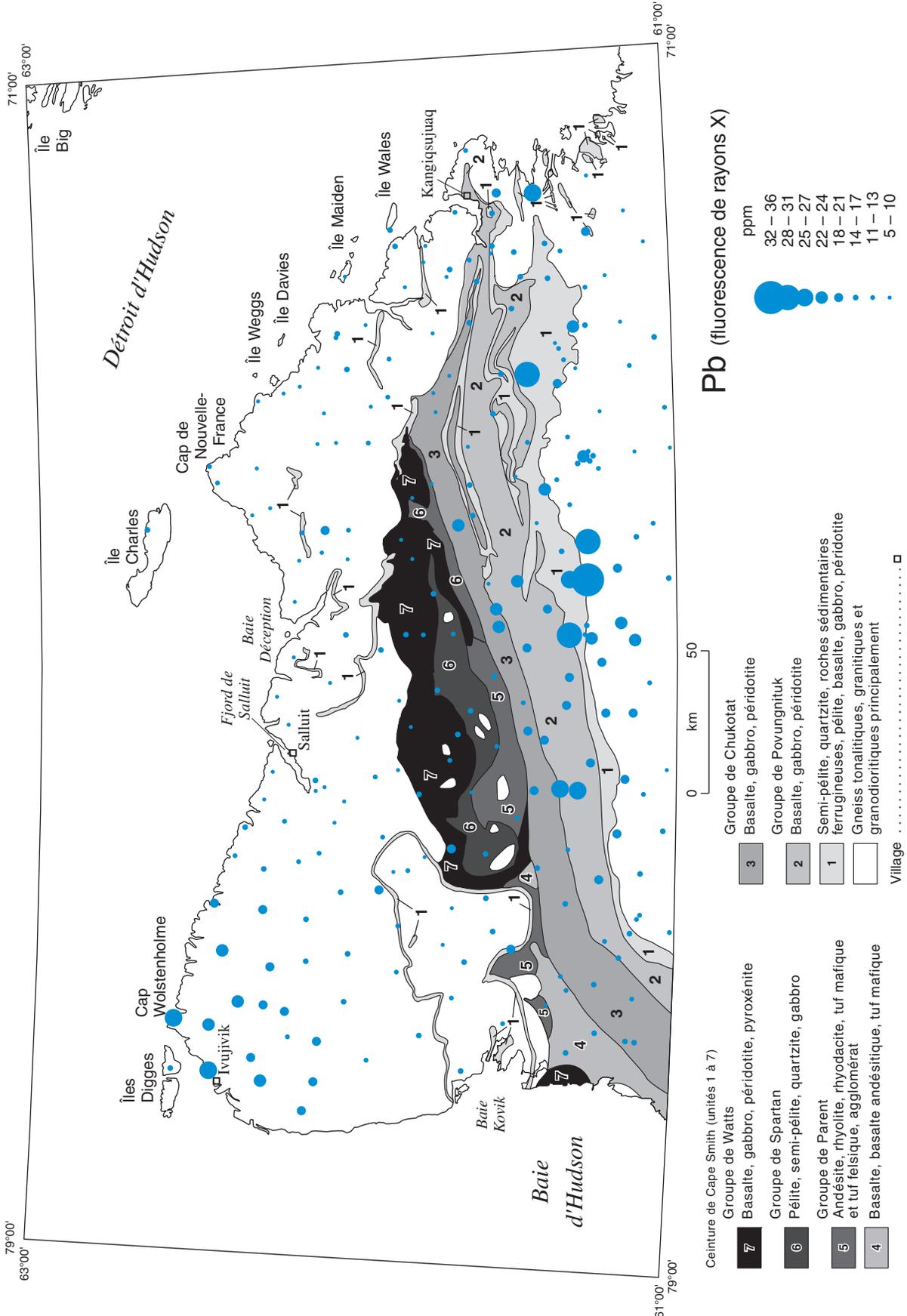


Figure 62. Teneur en plomb de la fraction inférieure à 0,063 mm du till.

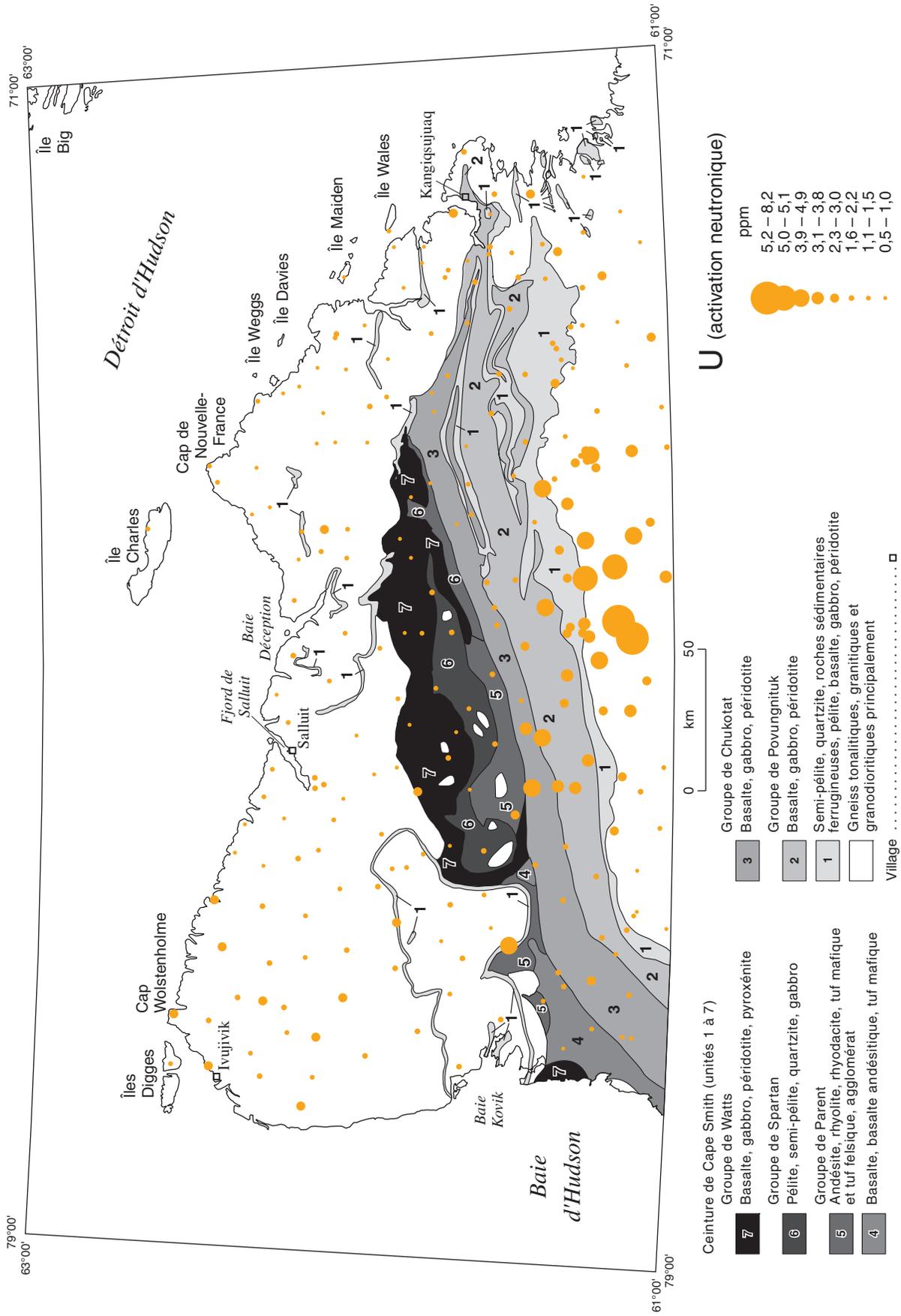


Figure 63. Teneur en uranium de la fraction inférieure à 0,063 mm du till.

Les valeurs anormales de la teneur en **cobalt** (>37 ppm) se concentrent principalement dans la partie nord de la ceinture de Cape Smith (fig. 56). Cependant, quelques-unes de ces valeurs anormales sont présentes immédiatement au nord de cette zone. Encore une fois, les teneurs les plus fortes (> 48 ppm; valeur du 99^e centile) se situent à l'intérieur des limites du Groupe de Chukotat, dans les environs de la mine Raglan. Au sud de la ceinture de Cape Smith, les concentrations de cobalt sont inférieures à 20 ppm, alors qu'au nord, exception faite des sites où ont été mesurées des teneurs anormales, elles sont généralement comprises entre 20 et 26 ppm.

Les concentrations anormales de **nickel** (>142 ppm) s'observent dans la partie nord de la ceinture de Cape Smith (fig. 57). Des teneurs élevées, supérieures à 209 ppm (valeur du 99^e centile), sont également présentes au nord de la mine Raglan, dans le secteur où le substrat est formé de roches du Groupe de Chukotat. Plus à l'ouest, un échantillon situé au nord-ouest du lac Chukotat (à l'ouest du lac Chassé) montre une teneur de 244 ppm. Dans ce secteur, Tremblay (1986) a observé plusieurs indices minéralisés. Au sud de la ceinture de Cape Smith, les concentrations de nickel sont inférieures à 46 ppm, alors qu'au nord, elles sont généralement comprises entre 46 et 106 ppm, avec des valeurs plus élevées dans le secteur central, au nord du lac Vanasse et du lac Serpentine particulièrement. Dans la partie nord-ouest de la péninsule, entre Ivujivik et la ceinture de Cape Smith, quelques valeurs plus élevées que la moyenne régionale (72 à 106 ppm) peuvent être observées.

Les valeurs anormales de la teneur en **cuivre** (>80 ppm) se localisent dans la partie centrale de la ceinture de Cape Smith (fig. 58). Les plus fortes teneurs, comprises entre 116 et 127 ppm, sont observées au nord du lac Vanasse et à l'est du lac Watts. Au sud de la ceinture de Cape Smith, les concentrations sont faibles, s'élevant à moins de 51 ppm. Au nord, elles sont plus élevées, se situant entre 51 et 69 ppm, particulièrement dans le secteur central, entre Salluit et le lac François-Malherbe.

Les concentrations anormales de **zinc** (>118 ppm) s'observent surtout dans le secteur central de la ceinture de Cape Smith (fig. 59). D'autres valeurs élevées de la teneur en zinc sont présentes au nord de la ceinture de Cape Smith, où elle se situe généralement entre 78 et 93 ppm. À l'est du havre Douglas, on observe d'ailleurs la plus forte teneur relevée à l'échelle régionale, soit 136 ppm. Au sud de la ceinture de Cape Smith, les valeurs de la teneur en zinc sont inférieures à 78 ppm.

Les valeurs anormales de la teneur en **or** (>26 ppb) sont observées principalement au nord de la ceinture de Cape Smith, dans le secteur compris entre le lac Watts et le cap de Nouvelle-France (fig. 60). Toutefois, les plus fortes teneurs (>35 ppb) sont situées à l'intérieur des limites de la ceinture de Cape Smith. Celles-ci s'observent à l'ouest, au nord-ouest d'une faille de chevauchement (Moorhead, 1988), dans un secteur occupé par les basaltes du Groupe de Chukotat (49 ppb), et dans la partie centrale, à l'ouest du lac Watts (57 ppb), où est présent le Groupe de Watts (Lamothe et al., 1984).

Notons qu'ailleurs dans la région, les valeurs sont plutôt faibles, 80% des échantillons renfermant des concentrations inférieures au seuil de détection (5 ppb).

Les teneurs anormales en **arsenic** (>8 ppm) se situent principalement dans la ceinture de Cape Smith, là où le substrat rocheux est formé des groupes de Spartan, de Watts et de Povungnituk (fig. 61). C'est dans les tills reposant sur les roches métasédimentaires de la base du dernier groupe, qu'ont été mesurées les teneurs les plus fortes (22 et 27 ppm). Le seul échantillon situé à l'extérieur de la ceinture de Cape Smith qui montre une teneur anormale est situé dans le nord-ouest du territoire, là où une forte concentration de zinc a également été relevée (fig. 59). Au sud comme au nord de la ceinture de Cape Smith, les teneurs en arsenic sont généralement faibles, se situant généralement sous le seuil de détection (2 ppm). Notons encore que, dans le secteur situé au nord du lac Watts, les concentrations d'arsenic sont plus élevées qu'ailleurs au nord de la ceinture de Cape Smith.

Les plus fortes teneurs en **plomb** (24 ppm) se situent dans la partie sud de la ceinture de Cape Smith, particulièrement là où le substrat rocheux est composé des roches métasédimentaires du Groupe de Povungnituk, ainsi qu'à l'extrémité nord-ouest de la péninsule, près d'Ivujivik, où d'autres roches métasédimentaires sont présentes (Groupe de Sugluk; fig. 62). La teneur en plomb la plus forte s'élève à 36 ppm et a été relevée dans un échantillon recueilli au-dessus de grès micacés du Groupe de Povungnituk. Au sud de cette région, on observe quelques valeurs relativement élevées, pouvant atteindre 31 ppm. Enfin, au nord, les valeurs sont généralement faibles (<13 ppm), à l'exception du secteur d'Ivujivik.

Les valeurs les plus élevées de la teneur en **uranium** (3,8 ppm) sont concentrées au sud de la ceinture de Cape Smith, dans le centre de la péninsule, où le substrat rocheux est formé du socle archéen (fig. 63). Les deux teneurs les plus fortes (7,3 et 8,2 ppm) ont été mesurées dans deux sites adjacents. Au nord et au nord-ouest de ce secteur, quelques teneurs élevées sont également présentes dans la partie sud de la ceinture de Cape Smith. Ailleurs dans la péninsule, les teneurs en uranium sont généralement faibles (<3,0 ppm).

Comportement des éléments dans les corridors d'échantillonnage

Dans les corridors d'échantillonnage du till situés à la périphérie de la péninsule (corridors A-B et C-D, fig. 43), aux extrémités de la ceinture de Cape Smith, nous constatons que la composition géochimique du till reflète en partie celle du substrat rocheux, mais elle témoigne aussi d'apports détritiques allochtones provenant de la dispersion glaciaire. Ainsi, le long des deux corridors se produit un enrichissement en chrome, en cobalt, en fer, en cuivre, en nickel, en zinc et en arsenic à partir du contact proximal de la ceinture de Cape Smith (fig. 64 et 65). Les teneurs des autres éléments ne montrent pas de tendance particulière (plomb et uranium) ou sont sous le seuil de détection dans plusieurs échantillons

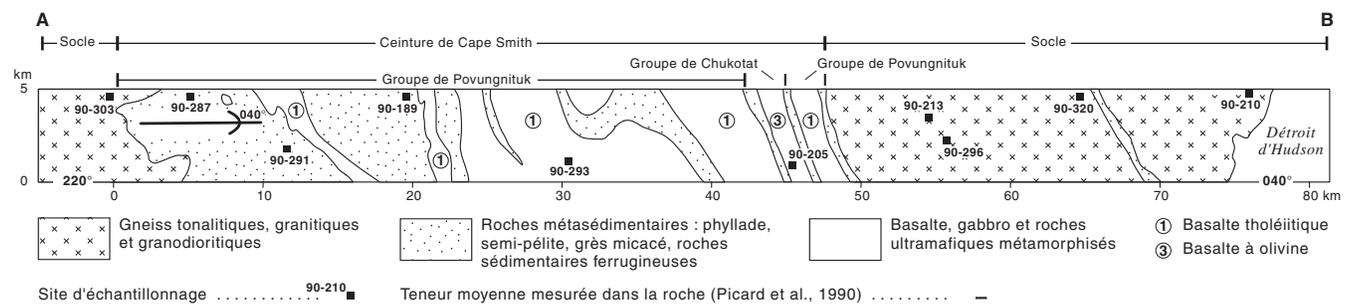
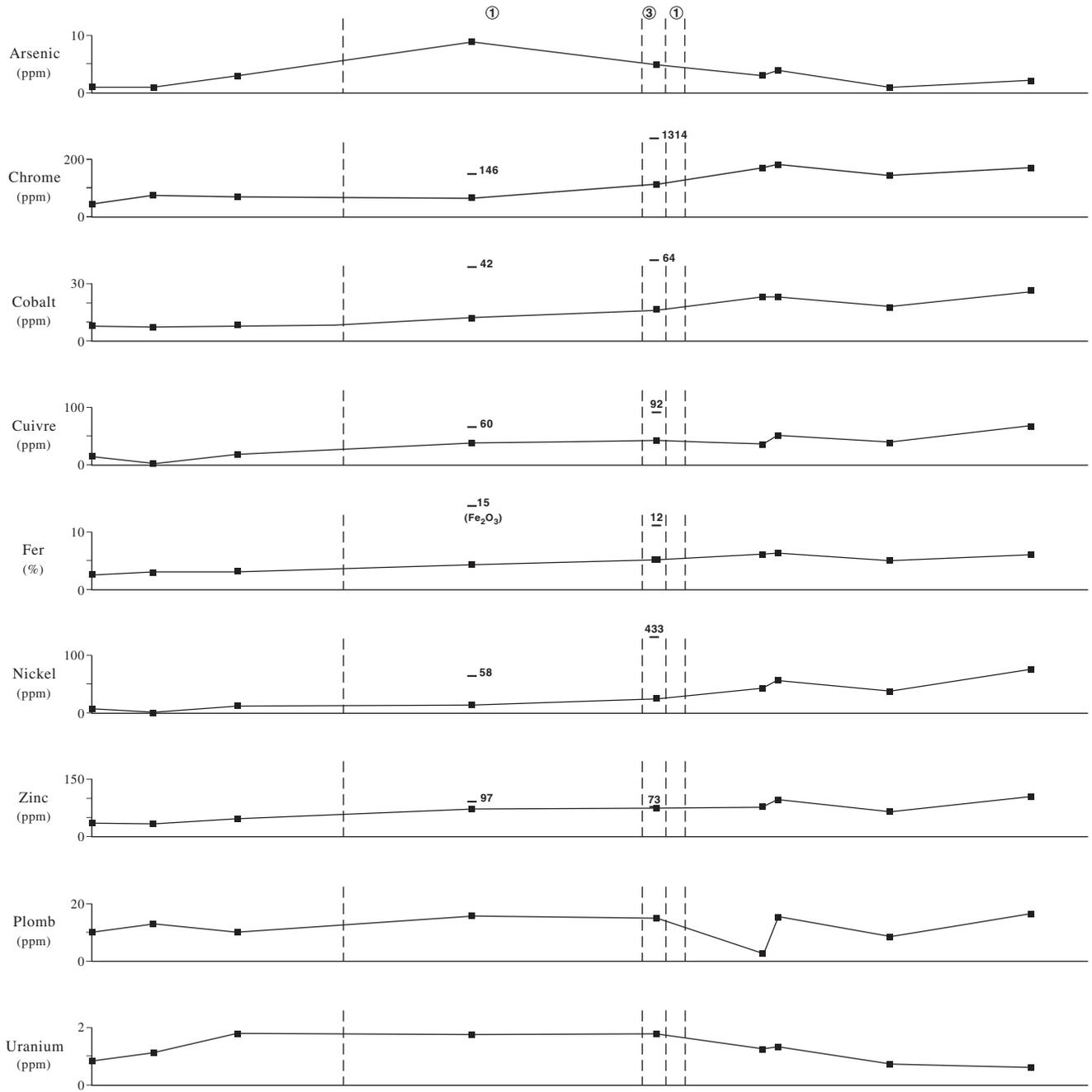


Figure 64. Composition géochimique de la matrice des tills du secteur est. La position du corridor d'échantillonnage A-B est représentée à la figure 43.

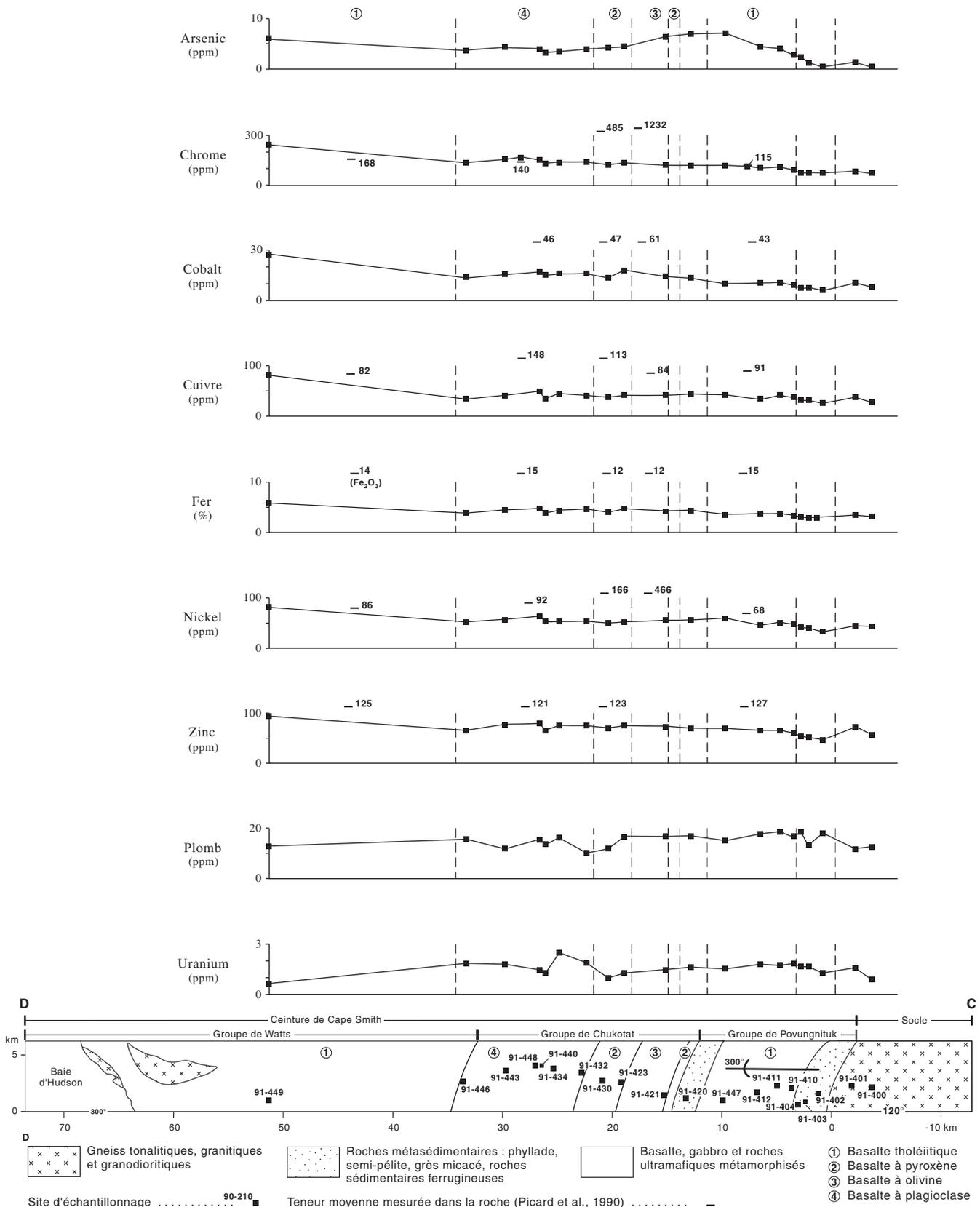


Figure 65. Composition géochimique de la matrice des tills du secteur ouest. La position du corridor d'échantillonnage C-D est représentée à la figure 43.

(or). Dans les deux corridors, les teneurs en cobalt, en cuivre, en nickel et en zinc dans les échantillons de till sont presque toujours de beaucoup inférieures à celles mesurées dans les roches basaltiques par Picard et al. (1990). Ceci s'explique en partie par la mobilité de ces éléments dans l'environnement secondaire. Ce phénomène est moins marqué pour le chrome, un élément plus stable dans l'environnement secondaire (Rose et al., 1979). Cependant, compte tenu de la grande proportion de gravier et de blocs provenant de lithologies du socle archéen dans ces secteurs, lesquelles contiennent une grande quantité de minéraux tels que le quartz et les feldspaths, l'existence d'un phénomène de dilution paraît probable. Dans le corridor A-B, on constate, comme pour l'abondance relative des graviers issus des lithologies de la ceinture de Cape Smith, que les teneurs maximales en cobalt, en fer, en chrome, en cuivre, en nickel et en zinc se situent au nord-est de la ceinture de Cape Smith. Bien que les gneiss tonalitiques de ce secteur contiennent de nombreuses petites intrusions mafiques ou ultramafiques (Lucas et St-Onge, 1991), nous pensons que la composition chimique du till dans ce secteur reflète davantage la minéralogie des lithologies de

la ceinture de Cape Smith et témoigne des effets de la dispersion glaciaire. Puisque la teneur maximale de la plupart des éléments est atteinte dans le site d'échantillonnage situé à 28 km du contact distal de la ceinture de Cape Smith, soit à une distance supérieure à celles mesurées pour les concentrations maximales de blocs (environ 4 km) et de granules (8 km) des lithologies de la ceinture, nous en concluons que le résultat final du broyage des roches de la ceinture de Cape Smith est la production de particules fines. Celles-ci sont vraisemblablement constituées de minéraux tels que les pyroxènes et les amphiboles réduits à leur taille terminale. Selon Dreimanis et Vagners (1971), la prédominance du mode terminal sur le mode grossier indique un degré élevé de maturité du till. La phase d'écoulement glaciaire au cours de laquelle les glaces se déplaçaient en direction du nord-est, à l'est de la ligne de partage glaciaire du Nouveau-Québec, représente donc de toute évidence un événement de longue durée. Ces résultats nous indiquent aussi que l'application de méthodes de prospection glacio-sédimentaire basées sur la composition chimique du till devra tenir compte de distances de transport relativement longues à la périphérie de la péninsule.

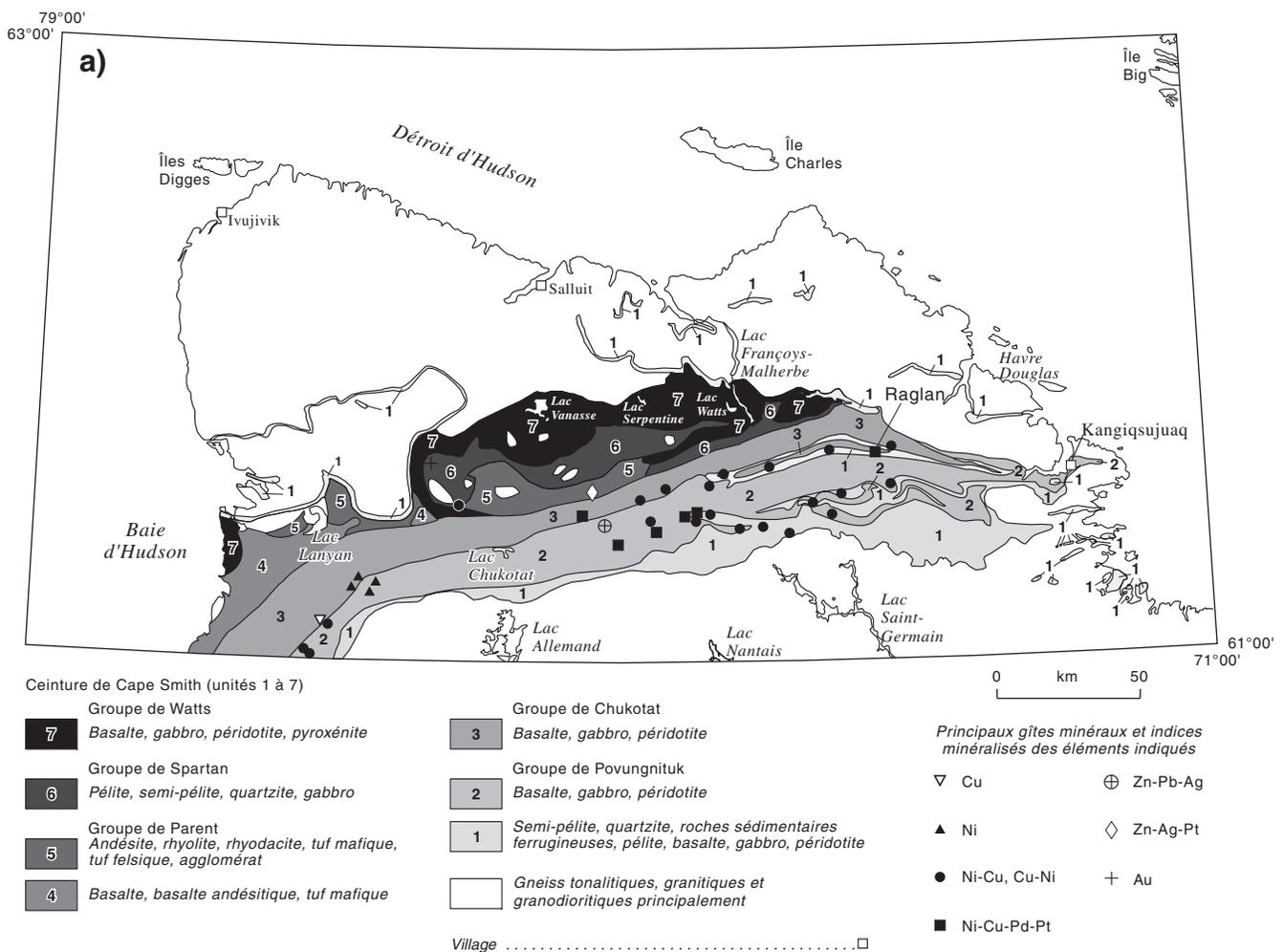


Figure 66. Cartes de localisation des principaux indices minéralisés **a)** et des échantillons de till présentant des teneurs anormales de divers éléments **b)**. Indices minéralisés d'après Avramtchev (1982) et Lamothe (1987). Géologie d'après des communications personnelles de M.R. St-Onge et S.B. Lucas (1990)

La position des anomalies géochimiques présentant les signaux les plus forts ainsi que celle des principaux indices minéralisés sont indiquées à la figure 66. L'examen de cette carte nous permet de constater que sur les 241 échantillons de till recueillis, 70 contiennent des concentrations anormales d'au moins un des éléments analysés. De ce nombre, 44 renferment des concentrations anormales d'un élément, 10 de deux éléments, 9 de trois éléments, 5 de quatre éléments et 2 de cinq éléments. Ces deux derniers échantillons ont été prélevés dans un secteur où le substrat est composé de l'unité de roches métasédimentaires du Groupe de Spartan. Le premier se situe à l'est du lac Belleau, où des schistes métasédimentaires et métavolcaniques renfermant plusieurs indices minéralisés (Ni, Cu, Zn, Ag, Au) ont été signalés par Tremblay (1986). Le deuxième provient d'un secteur de schistes amphibolitiques où Hervet (1984) n'a pas relevé la présence d'indices minéralisés.

Les cinq sites où le till présente des concentrations anormales de quatre éléments sont situés à proximité d'intrusions ultramafiques et mafiques. Plusieurs indices minéralisés (Ni-Cu, ÉGP) sont associés à ces intrusions (Giovenazzo et Lefèvre, 1986). À quatre de ces sites, le substrat rocheux est composé de roches du Groupe de Chukotat; deux de ces sites se situent respectivement au nord et nord-est de la mine Raglan. Au cinquième site, le substrat est formé de roches du Groupe de Povungnituk. Ce dernier site est situé à 2 km au nord de l'indice Delta (Ni-Cu-ÉGP);

Giovenazzo, 1986), qui est associé à des filons-couches de roches ultramafiques à mafiques. Compte tenu de l'absence d'autres intrusions de ces roches entre cet indice et le site échantillonné, il est possible que l'anomalie à quatre éléments dans le till résulte d'une dispersion glaciaire vers le nord.

Conclusion

Les vecteurs de transport glaciaire déduits de l'analyse de la composition lithologique et géochimique du till de surface sont présentés à la figure 67. Les résultats de cette étude de reconnaissance démontrent que la dispersion glaciaire est concordante avec le modèle d'écoulement glaciaire inspiré des formes d'érosion et d'accumulation glaciaires. De part et d'autre de la ligne de partage glaciaire s'étendant d'Ivujivik au lac Nantais, qui constitue le prolongement septentrional de la ligne de partage glaciaire du Nouveau-Québec, la dispersion des débris des lithologies de la ceinture de Cape Smith s'est effectuée vers l'extérieur de la péninsule. Les données nous amènent à croire que cet épisode de dispersion constitue probablement un événement de longue durée. Un lien direct peut être établi entre la dynamique glaciaire et la longueur du transport glaciaire à l'échelle régionale : celle-ci est beaucoup plus importante à la périphérie qu'au centre de la péninsule. La distance de transport glaciaire apparaît d'autant plus longue que la taille de la fraction analysée est petite et que la lithologie des débris est plus résistante. L'étude de la

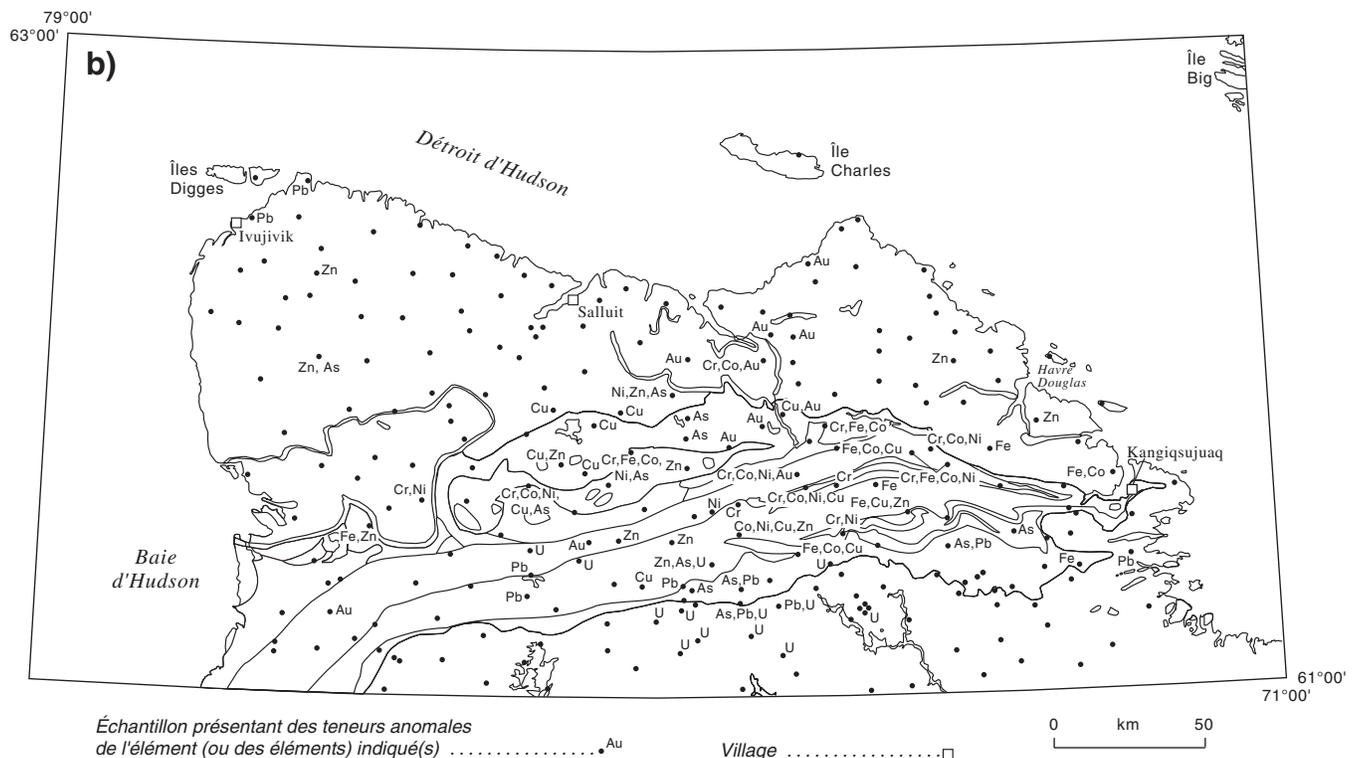


Figure 66 (suite)

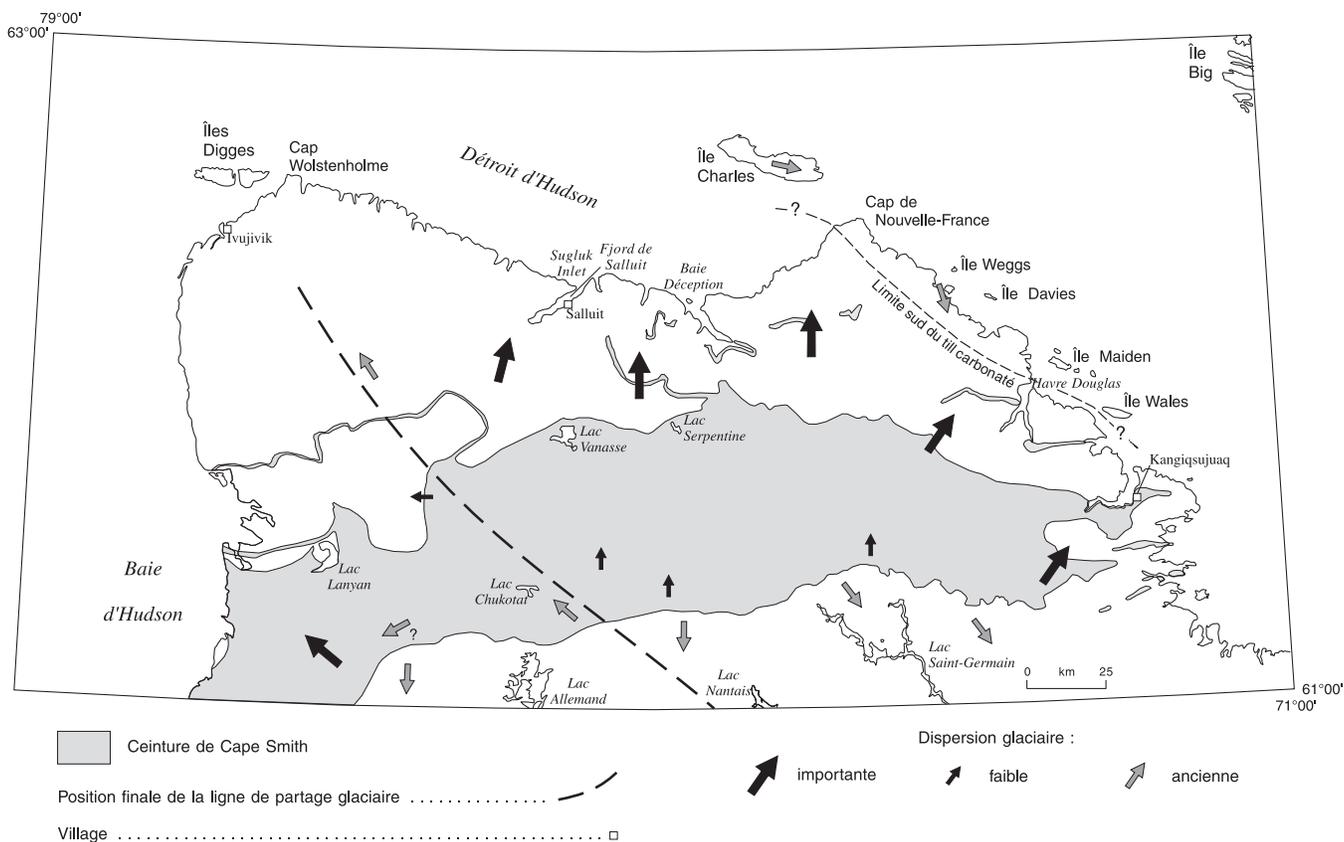


Figure 67. Direction et importance relative des vecteurs de transport glaciaire.

dispersion des débris des lithologies de la ceinture de Cape Smith nous révèle également l'existence d'épisodes de transport glaciaire antérieurs à la formation de la ligne de partage glaciaire du Nouveau-Québec. Dans le secteur qui a été occupé par la ligne de partage glaciaire, ce transport se serait fait en direction du nord ou du nord-ouest, alors qu'au sud de la ceinture de Cape Smith, celui-ci aurait été dirigé vers le sud ou l'est-sud-est. Le flot d'Ungava à lui seul ne peut expliquer l'ensemble des indices d'écoulement dans le secteur anciennement occupé par la ligne de partage glaciaire du Nouveau-Québec. Les traces d'écoulement de direction nord ou nord-nord-ouest entre le lac Allemand et Ivujivik (?) seraient associées à une phase de transition entre l'épisode de la calotte glaciaire d'Ungava et la formation de la ligne de partage glaciaire du Nouveau-Québec dans le territoire étudié. Ces traces pourraient être rattachées à l'écoulement glaciaire associé à l'existence du centre de dispersion de Payne (flot de Payne).

Le courant glaciaire du détroit d'Hudson a mis en place un till contenant des fragments de roches paléozoïques dans les îles Charles, Maiden et Wales et dans l'extrémité nord-est de la péninsule d'Ungava, entre le cap de Nouvelle-France et le havre Douglas. Dans ce dernier secteur, on estime l'étendue minimale de la zone touchée par cet écoulement glaciaire à une frange d'une largeur de 10 km le long de la côte. Ailleurs dans le territoire étudié, l'absence de débris de ces roches

paléozoïques nous prouve, comme le laissent croire les travaux de Laymon (1988) effectués dans le secteur du cap Wolstenholme, que la partie nord de la péninsule d'Ungava n'a pas été recouverte par de la glace provenant de la baie d'Hudson, comme le laissait penser le modèle de reconstitution de l'Inlandsis laurentidien de Denton et Hughes (1981).

PALÉOGÉOGRAPHIE DU QUATERNAIRE

Dans cette section, nous présentons un aperçu des événements glaciaires et non glaciaires qui se sont déroulés au Quaternaire dans le nord de la péninsule d'Ungava. Cette section se subdivise en quatre parties : les événements antérieurs à la dernière glaciation, la dernière glaciation, la déglaciation et la phase postglaciaire.

Événements antérieurs à la dernière glaciation

Quelques observations témoignent d'événements antérieurs à la dernière glaciation. Premièrement, l'impact météoritique à l'origine du cratère des Pingualuit s'est

produit il y a 1,4 million d'années, donc avant les premières grandes glaciations continentales dans l'hémisphère Nord. Depuis sa formation, son rebord s'est abaissé par érosion de 41 à 63 m, ce qui correspond à un taux d'érosion de 40 mm par millénaire (Bouchard et al., 1990). Cependant, il a été suggéré que l'intérieur du cratère a pu échapper à l'érosion glaciaire (Currie, 1966; Bouchard, 1989b). À partir d'hypothèses tenant compte de la température à la base de la glace et de la position du cratère des Pingualuit par rapport à la configuration des inlandsis, Bouchard (1989b) considère que l'érosion glaciaire à l'intérieur du cratère a toujours été faible. Ainsi, il serait possible qu'une séquence sédimentaire continue représentant une grande partie de la stratigraphie continentale du Pléistocène soit préservée au fond du lac du cratère. Cette séquence pourrait servir à des fins de calibration et au calage des études stratigraphiques du Cénozoïque supérieur dans les bassins océaniques (Bouchard, 1989c).

À l'intérieur du cratère, des levés géophysiques (sismique-réflexion et sismique-réfraction) ont révélé la présence d'une séquence sédimentaire atteignant 93 m d'épaisseur (Moussawi et Tessier, 1989). Cette séquence est plus épaisse dans la partie sud-ouest de la dépression. L'interprétation des profils géophysiques suggère la présence de couches à blocs séparées par des sédiments plus fins (Bouchard, 1989c). Jusqu'à présent, l'échantillonnage de cette séquence sédimentaire a été limité aux premiers 14 cm. Cependant, la datation au ^{14}C de sa base indique qu'elle couvre les derniers 5 000 ans (Richard et al., 1991).

Deuxièmement, les concentrations élevées de pollen dans le till de la région du cratère des Pingualuit pourraient résulter de la remobilisation de sédiments interglaciaires (Richard et al., 1991). Les spectres polliniques des tills de ce secteur sont comparables à ceux de la toundra herbacée et arbustive actuelle du sud de la péninsule (Fréchette et al., 1996).

Troisièmement, les dimensions, l'altitude et la morphologie de certains cirques nous amènent à croire que leur formation est également antérieure à la dernière glaciation. Certains gros cirques dont le plancher est situé à une altitude inférieure au niveau actuel de la mer pourraient dater du début des glaciations du Quaternaire, vers 0,9 Ma, ou même du Pliocène. Ces gros cirques ont été probablement actifs à diverses reprises depuis leur formation initiale. Les différences d'altitude entre les cirques indiquent, peut-être, des moments de formation différents.

La dernière glaciation

D'après le cadre stratigraphique proposé pour la région de la baie d'Hudson par Shilts (1984b) et Thorleifson et al. (1993), nous croyons que la partie nord de la péninsule d'Ungava est demeurée englacée depuis la fin du Sangamonien *sensu stricto* (sous-étage isotopique 5e) jusqu'à la déglaciation, à l'Holocène. Cette hypothèse repose sur deux éléments principaux. D'une part, une importante réduction du volume des glaces à l'Interglaciaire sangamonien est proposée pour cette région, comme il l'a été d'ailleurs pour l'île de Baffin

(Andrews et Miller, 1984). Il semble que durant cette période au climat plus chaud que celui d'aujourd'hui, la glace a disparu du nord de la péninsule d'Ungava. Les spectres polliniques des tills de la région du cratère des Pingualuit semblent appuyer cette hypothèse. D'autre part, il est peu probable que ce phénomène se soit répété à l'interstade de la Glaciation wisconsinienne, période durant laquelle les sédiments de la Mer de Prest se sont déposés autour de la baie d'Hudson (sous-étage isotopique 5a, Thorleifson et al., 1993). En effet, ces sédiments se retrouvent à une hauteur beaucoup plus élevée que le niveau actuel de la mer, ce qui amène Thorleifson et al. (1993) à suggérer qu'une couverture importante de glace a subsisté de part et d'autre de la baie d'Hudson à cette époque. Cette glace se serait à nouveau étendue à la baie d'Hudson durant les étages isotopiques 4 ou 3 (Clark et al., 1993).

Événements antérieurs à la formation de la ligne de partage glaciaire du Nouveau-Québec

Entre Ivujivik et la ceinture de Cape Smith, ainsi que dans le territoire au sud de celle-ci, on observe des erratiques de roches protérozoïques dont la dispersion ne peut être expliquée par les directions d'écoulement glaciaire lors de la phase dominante associée à l'existence de la ligne de partage glaciaire du Nouveau-Québec. La répartition de ces erratiques est la résultante de l'action d'un ou de plusieurs écoulements anciens. Il en est de même des anciens mouvements glaciaires déduits de l'examen des microformes d'érosion observées en quelques endroits dans la péninsule. Ces traces de phases antérieures d'écoulement pourraient être associées à une ou plusieurs glaciations anciennes, ou à une phase précoce de la dernière glaciation. Nous croyons à cette dernière hypothèse. En effet, l'écoulement des glaces à partir de la calotte glaciaire que Bouchard et Marcotte (1986) ont nommée « Ungava » suffirait à expliquer la majeure partie des observations. Celles-ci, bien que fragmentaires, indiquent l'existence d'un centre de dispersion à écoulement radial dont le centre aurait été situé au nord des monts de Puvirnituk (fig. 68b). Il nous apparaît probable que l'accumulation de neige sur cette partie élevée du territoire, puis la constitution d'une calotte glaciaire au début de la dernière glaciation ont été des phénomènes contemporains de la formation des cirques en bordure du détroit d'Hudson, ou postérieurs (fig. 68a). Clark et al. (1993), comme Vincent et Prest (1987) suggèrent également la formation d'une calotte glaciaire dans ce secteur, lors de la dernière englaciation. Finalement, nous supposons que la dispersion et les formes d'érosion glaciaire témoignant d'un écoulement dirigé vers le nord-nord-ouest entre les lacs Allemand et Chukotat (fig. 17 et 45) constituent des traces de la dernière phase d'écoulement avant la formation de la ligne de partage glaciaire du Nouveau-Québec dans le territoire étudié (fig. 68c). Lors de cette phase d'écoulement, la calotte glaciaire d'Ungava s'est amalgamée avec un centre de dispersion situé plus au sud, qui serait en toute vraisemblance le centre de dispersion de Payne de Bouchard et Marcotte (1986). Un régime d'écoulement à configuration radiale s'est

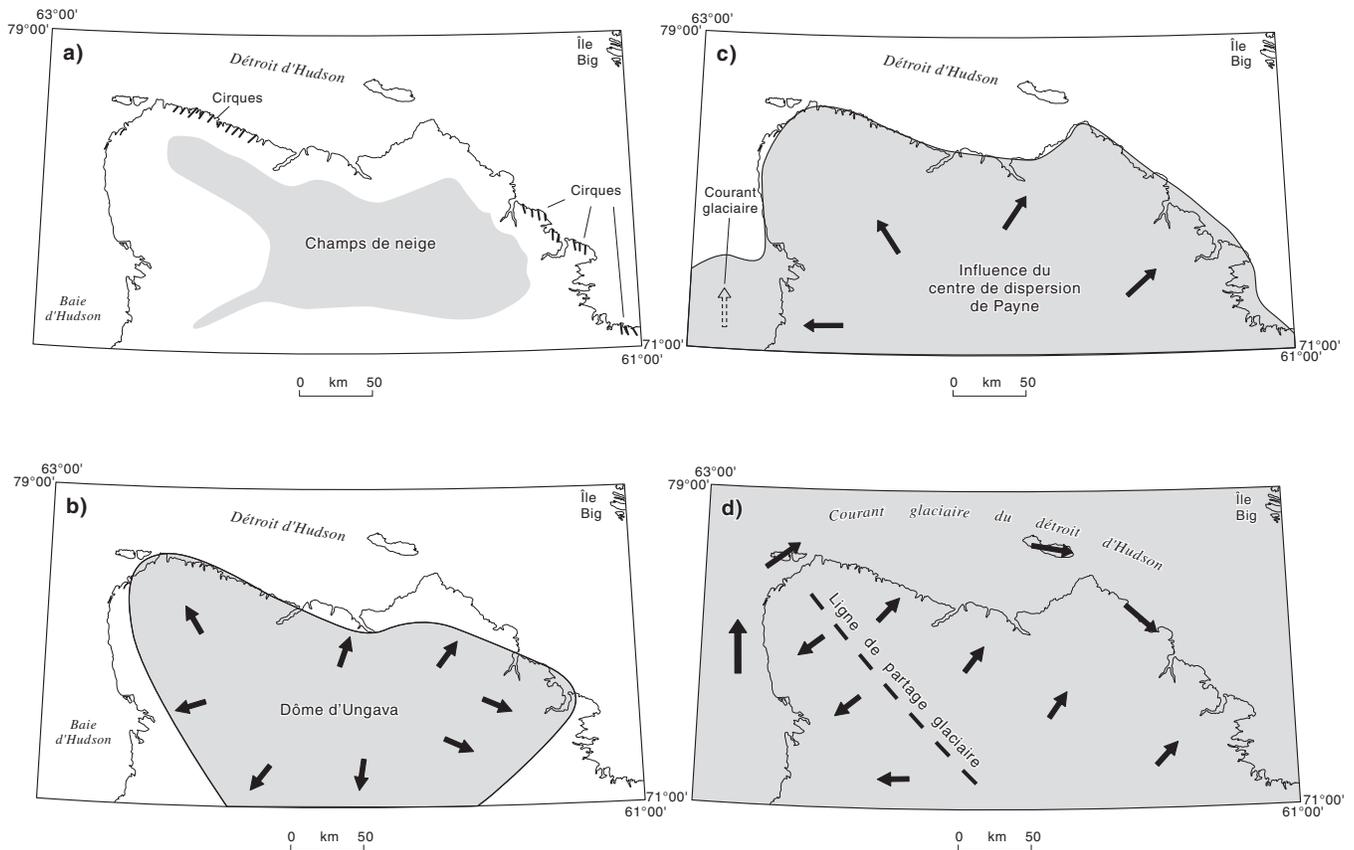


Figure 68. Les phases d'écoulement de la dernière glaciation.

installé dans la région à partir du centre de dispersion de Payne. Une partie des traces reliques de transport glaciaire entre la ceinture de Cape Smith et Ivujivik pourrait lui être associée.

La ligne de partage glaciaire du Nouveau-Québec

Dans le nord de la péninsule d'Ungava, les formes d'érosion et d'accumulation glaciaires, ainsi que les patrons de dispersion dominants révèlent l'existence d'une phase majeure où l'écoulement se faisait suivant des axes dirigés vers la périphérie de la péninsule. L'écoulement de la glace s'organisait autour d'une zone d'une largeur d'au moins une dizaine de kilomètres, s'étendant selon un axe nord-ouest-sud-est d'Ivujivik au lac Nantais (Daigneault [Forum des travaux en cours de la Commission géologique du Canada, 1992], 1995). Cette zone constitue le prolongement septentrional de la ligne de partage glaciaire du Nouveau-Québec (fig. 68d). L'omniprésence des formes d'érosion qui peuvent être rattachées à cette configuration glaciaire, ainsi que le degré élevé de maturité des tills en périphérie de la péninsule nous amènent à penser qu'il s'agit probablement d'un événement de longue durée. Selon Dyke et Prest (1987), cette ligne de

partage glaciaire aurait occupé sensiblement la même position dans la péninsule d'Ungava de 18 à 8,4 ka BP. Elle est contemporaine d'un courant glaciaire dans le détroit d'Hudson. Nous y reviendrons plus loin.

Cette phase d'écoulement glaciaire a laissé une nappe de till généralement mince (moins de 1m), qui devient de plus en plus discontinue vers la périphérie de la péninsule.

Dans le détroit d'Hudson, dans les îles Charles, Maiden et Wales, ainsi que par endroits dans la péninsule d'Ungava entre le cap de Nouvelle-France et le havre Douglas, nous avons observé des indices d'un mouvement glaciaire en provenance du détroit d'Hudson (fig. 53), qui aurait précédé la phase majeure où l'écoulement glaciaire était dirigé vers le nord et le nord-est. Dans la péninsule, entre la pointe Radisson et le havre Douglas, cette avancée glaciaire a mis en place un till contenant des débris de roches paléozoïques et des fragments de coquilles. L'âge de ces dernières est probablement équivalent à celui des coquilles des îles Maiden et Wales qui ont été datées à 25 et 37 ka BP, respectivement (Gray et Lauriol, 1985; Bruneau et Gray, 1991). Plus à l'ouest, dans l'île Nottingham, ainsi qu'au nord, dans l'île de Baffin, d'autres coquilles marines, généralement incluses dans le till et recueillies à des endroits situés au-dessus de la limite marine postglaciaire, ont livré des âges ^{14}C semblables

(fig. 69; Blake, 1966; Laymon, 1991). Pour Thorleifson et al. (1993), l'âge de ces coquilles porte à croire à une déglaciation du détroit d'Hudson durant le sous-étage isotopique 5a. Durant le Wisconsinien, ces coquilles ont été entraînées par une avancée glaciaire, vraisemblablement par le courant glaciaire du détroit d'Hudson (Gray et Lauriol, 1985; Daigneault, 1995). Dans l'île Charles, ainsi qu'au cap de Nouvelle-France, la chronologie relative des formes d'érosion glaciaire révèle d'abord un écoulement glaciaire dirigé vers l'est, qui serait associé au courant glaciaire du détroit d'Hudson, puis un second pointant vers le nord-nord-est, associé à des glaces en provenance de la péninsule (Daigneault [Forum des travaux en cours de la Commission géologique du Canada, 1991]; Bruneau et Gray, 1991). Nous croyons donc que le courant glaciaire du détroit d'Hudson a touché la péninsule entre le cap de Nouvelle-France et le havre Douglas, avant que ne se manifeste la phase d'écoulement dominante où les glaces se déplaçaient en direction du nord-est. La durée de cette phase finale où l'écoulement s'effectuait vers le nord-est a été suffisante pour recycler en grande partie les matériaux de la nappe de till laissée par le courant glaciaire du détroit d'Hudson. En effet, la présence de fragments de roches carbonatées et de coquilles est sporadique. Ceux-ci sont principalement observés dans des endroits où ils ont pu être protégés des effets du dernier mouvement glaciaire, soit à l'aval glaciaire de buttes rocheuses. Les lignes d'écoulement glaciaire dans ce secteur initialement sous l'influence du courant glaciaire du détroit d'Hudson, ont donc été réorientées ultérieurement sous l'effet de la dynamique glaciaire associée à l'existence de la ligne de partage glaciaire du Nouveau-Québec. Ces observations nous amènent à croire que le courant glaciaire dans le détroit d'Hudson a précédé la phase où l'écoulement était régi par l'existence de la ligne de partage glaciaire du Nouveau-Québec. Nous croyons que la formation de la ligne de partage glaciaire résulte de la possibilité qu'offrait le courant glaciaire du détroit d'Hudson d'évacuer la glace du continent. L'influence du courant glaciaire du détroit d'Hudson sur la configuration de l'écoulement glaciaire dans la péninsule d'Ungava a probablement subsisté durant tout le Wisconsinien (Parent et al., 1995).

Les formes sous-glaciaires et le régime thermique de la glace

Shilts et al. (1987) ont introduit le concept de « zones d'assemblage de sédiments et de formes » d'après la disposition régulière de ces zones sur le Bouclier canadien. Ce concept a été appliqué principalement dans les régions où l'écoulement glaciaire était régi par l'existence de la ligne de partage glaciaire du Keewatin (Aylsworth et Shilts, 1989) ou de celle du Nouveau-Québec (Bouchard, 1989d). Ces zones sont disposées de façon concentrique autour de ces lignes de partage glaciaire et leur organisation résulte de la combinaison de facteurs liés aux variations spatiales de la dynamique glaciaire, à la topographie locale et à la géologie du substrat rocheux (Shilts et al., 1987). Alors que dans les secteurs anciennement occupés par les lignes de partage glaciaire du

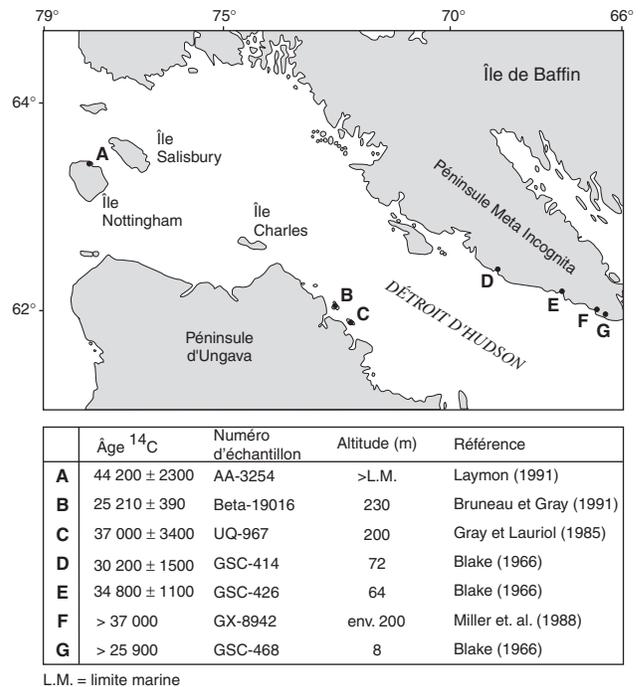


Figure 69. Carte de localisation des sites où des âges antérieurs au Wisconsinien supérieur ont été déterminés.

Keewatin et du Nouveau-Québec on distingue quatre zones, seulement deux de celles-ci ont été reconnues dans le nord de la péninsule d'Ungava. Nous pensons que dans le territoire étudié ce phénomène s'explique, en partie du moins, par l'étendue plus réduite de la zone où le régime d'écoulement glaciaire a été régi par l'existence de la ligne de partage glaciaire. En effet, il peut être mis en évidence, dans le nord de la péninsule d'Ungava, que le régime d'écoulement associé à l'existence de la ligne de partage glaciaire du Nouveau-Québec a fait sentir son influence jusqu'à environ 200 km de celle-ci, alors que plus au sud, ainsi que dans les anciens districts de Keewatin et de MacKenzie des Territoires du Nord-Ouest, les zones de formes sous-glaciaires peuvent être reconnues jusqu'à environ 600 km des centres de dispersion. Aussi, compte tenu du nombre limité de zones de formes sous-glaciaires, nous disposons de peu d'information sur le régime thermique de la glace.

Dans le nord de la péninsule d'Ungava, la première zone se situe à la position qu'occupait la ligne de partage glaciaire du Nouveau-Québec. On y observe une zone de terrains morainiques sans formes particulières, des terrains morainiques bosselés, des champs de blocaille et, de façon générale, on note l'absence d'esker. D'une part, la préservation de vastes champs de blocaille, l'existence de trains de dispersion reliques et la dispersion limitée des débris de lithologies de la ceinture de Cape Smith nous portent à croire que l'érosion glaciaire était faible dans cette zone. L'érosion réduite pourrait être attribuable à la présence d'une zone froide à la base du glacier ou à l'absence d'écoulement de la glace. Compte tenu de la dynamique glaciaire dans le secteur d'une ligne de partage des glaces, la seconde explication apparaît

davantage plausible. D'autre part, les terrains morainiques bosselés correspondraient à des endroits où étaient situés les derniers culots de glace à disparaître et ils témoignent d'une stagnation de la couverture de glace lors de la déglaciation. Ces interprétations sont identiques à celles proposées par Aylsworth et Shilts (1989) pour une zone comparable dans l'ancien district de Keewatin (faible vitesse d'écoulement puis stagnation d'une glace mince à la déglaciation). Comme c'est le cas dans l'ancien district de Keewatin, cette zone pourrait témoigner de la persistance et de la stabilité de la ligne de partage glaciaire du Nouveau-Québec, à la fois comme centre de glaciation et de déglaciation.

La seconde zone de formes sous-glaciaires se situe de part et d'autre de la ligne de partage glaciaire du Nouveau-Québec. On y observe de nombreux terrains morainiques fuselés ainsi que des eskers. Ces formes sous-glaciaires suggèrent que, dans cette zone, la température de la glace était au-dessus du point de fusion. Le contraste lithologique entre les roches de la ceinture de Cape Smith et les roches cristallines des terrains situés de part et d'autre ne semble pas avoir été un facteur important dans la localisation des terrains morainiques fuselés.

Notons enfin que l'on a peu d'indices sur la relation entre le régime thermique de la glace et la grande épaisseur du pergélisol (540 m à Purtunig; Stewart, 1976). En effet, les chercheurs divergent d'opinion quant au temps nécessaire à la formation d'une telle épaisseur de pergélisol. D'abord, Allard et Seguin (1987) pense qu'il est possible que le pergélisol de la région de Purtunig soit très ancien. Dans le même sens, Lunardini (1993) croit qu'une épaisseur comparable de pergélisol (541 m) à Prudhoe Bay (Alaska) aurait nécessité de 79 à 500 milliers d'années pour se former. Par contre, J.C. Mareschal (communication personnelle à M.A. Bouchard, 1997) estime possible de former un pergélisol de 500 m en quelques milliers d'années.

La déglaciation

Introduction

Le schéma régional de la déglaciation est présenté aux figures 70 à 76. Compte tenu de la rareté de sédiments juxtaglaciaires frontaux qui pourraient indiquer les positions successives de la marge glaciaire, il est difficile de déterminer la configuration de celle-ci avec précision. Les autres indices utilisés pour déterminer cette configuration sont les suivants : l'orientation des eskers, la localisation des chenaux d'eau de fusion marginaux, l'âge et l'altitude des dépôts marins, ainsi que la répartition en plan et en altitude des traces de lacs proglaciaires. En périphérie de la péninsule, la marge glaciaire était en contact avec les eaux marines du Détroit de Tyrrell (nouveau nom), et plus tard avec celles de la Mer de Tyrrell (fig. 77), et son retrait a été accompagné d'une avancée de ces masses d'eau. Dans la plupart des fjords, des accumulations deltaïques se sont édifiées, d'abord au contact de la glace, puis à distance de la marge glaciaire là où ils

étaient alimentés en matériaux de façon continue par les eaux de fusion provenant de l'intérieur de la péninsule ou de la vidange des lacs d'obturation glaciaire.

Quelques dépôts morainiques frontaux présents le long du détroit d'Hudson, principalement dans le secteur de Salluit (Matthews, 1967a), témoignent de courtes pauses dans le retrait de la marge glaciaire. Entre le secteur du cap de Nouvelle-France, au nord-est, et celui de la baie Déception, au sud-ouest, l'existence de deux complexes morainiques est proposée (Gray et al., 1985; Lauriol et Gray, 1987; Ricard, 1989). Selon Gray et al. (1993), ces accumulations, ainsi que la forme des courbes d'émersion de cette région, témoigneraient de l'existence d'une marge glaciaire stable dans l'extrémité nord-est de la péninsule d'Ungava. Le premier complexe morainique s'étend sur environ 30 km selon une orientation sud-ouest-nord-est, à environ 15 km au sud du cap de Nouvelle-France. Les travaux de cartographie de Bruneau et Gray (1991) montrent que les dépôts qui lui sont associés couvrent de petites superficies et sont situés essentiellement à l'embouchure des vallées, près de la limite marine. Selon nous, ces accumulations tabulaires correspondraient à des deltas juxtaglaciaires. Leurs surfaces sommitales se situent à des altitudes différentes, comprises entre 122 et 152 m environ, ce qui indique probablement des époques de formation différentes. Le second complexe morainique est de taille beaucoup plus faible (1 km de longueur) et se situe à environ 15 km plus au sud, le long de la rivière Déception (Ricard, 1989). Son orientation est parallèle à l'axe de la vallée de la rivière Déception et est identique à celle d'un esker observé à environ 5 km à l'est. Nous croyons que ce complexe morainique constitue un segment de cet esker. L'hypothèse d'une marge glaciaire stable durant une longue période dans cette région, comme l'ont proposée Gray et al. (1985), Lauriol et Gray (1987) et Ricard (1989), nous paraît peu plausible. Dans le secteur de la rivière Déception, la marge glaciaire reculait vers la dépression occupée actuellement par les lacs François-Malherbe et Watts (fig. 70 et 71). Dans la partie sud du lac Watts, un delta soulevé, dont le sommet se situe à une altitude de 97 m, indique que l'invasion marine a été retardée par la présence d'une langue glaciaire, qui a occupé cette dépression jusqu'à un stade tardif (Daigneault, 1993).

Dans la zone ayant été envahie par la Mer de Tyrrell, l'orientation des moraines de De Geer indique que la marge glaciaire s'est retirée parallèlement au trait de côte actuel. Cependant, la marge présentait de petits rentrants à proximité de l'embouchure des principales rivières actuelles. Si l'espacement de ces moraines est une indication du rythme annuel de récession de la marge glaciaire, celle-ci reculait d'au moins 200 m par année. Dans ce cas, la déglaciation totale de la zone ayant été envahie par la Mer de Tyrrell se serait effectuée en moins de 260 ans. Cette évaluation de la vitesse de recul de la marge glaciaire est similaire à celle proposée par Vincent (217 m; 1977) dans le secteur de la Grande Rivière, situé plus au sud, ce qui nous amène à penser que le profil de l'inlandsis était semblable sur une vaste région.

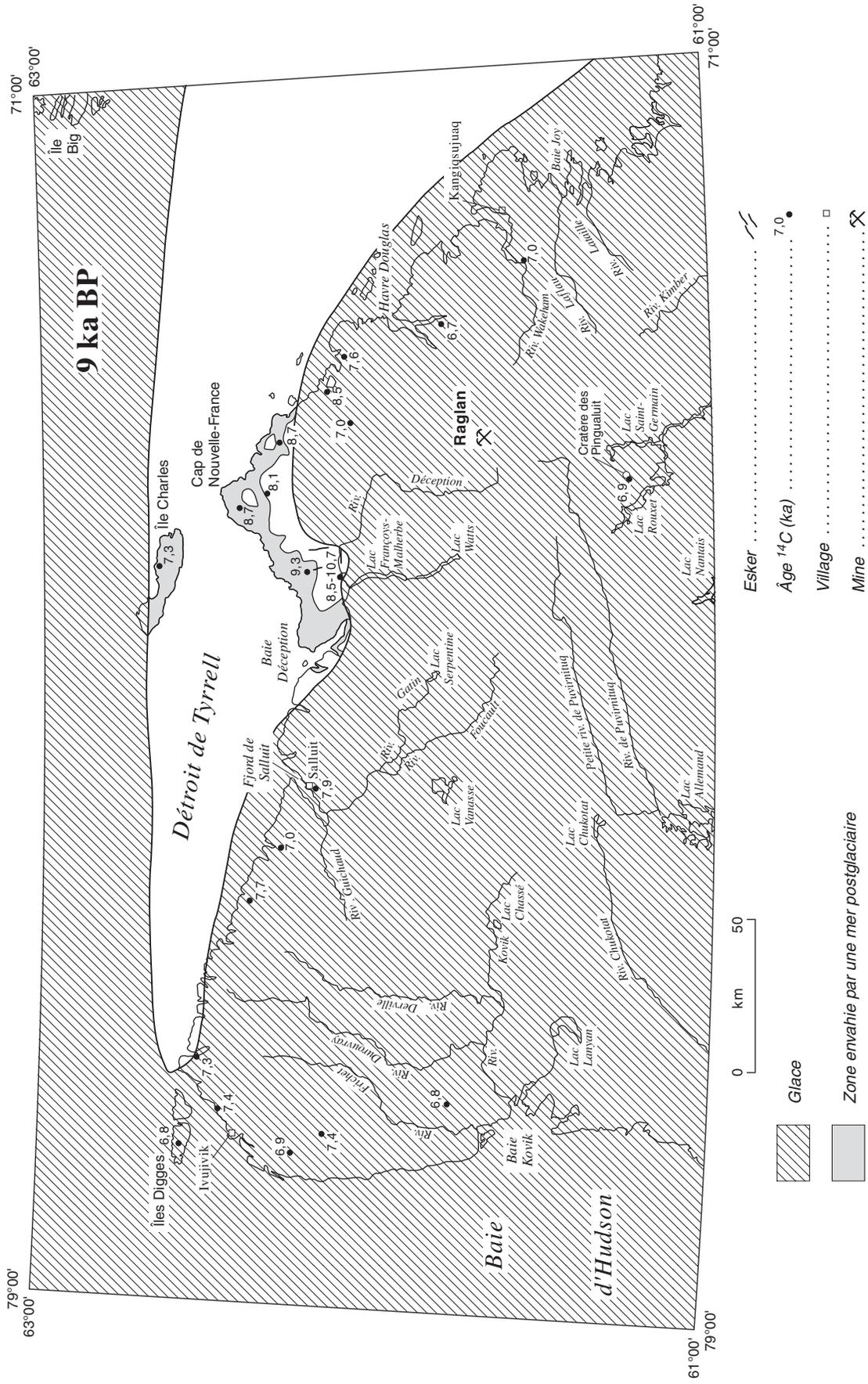


Figure 70. Paléogéographie régionale à la déglaciation, vers 9 ka BP.

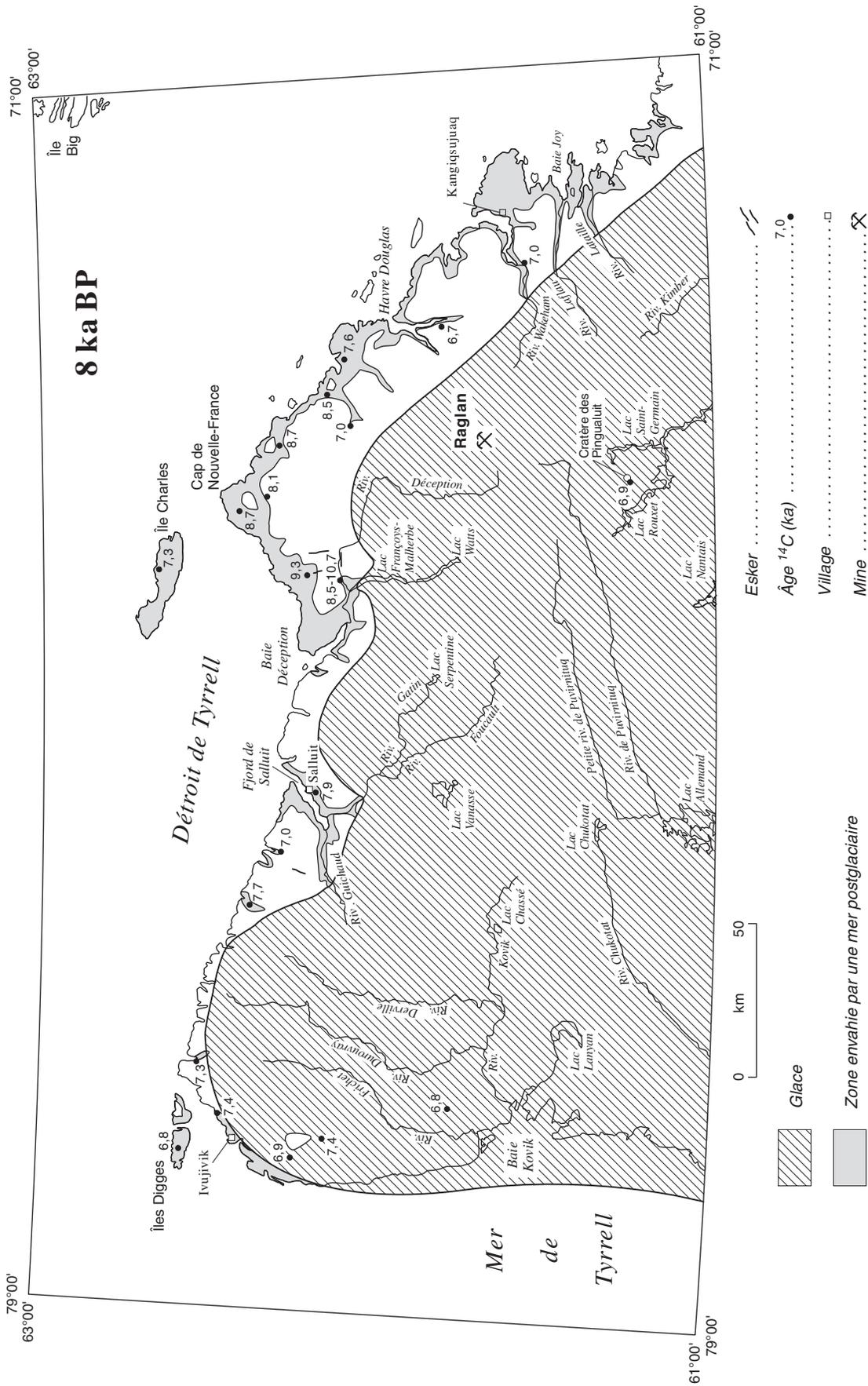


Figure 71. Paléogéographie régionale à la déglaciation, vers 8 ka BP.

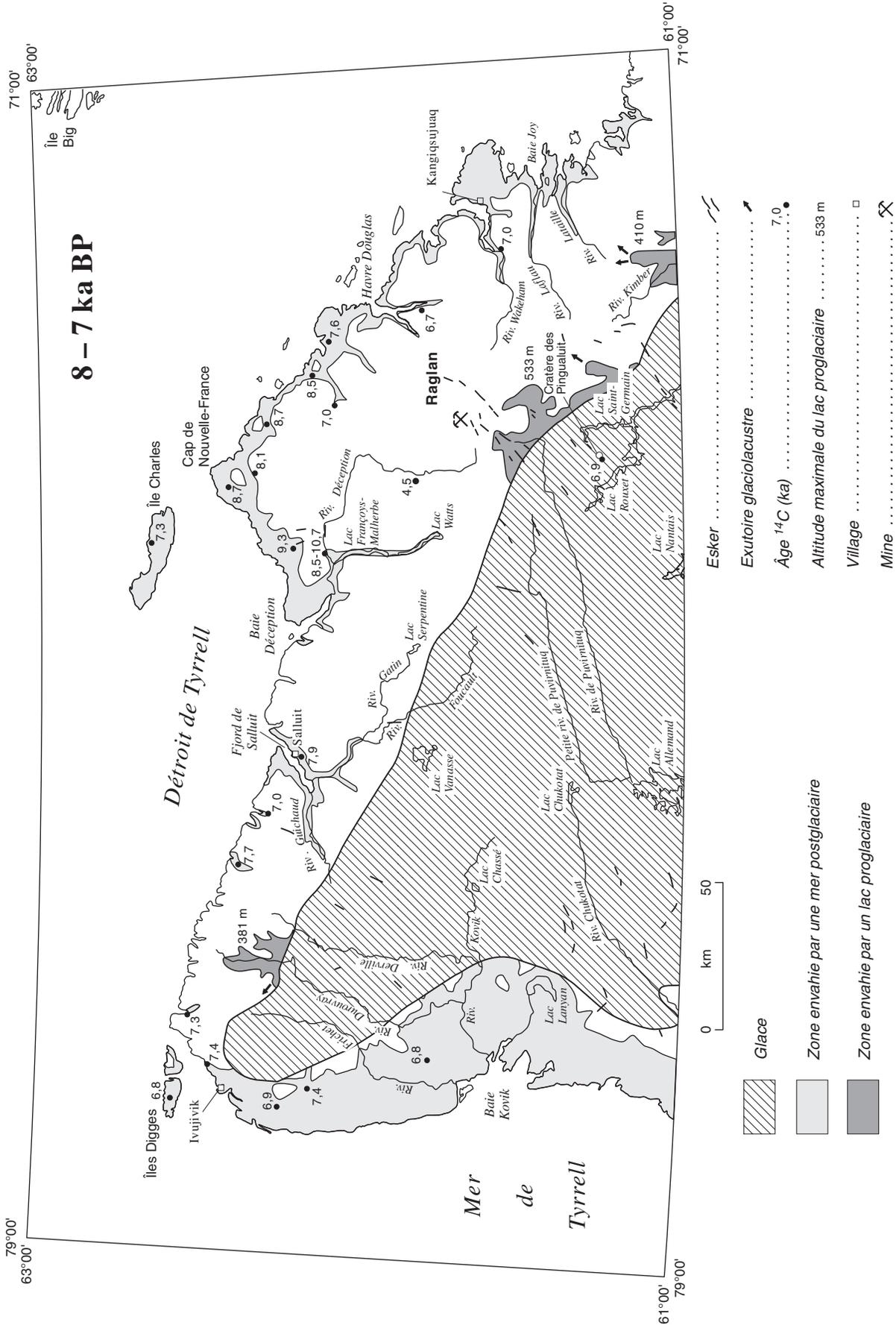


Figure 73. Paléogéographie régionale à la déglaciation, entre 8 et 7 ka BP (2/5).

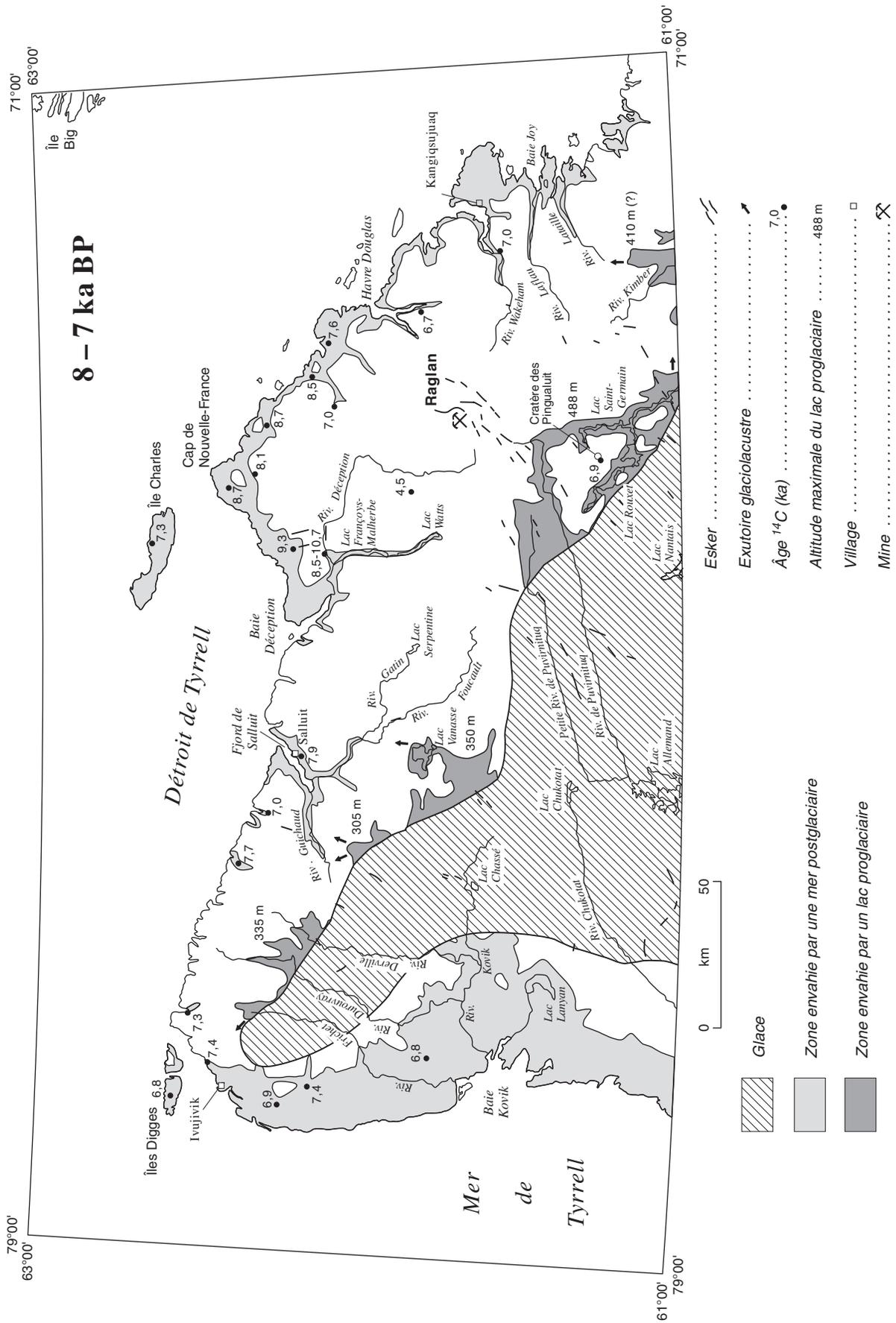


Figure 74. Paléogéographie régionale à la déglaciation, entre 8 et 7 ka BP (3/5).

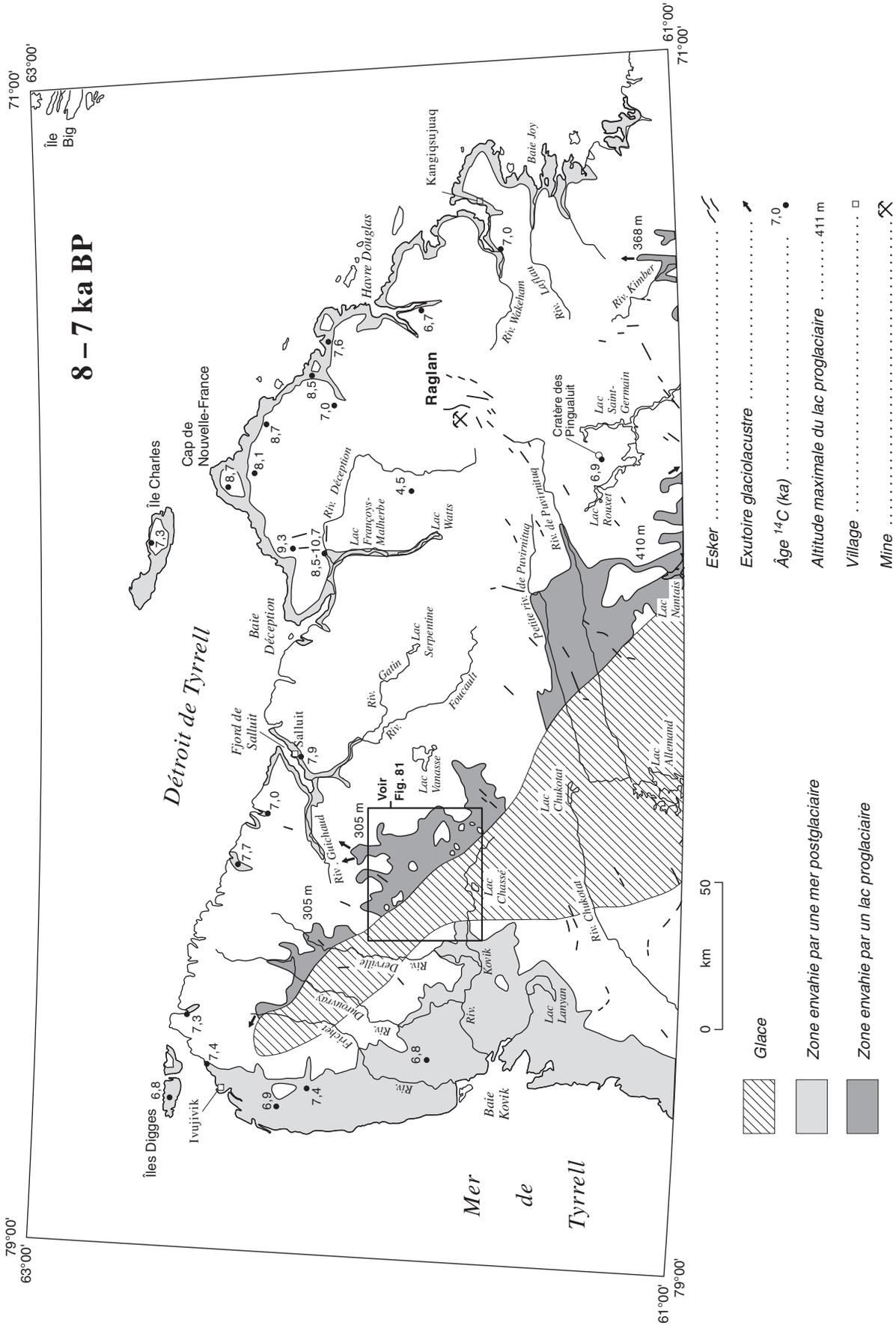


Figure 75. Paléogéographie régionale à la déglaciation, entre 8 et 7 ka BP (4/5).

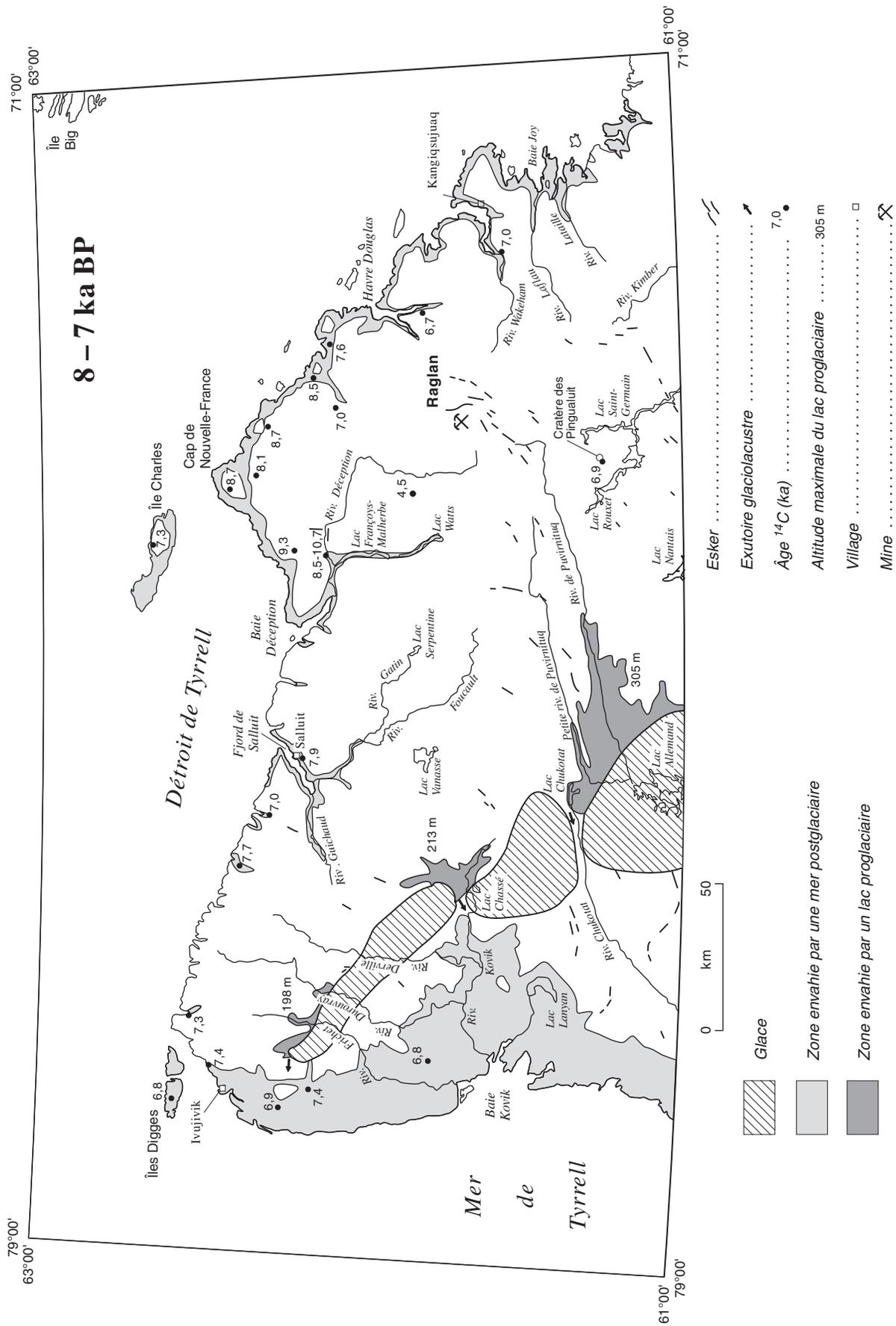


Figure 76. Paléogéographie régionale à la déglaciation, entre 8 et 7 ka BP (5/5).

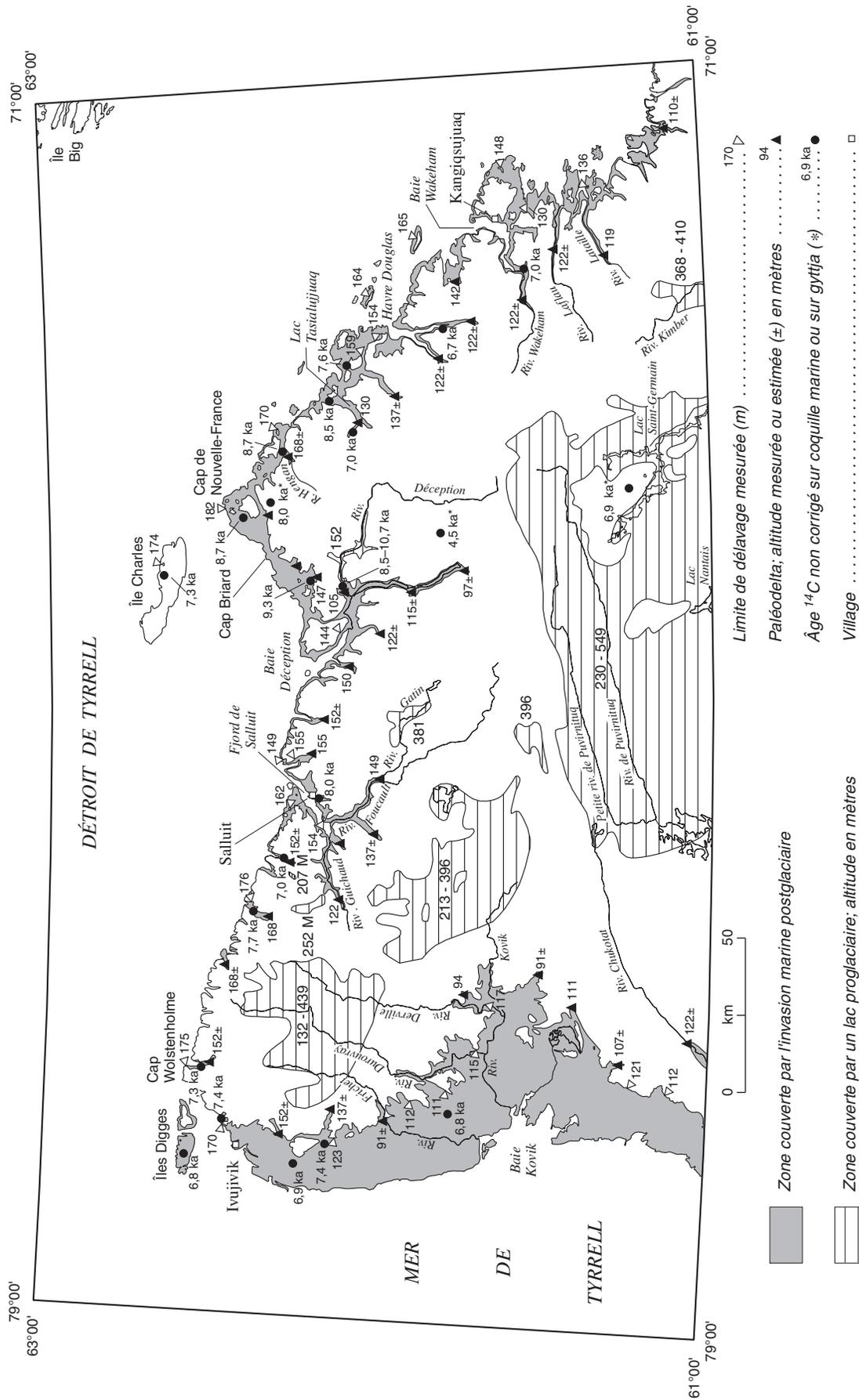


Figure 77. Altitude maximale et extension des mers glaciaires et des plans d'eau glaciolacustres. À noter que les eaux glaciolacustres n'ont atteint leur altitude maximale que dans la partie orientale des bassins.

À l'intérieur de la péninsule, au nord de l'actuelle ligne de partage des eaux entre les bassins hydrographiques du détroit d'Hudson et de la baie d'Hudson, les eaux de fusion ont été canalisées à l'intérieur des principales vallées et ont formé les longues traînées fluvioglaciaires, que l'on peut observer, entre autres, dans les vallées des rivières Guichaud, Foucault et Laflau. Au sud de cette ligne de partage des eaux, des lacs d'obturation glaciaire se sont succédés à mesure que la glace libérait des exutoires de plus basse altitude (fig. 72 à 76). L'absence d'une couverture de dépôts fins et la petite taille des deltas associés à ces lacs glaciaires témoignent de la courte durée des phases glaciolacustres qu'ils représentent (Daigneault, 1993). En fait, nous croyons que ces observations indiquent une déglaciation rapide de la péninsule. La chaleur reliée à la présence des eaux glaciolacustres, ainsi que l'érosion par les vagues auraient grandement accéléré le retrait de la marge glaciaire.

L'ensemble des observations sur les paléolacs nous porte à croire, comme l'indique d'ailleurs l'orientation des trains d'eskers, que la marge glaciaire a reculé jusqu'à ce qu'elle atteigne sa position finale, où elle s'étirait suivant un axe nord-ouest-sud-est, légèrement à l'ouest de la position de l'ancienne ligne de partage glaciaire (fig. 76). Ce schéma de la déglaciation s'apparente à celui proposé par Prest (1969, 1975) pour cette région. Dans les derniers moments de la déglaciation régionale, le glacier s'est scindé en plusieurs entités. Des zones de moraines bosselées témoignent de l'existence de ces masses de glace en décrépitude. Entre celles-ci se sont écoulées les eaux des derniers lacs proglaciaires. Ces événements se sont produits vers 7 ka BP. C'est en effet vers cette période que la fusion des glaces a libéré le dernier exutoire glaciolacustre du bassin de la rivière Kovik (207 m) (fig. 76). Cette évaluation est basée sur l'âge ^{14}C le plus ancien obtenu sur les faunes marines de la Mer de Tyrrell dans la région ($7\,360 \pm 110$ BP, GSC-5310), âge à partir duquel on a pu calculer le moment de la déglaciation de l'exutoire par l'extrapolation et le dénombrement des moraines de De Geer. Nous suggérons donc que la

déglaciation du nord de la péninsule d'Ungava a été complétée vers 7 ka BP. Aussi, l'âge de $6\,920 \pm 90$ BP (To-1441) obtenu par Bouchard et al. (1989) au sud du cratère des Pingualuit, malgré une possibilité de contamination par des matériaux anciens, nous apparaît plausible. Rappelons que c'est dans ce secteur que l'on soupçonne la présence d'un till riche en pollens anciens (Bouchard et al., 1989; Richard et al., 1991). Cependant, d'après les estimations d'Olson (1974), la quantité de matériaux anciens requise pour ajouter 1 000 ans à un âge de 7 000 ans serait assez importante, soit de l'ordre de 20 %.

L'épisode marin

Altitude maximale et étendue des mers glaciaires

À la figure 77, une carte présente l'étendue des zones couvertes par l'invasion marine dans le détroit d'Hudson (Détroit de Tyrrell) et dans la baie d'Hudson (Mer de Tyrrell). La limite marine est nette et relativement continue dans la zone ayant été envahie par la Mer de Tyrrell. Elle est marquée d'un cordon de blocs résultant du délavage de la nappe de till, d'une hauteur de 2 à 3 m (fig. 31). Ailleurs, dans le secteur ayant été couvert par les eaux du Détroit de Tyrrell, les zones de délavage du till sont discontinues et moins bien définies. Une nappe de till généralement plus mince, un relief plus prononcé et une position protégée de l'effet des vents dominants expliqueraient cette différence. On note cependant quelques exceptions, notamment le long de la vallée de la rivière Foucault (fig. 78).

Dans l'état actuel de nos connaissances, nous estimons que les variations dans l'altitude de la limite marine dans l'ensemble du territoire sont principalement reliées au moment où celle-ci s'est formée. Ainsi, c'est dans les zones où l'on a mesuré les âges ^{14}C les plus anciens que la limite marine est la plus haute et vice-versa. La limite marine est plus haute dans la partie nord de la péninsule, ainsi que dans les îles du détroit d'Hudson (149-182 m) et plus basse dans les



Figure 78. Limite marine indiquée par la limite supérieure du délavage du substrat rocheux, vallée de la rivière Foucault. Vue vers l'est (Photo : GSC 2007-241).

parties est (Kangiqsujuaq; 119-148 m) et ouest (Mer de Tyrrell; 107-152 m; fig. 77) du territoire. De même, dans chacun de ces secteurs, la limite marine est plus haute le long de la côte actuelle qu'elle ne l'est plus profondément à l'intérieur des terres (Gray et Lauriol, 1985; Gray et al., 1993; Daigneault, 1993).

Dans la zone ayant été occupée par le Déroit de Tyrrell, bien que la limite marine y soit plus haute que dans celle envahie par la Mer de Tyrrell, le relief plus prononcé de cette région explique la faible superficie qui y a occupé l'invasion marine. Cette dernière s'est étendue à une frange côtière d'une largeur généralement inférieure à 5 km, sauf dans la région plus basse au sud-ouest du cap de Nouvelle-France, où la frange touchée atteint environ 10 km. Cependant, les eaux du Déroit de Tyrrell ont pénétré profondément à l'intérieur de certaines vallées, notamment dans celles des rivières Guichaud, Foucault, Déception, Wakeham, Laflau, Lataille et des lacs François-Malherbe et Watts. Dans ces vallées, la canalisation des eaux de fusion ou la vidange des paléolacs a permis la construction de deltas. Le relèvement du continent fait en sorte que ces derniers sont aujourd'hui étagés.

La Mer de Tyrrell a occupé une frange côtière relativement continue, d'une largeur variant généralement entre 15 et 50 km, et a couvert une superficie totale d'environ 3 000 km². La partie la plus large se situe à l'est de la baie Kovik.

Âge de l'invasion marine et variations du niveau marin

Dans la zone ayant été envahie par les eaux du Déroit de Tyrrell, des âges ¹⁴C sont fournis par les travaux de Blake et al. (1966), Matthews (1967a), Gray et Lauriol (1985), Laymon (1988), Ricard (1989), Bruneau et Gray (1991) et Gray et al. (1993). Les coordonnées de localisation des échantillons datés et les références pertinentes sont présentées à l'annexe D et sur les cartes 1861A, 1862A et 1863A. Mises à part quelques datations effectuées sur des échantillons sporadiquement distribués dans le secteur touché par les eaux du Déroit de Tyrrell, la plupart des nouveaux âges présentés ici proviennent d'échantillons recueillis dans le territoire ayant été couvert par les eaux de la Mer de Tyrrell.

Les âges ¹⁴C les plus anciens proviennent d'échantillons du secteur de la baie Déception qui ont été obtenus principalement dans une coupe initialement décrite par Gray et Lauriol (1985) et dont la colonne stratigraphique est présentée à la figure 22 (coupe 89-156). Une série de datations effectuées sur un même niveau de *Portlandia sp.* en biocénose montre un étalement des âges entre 10,7 et 8,5 ka BP (Gray et al., 1993). Ces âges ont été obtenus par méthode conventionnelle ou par analyse à l'accélérateur de particules (AMS) et proviennent de différents laboratoires (GSC, TO, Beta, AAL), ce qui pourrait, en partie, expliquer les différences. Hillaire-Marcel (1977, 1981) a discuté des variables pouvant produire des différences dans les âges ¹⁴C. Les variations des âges des coquilles de la rivière Déception pourraient résulter

d'un mélange incomplet entre le ¹⁴C du bassin et celui de l'atmosphère. Les résultats de ces datations indiquent néanmoins une déglaciation antérieure à 8,5 ka BP. Un autre âge de 10 450 ± 250 BP (I-488), obtenu sur des coquilles de *Hiatella arctica* et de *Mya truncata* récoltées dans un site situé plus en aval, a été considéré trop ancien par Matthews (1967a). D'autre part, la présence de deltas glaciolacustres à l'est de la coupe décrite par Gray et Lauriol (1985), en amont de la rivière Déception, indique cependant que ce secteur a été déglacé plus tardivement. Nous croyons qu'une langue de glace localisée dans la dépression du lac François-Malherbe couvrait ce secteur et empêchait l'écoulement des eaux de la rivière Déception. Un lac d'obturation glaciaire s'est donc formé dans cette région antérieurement à 8,5 ka BP. Au nord, dans le secteur du cap Briard, et au nord-est, le long de la rivière Hengan, d'autres âges ¹⁴C obtenus par analyse à l'accélérateur de particules (Bruneau et Gray, 1991; Gray et al., 1993; présente étude) montrent que la déglaciation s'est effectuée avant 9,3 ka BP. Entre ces deux régions, sur le plateau ayant échappé à l'invasion marine, nous avons obtenu un âge de 8,1 ka BP sur un échantillon provenant de la base d'une séquence lacustre, ce qui indique une déglaciation vers la même période (fig. 70). En résumé, il apparaît évident que la déglaciation de la région s'est amorcée antérieurement à 9 ka et peut-être même aussi tôt que vers 10,7 ka BP.

De part et d'autre de cette région allant de la rivière Déception au lac Tasialujuaq, les âges sont plus récents. À l'est, entre le lac Tasialujuaq et la baie Wakeham, les âges les plus anciens sont de 7 ka BP. Gray et al. (1993) estiment que la déglaciation tardive de la tête des fjords occupés par le lac Tasialujuaq, le havre Douglas et la baie Wakeham, serait reliée à la persistance de la glace sur le haut plateau à l'ouest. À l'est de la baie Wakeham, MacLean et al. (1992) considèrent que la déglaciation pourrait dater de 12 à 10 ka BP.

Entre le cap Wolstenholme et Salluit, les âges ¹⁴C obtenus sont plus récents que 8 ka BP et, dans la zone ayant été envahie par la Mer de Tyrrell, plus récents que 7,4 ka BP. Dans le nord de l'île Charles, l'âge le plus ancien obtenu sur les coquilles de l'unité glaciomarine de faciès distal présente à cet endroit est de 8,1 ka BP (Vilks et al., 1989; MacLean et al., 1992).

Plusieurs courbes d'émersion ont été proposées pour différentes portions du territoire (Matthews, 1966, 1967a, b; Laymon, 1988; Ricard, 1989; Gray et al., 1993). Nous avons subdivisé celui-ci en cinq grandes régions : A- baie Kovik-îles Digges; B- cap Wolstenholme- Salluit; C- île Charles; D- baie Déception-cap de Nouvelle-France et E- baie Foul-baie Wakeham (fig. 79). Nos travaux ont porté principalement sur la construction de la courbe d'émersion de la région A où aucune donnée n'existait.

La région A couvre le territoire ayant été envahi par la Mer de Tyrrell. La courbe d'émersion proposée est basée sur douze datations de coquilles marines (voir annexe D). Cinq de ces datations ont été effectuées sur des spécimens de *Mytilus edulis* (GSC-5312, GSC-5322, GSC-5344, GSC-5399, GSC-5412) en thanatocénose dans des sédiments littoraux

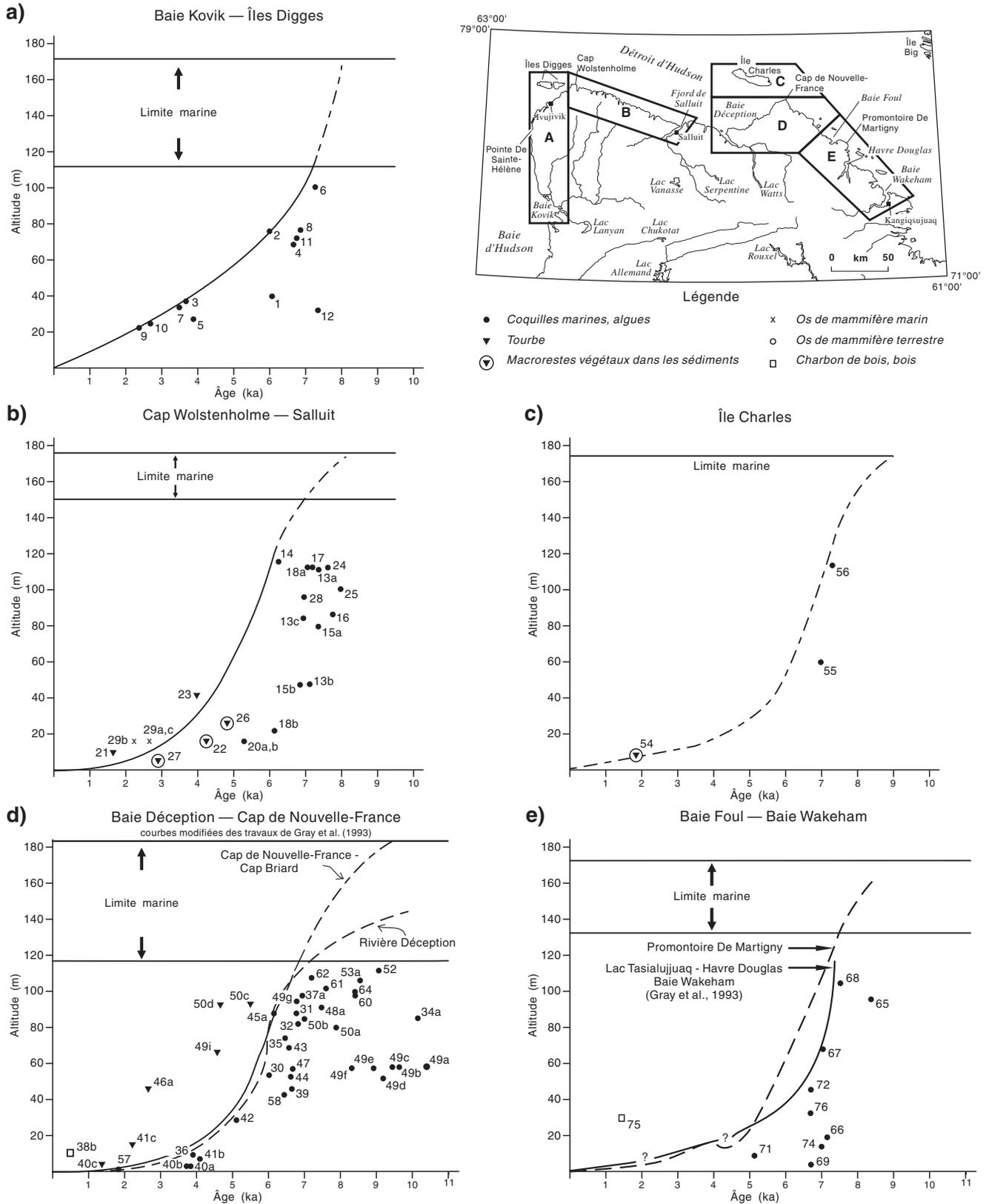


Figure 79. Courbes d'émergence à l'échelle régionale. L'information détaillée sur les échantillons est fournie à l'annexe D.

situés à une altitude inférieure ou égale à 73 m. Le fait que ces fragiles coquilles caractéristiques de la zone intertidale (Hillaire-Marcel, 1980) aient été bien préservées est selon nous une indication d'un faible transport. Ces coquilles nous permettent donc d'estimer l'âge de la limite marine au site d'échantillonnage. Les autres coquilles appartiennent à *Hiatella arctica* (GSC-5310, GSC-5353, GSC-5409, GSC-5420, GX-12035) et sont en thanatocénose dans les sables ou à la surface d'ostioles silteuses; une biocénose de *Mya pseudoarenaria* (GSC-5423) a également été observée dans des sédiments deltaïques basaux. Ces coquilles ne peuvent servir à définir avec exactitude l'âge de la limite marine contemporaine de leur mise en place, mais elles nous renseignent sur l'âge minimal de la déglaciation. Celle-ci serait antérieure à 7,4 ka BP dans le secteur nord de cette zone (région de la pointe De Sainte-Hélène) et à 6,8 ka BP plus au sud (nord-est de la baie Kovik).

La courbe d'émersion de la région A est similaire à celle présentée par Gray et al. (1993) pour la région du village de Puvirnituq, lequel est situé à environ 200 km au sud, le long de la côte de la baie d'Hudson. Elle témoigne d'une émersion à une vitesse relativement plus constante que dans la partie nord de la région, comme nous le verrons plus loin. Celle-ci se serait déroulée à une vitesse d'environ 4 m par siècle entre 7,4 et 6,1 ka BP et de 1,2 m par siècle de 6,1 ka BP à aujourd'hui.

Dans la région B, les limites de délavage du till sont généralement plus hautes (149-175 m) que dans la zone A (111-170 m). Malgré l'absence de résultats de datation révélant des âges antérieurs à 7,9 ka BP, on ne saurait exclure que l'invasion marine y a été légèrement plus hâtive, soit entre 9 et 8,5 ka BP. En appui à cette hypothèse, notons premièrement que les faunes marines datées dans ce secteur ne sont pas caractéristiques de la proximité du front glaciaire comme le sont les spécimens de *P. arctica* (Hillaire-Marcel, 1980) observés plus à l'est. Deuxièmement, l'âge de 8,1 ka BP obtenu par MacLean et al. (1992) sur un échantillon situé dans le tiers supérieur d'une séquence glaciomarine de faciès distal, dans le nord de l'île Charles, nous laisse croire que la déglaciation a été plus précoce dans ce secteur qu'il ne l'a été proposé par Gray et al. (1993). En effet, cet âge vient nuancer l'interprétation de ces auteurs voulant que la marge glaciaire dans le détroit d'Hudson, à 8 ka BP, se situait près du cap de Nouvelle-France, une hypothèse qui reposait sur l'obtention d'un âge de 7,9 ka BP plus à l'est, sur des sédiments glaciomarins de faciès proximal. Nous estimons qu'à cette période, le front glaciaire a pu être situé beaucoup plus à l'ouest et que les plus hautes limites marines pourraient remonter au minimum à 8,5 ka BP (fig. 70). En tenant compte de cette hypothèse, ainsi que des âges obtenus, nous estimons que le tracé de la courbe d'émersion présente une allure légèrement sigmoïde et s'apparente à celle définie par Gray et al. (1993) pour les régions des caps Briard et de Nouvelle-France et du promontoire De Martigny où la déglaciation a été précoce (fig. 79, courbe D). Nous en discuterons plus loin. Cette courbe révèle d'abord une phase d'émersion lente, à un taux d'environ 2,5 m par siècle, de la déglaciation jusqu'à 6 ka

BP. Par la suite, l'émersion s'accélère jusqu'à 4,0 ka BP, atteignant une vitesse de 5 m par siècle. Enfin, on observe une décélération de l'émersion jusqu'à nos jours (0,7 m par siècle).

Dans l'île Charles (région C), les rares données ne permettent de construire qu'une courbe très approximative de l'émersion des terres. Plus de données seront nécessaires afin de calculer des taux d'émersion pour cette île.

Dans les régions D et E, Gray et al. (1993) ont tracé plusieurs courbes d'émersion. Comme nous l'avons mentionné précédemment, peu de nouvelles datations ont été effectuées sur des échantillons de ces secteurs, de sorte que nous référons le lecteur à l'article de Gray et al. (1993) pour de plus amples détails au sujet des courbes d'émersion de ces régions, lesquelles sont reproduites à la figure 79. Cependant, des modifications ont été apportées au tracé proposé par ces auteurs pour la région des caps de Nouvelle-France et Briard et pour celle de la baie Déception, afin de tenir compte des mesures de l'altitude de la limite marine, qui s'élève dans ces deux régions à 182 m et 144 m, respectivement. Selon Gray et al. (1993), les courbes d'émersion du secteur de la baie Déception et des caps de Nouvelle-France et Briard (région D), ainsi que de celui du promontoire De Martigny (région E) se distinguent par leur forme sigmoïde des autres courbes d'émersion définies ailleurs dans la péninsule d'Ungava. Ces courbes révèlent, en particulier, une phase initiale d'émersion lente jusqu'à 7 ka BP, résultant « ...d'une compensation glacio-isostatique restreinte, provoquée par la persistance d'une limite glaciaire stable sur les rebords du plateau à l'extrémité nord-est de la péninsule d'Ungava » (Gray et al., 1993, p.1 676). D'une part, il nous apparaît que le tracé de la courbe d'émersion du secteur du promontoire De Martigny demeure très hypothétique compte tenu des données disponibles. D'autre part, nous mettons en doute la stabilité du front glaciaire à l'extrémité nord-est de la péninsule d'Ungava à cette époque. Comme nous l'avons vu précédemment, cette stabilité n'est pas révélée par l'existence d'une moraine frontale bien définie. De plus, les observations sur les lacs glaciaires et leur évolution, ainsi que l'âge de 6,9 ka BP obtenu près du cratère des Pingualuit, nous indiquent que la déglaciation de la péninsule était pratiquement complétée vers 7 ka BP. Nous estimons plutôt que le nord de la péninsule d'Ungava, dans le secteur compris entre le cap Wolstenholme et le cap de Nouvelle-France, à tout le moins, s'est relevé dans des conditions similaires, c'est-à-dire à un stade précoce, et que c'est l'important poids de la glace à cette époque qui ralentissait l'émersion des terres.

Les épisodes glaciolacustres

Étendue et âge des lacs glaciaires

Environ 30 % du territoire étudié a été couvert par des lacs d'obturation glaciaire. Ceux-ci se sont formés, probablement de manière indépendante, dans trois secteurs principaux : la partie amont du bassin versant de la rivière de Puvirnituq, incluant la région des lacs Saint-Germain, Laflamme, Rouxel

et Nantais; la partie amont du bassin versant de la rivière Kovik; et, enfin, la partie amont des bassins versants des rivières Frichet, Durouvray et Derville (fig. 77). Nous présentons aux figures 72 à 76, la position de la marge glaciaire à l'intérieur de la péninsule à différents moments de la déglaciation, ainsi que l'étendue des lacs d'obturation glaciaire correspondant à ceux-ci. La formation des rivages lacustres se serait échelonnée de 8,5 à 7 ka BP environ, un intervalle défini, d'une part, par l'âge minimal de la déglaciation dans les secteurs nord et est de la péninsule et, d'autre part, par celui du même phénomène dans le secteur ouest, à l'ouest des lacs Chassé et Chukotat, d'où sont disparues les dernières masses de glace qui obstruaient l'écoulement naturel des rivières vers la baie d'Hudson. Lauriol et Gray (1987) ont proposé un intervalle de temps similaire pour le Lac glaciaire Nantais. Celui-ci ne serait, selon nous, que l'un des nombreux lacs proglaciaires ayant occupé le territoire, qui se sont succédé au cours de la déglaciation. Les étendues d'eau proglaciaires correspondant aux positions de la marge glaciaire illustrées aux figures 72 à 76 ont généralement laissé des traces bien marquées dans le paysage. Ces traces ne témoignent que de périodes de stabilité relative du niveau des eaux, qui s'insèrent dans une succession de phases plus éphémères. La délimitation des plans d'eau associés aux phases glaciolacustres est rendue particulièrement difficile en raison de l'oblitération totale ou partielle des paléorivages par les coulées de gélifluxion (fig. 80).

La présence, sur de grandes distances, de paléorivages à une même altitude nous indique un faible gauchissement. Gray et al. (1993) suggèrent d'ailleurs une absence de gauchissement pour les paléorivages du Lac glaciaire Nantais. Nous avons tenté de vérifier cette hypothèse dans la partie amont du bassin versant de la rivière Kovik (fig. 81). Dans ce secteur, une masse de glace a retenu, durant un certain temps, les eaux d'un paléolac qui se drainait vers le nord par l'intermédiaire de la rivière Guichaud. Le niveau maximal atteint par les eaux glaciolacustres s'exprime généralement par des encoches d'érosion dans la nappe de till,

alors que les niveaux plus bas sont révélés par des deltas ou des plages soulevés. Nous avons déterminé l'altitude de ces formes d'érosion et de dépôt à l'aide d'un altimètre ou par interpolation à l'aide des courbes de niveau espacées de 15 m sur les cartes topographiques à 1/50 000. Compte tenu de la faible précision des évaluations de l'altitude produites par cette dernière approche, les valeurs obtenues sont utilisées essentiellement afin de vérifier la tendance qui se dégage des autres mesures. Les données, bien que peu nombreuses, indiquent un gauchissement inférieur à 1 m/km (0,3 m/km) en direction du nord-est, généralement. Ce taux est comparable à celui obtenu par Lauriol et Gray (1983) pour le Lac glaciaire Minto (0,12 m/km) ou encore par Allard et Seguin (1985) pour le Lac glaciaire à l'Eau Claire (entre 0,25 et 0,30 m/km). Cependant, dans ces deux derniers cas, il s'agit d'un gauchissement en direction de l'ouest, alors que celui que nous décrivons l'est vers le nord-est. Bien que plus de mesures soient nécessaires pour confirmer ces hypothèses, il est intéressant de noter que ce gauchissement se produit dans la même direction générale (nord-nord-est) que celui qui nous est révélé par les paléorivages marins formés à la même période (8–6 ka BP) entre le cap Wolstenholme et la baie Déception, d'après les mesures de Matthews (1967b). Cet auteur attribuait cet enfoncement à la présence d'une calotte glaciaire au sud des monts de Puvirnituk. En guise de conclusion, nous considérons que le gauchissement des plans d'eau glaciolacustres révélé par les mesures de l'altitude de leurs paléorivages est faible dans le territoire étudié. Ainsi, nous croyons que les positions des paléorivages telles qu'elles apparaissent aux figures 72 à 76, lesquelles reposent sur des extrapolations faites à partir des courbes de niveau apparaissant sur les cartes topographiques, fournissent une approximation raisonnable.

Le bassin versant de la rivière de Puvirnituk

Le long du bassin versant de la rivière de Puvirnituk et de la Petite rivière de Puvirnituk, on observe, sur environ 150 km, de nombreuses traces de lacs glaciaires de haut niveau.



Figure 80. Coulée de gélifluxion remaniant les dépôts d'une ancienne plage glaciolacustre, 10 km au nord du lac Amarurttuq. Vue vers le sud-sud-ouest. (Photo : GSC 2007-242)

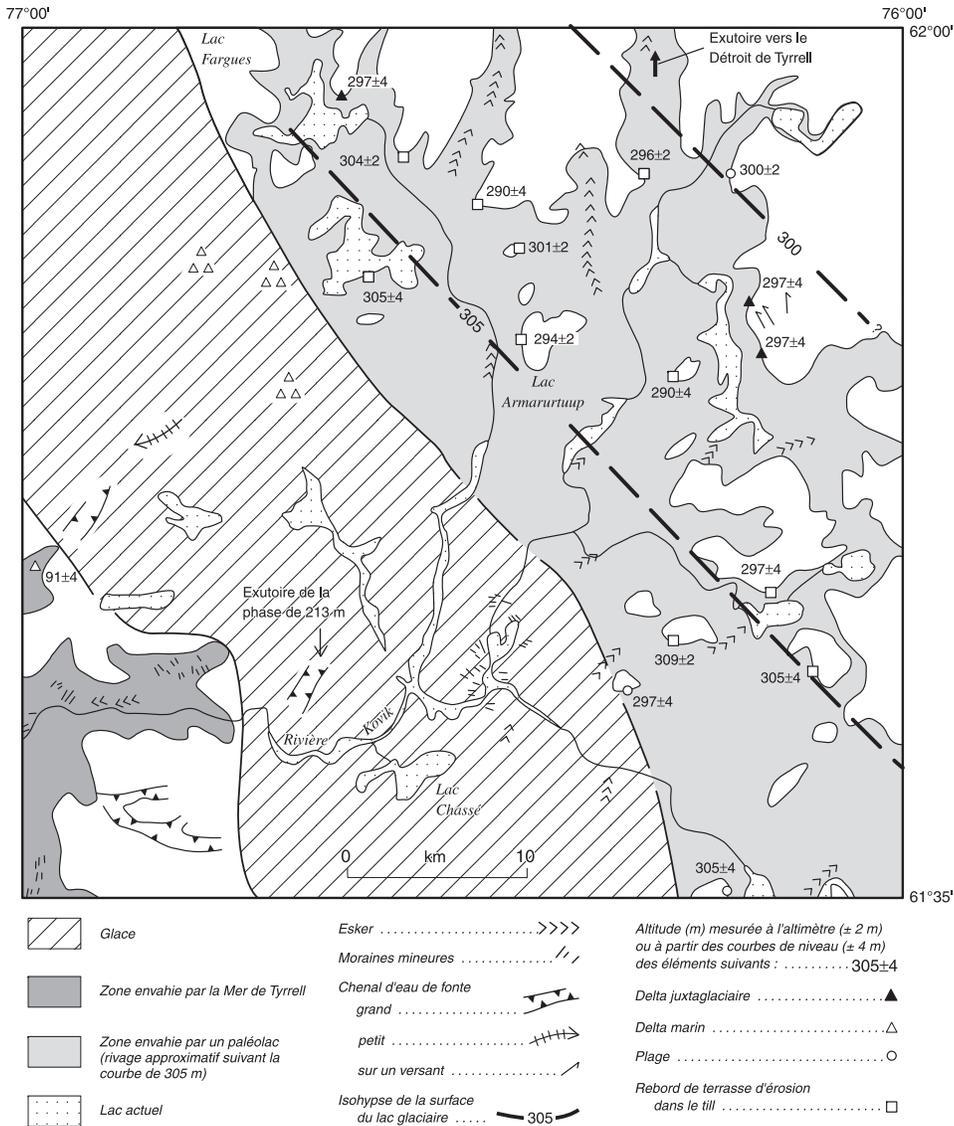


Figure 81. Gauchissement des paléorivages dans le bassin versant de la rivière Kovik.

Au nord-est, dans la partie amont du bassin, près du camp minier de Raglan, des paléorivages atteignent une altitude d'environ 549 m (fig. 72 et carte 1863A; Prest 1975; Daigneault, 1993) tandis qu'à l'ouest, près du lac Allemand (carte 1862A), ceux-ci n'atteignent que 230 m environ. Le niveau maximal atteint par les eaux glaciolacustres près de la mine Raglan pourrait être plus élevé : la présence, au sud-est du lac Raglan, d'une accumulation tabulaire de matériaux à la marge d'un esker, probablement un delta d'esker, pourrait témoigner d'un niveau légèrement plus élevé, se situant à environ 564 m. Des dépôts de plage peu développés et des eskers à sommet plat témoignent de la phase glaciolacustre de 549 m. Le plan d'eau associé à cette phase glaciolacustre a occupé une superficie restreinte dans la partie amont du bassin de la rivière de Puvirnituq, au sud de la mine Raglan. La vidange de ce lac s'effectuait vers l'est, en direction de la baie Joy. L'eau était canalisée d'abord par des chenaux juxtaglaciaires vers le lac Itirviluarjuk et empruntait par la suite la rivière Laflau (Prest, 1975; Daigneault, 1993). Le recul de la marge glaciaire vers

le sud-ouest a progressivement dégagé des exutoires de plus bas niveau, mais l'écoulement des eaux a continué à s'effectuer vers l'est.

Le plan d'eau associé à la phase glaciolacustre de 533 m a laissé des traces mieux marquées dans le paysage que celui de la phase de 549 m et a occupé une superficie plus grande (fig. 73). Ce paléolac se drainait également vers l'est, l'eau s'écoulant par de larges chenaux à travers les hautes terres jusqu'à la rivière Laflau. Nous croyons que les traces de niveaux glaciolacustres les plus hautes, identifiées le long de la rivière Kimber à près de 410 m, pourraient témoigner d'un plan d'eau contemporain de celui de la phase de 533 m. Les eaux de ce paléolac étaient retenues au sud par la glace bloquant la vallée de la rivière Vachon et s'écoulaient vers le nord, via la rivière Lataille (Lauriol et Gray, 1987).

La bordure du cratère des Pingualuit constitue un relief important, d'une altitude comprise entre 530 et 657 m environ, qui nous permet de mesurer l'étendue des lacs glaciaires les plus hauts. Nos travaux, comme ceux de Bouchard et

Saarnisto (1989), nous permettent d'affirmer que le cratère n'a pas été ennoyé par des eaux glaciolacustres. L'altitude maximale atteinte par le plan d'eau dans ce secteur se situe aux environs de 520 m et ce niveau est marqué par de nombreux dépôts de plage graveleux, de part et d'autre de la partie sud du lac Saint-Germain (carte 1863A). À cette époque, la glace empêchait le drainage vers le sud du plan d'eau glaciolacustre, bloquant l'exutoire de la rivière Vachon. Ce lac s'étendait loin vers le nord-ouest et se drainait vers le nord, dans le lac Watts alors déglacé.

L'abaissement subséquent du niveau du plan d'eau jusqu'à l'altitude de 410 m environ (fig. 75) s'est fait par l'entremise d'une série de chenaux juxtaglaciaires, qui se sont formés tout d'abord sur le versant nord de la vallée de la rivière Vachon (450-460 m) puis, par la suite, beaucoup plus à l'ouest, au sud du lac Crédit, à une altitude d'environ 440 m. Au débouché de l'exutoire du secteur du lac Vachon, un important dépôt d'épandage (delta?) s'est formé par la vidange du lac (carte 1862A). De nombreux paléorivages sont présents de part et d'autre de la rivière de Puvirniq, particulièrement dans un secteur situé à environ 10 km au sud-est du lac Beauparlant (carte 1862A). La phase du Lac glaciaire Nantais (365-410 m) décrite par Lauriol et Gray (1987) débute vers cette période. L'exutoire du plan d'eau associé se trouvait plus à l'est, à la rivière Lataille. Dans les environs du lac Nantais, les paléorivages sont rares et les vestiges glaciolacustres correspondent à des zones de till délavé.

À l'intérieur des monts de Puvirniq, nous avons observé les traces d'au moins trois autres niveaux de stabilité relative des lacs glaciaires, qui se situent à 380, 305 et 230 m, respectivement. Dans la région du lac Chukotat, l'absence de paléorivages et d'exutoires qui seraient associés au niveau le plus élevé (380 m), indique que le drainage du lac de cette phase s'est effectué vers le sud-est, par l'entremise du lac Nantais et de la rivière Vachon. Le retrait des glaces du flanc nord de la vallée de la rivière Chukotat a marqué le début de la phase de 305 m (fig. 76). À environ 10 km à l'ouest du lac Chukotat, des chenaux juxtaglaciaires creusés dans le roc ont canalisé alors les eaux vers l'ouest (fig. 82). Ce niveau de 305 m est bien marqué dans la zone de till épais à l'est du lac Allemand. La déglaciation complète de la vallée de la rivière Chukotat s'est traduite par une arrivée d'eau importante qui a produit un important dépôt d'épandage dans cette vallée (fig. 82). Dans cette région, les vestiges glaciolacustres de la phase la plus récente se situent à une altitude d'environ 230 m autour du lac Allemand. Le drainage du plan d'eau associé s'effectuait vers le sud, par la rivière de Puvirniq.

Le bassin versant de la rivière Kovik

Dans le bassin versant de la rivière Kovik, les traces des niveaux de stabilité relative des lacs glaciaires s'échelonnent entre 396 et 213 m. Les paléorivages les mieux développés, qui témoignent vraisemblablement des phases les plus longues, se situent à des altitudes de 350 et 305 m environ (fig. 74 et 75).

Les traces du niveau le plus élevé ont été observées dans la région du lac Perrault (carte 1862A). Le lac glaciaire dont rendent compte les traces observées était de faible étendue et sa vidange s'effectuait vers le nord, les eaux étant éventuellement canalisées par la rivière Foucault. Nous ne savons pas s'il existait un lien entre ce lac et un autre plan d'eau situé à peu près à la même altitude, plus à l'est, dans la partie amont de la rivière Foucault.

De nombreux paléorivages se sont formés à 350 m d'altitude sur les bordures nord et est du bassin de la rivière Kovik. Aussi, à 10 km à l'ouest du lac Vanasse, des deltas se sont édifiés aux débouchés des eskers (fig. 83). Les eaux de drainage du lac associé s'écoulaient en direction de la rivière Foucault par une série de chenaux creusés dans le roc (fig. 74 et 84). La déglaciation du secteur situé à 12 km au nord-ouest du lac Amarurtuup a permis l'abaissement du niveau de ce lac.

Le plan d'eau qui a laissé sa trace à 305 m était plus étendu que celui qui l'a fait à 350 m : il occupait une superficie d'environ 1 200 km² entre le lac Belleau, au sud-est, et le lac Fargues, au nord-ouest (carte 1861A). Son exutoire se situait à environ 10 km à l'ouest du lac Gastrin. De là, des chenaux canalisèrent les eaux vers la rivière Guichaud, où un important delta marin s'est formé. Plusieurs paléorivages et limites de délavage du till se situant entre 290 et 320 m sont présents entre les lacs Fargues et Amarurtuup et témoignent d'épisodes de plus courte durée, qui s'insèrent entre les phases auxquelles sont associés les lacs représentés aux figures 74 et 75. Le retrait de la marge nord-est de cette masse de glace a laissé une série de moraines mineures (fig. 34 et carte 1861A). Les traces du dernier niveau glaciolacustre dans ce bassin se situent à une altitude d'environ 213 m, dans la région du lac Chassé (fig. 76). L'existence du lac associé laisse supposer que la glace empêchait encore l'écoulement naturel des eaux vers l'ouest, par la rivière Kovik. La vidange de ce lac s'effectuait probablement par des chenaux séparant des masses de glace résiduelles.

Les bassins versants des rivières Frichet, Durouvray et Derville

Matthews (1967a) a été le premier à reconnaître des traces de l'existence de lacs d'obturation glaciaire de courte durée dans ce secteur. Ses travaux dans la vallée des rivières Frichet (qu'il nomme rivière Sable) et Durouvray (sa rivière Toundra) lui ont permis d'identifier des rivages et des deltas soulevés définissant plusieurs niveaux glaciolacustres, dont le plus élevé se situe à 240 m. Selon lui, la plupart des vallées situées à l'ouest de la rivière Derville (sa rivière du Silence) ont été occupées par des lacs d'obturation glaciaire dont le drainage s'effectuait vers l'ouest, par des chenaux développés sur les interfluvies. Nos travaux de terrain ont permis de confirmer cette interprétation et d'étendre la zone couverte par ces paléolacs. En effet, des plages et des deltas juxtaglaciaires soulevés ont été observés à des altitudes variant entre 439 m, à la tête du bassin versant de la rivière Durouvray, et 132 m, le



Figure 82. Chenaux juxtaglaciaires sur le flanc nord de la vallée de la rivière Chukotat. Ces chenaux constituaient des exutoires du paléolac de la phase de 305 m, s'étendant plus à l'est, dans le bassin versant de la rivière de Puvirnituk. Vers la gauche de la photo, on observe un dépôt d'épandage lié à la vidange de ce paléolac. Vue vers l'ouest.
(Photo : GSC 2007-243)

Figure 83. Delta juxtaglaciaire (D) au débouché d'un esker (>>), à l'ouest du lac Vanasse. À noter la présence de rivages glaciolacustres (L), plus au nord. (Photo : Photothèque nationale de l'air, A16246-64)

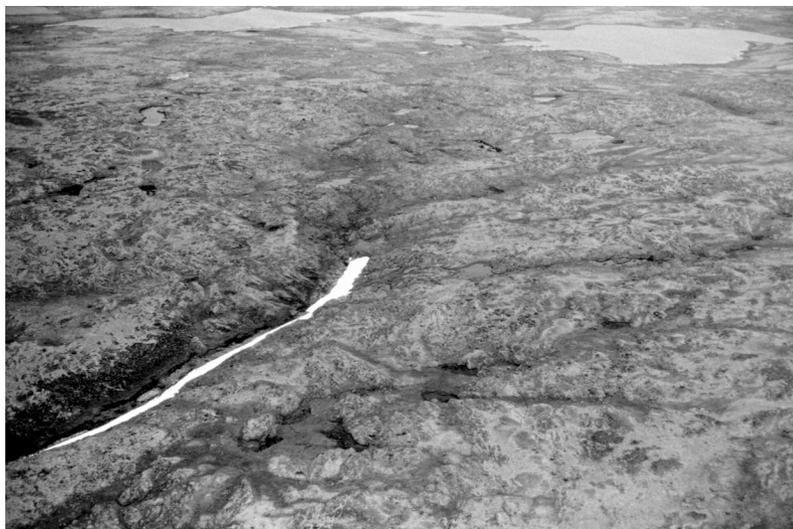
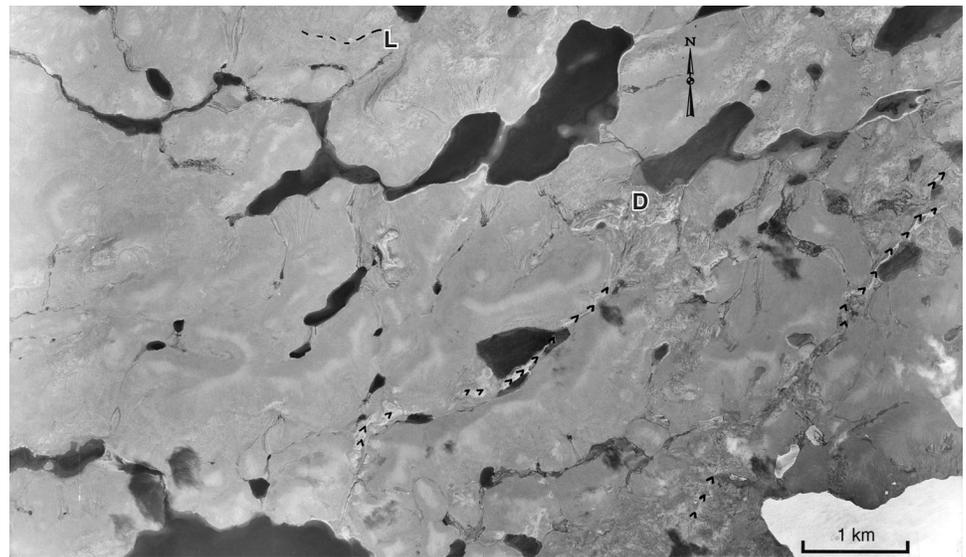


Figure 84. Exutoire glaciolacustre, à l'ouest de la vallée Narsajuaq. De part et d'autre de celui-ci, on peut observer une zone couverte de buttes de kame et de matériaux de remplissage de crevasses (unité cartographique 2c). Vue vers le sud.
(Photo : GSC 2007-244)

long de la rivière Frichet. Le fait que les deltas et les chenaux juxtaglaciaires soient généralement situés sur les flancs est ou sud de ces vallées indique que le retrait de la marge glaciaire s'est effectué généralement vers le sud-ouest.

Le niveau glaciolacustre le plus élevé est défini par un delta juxtaglaciaire d'une altitude mesurée de 439 m. Le plan d'eau associé à la phase glaciolacustre définie par ce niveau est délimité par la courbe de 442 m à la figure 72. Ce lac a occupé une superficie restreinte et se drainait vers le détroit d'Hudson, par un col traversant l'actuelle ligne de partage des eaux. Plusieurs paléorivages, comme celui situé à environ 20 km au sud-sud-ouest du cap Qarliik Nuvua (carte 1861A), rendent compte de cette phase glaciolacustre. Le recul de la marge glaciaire vers le sud-ouest a été accompagné d'une baisse graduelle du niveau du lac associé, à mesure que de nouveaux exutoires sur les interfluves étaient libérés. Un paléolac, dont le niveau se situait à une altitude d'environ 381 m, occupait principalement la vallée de la rivière Durouvray (fig. 73). Il ne semble pas s'être étendu aux vallées des rivières Frichet et Derville, où les limites de délavage mesurées se situent à des altitudes de 367 et de 356 m respectivement. Son drainage, comme celui des lacs des phases de 335 m et de 305 m subséquentes, s'effectuait vers l'ouest.

Les traces de la phase de 335 m sont plus étendues et sont bien marquées dans les trois vallées (fig. 74). L'exutoire du paléolac associé se situait à environ 4 km au sud-sud-ouest du lac Ivitaarqiap (carte 1861A). Au débouché de cet exutoire, un dépôt d'épandage a été formé. La présence du paléolac de la phase de 305 m est révélée essentiellement par des paléorivages (fig. 75). L'exutoire de ce lac se situait à 2 km au sud de celui de la phase de 335 m. Au-dessous de 305 m, la taille des deltas juxtaglaciaires augmente et nous croyons qu'ils témoignent de positions plus stables du front glaciaire.

La phase de 198 m est révélée par la présence de paléorivages et de deltas juxtaglaciaires soulevés dans les trois vallées (fig. 76). Il s'agit cependant du dernier niveau glaciolacustre dont les traces peuvent être observées dans la vallée de la rivière Derville. Un exutoire localisé à 12 km au nord-nord-ouest du lac Siurartuuq drainait les eaux du lac glaciaire vers l'ouest, qui aboutissaient dans une baie de la Mer de Tyrrell (carte 1861A).

À 4 km à l'est du lac Siurartuuq, dans la vallée de la rivière Frichet, un delta étagé témoigne des dernières phases glaciolacustres dans cette région (fig. 85). Trois surfaces deltaïques témoignant du niveau des eaux glaciolacustres ont été mesurées à 150, 141 et 132 m. À cette époque, la glace devait occuper une bande de moins de 10 km de largeur entre la zone envahie par la Mer de Tyrrell et ces bassins glaciolacustres. Le morcellement de cette glace résiduelle a éventuellement permis l'écoulement naturel des eaux à l'intérieur des vallées des rivières Frichet et Durouvray.

Autres bassins glaciolacustres

Dans la région à l'ouest du fjord de Salluit (Sugluk Inlet), Matthews (1967a) et Laymon (1988) ont suggéré l'existence de lacs proglaciaires. Nos observations confirment la présence de deux lacs proglaciaires locaux, piégés à contre-pente lors du recul vers le sud de la marge glaciaire. Cependant, nous n'avons pas observé de vestiges pouvant témoigner de l'existence de lacs glaciaires d'étendue plus importante, comme ceux dont l'existence a été suggérée par Laymon (1988) entre l'anse Erik et le fjord de Salluit ou encore par Miller et al. (1988) et Stravers et al. (1992) dans le détroit d'Hudson.

Les traces du premier lac ont été identifiées par Matthews (1967a) à une altitude de 207 m dans une vallée drainée par la rivière dite des Erratiques ($62^{\circ}12' N$, $76^{\circ}04' W$; carte 1861A). L'absence de paléorivages dans le secteur au sud nous laisse croire qu'il s'agissait d'un lac d'étendue restreinte. Le deuxième lac glaciaire était situé dans la vallée immédiatement à l'ouest et les traces de son niveau maximal se situent à une altitude de 232 m. Un delta juxtaglaciaire allongé sur le flanc ouest de la vallée indique la présence à cette époque de glace à l'intérieur de celle-ci (carte 1861A). Quelques dépôts morainiques frontaux témoignent également du retrait vers le sud de cette masse de glace. L'exutoire de ce paléolac se situait au nord et drainait les eaux de celui-ci vers la vallée de la baie Oblongue ($62^{\circ}25' N$, $76^{\circ}20' W$). Cette dernière était alors ennoyée par les eaux du Déroit de Tyrrell et non par un lac, comme l'a suggéré Laymon (1988). En effet, à environ 7 km au sud de la baie Oblongue, dans le bassin sud décrit par Laymon (1988), nous avons observé une séquence stratifiée de sable et de silt contenant des débris de coquilles marines. Ainsi, le vaste delta occupant la partie sud de ce bassin témoignerait d'une invasion marine jusqu'à une altitude de 168 m. Ce delta était également alimenté, non seulement par l'exutoire du paléolac décrit précédemment, mais aussi par de nombreux chenaux d'eau de fusion, à l'intérieur desquels des dépôts d'épandage à blocs se sont mis en place.

Enfin, comme nous l'avons mentionné ci-dessus, nous croyons que la partie amont du bassin de la rivière Déception a été occupée par un lac proglaciaire. On y observe en deux endroits des deltas juxtaglaciaires dont la surface sommitale se situe à une altitude de 152 m environ (carte 1862A). Le premier se situe à environ 10 km en aval de l'embouchure de la rivière Déception et le second à l'est du lac Paumart. Il s'agit également de l'altitude du replat terminant la traînée fluvioglaciaire à l'est du lac François-Malherbe. Ce replat, perché à environ 30 m plus haut que les eaux de la rivière Déception, est intensément disséqué par les rivières. Cette morphologie suggère un abaissement du niveau de base depuis la formation de celui-ci. Son altitude (environ 152 m) correspond à celle de la surface sommitale de deux autres deltas situés plus au nord. La vidange de ce paléolac s'effectuait vers le nord, par la vallée à l'est du lac Paumart.



Figure 85. Delta glaciolacustre (D) à une altitude de 150 m, dans la vallée de la rivière Frichet. À noter la présence de chenaux juxtaglaciaires à l'arrière-plan. Vue vers le nord.
(Photo : GSC 2007-245)

La phase postglaciaire

Depuis la déglaciation, le paysage de cette région évolue principalement sous l'influence des processus périglaciaires. La gélifraction du substrat rocheux est importante et a favorisé la formation d'importants talus d'éboulis au pied des escarpements rocheux en bordure du détroit d'Hudson. Quelques affleurements rocheux montrent également des formes de soulèvement géglival. Sur la plaine de till, les ostioles triées ou non triées sont omniprésentes et s'étirent sur les versants sous l'effet de la gélifluxion. Ce dernier processus est responsable de l'oblitération partielle ou totale de plusieurs paléorivages d'origine glaciolacustre ou marine. Sur les substrats sablo-graveleux (deltas et eskers entre autres) des réseaux de polygones se sont formés. L'analyse des caractéristiques des polygones à coins de glace présents dans la vallée de la rivière Foucault a révélé une alternance de périodes climatiques plus douces et plus rigoureuses depuis 5,2 ka (Kasper, 1995).

CONCLUSION

Dans le nord de la péninsule d'Ungava, il est possible d'observer quelques vestiges d'événements survenus au Quaternaire mais antérieurs à la dernière glaciation. Parmi ceux-ci, on peut mentionner le cratère des Pingualuit qui résulte d'un impact météoritique survenu il y a 1,4 million d'années. Aussi, la séquence sédimentaire présente dans le lac du cratère pourrait possiblement témoigner des événements survenus tout au long d'une grande partie du Quaternaire. Ensuite, l'ampleur ou l'altitude de certains cirques nous porte à croire que la formation initiale de ceux-ci daterait de plus de 0,9 million d'années. Enfin, les pollens contenus dans le till de la région du cratère des Pingualuit témoignent d'une période interglaciaire où le climat était plus doux qu'il ne l'est aujourd'hui (Richard et al., 1991, Fréchette et al., 1996).

En se basant sur la stratigraphie de la succession quaternaire de la baie d'Hudson, nous supposons que le nord de la péninsule d'Ungava est demeuré englacé de l'Interglaciaire sangamonien *sensu stricto* (sous-étage isotopique 5e) jusqu'à l'Holocène. Durant cette dernière glaciation, trois phases d'écoulement glaciaire se sont succédé. Au début de l'englaciation, la calotte glaciaire d'Ungava s'est développée. Elle a généré une configuration radiale d'écoulement centrée sur une zone située au nord des monts de Puvirnituk. La dispersion vers le sud des débris des lithologies de la ceinture de Cape Smith, jusqu'à 65 km du contact proximal de celle-ci avec le socle archéen, lui est associée. Par la suite, cette calotte s'est amalgamée avec un centre de dispersion situé plus au sud, probablement le centre de Payne. Lors de la phase d'écoulement résultant de cette amalgamation, les glaces s'écoulaient vers la périphérie de la péninsule. La dispersion vers le nord ou le nord-ouest, dont nous avons reconnu des traces de l'existence au nord-ouest du lac Allemand, lesquelles s'étendent possiblement jusqu'à Ivujivik, est reliée à cette phase d'écoulement. Enfin, une ligne de partage glaciaire s'est développée selon un axe nord-ouest-sud-est entre Ivujivik et le lac Nantais. Elle constitue le prolongement septentrional de la ligne de partage glaciaire du Nouveau-Québec. L'orientation de la quasi-totalité des microformes et mésoformes d'érosion glaciaire ainsi que des formes fuselées dans le till est associée à cette phase d'écoulement. Dans la péninsule, l'écoulement était dirigé généralement vers l'ouest, à l'ouest de la ligne de partage glaciaire, et vers le nord-est, à l'est de celle-ci.

Nous croyons que la ligne de partage glaciaire du Nouveau-Québec s'est formée en réponse au développement d'un courant glaciaire dans le détroit d'Hudson. En effet, celui-ci s'est étendu jusqu'à une frange côtière d'environ 10 km de largeur entre le cap de Nouvelle-France et le havre Douglas, antérieurement à la phase d'écoulement associée à l'existence de la ligne de partage glaciaire du Nouveau-Québec.

L'analyse de la composition lithologique du till nous porte à croire que les principaux vecteurs reconnus de transport des débris des lithologies de la ceinture de Cape Smith sont associés à la configuration d'écoulement glaciaire reliée à l'existence de la ligne de partage glaciaire du Nouveau-Québec. Ainsi, de part et d'autre de la ligne de partage glaciaire du Nouveau-Québec, ces débris ont été dispersés vers l'extérieur de la péninsule. On peut également mettre en évidence que la dynamique glaciaire a eu un effet important sur la longueur du transport glaciaire régional. Les distances de transport sont beaucoup plus importantes en périphérie qu'au centre de la péninsule. En périphérie, les granules de lithologies de la ceinture de Cape Smith constituent plus de 50 % de l'assemblage lithologique du till, à plus de 36 km du contact proximal de ces lithologies, alors qu'au centre de la péninsule, plus près de la ligne de partage glaciaire du Nouveau-Québec, ce pourcentage est atteint en 1 km.

La distance de transport glaciaire est également plus longue pour les fractions plus fines du till. Ainsi, en périphérie de la péninsule, les concentrations maximales de la plupart des éléments chimiques associés aux lithologies de la ceinture de Cape Smith (Co, Cu, Fe, Ni, Zn) ont été obtenues dans des échantillons prélevés à 28 km du contact distal de ces lithologies, soit à une distance supérieure à celles des blocs (environ 4 km) et des granules (8 km). On en conclut que le till a atteint un degré de maturité élevé lors de la phase d'écoulement reliée à l'existence de la ligne de partage glaciaire du Nouveau-Québec. Cette dernière phase représente donc possiblement un événement de longue durée.

La déglaciation du territoire s'est amorcée entre 10,7 et 9,0 ka BP sur la côte sud du détroit d'Hudson. Accompagnant le retrait de la marge glaciaire, les eaux du Déroit de Tyrrell ont alors envahi le territoire déglacé. Les points les plus élevés qui témoignent du niveau maximal atteint par cette mer postglaciaire se situent à une altitude de 182 m. La déglaciation s'est poursuivie à un rythme rapide le long du détroit d'Hudson, de sorte que les eaux marines ont finalement atteint la baie d'Hudson, ce qui a marqué le début de l'épisode de la Mer de Tyrrell. Dans le secteur, la limite marine atteint une altitude de 152 m au nord, et son altitude varie entre 91 et 121 m plus au sud, dans la région de la baie Kovik. On estime que les variations régionales de l'altitude de la limite marine s'expliquent principalement par le moment où celle-ci s'est formée et dépendent de l'importance du relèvement isostatique déjà complété dans les mêmes secteurs.

Cette invasion marine du territoire a permis le dépôt d'une séquence de sédiments glaciomarins et marins sur le pourtour de la péninsule. Les plus épaisses séquences sédimentaires (40 m) se situent dans les fjords envahis par les eaux du Déroit de Tyrrell et correspondent à des dépôts de type deltaïque.

Le retrait de la marge glaciaire, de la zone côtière vers le secteur d'où sont disparues les dernières masses de glace, s'est effectué sans période de stagnation importante. À l'intérieur des terres, l'orientation des eskers, la localisation des chenaux d'eau de fusion marginaux, ainsi que la présence

de vestiges associés aux phases glaciolacustres nous indiquent que la marge glaciaire s'est retirée en direction de la région occupée antérieurement par la ligne de partage glaciaire du Nouveau-Québec. Au front de cette marge glaciaire en retrait, se sont développés des lacs d'obturation glaciaire dont les traces des niveaux maximaux s'échelonnent entre 549 et 132 m d'altitude. Ces paléolacs ont occupé trois bassins versants principaux qui sont, d'ouest en est, le bassin des rivières Frichet, Durouvray et Derville; le bassin de la rivière Kovik; et enfin, le bassin formé de la Petite rivière de Puvirnituk et de la rivière de Puvirnituk. De façon générale, les paléolacs du bassin des rivières Frichet, Durouvray et Derville se drainaient vers l'ouest, alors que ceux du bassin de la rivière Kovik et de celui de la rivière Puvirnituk se drainaient vers le nord et l'est, respectivement. Cette succession de phases lacustres éphémères s'est échelonnée entre 8 et 7 ka BP. Elle s'est terminée lorsque la fonte des dernières masses de glace résiduelles a permis l'écoulement des eaux douces vers la Mer de Tyrrell. Nous supposons que vers 7 ka BP, la péninsule d'Ungava était entièrement libre de glace.

RÉFÉRENCES

- Aario, R.**
1977: Classification and terminology of morainic landforms in Finland; *Boreas*, v. 6, p. 87-100
- Allard, M. et Seguin, M.K.**
1985: La déglaciation d'une partie du versant hudsonien québécois: bassins des rivières Nastapoca, Sheldrake et à l'Eau Claire; *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 39, p. 13-24.
1987: Le pergélisol au Québec nordique: bilan et perspectives; *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 41, p. 141-152.
- Anderson, L.W.**
1978: Cirque glacier erosion rates and characteristics of neoglacial tills, Pangnirtung Fiord area, Baffin Island, N.W.T., Canada; *Arctic and Alpine Research*, v. 10, p. 749-760.
- Andrews, J.T.**
1972: Glacier power, mass balances, velocities and erosion potential; *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplement band 13*, p. 1-17.
- Andrews, J.T. et Lemasurier, W.E.**
1973: Rates of Quaternary glacial erosion and corrie formation, Marie Byrd Land, Antarctica; *Geology*, v. 1, p. 75-80.
- Andrews, J.T. et Miller, G.H.**
1984: Quaternary glacial and nonglacial correlations for the Eastern Canadian Arctic; *in Quaternary Stratigraphy of Canada - A Canadian Contribution to IGCP Project 24*, (ed.) R.J. Fulton; Geological Survey of Canada, Paper 84-10, p. 101-116.
- Andrews, J.T. et Smithson, B.B.**
1966: Till fabrics of the cross-valley moraines of north-central Baffin Island, Northwest Territories, Canada; *Geological Society of America Bulletin*, v. 77, p. 271-290.

- Avramtchev, L.**
1982: Catalogue des gîtes minéraux du Québec : Région de la fosse de l'Ungava; Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DP 897, 17 p., 10 cartes, échelle 1/250 000.
- Aylsworth, J.M. et Shilts, W.W.**
1989: Glacial features around the Keewatin Ice Divide, Districts of Mackenzie and Keewatin; Geological Survey of Canada, Paper 88-24, 21 p.
1991: Surficial Geology of Coats and Mansel Islands, Northwest Territories; Geological Survey of Canada, Paper 89-23, 26 p.
- Barrette, P.D.**
1988: Géologie de la région du lac Bisson, Fosse de l'Ungava; Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DP 87-23, 1 carte, échelle 1/50 000.
1989: Géologie de la région du lac Bolduc, Fosse de l'Ungava; Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DP 88-17, 1 carte, échelle 1/50 000.
- Bartley, D.D. et Matthews, B.**
1969: A paleobotanical investigation of postglacial deposits in the Sugluk area of northern Ungava (Quebec); *Review of Paleobotany and Palynology*, v. 9, p. 45-61.
- Beaudry, L.M. et Pichonnet, G.**
1991: Late glacial De Geer moraines with glaciofluvial sediment in the Chapais area, Québec (Canada); *Boreas*, v. 20, p. 377-394.
- Blake, W. Jr.**
1966: End moraines and deglaciation chronology in northern Canada, with special reference to southern Baffin Island; Geological Survey of Canada, Paper 66-26, 31 p.
- Blake, W., Jr., Dyck, W., Fyles, J. G. et Lowdon, J. A.**
1966: Geological Survey of Canada - Radiocarbon dates V; Geological Survey of Canada, Paper 66-48, 32 p.
- Bolviken, B. et Gleeson, C.F.**
1979: Focus of the use of soils for geochemical exploration in glaciated terrane; *in* Geophysics and geochemistry in the search for metallic ores, (ed.) P. J. Hood; Geological Survey of Canada, Economic Geology Report 31, p. 295-326.
- Bouchard, M.A.**
1989a: L'histoire naturelle du cratère du Nouveau-Québec : Introduction; *in* L'histoire naturelle du Nouveau-Québec, (éd.) M.A. Bouchard; Université de Montréal, Collection Environnement et Géologie, vol. 7, p. 1-21.
1989b: Englaciation et glaciation; *in* L'histoire naturelle du Nouveau-Québec, (éd.) M.A. Bouchard; Université de Montréal, Collection Environnement et Géologie, vol. 7, p. 139-163.
1989c: Stratigraphie et sédimentation sous- et pro-glaciaire au lac du cratère du Nouveau-Québec; *in* L'histoire naturelle du Nouveau-Québec, (éd.) M.A. Bouchard; Université de Montréal, Collection Environnement et Géologie, vol. 7, p. 225-235.
1989d: Subglacial landforms and deposits in central and northern Québec, Canada, with emphasis on Rogen moraines; *Sedimentary Geology*, v. 62, p. 293-308.
- Bouchard, M.A. et Marcotte, C.**
1986: Regional glacial dispersal patterns in Ungava, Nouveau-Québec; Geological Survey of Canada, Paper 86-1B, p. 295-304.
- Bouchard, M.A. et Saarnisto, M.**
1989: Déglaciation et paléo-drainages du cratère du Nouveau-Québec; *in* L'histoire naturelle du cratère du Nouveau-Québec, (éd.) M.A. Bouchard; Université de Montréal, Collection Environnement et Géologie, vol. 7, p. 165-189.
- Bouchard, M.A. et Salonen, V.-P.**
1990: Boulder transport in shield areas; *in* Chapter 6 of Glacial indicator tracing, (ed.) R. Kujansuu and M. Saarnisto; A.A. Balkema Publisher, Rotterdam, Netherlands, p. 87-107.
- Bouchard, M.A., Marsan, B., Péloquin, S., Fortin, G., Saarnisto, M., Shilts, W.W., David, P.P. et Fliszar, A.**
1989: Géologie glaciaire du cratère du Nouveau-Québec; *in* L'histoire naturelle du cratère du Nouveau-Québec, (éd.) M.A. Bouchard; Université de Montréal, Collection Environnement et Géologie, vol. 7, p. 101-136.
- Bouchard, M.A., Grieve, R.A.F., Robertson, P.B. et Saarnisto, M.**
1990: Reconstruction of the Nouveau-Québec Crater (Ungava) and Pleistocene erosion of the glaciated Canadian shield; *in* Programme and Abstracts, Fennoscandian Impact Structures Symposium, (ed.) L.J. Pesonen and H. Niemisara; Geological Survey of Finland, p. 34.
- Boulton, G.S.**
1971: Till genesis and fabric in Svalbard, Spitsbergen; *in* Till: a Symposium, (ed.) R.P. Goldthwait; Ohio State University Press, p. 41-72.
1984: Development of a theoretical model of sediment dispersal by ice sheets. *in* Prospecting in areas of Glaciated Terrain 1984; Institution of Mining and Metallurgy, London, p. 213-224.
- Brown, R.J.E.**
1967: Permafrost in Canada; Geological Survey of Canada, Map 1246A, scale 1:7 603 200.
- Bruneau, D. et Gray, J.T.**
1991: Géologie des formations en surface, région de Salluit et du cap de Nouvelle-France, Québec; Commission géologique du Canada, Carte 11-1990, échelle 1/250 000.
- Bruneau, D., Gray, J.T. et Lauriol, B.**
1990a: Glacial flow patterns and chronology of ice-retreat in the Charles Island-cap de Nouvelle-France sector of Hudson Strait; Program and Abstracts, 19th Arctic Workshop, Institute of Arctic and Alpine Research, University of Colorado, Boulder, Colorado, March 8-10, 1990, p. 15-17.
- Bruneau, D., Gray, J.T., Lauriol, B. et Aitken, A.**
1990b: Paleo-environmental changes during the last deglaciation of northernmost Ungava and central Hudson Strait in the eastern arctic; Program and Abstracts, Canadian Quaternary Association- American Quaternary Association First Joint Meeting, Quaternary Sciences Institute, University of Waterloo, Waterloo, June 4-6, 1990, p. 15.
- Clark, P.U.**
1987: Subglacial sediment dispersal and till composition; *Journal of Geology*, v. 95, p. 527-541.
- Clark, P.U., Clague, J.J., Curry, B.B., Dreimanis, A., Hicock, S.R., Miller, G.H., Berger, G.W., Eyles, N., Lamothe, M., Miller, B.B., Mott, R.J., Oldale, R.N., Stea, R.R., Szabo, J.P., Thorleifson, L.H. et Vincent, J.-S.**
1993: Initiation and development of the Laurentide and Cordilleran ice sheets following the last interglaciation; *Quaternary Science Reviews*, v. 12, p. 79-114.

- Cloutier, J.P. et Dufresne, M.**
1991: Le gisement Raglan; Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Séminaire d'information 1991, Résumés des conférences, DV 91-26, p. 43-44.
- Coker, W.B. et DiLabio, R.N.W.**
1989: Geochemical Exploration in Glaciated Terrain: Geochemical Responses; *in* Proceedings of exploration '87, (ed.) G.D. Garland; Ontario Geological Survey, Special Volume 3, p. 336-383.
- Currie, K.L.**
1965: The geology of the New Quebec Crater; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 2, p. 141-160.
1966: Geology of the New Quebec Crater; Geological Survey of Canada, Bulletin 150, 36 p.
- Dahl, R.**
1965: Plastically sculptured detail forms on rock surfaces in Nordland, Norway; Geografiska Annaler, Series 47A, p. 83-140.
- Daigneault, R.A.**
1990: Résultats préliminaires sur les directions d'écoulement glaciaire dans la région de Salluit et des lacs Nuvilik, Nouveau-Québec; *in* Recherches en cours, partie C; Commission géologique du Canada, Étude 90-1C, p. 25-29.
1993: Quaternary geology. *in* Geology of the eastern Cape Smith Belt; parts of the Kangiqsujuaq, cratère du Nouveau-Québec, and lacs Nuvilik map areas, Québec., ed. M.R. St-Onge and S.B. Lucas; GSC Memoir 438, p. 96-99.
1994: CSS Hudson, croisière 93-034: composition lithologique de la fraction grossière des sédiments quaternaires du détroit d'Hudson et de la baie d'Ungava, Territoires du Nord-Ouest; Commission géologique du Canada, Dossier public 2840, 38 p.
1995: Influence de la ligne de partage glaciaire du Labrador sur la dispersion des roches de la ceinture du Cap Smith, nord de la péninsule d'Ungava, Québec; Résumés, 25th Arctic Workshop, Centre d'études nordiques, Université Laval, Québec, 16-18 mars 1995, p. 27.
1996a: Géologie des formations en surface, région du cap Wolstenholme et de Kovik Bay, Québec-Territoires du Nord-Ouest; Commission géologique du Canada, Carte 1861A, échelle 1/250 000.
1996b: Géologie des formations en surface, région de Salluit et des lacs Nuvilik, Québec-Territoires du Nord-Ouest; Commission géologique du Canada, Carte 1862A, échelle 1/250 000.
1997a: Géologie des formations en surface, région du cap de Nouvelle-France, du cratère du Nouveau-Québec et de Kangiqsujuaq, Québec-Territoires du Nord-Ouest; Commission géologique du Canada, Carte 1863A, échelle 1/250 000.
1997b: Géologie du Quaternaire du nord du Nunavik, Québec; Thèse de doctorat, Université de Montréal, 210 p.
- Delisle, C.E., Bouchard, M.A. et André, P. (éd.)**
1986: Les précipitations acides et leurs effets potentiels au nord de 55° parallèle du Québec; Université de Montréal, Collection Environnement et Géologie, vol. 2, 280 p.
- Denton, G.H et Hughes, T.J.**
1981: The last great ice sheets; John Wiley and Sons, New York, 484 p.
- Dionne, J.-C.**
1978: Les champs de blocs en Jamésie, Québec subarctique; Géographie physique et Quaternaire, vol. 32, p. 119-144.
- Dionne, J.-C. (suite)**
1987: Tadpole rock (rockdrumlin): a glacial streamline moulded form; *in* Drumlin Symposium, (ed.) J. Menzies and J. Rose; A.A. Balkema Publisher, Rotterdam, p. 149-159.
- Dreimanis, A.**
1962: Quantitative gasometric determination of calcite and dolomite by using Chittick apparatus; Journal of Sedimentary Petrology, v. 32, p. 520-529.
- Dreimanis, A. et Vagners, U.J.**
1969: Lithologic relation of till to bedrock; *in* Quaternary geology and Climate, (ed.) H.E. Wright Jr.; National Academy of Sciences, Washington, p. 93-98.
1971: Bimodal distribution of rock and mineral fragments in basal tills; *in* Till: a symposium, (ed.) R.F. Goldwait; Ohio State University Press, Columbus, p. 237-250.
- Duval, B. et Therrien, F.**
1982: Natalité, mortalité et morbidité chez les Inuit du Québec arctique; Recherches Amérindiennes du Québec, vol. 12, p. 41-54.
- Dyke, A.S. et Prest, V.K.**
1987: Late Wisconsinian and Holocene history of the Laurentide Ice Sheet; Géographie physique et Quaternaire, v. 41, p. 237-263.
- Embleton, C. et King, C.A.M.**
1975: Glacial geomorphology; Edward Arnold (Publishers) Ltd., London, 573p. (second edition).
- England, J. et Smith, I.R.**
1993: Late glacial ice margins and deglacial chronology for southeastern Baffin Island and Hudson Strait, eastern Canadian Arctic; Discussion; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 30, p. 1749-1752.
- Fairbridge, R.F.**
1971: Quaternary shoreline problems at INQUA; Quaternaria, v. 15, p. 1-17.
- Fréchette, B., Bouchard, M.A. et Richard, P.J.H.**
1996: Le till pollinifère de la péninsule du Nunavik, Québec septentrional; Géographie physique et Quaternaire, vol. 50, p. 341-350.
- Gagnon, R.M. et Ferland, M.**
1967: Climat du Québec septentrional, Québec; Ministère des Richesses naturelles du Québec, MP 10, 107 p.
- Gillberg, G.**
1965: Till distribution and ice movements on the northern slopes of the south Swedish Highlands; Geologiska Föreningens Stockholm Förhandlingar, v. 86, p. 433-484.
- Giovenazzo, D.**
1986: Indices minéralisés du secteur central de la Fosse de l'Ungava; Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DP 86-04, 1carte, échelle 1/100 000 .
- Giovenazzo, D. et Lefèvre, C.**
1986: Classification des indices minéralisés de la Fosse de l'Ungava; *in* Exploration en Ungava - données récentes sur la géologie et la géologie, (éd.) D. Lamothe, R. Gagnon et T. Clark; Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DV 86-16, p. 73-74.
- Gray, J.T. et Lauriol, B.**
1985: Dynamics of the late Wisconsin ice sheet in the Ungava Peninsula interpreted from geomorphological evidence; Arctic and Alpine Research, v. 17, p. 289-310.

- Gray, J.T. et Seppälä, M.**
1991: Deeply dissected tundra polygons on a glacio-fluvial outwash plain, northern Ungava Peninsula, Quebec; *Géographie physique et Quaternaire*, v. 45, p. 111-117.
- Gray, J.T., Lauriol, B. et Ricard, J.**
1985: Glacial marine outwash deltas, early ice retreat and stable ice fronts in the northeastern coastal region of Ungava; Program and Abstracts, 14th Arctic Workshop, Arctic Land-Sea Interaction, Bedford Institute of Oceanography, Dartmouth, Nova Scotia, November 6-8, 1985, p. 150-153.
- Gray, J.T., Lauriol, B., Bruneau, D. et Ricard, J.**
1993: Postglacial emergence of Ungava peninsula, and its relationship to glacial history; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 30, p. 1676-1696.
- Grieve, R.F., Robertson, P.B., Bouchard, M.A. et Alexopoulos, J.S.**
1989: Origin and age of the Cratère du Nouveau-Québec; *in* L'histoire naturelle du cratère du Nouveau-Québec, (ed.) M.A. Bouchard; Université de Montréal, Collection Environnement et Géologie, vol. 7, p. 59-71.
- Hare, F.K.**
1959: A photo reconnaissance survey of Labrador-Ungava; Canada Department of Mines and Technical Surveys, Geographical Branch, Memoir no. 6, 83 p..
- Hervet, M.**
1984: Région de la vallée de Narsajuaq, Fosse de l'Ungava; Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DP 85-05, 2 cartes, échelle 1/50 000.
- Hillaire-Marcel, C.**
1977: Les isotopes du carbone et de l'oxygène dans les mers post-glaciaires du Québec; *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 31, p. 81-106.
1980: Les faunes des mers post-glaciaires du Québec : quelques considérations paléocéologiques; *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 34, p. 3-59.
1981: Paléo-océanographie isotopique des mers post-glaciaires du Québec; *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleocology*, vol. 35, p. 63-119.
- Hoffman, P.F.**
1985: Is the Cape Smith Belt (northern Québec) a Klippe ?; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 22, p. 1361-1369.
1989: Precambrian geology and tectonic history of North America; *in* The Geology of North America-An overview, (ed.) A.W. Bally and A.R. Palmer; Geological Society of America, The Geology of North America, v. A, p. 447-512.
- Houde, A.**
1978: Atlas climatologique du Québec, température et précipitation; Ministère des Richesses naturelles du Québec, Service de la météorologie, 42 p.
- Hufty, A.**
1976: Introduction à la climatologie; Presses universitaires de France, Collection Magellan : la géographie et ses problèmes, n° 5, 264 p.
- Hynes, A.J. et Francis, D.M.**
1982: A transect of the Early Proterozoic Cape Smith fold belt, New Québec; *Tectonophysics*, v. 88, p. 23-59.
- Kasper, J.**
1995: Geomorphic, geophysical and quaternary studies of ice and soil wedge features in the Foucault river valley, northern Québec; Ph.D. thesis, Université Laval, 277 p.
- Kaszycki, C.A. et Shilts, W.W.**
1979: Average depth of glacial erosion, Canadian Shield; *in* Current Research, Part B; Geological Survey of Canada, Paper 79-1B, p. 395-396.
- Kaufman, D.S., Miller, G.H., Gray, J.T., Stravers, J.A., Lauriol, B., Bruneau, D. et Jull, T.**
1992: Chronology and configuration of late-glacial (12-8 ka) fluctuations of the Labrador dome at the mouth of Hudson Strait; Program and Abstracts, 22nd Arctic Workshop, Institute of Arctic and Alpine Research, University of Colorado, Boulder, Colorado, March 5-7, 1992, p. 78-80.
- Klassen, R.A. et Thompson, F.J.**
1987: Ice flow history and glacial dispersal in the Labrador Trough; *in* Current Research, Part A; Geological Survey of Canada, Paper 87-1A, p. 61-71.
1988: Glacial studies in Labrador; *in* Current Research, Part C, Geological Survey of Canada, Paper 88-1C, p. 109-116.
1989: The Payne Centre and a late-glacial ice-stream in southern Labrador; Program and Abstracts, Geological Association of Canada-Mineralogical Association of Canada, Annual Meeting, Montréal, May 15-17, 1989, p. A131.
1993: Glacial history, drift composition, and mineral exploration, central Labrador; Geological Survey of Canada, Bulletin 435, 76 p.
- Kretz, R.**
1960: Observations géologiques dans le nord du Nouveau-Québec; Commission géologique du Canada, Étude 60-12, 17 p.
- Lamothe, D.**
1986: Développements récents dans la fosse de l'Ungava; *in* Exploration en Ungava - données récentes sur la géologie et la gîtologie, (éd.) D. Lamothe, R. Gagnon et T. Clark; Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DV 86-16, p. 73-74.
1987: Géologie et minéralisations de la Fosse de l'Ungava; Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, PRO 87-03, 1 carte, échelle 1/500 000.
- Lamothe, D., Picard, C. et Moorhead, J.**
1984: Région du lac Beauparlant, bande de Cap-Smith-Maricourt, Nouveau-Québec; Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DP 84-39, échelle 1/50 000.
- Lauriol, B. et Gray, J.T.**
1983: Un lac glaciaire dans la région du lac Minto, Nouveau-Québec; *Journal canadien des sciences de la Terre*, vol. 20, p. 1488-1492.
1987: The decay and disappearance of the Late Wisconsin ice-sheet in the Ungava Peninsula, Northern Quebec, Canada; *Arctic and Alpine Research*, v.19, p. 109-126.
- Laverdière, C. et Bernard, C.**
1969: Le vocabulaire de la géomorphologie glaciaire (Vième article); *La revue de géographie de Montréal*, vol. 23, p. 351-358.
- Laymon, C.A.**
1988: Glacial geology of western Hudson Strait, Canada, with reference to Laurentide Ice Sheet dynamics; Ph.D. thesis, University of Colorado, Boulder, Colorado, 345 p.
1991: Marine episodes in Hudson Strait and Hudson Bay, Canada, during the Wisconsin Glaciation; *Quaternary Research*, v. 35, p. 53-62.
1992: Glacial geology of western Hudson Strait, Canada, with reference to Laurentide Ice Sheet dynamics; *Geological Society of America Bulletin*, v. 104, p. 1169-1177.

- Lévesque, R., Allard, M., Seguin, M.K. et Pilon, J.A.**
1990: Données préliminaires sur le régime thermique du pergélisol dans quelques localités du Nunavik, Québec; Actes de la Cinquième conférence canadienne sur le pergélisol, collection Nordicana, vol. 54, p. 207-213.
- Low, A.P.**
1899: Report on an exploration of part of the south shore of Hudson Strait and Ungava Bay; Geological Survey of Canada, Annual Report 11, Part L, 47 p.
- Lowdon, J.A. et Blake, W. Jr.**
1968. Geological Survey of Canada - Radiocarbon dates VII; Geological Survey of Canada, Paper 68-2, Part B, 38 p.
- Lowdon, J.A., Wilmeth, R., et Blake, W. Jr.**
1969. Geological Survey of Canada - Radiocarbon dates VIII; Geological Survey of Canada, Paper 69-2, Part B, 38 p.
- Lucas, S.B. et St-Onge, M.R.**
1991: Evolution of Archean and early Proterozoic magmatic arcs in the northeastern Ungava, Québec; *in* Current Research, Part C; Geological Survey of Canada, Paper 91-1C, p. 109-119.
- Lucas, S.B., St-Onge, M.R., Parrish, R.R. et Dunphy, J.M.**
1992: Long-lived continent-ocean interaction in the Early Proterozoic Ungava orogen, Northern Quebec, Canada; *Geology*, v. 20, p. 113-116.
- Lunardini, V.J.**
1993: Effect of temperature cycles on permafrost formation time; Proceedings, 4th International Symposium on Thermal Engineering and Science for Cold Regions, U.S. Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory, Hanover, New Hampshire, U.S.A. sept. 28-oct. 1 1993, p. 188-196.
- MacLean, B., Vilks, G. et Deonarine, B.**
1992: Depositional environments and history of late Quaternary sediments in Hudson Strait and Ungava Bay: further evidence from seismic and biostratigraphic data; *Géographie physique et Quaternaire*, v. 46, p. 311-329.
- Maclean, B., William, G.L., Sanford, B.V., Klassen, R.A. Blakeney, C. et Jennings, A.**
1986: A reconnaissance study of the bedrock and surficial geology of Hudson Strait, N.W.T.; *in* Current Research, Part B; Geological Survey of Canada, Paper 86-1B, p. 617-635.
- Matthews, B.**
1962: Glacial and post-glacial geomorphology of the Sugluk-Wolstenholme area, northern Ungava; *in* McGill Sub-Arctic Laboratory, Annual Report 1961-62, Field Research in Labrador-Ungava; McGill Subarctic Research Papers, Paper 12, p. 17-46
1963: Glacial geomorphology investigations in Northern Ungava, Quebec, Canada; *Ice*, v. 12, p. 9-10.
1966: Radiocarbon-dated postglacial land uplift in northern Ungava, Canada; *Nature*, v. 211, p. 1164-1166.
1967a: Late Quaternary events in northern Ungava; Ph.D. thesis, McGill University, Montréal, 283 p.
1967b: Late Quaternary land emergence in northern Ungava, Québec; *Arctic*, v. 20, p. 176-201.
1967c: Late Quaternary events in northern Ungava, Québec: the glaciation of the Deception Bay, lac Watts and Sugluk areas; *in* McGill Sub-Arctic Laboratory, Annual Report 1965-66, Field Research in Labrador-Ungava; McGill Subarctic Research Papers, Paper 23, p. 42-62.
- Mawdsley, J.B.**
1936: The wash-board moraines of the Opawica-Chibougamau area, Québec; *Transactions of the Royal Society of Canada*, v. 30, p. 9-12.
- Maycock, P.F. et Matthews, B.**
1966: An arctic forest in the Tundra of northern Ungava; *Arctic*, v. 19, p. 114-144.
- McNeely, R. et Jorgensen, P.K.**
1992. Geological Survey of Canada - Radiocarbon dates XXX; Geological Survey of Canada, Paper 90-7, 84 p.
- McNeely, R. et McCuaig, S.**
1991. Geological Survey of Canada - Radiocarbon dates XXIX; Geological Survey of Canada, Paper 89-7, 134 p.
- Miller, G.H., Hearty, P.J. et Stravers, J.A.**
1988: Ice-sheet dynamics and glacial history of southeasternmost Baffin Island and outermost Hudson Strait; *Quaternary Research*, v. 30, p. 116-136.
- Moorhead, J.**
1986: Géologie de la région des lacs Chukotat et Hubert, Fosse de l'Ungava; *in* Exploration en Ungava - Données récentes sur la géologie et la gîtologie, (éd.) D. Lamothe, R. Gagnon et T. Clark; Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DV 86-16, p. 7-14.
1988: Géologie de la région du lac Vigneau; Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DP 88-05, 1 carte, échelle 1/50 000.
- Moussawi, A. et Tessier, G.**
1989: L'épaisseur des sédiments au fond du lac du cratère du Nouveau-Québec : Relevés géophysiques; *in* L'histoire naturelle du Nouveau-Québec, (éd.) M.A. Bouchard; Université de Montréal, Collection Environnement et Géologie, vol. 7, p. 199-224.
- Olsson, I.U.**
1974: Some problems in connection with the evaluation of ¹⁴C dates; *Geologiska Föreningens Stockholm Förhandlingar*, v. 96, p. 311-320.
- Parent, M., Paradis, S.J. et Boisvert, É.**
1995: Ice-flow patterns and glacial transport in the eastern Hudson Bay region: Implication for the late Quaternary dynamics of the Laurentide Ice Sheet; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 32, p. 2057-2070.
- Parrish, R.R.**
1989: U-Pb geochronology of the Cape Smith Belt and Sugluk block, northern Québec; *Geoscience Canada*, v. 16, p. 126-130.
- Peltoniemi, H.**
1985: Till lithology and glacial transport in Kuhmo, Eastern Finland; *Boreas*, v. 14, p. 67-74.
- Picard, C.**
1986: Lithogéochimie de la partie centrale de la Fosse de l'Ungava; *in* Exploration en Ungava - Données récentes sur la géologie et la gîtologie, (éd.) D. Lamothe, R. Gagnon et T. Clark; Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DV 86-16, p. 57-72.
- Picard, C., Giovenazzo, D. et Lamothe, D.**
1989: Geotectonic evolution by asymmetric rifting of the Proterozoic Cape Smith Belt, New Quebec; *Geoscience Canada*, v. 16, p. 130-134.
- Picard, C., Lamothe, D., Piboule, M. et Olivier, R.**
1990: Magmatic and geotectonic evolution of a Proterozoic oceanic basin system: The Cape Smith Thrust-Fold Belt (New-Québec); *Precambrian Research*, v. 47, p. 223-249.

- Polunin, N.**
1948: Botany of Canadian Eastern Arctic; Natural Museum of Canada, Vegetation and Ecology, Part III, Bulletin 104, 304 p.
- Prest, V.K.**
1968: Quaternary Geology of Canada; *in* chapter XII of Geology and Economic minerals of Canada, (ed.) R.J.W. Douglas; Geological Survey of Canada, Economic Geology Report No. 1, p. 676-764.
1969: Retreat of Wisconsin and recent ice in North America, Geological Survey of Canada, Map 1257A, scale 1:5 000 000.
1975: Géologie du Quaternaire au Canada; *in* chapitre XII de Géologie et ressources minérales du Canada, Commission géologique du Canada, Série de la géologie économique n° 1, p. 752-852.
- Ricard, J.**
1989: Reconstruction paléogéographique dans la région de la rivière Déception, péninsule d'Ungava, Québec; Mémoire de maîtrise (M. Sc.), Université de Montréal, 126 p.
- Richard, P.J.H., Larouche, A.C. et Morasse, N.**
1990: Études floristiques et paléophytogéographiques au cratère du Nouveau-Québec; *in* L'histoire naturelle du cratère du Nouveau-Québec, (éd.) M.A. Bouchard; Université de Montréal, Collection Environnement et Géologie, vol. 7, p. 315-342.
- Richard, P.J.H., Bouchard, M.A. et Gangloff, P.**
1991: The significance of pollen-rich inorganic lake sediments in the Cratère du Nouveau-Québec area, Ungava, Canada; *Boreas*, v. 20, p. 135-149.
- Robitaille, B.**
1959: Aperçu géomorphologique de la rive québécoise du détroit d'Hudson; *Revue canadienne de géographie*, vol. 13, p. 147-154.
- Rogerson, R.J.**
1967: A study of the post-glacial emergence of the south shore of Hudson Strait, between Cap Weggs and Deception Bay; *in* McGill Sub-Arctic Laboratory, Annual Report 1965-66, Field Research in Labrador-Ungava; McGill Subarctic Research Papers, Paper 23, p. 26-41.
- Rose, A.W., Hawkes, H.E. et Webb, J.S.**
1979: Geochemistry in Mineral exploration; Academic Press inc. (London) Ltd., 657 p. (second edition)
- Rousseau, J.**
1968. The vegetation of the Quebec-Labrador peninsula between 55° and 60° N; *Le Naturaliste canadien*, v. 95, p. 469-563.
1974: Géographie floristique du Québec-Labrador. Distribution des espèces vasculaires; Presses de l'Université Laval, Québec, 799 p.
- Roy, C.**
1984: Région du lac Bélanger, Fosse de l'Ungava; Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DP 85-15, 1 carte, échelle 1/50 000.
- Sanford, B.V., Grant, A.C., Wade, J.A. et Barss, M.S.**
1979: Geology of eastern Canada and adjacent areas; Geological Survey of Canada, Map 1401A, scale 1:200 000.
- Scott, J.S.**
1976: Geology of Canadian till; *in* Glacial till, (ed.) R.F. Legget; Royal Society of Canada, Special Publication 12, p. 50-66.
- Seppälä, M., Gray, J.T. et Ricard, J.**
1988: The development of depressed-centre ice-wedge polygons on the Northernmost Ungava peninsula, Quebec, Canada; Proceedings, 5th International Permafrost Conference, Trondheim, Norway, p. 862-866.
- Shilts, W.W.**
1973: Drift prospecting, geochemistry of eskers and till in permanently frozen terrain, District of Keewatin, Northwest Territories; Geological Survey of Canada, Paper 72-45, 34 p.
1976: Glacial till and mineral exploration; *in* Glacial till, (ed.) R.F. Legget, Royal Society of Canada, Special Publication 12, p. 205-224.
1977: Geochemistry of till in perenially frozen terrain of the Canadian Shield - Application to prospecting; *Boreas*, v. 5, p.203-212.
1980: Flow pattern in the central North American ice sheet; *Nature*, v. 286, p. 213-218.
1984a: Till geochemistry in Finland and Canada; *Journal of Geochemical Exploration*, v. 21, p. 95-117.
1984b: Quaternary events-Hudson Bay Lowland and southern District of Keewatin; *in* Quaternary Stratigraphy of Canada - A Canadian Contribution to IGCP Project 24, (ed.) R.J. Fulton; Geological Survey of Canada, Paper 84-10, p. 117-126.
1993: Geological Survey of Canada's contributions to understanding the composition of glacial sediments; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 30, p. 333-353.
1995: Geochemical partitioning in till; *in* Drift exploration in the Canadian Cordillera, (ed.) P.T. Bobrowsky et al.; British Columbia Ministry of Energy, Mines, and Petroleum Resources, Paper 1995-2, p. 149-164.
- Shilts, W.W., Aylsworth, J., Kaszycki, C.A. et Klassen, R.A.**
1987: Canadian Shield; *in* Geomorphic system of North America, (ed.) W.L. Graf; Geological Society of America, Centennial Special Volume, v.2, p. 119-161.
- St-Onge, M.R. et Lucas, S.B.**
1989a: Géologie, Lac Watts, Québec; Commission géologique du Canada, Carte 1721A, échelle 1/50 000.
1989b: Géologie, Purtuniqu, Québec; Commission géologique du Canada, Carte 1722A, échelle 1/50 000.
1989c: Géologie, Lac Lecorre, Québec; Commission géologique du Canada, Carte 1723A, échelle 1/50 000.
1990a: Early Proterozoic collisional tectonics in the internal zone of the Ungava (Trans-Hudson) orogen, Lacs Nuvilik and Sugluk map areas, Québec; *in* Current Research, Part C; Geological Survey of Canada, Paper 90-1C, p. 119-132.
1990b: Evolution of the Cape Smith Belt: Early Proterozoic continental underthrusting, ophiolite obduction and thick-skinned folding; *in* The Early Proterozoic Trans-Hudson Orogen of North America, (ed.) J.F.Lewry et M.R. Stauffer; Geological Association of Canada, Special Paper 37, p. 313-351.
1990c: Géologie, Lac des Deux-Îles, Québec; Commission géologique du Canada, Carte 1724A, échelle 1/50 000.
1990d: Géologie, Lac Fleury, Québec; Commission géologique du Canada, Carte 1725A, échelle 1/50 000.
1990e: Géologie, Lac Rinfret, Québec; Commission géologique du Canada, Carte 1726A, échelle 1/50 000.
1990f: Géologie, Lac Wakeham, Québec; Commission géologique du Canada, Carte 1727A, échelle 1/50 000.
1990g: Géologie, Mont Albert-Low, Québec; Commission géologique du Canada, Carte 1728A, échelle 1/50 000.
1990h: Géologie, Wakeham Bay, Québec; Commission géologique du Canada, Carte 1729A, échelle 1/50 000.

- St-Onge, M.R. et Lucas, S.B. (suite)**
1990i: Géologie, Lac Forcier, Québec; Commission géologique du Canada, Carte 1730A, échelle 1/50 000.
1990j: Géologie, Cratère du Nouveau-Québec, Québec; Commission géologique du Canada, Carte 1731A, échelle 1/50 000.
1990k: Géologie, Lac Cournoyer, Québec; Commission géologique du Canada, Carte 1732A, échelle 1/50 000.
1990l: Géologie, Lac Vicenza, Québec; Commission géologique du Canada, Carte 1733A, échelle 1/50 000.
1990m: Géologie, Lac Samandré-Lac Charlery, Québec; Commission géologique du Canada, Carte 1734A, échelle 1/50 000.
1990n: Géologie, Joy Bay-Burgoyne Bay, Québec; Commission géologique du Canada, Carte 1735A, échelle 1/50 000).
1992: New insight on the crustal structure and tectonic history of the Ungava orogen, Kovik Bay and Cap Wolstenholme, Québec; *in* Current Research, Part C; Geological Survey of Canada, Paper 92-1C, p. 31-41.
1993: Geology the eastern Cape Smith Belt: parts of Kangiqsujuaq, Cratère du Nouveau-Québec, and Lacs Nuvilik map areas, Quebec; Geological Survey of Canada, Memoir 438, 110p.
- St-Onge, D.A. et Scott, J.S.**
1986: Notes on the geomorphology and Quaternary geology of northeastern Ungava peninsula, Nouveau-Québec; *in* Current Research, Part A; Geological Survey of Canada, Paper 86-1A, p. 783-785.
- St-Onge, M.R., Lucas, S.B. et Parrish, R.**
1992: Terrane accretion in the internal zone of the Ungava orogen, northern Québec. Part 1: tectonostratigraphic assemblages and their tectonic implications; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 29, p. 746-764.
- St-Onge, M.R., Lucas, S.B., Scott, D.J., Béjin, N.J., Helmstaedt, H. et Carmichael, D.M.**
1988: Thin-skinned imbrication and subsequent thick-skinned folding of rift-fill, transitional-crust and ophiolite suites in the 1.9 Ga Cape Smith Belt, northern Québec; *in* Current Research, Part C; Geological Survey of Canada, Paper 88-1C, p. 1-18.
- Stewart, R.V.**
1976: Geology of the Asbestos Hill area; Canadian Institute of Mining and Metallurgy Bulletin, v. 69, p. 62-69.
- Stravers, J.A., Miller, G.H. et Kaufman, D.S.**
1992: Late glacial ice-margins and deglacial chronology for southeastern Baffin Island and Hudson Strait, eastern Canadian Arctic; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 29, p. 1000-1017.
- Sugden, D.E. et John, B.S.**
1979: Glaciers and landscape: a geomorphological approach; Edward Arnold (Publishers) Ltd., London, United Kingdom, 376 p.
- Summerhayes, C.P.**
1986: Sealevel curves based on seismic stratigraphy: their chronostratigraphic significance; *in* Boundaries and events in the Paleogene, Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology, (ed.) N.J. Shackelton; Elsevier, Amsterdam, Netherlands, v. 57, p. 27-42.
- Taylor, F.C.**
1979: Kovik Bay (Quebec-Northwest Territories); Geological Survey of Canada, Map 1539A, échelle 1/250 000
1982: Reconnaissance geology of a part of the Canadian Shield, northern Quebec and Northwest Territories; Geological Survey of Canada, Memoir 399, 32 p.
- Thorleifson, L.H., Wyatt, P.H. et Warman, T.A.**
1993: Quaternary stratigraphy of the Severn and Winisk drainage basins, northern Ontario; Geological Survey of Canada, Bulletin 442, 59 p.
- Tremblay, G.**
1986: Géologie de la région des lacs Vanasse et Lessard, Fosse de l'Ungava, Nouveau-Québec; *in* Exploration en Ungava - Données récentes sur la géologie et la géologie, (éd.) D. Lamothe, R. Gagnon et T. Clark; Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DV 86-16, p. 15-20
- Veillette, J.**
1983: Déglaciation de la vallée supérieure de l'Outaouais, le lac Barlow et le sud du lac Ojibway, Québec; Géographie physique et Quaternaire, vol. 37, p. 67-84.
- Vilks, G. MacLean, B., Deonarine, B., Currie, C.G. et Moran, K.**
1989: Late quaternary paleoceanography and sedimentary environments in Hudson Strait; Géographie physique et Quaternaire, v. 43, p. 161-178.
- Vincent, J.-S.**
1977: Le Quaternaire récent de la région du cours inférieur de La Grande Rivière, Québec; Commission géologique du Canada, Étude 76-19, 20 p.
- Vincent, J.-S. et Prest, V.K.**
1987: The Early Wisconsinan history of the Laurentide Ice Sheet; Géographie physique et Quaternaire, v. 41, p. 199-213.
- Virkkala, K.**
1963: On ice-marginal features in southwestern Finland; Finland Geological Survey, Bulletin 210, 76 p.
- Wilson, H., Bouchard, M.A. et Delisle, C.E.**
1986: Acid neutralizing capacity of glacial sediments in western Ungava; *in* Les précipitations acides et leurs effets potentiels au nord du 55ième parallèle du Québec, (éd.) C.E. Delisle et M.A. Bouchard; Université de Montréal, Collection Environnement et Géologie, vol. 2, p. 87-132.
- Zilliacus, H.**
1987: The De Geer moraines in Finland; *in* International Geomorphology 1986, Proceedings of the First International Conference on Geomorphology, (ed.) V. Gardiner; Part II, Wiley, p. 711-724.

Annexe A

Coordonnées de localisation et paramètres sédimentologiques des échantillons de till

Échantillon	UTM : zone 18V		Profondeur (m)	Granulométrie			Calcimétrie (Fraction inf. à 0,063mm)			Composition lithologique des granules (4,0-5,6mm)					
	Est	Nord		Sable (%)	Silt (%)	Argile (%)	Calcite (%)	Dolomite (%)	Total (%)	Roches de la ceinture de Cape Smith					
									N° ^{bre} de granules	Roches paléozoïques (%)	Roches sédimentaires (%)	Roches ignées mafiques et ultramafiques (%)	Total ceinture (%)	Autres roches cristallines (%)	
89-DKA-001.1	452000	6906500	0,15	69,5	25,6	4,9	0,1	0,3	0,4	81	0,0	1,2	0,0	1,2	98,8
89-DKA-008	461200	6905000	0,20	73,6	22,0	4,4	0,1	0,3	0,4	253	0,0	3,2	0,8	4,0	96,0
89-DKA-009	455800	6886800	0,30	55,5	38,6	5,9				106	0,0	0,9	1,9	2,8	97,2
89-DKA-011	454500	6889900	2,00	63,3	31,1	5,6	0,1	0,3	0,4	235	0,0	3,8	8,9	12,8	87,2
89-DKA-013	458200	6890000	0,25	51,5	32,8	15,7				46	0,0	0,0	4,3	4,3	95,7
89-DKA-015	473100	6875250	0,30	60,8	34,0	5,2				161	0,0	1,9	1,9	3,7	96,3
89-DKA-020	459400	6869000	0,45	56,9	35,9	7,1	0,3	0,7	1,0	164	0,0	0,0	36,0	36,0	64,0
89-DKA-021	461800	6861000	0,35	46,1	39,4	14,6				145	0,0	13,1	13,8	26,9	73,1
89-DKA-022	453300	6853600	0,35	40,4	49,8	9,8				78	0,0	12,8	6,4	19,2	80,8
89-DKA-023	454000	6835200	0,30	43,5	40,1	16,4	0,3	0,3	0,6	157	0,0	13,4	73,9	87,3	12,7
89-DKA-024	470100	6826300	0,25	44,2	39,4	16,3	0,1	0,3	0,4	124	0,0	31,5	51,6	83,1	16,9
89-DKA-025	482600	6835500	0,25	48,4	36,5	15,1				154	0,0	16,2	35,7	51,9	48,1
89-DKA-026	474300	6840000	0,20	31,5	42,8	25,7				172	0,0	6,4	7,6	14,0	86,0
89-DKA-028	465200	6842800	0,30	51,1	34,7	14,2	0,4	0,3	0,7	64	0,0	26,6	7,8	34,4	65,6
89-DKA-031	476900	6856500	0,20	49,6	36,7	13,7				146	0,0	2,1	8,9	11,0	89,0
89-DKA-040	477700	6899400	0,10	53,2	36,7	10,1	0,3	0,0	0,3	254	0,0	1,6	0,4	2,0	98,0
89-DKA-045	454600	68113200	0,30	51,5	32,4	16,1	0,1	0,3	0,4	126	0,0	3,2	0,8	4,0	96,0
89-DKA-046	455200	6804100	0,20	47,2	46,3	6,6				250	0,0	44,4	50,8	95,2	4,8
89-DKA-047	454600	6797900	0,30	43,4	41,1	15,6				162	0,0	27,8	11,7	39,5	60,5
89-DKA-051	458550	6781300	0,35	67,1	26,5	6,4	0,1	0,3	0,4	145	0,0	4,8	0,7	5,5	94,5
89-DKA-052	453300	6774800	0,30	57,3	38,5	4,2				217	0,0	2,8	0,0	2,8	97,2
89-DKA-056	461800	6766600	0,30	67,0	27,5	5,5				109	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
89-DKA-058	464300	6793400	0,30	56,8	31,9	11,3	0,1	0,3	0,4	203	0,0	1,0	0,0	1,0	99,0
89-DKA-060	472300	6809600	0,30	30,8	50,0	19,2	0,1	0,3	0,4	56	0,0	21,4	3,6	25,0	75,0
89-DKA-065	486100	6860600	0,30	50,8	35,7	13,4				153	0,0	11,1	14,4	25,5	74,5
89-DKA-068	489800	6847200	0,25	37,3	40,4	22,4	0,1	0,3	0,4	135	0,0	11,1	64,4	75,6	24,4
89-DKA-071	494700	6827200	0,30	38,2	44,0	17,8	0,0	1,0	1,0	104	0,0	20,2	61,5	81,7	18,3
89-DKA-072	485400	6817000	0,30	34,7	43,4	22,0	0,1	0,0	0,1	93	0,0	28,0	57,0	84,9	15,1
89-DKA-075	504600	6815700	0,30	51,2	37,1	11,7	0,0	0,8	0,8	244	0,0	14,3	48,8	63,1	36,9
89-DKA-079	518200	6826500	0,15	37,0	50,9	12,1	0,1	0,0	0,1	121	0,0	22,3	50,4	72,7	27,3
89-DKA-080	509500	6841600	0,30	39,8	43,2	17,0	0,1	0,0	0,1	155	0,0	16,1	71,6	87,7	12,3
89-DKA-081	509200	6852100	0,35	38,5	46,2	15,4				93	0,0	17,2	71,0	88,2	11,8
89-DKA-082	509300	6858200	0,25	39,8	43,1	17,1				114	0,0	14,0	57,9	71,9	28,1
89-DKA-083	503900	6867000	0,40	28,7	50,7	20,6	0,1	0,0	0,1	68	0,0	30,9	41,2	72,1	27,9
89-DKA-084	450800	6879900	0,50	66,2	30,7	3,1				235	0,0	0,0	10,6	10,6	89,4
89-DKA-098	472300	6890400	0,30	64,5	31,4	4,2				32	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
89-DKA-100	492350	6884850	0,25	58,5	36,0	5,5				115	0,0	1,7	7,0	8,7	91,3
89-DKA-102.2	501300	6897600	0,20	64,7	32,2	3,1	0,2	0,0	0,2	127	0,0	12,6	9,4	22,0	78,0
89-DKA-104	487500	6903500	0,20	49,0	41,3	9,7	0,1	0,0	0,1	133	0,0	0,8	0,0	0,8	99,2
89-DKA-105	484500	6801800	0,30	44,6	41,5	13,9				202	0,0	37,1	41,6	78,7	21,3
89-DKA-106	481800	6788000	0,25	51,4	39,5	9,1	0,1	0,0	0,1	177	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
89-DKA-107	481800	6778400	0,10	59,1	38,1	2,9				237	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
89-DKA-108	492400	6772600	0,25	53,4	36,1	10,5				224	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
89-DKA-109	499600	6789400	0,30	50,8	33,3	15,8				131	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
89-DKA-111	494300	6800800	0,25	56,8	33,0	10,3	0,1	0,0	0,1	235	0,0	36,2	20,0	56,2	43,8
89-DKA-112	509100	6800800	0,30	50,7	40,4	8,9	0,1	0,0	0,1	169	0,0	78,1	1,8	79,9	20,1
89-DKA-113	511300	6799700	0,30	37,5	50,4	12,2	0,0	0,5	0,5	83	0,0	68,7	7,2	75,9	24,1
89-DKA-114	509300	6795300	0,20	57,2	36,3	6,5	0,0	0,0	0,0	206	0,0	18,0	0,0	18,0	82,0
89-DKA-115	512500	6794700	0,30	59,9	34,5	5,6	0,0	0,0	0,0	228	0,0	1,3	0,0	1,3	98,7
89-DKA-117.1	513400	6782600	0,30	53,2	41,4	5,4				420	0,0	0,2	0,2	0,5	99,5
89-DKA-118	507400	6777700	0,30	60,3	30,3	9,4	0,0	1,0	1,0	122	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
89-DKA-119	508000	6793000	0,35	57,2	40,2	2,7	0,0	0,0	0,0	260	0,0	0,4	0,4	0,8	99,2
89-DKA-120	529109	6765900	0,15	53,6	39,3	7,1				75	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
89-DKA-123	548350	6771400	0,30	64,7	28,9	6,5				55	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
89-DKA-124	543600	6777300	0,15	69,0	26,6	4,5				69	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
89-DKA-125	532600	6783900	0,30	60,5	30,6	8,9	0,0	0,5	0,5	198	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
89-DKA-126	528600	6800700	0,30	53,5	37,8	8,8	0,0	0,0	0,0	508	0,0	96,5	0,0	96,5	3,5
89-DKA-127	528500	6794400	0,45	54,5	31,5	14,0	0,1	0,3	0,4	188	0,0	60,6	0,0	60,6	39,4

¹ zone 18V étendue

Annexe A (suite)

Échantillon	UTM : zone 18V		Profondeur (m)	Granulométrie			Calcimétrie (Fraction inf, à 0,063mm)			Composition lithologique des granules (4,0-5,6mm)					
	Est	Nord		Sable (%)	Silt (%)	Argile (%)	Calcite (%)	Dolomite (%)	Total (%)	N ^{bre} de granules	Roches paléozoïques (%)	Roches de la ceinture de Cape Smith			Autres roches cristallines (%)
												Roches sédimentaires (%)	Roches ignées mafiques et ultramafiques (%)	Total ceinture (%)	
89-DKA-128	541900	6794300	0,20	58,0	29,9	12,1	0,0	1,2	1,2	86	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
89-DKA-129	538500	6803550	0,25	51,4	41,9	6,7	0,0	0,0	0,0	228	0,0	39,9	50,4	90,4	9,6
89-DKA-130	518250	6808500	0,30	50,2	40,4	9,4	0,0	0,7	0,7	91	0,0	50,5	4,4	54,9	45,1
89-DKA-131	527100	6829200	0,30	44,5	41,5	14,1	0,0	0,7	0,7	154	0,0	21,4	77,3	98,7	1,3
89-DKA-133	528000	6819100	0,30	50,9	40,0	9,1	0,0	0,0	0,0	204	0,0	34,8	60,3	95,1	4,9
89-DKA-138	545000	6894600	0,15	63,2	31,8	5,0	0,0	0,5	0,5	169	0,0	1,8	3,0	4,7	95,3
89-DKA-149	545900	6878400	0,20	60,7	34,0	5,3				77	0,0	22,1	3,9	26,0	74,0
89-DKA-153	545800	6886600	0,30	52,2	32,5	15,3	0,1	0,0	0,1	38	0,0	2,6	7,9	10,5	89,5
89-DKA-156.3	538020	6887750	49,00	53,0	42,0	5,0	0,9	0,6	1,6	351	0,0	3,1	17,9	21,1	78,9
89-DKA-156.4	538020	6887750	47,00	61,1	31,3	7,6	1,3	0,4	1,7	170	0,0	0,0	21,8	21,8	78,2
89-DKA-157.1	520750	6897250	0,25	60,0	35,1	5,0	0,1	0,3	0,4	73	0,0	5,5	6,8	12,3	87,7
89-DKA-158	535200	6895700	0,30	59,8	34,9	5,3	0,3	0,0	0,3	125	0,0	0,8	15,2	16,0	84,0
89-DKA-159	551100	6912200	0,40	67,6	25,2	7,2	0,2	0,0	0,2	76	0,0	0,0	3,9	3,9	96,1
89-DKA-160	542500	6859900	0,40	34,6	57,8	7,6	0,1	0,3	0,4	157	0,0	30,6	58,6	89,2	10,8
89-DKA-161.1	547600	6839800	0,10	22,9	49,5	27,6	0,1	0,0	0,1	148	0,0	6,8	84,5	91,2	8,8
89-DKA-162	475500	6815400	0,30	54,1	34,1	11,8				160	0,0	21,3	20,6	41,9	58,1
89-DKA-167	535700	6878700	0,30	62,9	30,0	7,1	0,3	0,0	0,3	51	0,0	15,7	33,3	49,0	51,0
89-DKA-174	509200	6879300	0,30	60,0	33,1	6,9				96	0,0	27,1	46,9	74,0	26,0
89-DKA-183	523600	6848550	0,30	49,1	39,9	11,0				100	0,0	51,0	37,0	88,0	12,0
89-DKA-187	535800	6856000	0,25	45,9	45,3	8,8	0,2	0,0	0,2	176	0,0	45,5	23,3	68,8	31,3
89-DKA-501	551100	6851100	0,20							341	0,0	5,0	90,6	95,6	4,4
89-DKA-502	551000	6834750	0,25	57,4	31,0	11,6				427	0,0	8,4	88,1	96,5	3,5
89-DKA-503	512000	6825600	0,30	39,9	41,3	18,8				314	0,0	25,5	39,2	64,6	35,4
89-DKA-504	548400	6812300	0,20	60,7	33,9	5,4				369	0,0	92,1	2,4	94,6	5,4
90-DKA-002	640600	6836000	0,30	53,1	41,7	5,2	0,2	0,0	0,2	390	0,0	7,7	73,3	81,0	19,0
90-DKA-008	642900	6828500	0,30	58,1	37,6	4,4	0,2	0,0	0,2	327	0,0	3,7	27,8	31,5	68,5
90-DKA-013	645550	6851400	0,30	50,7	40,7	8,6	0,3	0,0	0,3	219	0,0	2,3	34,2	36,5	63,5
90-DKA-014	631050	6858600	0,30	73,7	20,6	5,7	0,3	0,0	0,3	419	0,0	1,0	0,5	1,4	98,6
90-DKA-016	614900	6848850	0,20	44,3	45,9	9,8	0,2	0,0	0,2	226	0,0	8,8	39,8	48,7	51,3
90-DKA-30.1	645530	6828050	10,00	64,2	28,2	7,6	0,3	0,0	0,3	399	0,0	15,3	24,6	39,8	60,2
90-DKA-30.2	645530	6828050	7,00	57,8	33,4	8,8	0,2	0,0	0,2	289	0,0	9,3	26,3	35,6	64,4
90-DKA-31.1	645400	6828150	1,20	59,8	33,9	6,3				358	0,0	15,1	20,1	35,2	64,8
90-DKA-040	546000	6949000	0,40	45,8	33,4	20,8	23,6	13,2	36,8	336	57,1	0,0	2,4	2,4	40,5
90-DKA-43.1	651100	6863800	0,40	56,9	25,9	17,2	2,4	0,6	3,0	332	0,0	0,0	0,3	0,3	99,7
90-DKA-047.2	634800	6879650	0,40	57,0	28,1	12,0	10,4	4,8	15,2	339	17,4	0,0	1,2	1,2	81,4
90-DKA-055	613400	6882800	0,40	87,6	11,1	1,2									
90-DKA-056	614750	6882350	0,15	68,2	28,2	3,6	0,3	0,0	0,3	456	0,0	0,2	0,7	0,9	99,1
90-DKA-60.1	602830	6889050	0,40	69,6	22,0	8,3	9,4	5,9	15,3	199	0,0	1,0	0,0	1,0	99,0
90-DKA-065	593810	6901200	0,15	65,0	31,1	3,9	0,2	0,0	0,2	210	0,0	1,0	1,9	2,9	97,1
90-DKA-066	591050	6910150	0,30	57,6	26,0	16,4	13,8	5,0	18,8	357	0,0	0,0	0,8	0,8	99,2
90-DKA-080	562450	6924400	0,30	52,6	28,9	18,6	11,2	3,3	14,5	170	0,6	0,0	0,6	0,6	98,8
90-DKA-085	568200	6927200	0,20	59,9	30,2	9,9	1,0	0,8	1,8	50	0,0	4,0	0,0	4,0	96,0
90-DKA-088	553600	6905900	0,40	63,8	23,0	13,3	0,3	0,0	0,3	549	0,0	2,4	4,2	6,6	93,4
90-DKA-095.01	650630	6795150	0,25	59,2	36,1	4,7				189	0,0	19,6	0,0	19,6	80,4
90-DKA-095.02	650650	6795350	0,25							114	0,0	25,4	0,0	25,4	74,6
90-DKA-095.03	650650	6794950	0,30							574	0,0	16,9	0,0	16,9	83,1
90-DKA-095.04	650800	6794400	0,30							34	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
90-DKA-095.05	651500	6794500	0,30							321	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
90-DKA-095.06	649860	6793800	0,15							245	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
90-DKA-095.07	649800	6794650	0,15							262	0,0	29,8	0,0	29,8	70,2
90-DKA-095.08	649560	6795450	0,15							92	0,0	4,3	0,0	4,3	95,7
90-DKA-095.09	651000	6796850	0,20							299	0,0	19,4	0,0	19,4	80,6
90-DKA-095.10	654250	6797750	0,30							151	0,0	4,6	0,0	4,6	95,4
90-DKA-095.12	652250	6796750	0,30							265	0,0	10,9	0,0	10,9	89,1
90-DKA-095.13	652000	6798550	0,20							383	0,0	1,0	0,0	1,0	99,0
90-DKA-095.14	654050	6799850	0,30							224	0,0	0,9	0,0	0,9	99,1
90-DKA-095.15	652500	6799600	0,20							156	0,0	0,6	0,0	0,6	99,4
90-DKA-095.16	655600	6804200	0,15							213	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
90-DKA-095.17	653550	6803250	0,10							262	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0

Annexe A (suite)

Échantillon	UTM : zone 18V		Profondeur (m)	Granulométrie			Calcimétrie (Fraction inf. à 0,063mm)			Composition lithologique des granules (4,0-5,6mm)					
	Est	Nord		Sable (%)	Silt (%)	Argile (%)	Calcaire (%)	Dolomite (%)	Total (%)	Roches de la ceinture de Cape Smith					
										N° de granules	Roches paléozoïques (%)	Roches sédimentaires (%)	Roches ignées mafiques et ultramafiques (%)	Total ceinture (%)	Autres roches cristallines (%)
90-DKA-095.18	649000	6799300	0,30							393	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
90-DKA-095.19	649300	6797550	0,20							193	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
90-DKA-095.20	650900	6797800	0,30							208	0,0	1,4	0,0	1,4	98,6
90-DKA-095.21	648100	6796300	0,25							133	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
90-DKA-095.22	648050	6794500	0,15							259	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
90-DKA-095.23	650700	6793200	0,15							231	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
90-DKA-096	627800	6774300	0,20	53,6	42,9	3,5				155	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
90-DKA-104	639800	6771450	0,30							104	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
90-DKA-111	647150	6775000	0,15	63,3	33,5	3,2									
90-DKA-114	634750	6818050	0,10	60,1	35,8	4,1	0,8	0,3	1,1	233	0,0	61,8	4,3	66,1	33,9
90-DKA-119	631100	6795350	0,15	59,8	38,8	1,4				313	0,0	0,0	0,3	0,3	99,7
90-DKA-122	635300	6788450	0,40	46,5	52,0	1,5				432	0,0	0,0	1,2	1,2	98,8
90-DKA-123	593950	6848600	0,25	56,6	39,5	4,0				609	0,0	1,5	94,4	95,9	4,1
90-DKA-127.1	592550	6864600								303	0,0	0,7	4,6	5,3	94,7
90-DKA-133	605900	6864150	0,15	68,5	26,5	5,0	0,2	0,0	0,2	299	0,0	0,0	19,1	19,1	80,9
90-DKA-136	576450	6871450	0,30	54,5	44,6	0,9	0,2	0,0	0,2	233	0,0	2,1	6,0	8,2	91,8
90-DKA-142	589200	6870550	0,20	73,9	20,8	5,3	0,0	0,0	0,0	323	0,0	0,0	0,6	0,6	99,4
90-DKA-143	602250	6878950	0,40	76,1	14,2	9,7	0,2	0,0	0,2	217	0,0	0,0	0,9	0,9	99,1
90-DKA-153	586850	6887000	0,15	70,9	25,4	3,7	0,3	0,0	0,3	247	0,0	0,8	2,4	3,2	96,8
90-DKA-156	576500	6882750	0,50	80,2	18,7	1,1	0,2	0,0	0,2	329	0,0	0,6	12,2	12,8	87,2
90-DKA-157	576100	6889300	0,15	65,5	32,1	2,4	0,2	0,0	0,2	392	0,0	0,0	7,9	7,9	92,1
90-DKA-159	596200	6895500	0,40	65,8	23,6	10,6	0,2	0,0	0,2	158	0,0	0,6	5,7	6,3	93,7
90-DKA-166	617800	6872400	0,15	68,2	27,8	4,0				233	0,0	0,9	3,4	4,3	95,7
90-DKA-172	573550	6794200	0,20	60,5	36,6	3,0				405	0,0	1,0	1,7	2,7	97,3
90-DKA-174	569300	6797900	0,50	82,6	15,8	1,6				519	0,0	0,6	1,7	2,3	97,7
90-DKA-175	567550	6790600	0,15	61,2	34,6	4,2				420	0,0	0,0	0,2	0,2	99,8
90-DKA-176	554850	6800700	0,20	65,8	29,8	4,4				220	0,0	0,5	2,3	2,7	97,3
90-DKA-180	619650	6798250	0,25							327	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
90-DKA-184	625550	6802200	0,20							184	0,0	5,4	0,0	5,4	94,6
90-DKA-187	548000	6869650	0,30							288	0,0	43,4	20,1	63,5	36,5
90-DKA-188	560050	6866700	0,10							146	0,0	13,0	0,0	13,0	87,0
90-DKA-189	536400	6864100	0,10							217	0,0	17,5	9,2	26,7	73,3
90-DKA-190	622250	6813850	0,15							185	0,0	4,3	4,3	8,6	91,4
90-DKA-191	615350	6825900	0,25							240	0,0	5,0	55,4	60,4	39,6
90-DKA-200	557200	6856000	0,30	46,4	44,2	9,4				549	0,0	5,8	90,5	96,4	3,6
90-DKA-201	562100	6849200	0,20	44,1	45,4	10,5				755	0,0	13,4	85,8	99,2	0,8
90-DKA-202	587300	6847800	0,30	64,5	29,2	6,4				641	0,0	1,4	96,7	98,1	1,9
90-DKA-203	600000	6843000	0,30	72,8	21,9	5,3	0,2	0,0	0,2	328	0,0	2,7	94,5	97,3	2,7
90-DKA-204	618600	6836000	0,30	58,7	29,1	12,3				352	0,0	11,1	69,9	81,0	19,0
90-DKA-205	633100	6833400	0,30	47,9	45,5	6,7				194	0,0	18,0	35,1	53,1	46,9
90-DKA-208	567550	6910600	0,20	55,9	38,9	5,2	0,2	0,0	0,2	230	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
90-DKA-210	645400	6862050	0,35	62,1	22,1	15,8				355	0,0	0,3	1,7	2,0	98,0
90-DKA-212	657350	6841000	0,20	67,2	29,7	3,2	0,2	0,0	0,2	137	0,0	5,8	8,0	13,9	86,1
90-DKA-213	634700	6843960	0,30	55,6	39,4	5,0				271	0,0	14,8	47,6	62,4	37,6
90-DKA-214	658000	6782000	0,20	67,4	29,8	2,7				252	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
90-DKA-215	643800	6804150	0,10	59,9	37,7	2,4				258	0,0	3,1	0,0	3,1	96,9
90-DKA-216	643400	6820350	0,15	59,2	37,1	3,7				316	0,0	19,0	7,6	26,6	73,4
90-DKA-217	657000	6828000	0,15	59,6	37,2	3,1	0,2	0,0	0,2	233	0,0	9,9	0,9	10,7	89,3
90-DKA-225	561750	6835800	0,30	24,9	65,4	9,7				323	0,0	5,9	90,7	96,6	3,4
90-DKA-226	560200	6809450	0,20	49,5	43,1	7,4				250	0,0	36,0	0,0	36,0	64,0
90-DKA-230	563600	6805250	0,15	50,8	42,7	6,6				399	0,0	0,3	0,3	0,5	99,5
90-DKA-234	572000	6792500	0,20	59,2	38,4	2,4				263	0,0	0,0	1,1	1,1	98,9
90-DKA-240	570200	6793650	0,20	51,8	45,0	3,2				147	0,0	0,0	0,7	0,7	99,3
90-DKA-246	571800	6795900	0,30	68,0	30,2	1,8				596	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
90-DKA-247	573500	6777950	0,10	55,7	38,8	5,5				462	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
90-DKA-262	617300	6799550	0,20	77,5	21,2	1,3									
90-DKA-265	634250	6808500	0,30	54,1	42,6	3,3				414	0,0	10,6	0,2	10,9	89,1
90-DKA-266	646450	6809550	0,40	53,1	38,0	8,9				394	0,0	27,9	1,0	28,9	71,1
90-DKA-267	663550 (1)	6813650	0,30	65,0	30,9	4,1				454	0,0	0,4	0,2	0,7	99,3

Annexe A (suite)

Échantillon	UTM : zone 18V		Profondeur (m)	Granulométrie			Calcimétrie (Fraction inf. à 0,063mm)			Composition lithologique des granules (4,0-5,6mm)					
	Est	Nord		Sable (%)	Silt (%)	Argile (%)	Calcite (%)	Dolomite (%)	Total (%)	N° de granules	Roches paléozoïques (%)	Roches de la ceinture de Cape Smith			Autres roches cristallines (%)
												Roches sédimentaires (%)	Roches ignées mafiques et ultramafiques (%)	Total ceinture (%)	
90-DKA-268	664500 ¹	6825450	0,30	64,0	32,3	3,7	0,0	0,0	0,0	435	0,0	1,1	0,0	1,1	98,9
90-DKA-269	679400 ¹	6835850	0,30	75,4	13,7	10,9	0,1	0,1	0,2	337	0,0	1,8	0,0	1,8	98,2
90-DKA-271	564650	6819700	0,20	42,1	48,7	9,2				742	0,0	32,7	66,3	99,1	0,9
90-DKA-272	576700	6815550	0,15	37,5	49,9	12,6				662	0,0	41,5	53,0	94,6	5,4
90-DKA-273	575150	6836450	0,15	37,5	53,5	9,0				404	0,0	2,5	90,3	92,8	7,2
90-DKA-274	586700	6827650	0,30	66,3	26,0	7,7				554	0,0	7,9	90,3	98,2	1,8
90-DKA-275	600500	6815650	0,30	51,9	37,8	10,3				470	0,0	47,0	4,7	51,7	48,3
90-DKA-276	597350	6805050	0,10	61,0	37,5	1,6				451	0,0	9,5	0,4	10,0	90,0
90-DKA-278	578600	6801450	0,20	61,0	36,2	2,8				299	0,0	3,0	0,3	3,3	96,7
90-DKA-287	605650	6802850	0,20	50,6	45,4	4,0				347	0,0	4,6	0,0	4,6	95,4
90-DKA-289	609600	6804600	0,30												
90-DKA-291	611500	6805900	0,15							499	0,0	13,0	0,0	13,0	87,0
90-DKA-293	623600	6821150	0,20	55,9	39,2	4,9				433	0,0	15,7	9,9	25,6	74,4
90-DKA-295	670500 ¹	6793950	0,30	62,6	32,6	4,7				253	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
90-DKA-296	637300	6842850	0,25	49,3	41,9	8,9				233	0,0	1,7	59,2	60,9	39,1
90-DKA-297	619000	6783000	0,30	60,4	38,2	1,4	0,1	0,0	0,1	396	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
90-DKA-298	613650	6771050	0,30	69,5	28,3	2,2				580	0,0	0,2	0,3	0,5	99,5
90-DKA-299	589000	6767400	0,25	58,3	36,2	5,6				401	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
90-DKA-301	587600	6790200	0,15	55,2	42,1	2,7				348	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
90-DKA-302	603650	6779750	0,20	58,8	37,8	3,4				377	0,0	0,5	0,3	0,8	99,2
90-DKA-303	602700	6798750	0,20	59,3	38,3	2,4				421	0,0	0,7	0,0	0,7	99,3
90-DKA-309	600650	6824900	0,30	54,7	35,7	9,7	0,1	0,0	0,1	387	0,0	42,1	23,0	65,1	34,9
90-DKA-317	574850	6763500	0,20	56,2	36,2	7,5				287	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
90-DKA-320	639800	6852100	0,30	65,9	30,4	3,7				277	0,0	0,7	33,2	33,9	66,1
91-DKA-008	361050	6912750	0,15	67,9	0,0	0,0				356	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
91-DKA-016	352950	6909500	2,00	62,9	27,0	10,1				192	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
91-DKA-025	342400 ¹	6894950	0,15	57,1	31,3	11,7	0,2	0,0	0,2	177	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
91-DKA-028.1	356600	6927650	0,20				0,0	0,0	0,0	251	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
91-DKA-037	366700	6889650	0,30	54,6	36,5	8,9	0,0	0,0	0,0	385	0,0	0,5	0,3	0,8	99,2
91-DKA-043	352550	6890900	0,20	65,4	32,0	2,6	0,0	0,0	0,0	325	0,0	0,3	0,0	0,3	99,7
91-DKA-047	360100	6872250	0,20	69,0	27,8	3,2	0,0	0,0	0,0	300	0,0	0,0	0,3	0,3	99,7
91-DKA-054	391000	6861600	0,25	65,6	28,2	6,2				216	0,0	0,5	0,9	1,4	98,6
91-DKA-062	400550	6845300	0,25	61,2	35,7	3,1				176	0,0	0,6	0,0	0,6	99,4
91-DKA-072	381900	6842250	0,30	58,3	36,8	5,0	0,2	0,0	0,2	259	0,0	0,0	0,4	0,4	99,6
91-DKA-075	380600	6880100	0,300	70,1	23,8	6,1	0,1	0,0	0,1	218	0,0	0,0	0,9	0,9	99,1
91-DKA-079	368750	6853700	0,20	63,2	33,6	3,3	0,0	0,0	0,0	184	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
91-DKA-087	366250	6778100	0,30	59,7	39,4	0,9				149	0,0	2,7	6,7	9,4	90,6
91-DKA-089	381500	6778900	0,002	54,6	43,1	2,3				230	0,0	1,3	13,9	15,2	84,8
91-DKA-091	369550	6792100	0,30	63,9	33,8	2,3				377	0,0	2,1	23,1	25,2	74,8
91-DKA-093	380700	6917300	0,20	61,3	34,9	3,9	0,1	0,0	0,1	213	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
91-DKA-096	377200	6900900	0,15	67,8	29,8	2,4				138	0,0	0,0	2,9	2,9	97,1
91-DKA-118	398600	6922750	0,15	63,8	32,4	3,8	0,0	0,0	0,0	195	0,0	0,0	0,5	0,5	99,5
91-DKA-122	404850	6765700	0,25	61,3	37,8	1,0				254	0,0	0,8	0,0	0,8	99,2
91-DKA-127	401750	6788450	0,15	54,6	40,8	4,6				253	0,0	13,4	20,9	34,4	65,6
91-DKA-129	384550	6802000	0,30	50,4	42,1	7,5				274	0,0	3,6	35,8	39,4	60,6
91-DKA-130.1	425400	6776000	0,20	57,6	39,2	3,3				239	0,0	0,0	0,4	0,4	99,6
91-DKA-132	423350	6790500	0,20	52,6	41,2	6,3				273	0,0	11,0	24,2	35,2	64,8
91-DKA-135	399000	6821400	0,30	70,4	27,9	1,7	0,1	0,0	0,1	479	0,0	2,5	90,2	92,7	7,3
91-DKA-136	440350	6768000	0,20	56,2	40,9	1,0				329	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
91-DKA-138	439450	6784100	0,30	48,0	44,8	7,3				293	0,0	16,0	1,4	17,4	82,6
91-DKA-139	433850	6801350	0,15	52,9	44,7	2,4	0,0	0,0	0,0	345	0,0	13,0	55,7	68,7	31,3
91-DKA-144	414900	6802250	0,15	39,1	52,5	8,3	0,4	0,2	0,6	203	0,0	13,8	37,4	51,2	48,8
91-DKA-146	427450	6812100	0,15	33,0	50,2	16,8				336	0,0	0,9	90,2	91,1	8,9
91-DKA-148	379400	6809250	0,15	53,4	43,7	2,9				289	0,0	21,1	47,8	68,9	31,1
91-DKA-155	389450	6804000	0,20	51,8	45,3	2,9				334	0,0	1,8	14,7	16,5	83,5
91-DKA-159	372600	6927550	0,20	59,9	37,7	2,5	0,2	0,0	0,2	280	0,0	0,0	0,7	0,7	99,3
91-DKA-168	366650	6781300	4,00	71,7	26,5	1,8	0,2	0,0	0,2	405	0,0	0,0	13,6	13,6	86,4
91-DKA-172	368300	6899850	0,30	74,6	22,5	2,9	0,2	0,0	0,2	421	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
91-DKA-177	431300	6851650	0,25	62,1	36,0	1,9				275	0,0	4,0	7,6	11,6	88,4

Annexe A (suite)

Échantillon	UTM : zone 18V		Profondeur (m)	Granulométrie			Calcimétrie (Fraction inf, à 0,063mm)			Composition lithologique des granules (4,0-5,6mm)					
	Est	Nord		Sable (%)	Silt (%)	Argile (%)	Calcite (%)	Dolomite (%)	Total (%)	N ^{bre} de granules	Roches paléozoïques (%)	Roches de la ceinture de Cape Smith			
												Roches sédimentaires (%)	Roches ignées mafiques et ultramafiques (%)	Total ceinture (%)	Autres roches cristallines (%)
91-DKA-179	445100	6819150	0,30	47,3	50,1	2,6				302	0,0	8,6	31,5	40,1	59,9
91-DKA-180	432400	6830250	0,25				0,2	0,0	0,2	356	0,0	6,2	57,6	63,8	36,2
91-DKA-185	379500	6908400	2,00	74,3	21,3	4,4	0,3	0,0	0,3	158	0,0	0,0	1,3	1,3	98,7
91-DKA-187	434203	6842452								265	0,0	9,1	27,9	37,0	63,0
91-DKA-189	416850	6830150	0,25	68,5	23,7	7,8	0,2	0,0	0,2	347	0,0	6,9	13,8	20,7	79,3
91-DKA-197	405200	6827750	0,20	51,4	43,9	4,7				231	0,0	2,6	3,5	6,1	93,9
91-DKA-204	392850	6906000	0,15	70,2	28,3	1,6	0,2	0,0	0,2	299	0,0	0,0	0,3	0,3	99,7
91-DKA-211	372900	6824250	0,40	78,9	20,0	1,2				378	0,0	0,3	0,3	0,5	99,5
91-DKA-212	394500	6837800	0,30	54,5	37,8	7,9				232	0,0	0,4	0,4	0,9	99,1
91-DKA-214	413400	6842100	0,15	60,7	37,0	2,3	0,2	0,0	0,2	229	0,0	0,0	2,2	2,2	97,8
91-DKA-219	394800	6893400	0,30	64,0	34,3	1,7				223	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
91-DKA-220	356300	6839000	0,15	72,7	25,1	2,2				296	0,0	0,3	0,0	0,3	99,7
91-DKA-222	426100	6862650	0,20	72,7	25,5	1,8				326	0,0	0,3	0,9	1,2	98,8
91-DKA-225	438300	6866400	0,25	61,6	38,1	0,4				259	0,0	5,8	3,1	8,9	91,1
91-DKA-239	357350	6941000	0,20	61,8	32,7	5,5	0,0	0,0	0,0	188	0,0	1,6	7,4	9,0	91,0
91-DKA-241	407150	6861100	0,20	61,8	32,9	5,4				208	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
91-DKA-242	443350	6883300	0,30	66,7	31,8	1,5				285	0,0	0,4	2,1	2,5	97,5
91-DKA-245	397400	6878700	0,30	56,0	38,1	5,9				211	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
91-DKA-248	409500	6893300	0,30	73,3	22,2	4,6				172	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
91-DKA-249	443850	6900850	0,15	57,6	39,7	2,7	0,3	0,0	0,3	304	0,0	0,3	0,7	1,0	99,0
91-DKA-250	431800	6918250	0,30	65,8	33,4	0,8	0,3	0,0	0,3	282	0,0	0,0	0,4	0,4	99,6
91-DKA-252	419000	6881150	0,15	72,5	24,8	2,7				284	0,0	0,0	0,7	0,7	99,3
91-DKA-254	427150	6908150	0,20	59,2	36,5	4,4	0,3	0,0	0,3	256	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
91-DKA-262	441800	6914700	0,30	60,6	37,5	2,0	0,3	0,0	0,3	244	0,0	0,0	1,2	1,2	98,8
91-DKA-264	429700	6895900	0,15	63,9	34,6	1,5				435	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
91-DKA-268	374950	6939850	0,30	53,2	39,1	7,7	0,3	0,0	0,3	231	0,0	0,9	0,0	0,9	99,1
91-DKA-271	426550	6857550	0,15	65,8	32,2	2,0				349	0,0	1,1	1,7	2,9	97,1
91-DKA-273	419800	6867700	0,15	61,3	37,2	1,5				433	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
91-DKA-280	412900	6908500	0,20	64,1	34,9	1,0	0,2	0,0	0,2	358	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
91-DKA-281	415150	6925500	0,10	71,0	22,3	6,7	0,3	0,0	0,3	487	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
91-DKA-283	432650	6888700	0,20	65,3	32,2	2,5				259	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
91-DKA-400	410900	6776150	0,30	63,0	34,0	3,0	0,2	0,0	0,2	301	0,0	0,3	0,3	0,7	99,3
91-DKA-401	409450	6777250	0,15	59,9	33,2	6,9	0,2	0,0	0,2	386	0,0	0,3	0,0	0,3	99,7
91-DKA-402	406700	6777950	0,20	66,8	32,6	0,7	0,2	0,0	0,2	308	0,0	0,3	0,3	0,6	99,4
91-DKA-403	404850	6778000	0,30	62,6	35,0	2,4	0,3	0,0	0,3	296	0,0	1,7	0,3	2,0	98,0
91-DKA-404	403950	6778050	0,30	72,5	26,7	0,9	0,0	0,0	0,0	526	0,0	2,3	0,6	2,9	97,1
91-DKA-410	404450	6779700	0,15	67,0	31,1	1,9	0,2	0,0	0,2	323	0,0	4,6	0,9	5,6	94,4
91-DKA-411	402500	6780100	0,15	62,5	36,7	0,8	0,2	0,0	0,2	338	0,0	6,8	10,7	17,5	82,5
91-DKA-412	401500	6781050	0,15	56,6	41,1	2,3	0,2	0,0	0,2	347	0,0	6,1	11,2	17,3	82,7
91-DKA-420	395900	6783600	0,20	51,0	45,7	3,3	0,1	0,0	0,1	141	0,0	13,5	17,7	31,2	68,8
91-DKA-421	393800	6784800	0,15	51,3	47,2	1,5	0,2	0,0	0,2	88	0,0	14,8	34,1	48,9	51,1
91-DKA-423	391350	6787650	0,20	51,9	44,5	3,5	0,2	0,0	0,2	159	0,0	6,9	24,5	31,4	68,6
91-DKA-430	390000	6788950	0,30	52,5	44,9	2,6	0,2	0,0	0,2	258	0,0	11,2	24,0	35,3	64,7
91-DKA-432	388400	6790550	0,30	56,9	40,2	2,9	0,3	0,0	0,3	396	0,0	10,4	22,7	33,1	66,9
91-DKA-434	386600	6792250	0,30	60,1	36,2	3,7	0,2	0,0	0,2	367	0,0	5,2	22,9	28,1	71,9
91-DKA-440	384850	6792300	0,15	58,2	40,3	1,5	0,2	0,0	0,2	366	0,0	16,9	23,5	40,4	59,6
91-DKA-443	381650	6793450	0,25	49,3	44,6	6,1	0,2	0,0	0,2	220	0,0	13,6	24,5	38,2	61,8
91-DKA-446	378200	6794650	0,25	53,6	43,3	3,1	0,2	0,0	0,2	186	0,0	12,4	33,3	45,7	54,3
91-DKA-447	399900	6782000	0,30	57,9	39,7	2,4	0,2	0,0	0,2	278	0,0	1,8	29,5	31,3	68,7
91-DKA-448	384500	6792250	0,30	50,9	44,3	4,8	0,2	0,0	0,2	243	0,0	6,2	25,1	31,3	68,7
91-DKA-449	362650	6802150	0,30	47,5	43,0	9,5	0,2	0,0	0,2	317	0,0	6,0	65,6	71,6	28,4

1 zone 18V étendue

Annexe B

Coordonnées de localisation et paramètres sédimentologiques des échantillons de sédiments quaternaires autres que le till

Milieu	Échantillon	UTM : zone 18V		Profondeur (m)	Granulométrie			Calcimétrie		
		Est	Nord		Sable (%)	Silt (%)	Argile (%)	Calcite (%)	Dolomite (%)	Total (%)
Fluvioglaciale de contact										
(moraine frontale)										
(kame)	89-DKA-147	538900	6903000	0,03	76,3	15,5	8,1	7,3	3,7	11,0
	90-DKA-127.2	592550	6864600	0,20	97,2	2,0	0,8			
	90-DKA-254	617800	6795350	0,40	74,3	25,0	0,7			
Marin profond										
glaciomarin										
	89-DKA-156.5	538020	6887750	44,90				0,8	0,4	1,2
marin	89-DKA-156.6	538020	6887750	40,80	4,1	58,0	37,9	1,0	0,2	1,2
	89-DKA-156.7	538020	6887750	44,10				1,0	0,2	1,2
	89-DKA-156.8	538020	6887750	44,20						
	89-DKA-156.11	538050	6887750	45,00	5,7	67,6	26,6			
	90-DKA-070.1	583300	6907100	3,50	37,2	30,0	32,7	26,1	5,4	31,5
	90-DKA-070.2	583300	6907100	0,50	13,9	40,9	45,2			
	89-DKA-006	459300	6906900	0,50	15,8	35,6	48,7	22,6	10,8	33,4
	89-DKA-042	475800	6899500	0,20	22,0	43,6	34,4	12,6	6,1	18,7
	89-DKA-145	541300	6901000	1,00	1,7	40,5	57,8	16,9	7,7	24,6
	89-DKA-172	531300	6885200	0,30	8,1	59,0	33,0	0,5	0,3	0,8
	89-DKA-181	512000	6886800	0,40	1,1	70,0	28,9	0,7	0,0	0,7
	90-DKA-050	608200	6883750	0,15	7,8	53,2	39,0	5,8	10,4	16,2
	90-DKA-062	602800	6889300	0,30	2,1	44,4	53,6	23,4	13,6	37,0
	90-DKA-023	638900	6821700	9,50	2,1	78,6	19,3	1,9	0,5	2,4
90-DKA-148	595300	6882300	surface	1,8	32,6	65,6	31,0	8,0	39,0	
90-DKA-168	619100	6872050	0,25	8,3	39,2	52,5	1,5	5,2	6,7	
Marin littoral et infralittoral										
	89-DKA-092	449300	6894300	2,50	97,4	2,0	0,6			
	91-DKA-026.1	343600 ¹	6903650	0,10	45,4	35,7	18,9			
	91-DKA-154	395850	6812550	0,30	45,4	46,0	8,6			
Marin deltaïque										
	89-DKA-012	454000	6890200	4,00	55,1	40,4	4,5			
	89-DKA-089	453600	6875800	20,00	81,8	14,1	4,1			
	89-DKA-156.9	538050	6887750	40,00						
	89-DKA-164	467700	6894400	2,00	21,9	44,7	33,4	0,3	0,3	0,6
Glaciolacustre littoral										
	89-DKA-059	472100	6805400	0,50	97,3	1,6	1,1			
	89-DKA-074	499850	6816400	0,20	79,4	16,0	4,7			
	90-DKA-281	588050	6801550	0,30	78,1	21,5	0,4			
	91-DKA-187	434200	6842250	0,25	0,0	94,6	5,4			
Glaciolacustre deltaïque										
	89-DKA-069	490800	6830200	surface	86,5	10,2	3,2			
	91-DKA-176	367105	6898850	4,50	73,0	23,0	4,0			
Éolien										
	89-DKA-049	459300	6887500	0,50	96,9	1,9	1,3			

¹ zone 18V étendue

Annexe C

Géochimie de la fraction inférieure à 0,063 mm des échantillons de till

Technique d'analyse		Activation neutronique					Fluorescence de rayons X				
Élément	Au	As	Co	Fe	U	Cr	Cu	Ni	Pb	Zn	
Unité de mesure	ppb	ppm	ppm	%	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	
Seuil de détection	5	2 ^a	1	0,1	0,5	4	4	3	5	5	
Numéro d'échantillon	89-DKA-1.1	< 5	< 2	19	4,4	1,0	180	58	40	7	76
	89-DKA-8	< 5	< 2	20	4,9	1,4	185	62	42	5	76
	89-DKA-9	6	< 2	23	4,9	1,8	266	53	69	8	80
	89-DKA-11	< 5	2	23	5,1	1,7	260	43	58	< 5	77
	89-DKA-13	< 5	< 2	24	5,0	1,9	237	60	60	15	85
	89-DKA-15	< 5	2	28	6,2	0,6	259	69	48	7	101
	89-DKA-20	9	3	26	5,4	0,7	290	43	66	12	79
	89-DKA-21	< 5	6	33	6,5	0,8	402	127	113	9	111
	89-DKA-22	< 5	2	18	4,4	2,4	178	33	47	14	83
	89-DKA-23	25	12	39	6,7	0,7	572	92	190	9	115
	89-DKA-24	< 5	5	30	6,1	2,0	339	50	90	12	97
	89-DKA-25	< 5	7	29	6,0	1,5	278	58	87	16	109
	89-DKA-26	5	3	31	6,5	0,9	268	82	54	15	107
	89-DKA-28	< 5	8	30	6,5	2,1	456	82	139	11	119
	89-DKA-31	7	< 2	34	6,6	< 0,5	326	116	73	< 5	105
	89-DKA-40	7	< 2	27	5,7	1,1	175	74	44	< 5	92
	89-DKA-45	< 5	3	19	4,1	4,5	55	30	21	21	102
	89-DKA-46	10	8	11	6,9	3,5	232	46	34	27	50
	89-DKA-47	< 5	5	21	4,9	3,2	160	40	31	25	109
	89-DKA-51	< 5	< 2	15	3,4	2,3	52	33	13	20	75
	89-DKA-52	< 5	< 2	14	2,9	1,9	51	18	9	11	54
	89-DKA-56	< 5	< 2	16	3,1	1,1	49	28	12	10	62
	89-DKA-58	< 5	< 2	16	3,5	3,6	43	22	17	20	86
	89-DKA-60	< 5	5	20	4,8	4,8	98	34	26	18	107
	89-DKA-65	< 5	3	35	6,8	1,0	307	81	67	< 5	96
	89-DKA-68	< 5	17	48	7,4	1,4	777	77	202	14	112
	89-DKA-71	< 5	5	30	6,4	2,1	344	46	103	17	116
	89-DKA-72	< 5	6	37	6,8	1,3	477	66	142	13	131
	89-DKA-75	< 5	6	26	5,9	2,6	152	45	88	19	120
	89-DKA-79	7	3	28	5,3	2,0	395	63	154	24	112
	89-DKA-80	< 5	9	28	6,4	2,1	321	59	118	11	135
	89-DKA-81	5	9	26	5,6	1,2	385	44	118	13	108
	89-DKA-82	< 5	8	30	5,6	1,0	413	44	106	14	91
	89-DKA-83	< 5	10	36	6,7	1,1	448	61	153	16	119
	89-DKA-84	< 5	< 2	22	4,8	0,9	234	34	54	< 5	70
	89-DKA-100	< 5	2	26	6,0	1,2	292	54	55	< 5	89
89-DKA-102.2	< 5	4	26	5,3	1,6	253	47	76	9	78	
89-DKA-104	< 5	3	22	4,9	0,9	141	53	35	< 5	81	
89-DKA-105	< 5	6	26	6,3	2,5	85	51	29	18	115	
89-DKA-106	< 5	< 2	13	3,3	3,0	42	19	4	19	77	
89-DKA-107	< 5	< 2	8	2,6	3,6	25	15	< 3	18	53	
89-DKA-108	< 5	< 2	11	3,1	2,8	31	18	7	12	69	
89-DKA-109	< 5	< 2	13	3,5	4,4	46	26	23	20	87	
89-DKA-111	< 5	6	25	5,3	3,7	76	89	30	21	116	
89-DKA-112	< 5	6	29	6,7	2,5	65	49	42	30	108	
89-DKA-113	< 5	13	16	5,7	2,5	80	43	34	18	103	
89-DKA-114	< 5	< 2	12	3,0	2,8	51	32	15	12	75	
89-DKA-115	< 5	< 2	9	2,5	3,6	22	19	< 3	14	58	
89-DKA-117.1	< 5	< 2	14	3,4	7,3	33	30	15	23	78	
89-DKA-118	< 5	< 2	14	3,3	8,2	36	36	24	24	84	

^a Le seuil de détection pour les échantillons de 1991 (91-DKA-xxx) est de 1 ppm.
¹ Échantillon non représenté sur les cartes géochimiques des figures 54 à 63.

Annexe C (suite)

Technique d'analyse		Activation neutronique					Fluorescence de rayons X				
Élément	Au	As	Co	Fe	U	Cr	Cu	Ni	Pb	Zn	
Unité de mesure	ppb	ppm	ppm	%	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	
Seuil de détection	5	2 ^a	1	0,1	0,5	4	4	3	5	5	
Numéro d'échantillon	89-DKA-119	< 5	< 2	11	2,6	3,8	28	33	8	23	58
	89-DKA-120	< 5	< 2	11	3,0	3,1	33	24	8	16	61
	89-DKA-123	< 5	< 2	11	3,0	2,6	44	21	17	11	66
	89-DKA-124	< 5	< 2	8	2,4	3,9	35	19	< 3	14	54
	89-DKA-125	< 5	< 2	11	3,0	5,1	41	16	17	21	76
	89-DKA-126	< 5	22	22	4,3	2,7	96	34	34	26	107
	89-DKA-127	6	27	8	5,1	5,0	79	44	20	36	83
	89-DKA-128	< 5	< 2	12	3,7	4,1	41	18	9	31	92
	89-DKA-129	< 5	3	23	4,3	2,7	156	47	52	15	82
	89-DKA-130	< 5	9	16	4,4	4,1	90	45	24	20	131
	89-DKA-131	< 5	2	28	5,8	2,2	589	37	103	< 5	94
	89-DKA-133	< 5	4	38	6,8	2,2	476	81	161	22	119
	89-DKA-138	5	< 2	25	4,6	1,0	257	38	61	11	75
	89-DKA-149	22	4	33	6,3	1,3	338	52	94	11	104
	89-DKA-153	27	2	28	5,9	2,4	256	56	73	18	117
	89-DKA-156.3	26	6	27	5,2	1,3	350	39	73	< 5	65
	89-DKA-156.4	34	6	30	5,5	1,0	421	61	92	8	79
	89-DKA-157.1	21	< 2	22	4,9	1,0	400	61	99	< 5	84
	89-DKA-158	26	< 2	25	4,5	0,8	261	33	48	< 5	74
	89-DKA-159	35	< 2	24	4,3	< 0,5	130	41	41	9	66
	89-DKA-160	32	4	35	6,1	< 0,5	368	120	114	7	93
	89-DKA-161.1	29	4	55	5,7	0,7	513	78	173	22	98
	89-DKA-162	35	4	20	4,7	3,3	158	47	55	21	111
	89-DKA-167	35	4	32	5,3	1,5	510	69	113	8	81
	89-DKA-174	29	6	26	5,5	1,4	397	58	93	16	94
	89-DKA-183	49	8	27	5,1	2,0	347	66	98	15	105
	89-DKA-187	33	< 2	34	5,6	< 0,5	412	62	98	< 5	84
	89-DKA-502	< 5	< 2	45	6,7	1,0	680	82	209	16	89
	89-DKA-503	< 5	7	22	5,0	1,8	142	54	76	24	118
	89-DKA-504	< 5	3,0	43	8,9	1,1	457	91	99	9	109
	90-DKA-2	< 5	< 2	38	8,4	0,7	318	67	80	11	105
	90-DKA-8	< 5	< 2	14	3,9	1,1	89	29	20	10	49
	90-DKA-13	< 5	< 2	25	5,7	< 0,5	176	36	45	10	73
	90-DKA-14	< 5	< 2	26	6,6	0,8	98	37	29	6	136
	90-DKA-16	< 5	4	34	7,4	1,4	448	74	128	< 5	108
	90-DKA-30.1 ¹	< 5	3	18	5,0	1,8	97	37	26	15	75
	90-DKA-30.2	< 5	2	22	5,2	1,4	114	40	27	11	76
	90-DKA-31.1 ¹	< 5	3	17	4,8	1,2	92	36	27	12	72
	90-DKA-40	< 5	3	11	2,3	1,0	49	26	13	14	50
	90-DKA-43.1	< 5	3	21	4,8	1,1	138	65	68	16	83
90-DKA-47.2	< 5	3	17	3,4	0,9	92	32	32	10	64	
90-DKA-55	< 5	< 2	22	4,3	1,1	108	26	31	11	83	
90-DKA-56	< 5	< 2	20	4,2	1,6	103	29	24	14	76	
90-DKA-60.1	< 5	2	18	3,8	0,7	135	30	15	8	70	
90-DKA-65	6	< 2	18	4,1	< 0,5	150	25	32	10	68	
90-DKA-66	< 5	2	20	3,9	1,0	96	42	37	9	81	
90-DKA-80	< 5	< 2	19	4,0	1,0	124	46	37	12	69	
90-DKA-85	< 5	< 2	19	4,2	1,3	145	35	36	11	62	
90-DKA-88	< 5	< 2	28	5,0	0,6	187	55	72	6	87	
90-DKA-95.1	< 5	4	13	5,4	1,1	57	17	8	18	49	
90-DKA-111	< 5	< 2	11	3,2	0,9	39	8	< 3	< 5	50	
90-DKA-114	< 5	4	26	5,8	1,7	166	71	58	17	91	

Annexe C (suite)

Technique d'analyse		Activation neutronique					Fluorescence de rayons X				
Élément	Au	As	Co	Fe	U	Cr	Cu	Ni	Pb	Zn	
Unité de mesure	ppb	ppm	ppm	%	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	
Seuil de détection	5	2 ^a	1	0,1	0,5	4	4	3	5	5	
Numéro d'échantillon	90-DKA-119	< 5	< 2	8	2,6	1,7	25	16	4	13	40
	90-DKA-122	< 5	< 2	5	2,3	2,8	23	8	< 3	7	31
	90-DKA-123	9	< 2	46	7,1	< 0,5	1074	59	269	6	78
	90-DKA-127.1	< 5	< 2	25	5,1	1,2	204	27	53	11	88
	90-DKA-133	< 5	< 2	27	4,8	0,9	377	19	94	11	66
	90-DKA-136	< 5	< 2	15	3,5	0,9	138	17	26	13	66
	90-DKA-142	< 5	< 2	23	4,8	2,1	120	38	34	10	89
	90-DKA-143	< 5	< 2	28	6,1	0,6	138	41	40	17	129
	90-DKA-153	< 5	< 2	17	3,6	< 0,5	68	27	11	9	66
	90-DKA-156	< 5	< 2	18	3,9	< 0,5	156	34	26	< 5	68
	90-DKA-157	< 5	< 2	14	3,1	< 0,5	105	20	9	< 5	51
	90-DKA-159	< 5	< 2	24	5,1	< 0,5	132	36	28	8	94
	90-DKA-166	< 5	< 2	12	2,9	< 0,5	91	21	18	7	54
	90-DKA-172	< 5	< 2	8	2,7	2,8	70	17	9	13	53
	90-DKA-174	< 5	< 2	14	3,3	2,9	61	14	4	15	63
	90-DKA-175	< 5	< 2	7	2,4	2,4	33	12	< 3	11	47
	90-DKA-176	< 5	< 2	12	3,3	3,2	81	14	10	13	71
	90-DKA-200	< 5	4	47	7,7	0,9	640	75	140	10	93
	90-DKA-201	8	2	42	8,6	0,6	411	87	95	8	100
	90-DKA-202	< 5	6	55	7,3	< 0,5	1303	61	345	< 5	81
	90-DKA-203	< 5	3	41	7,5	1,1	611	44	151	7	86
	90-DKA-204	< 5	5	33	7,2	1,2	152	73	52	16	101
	90-DKA-205	< 5	5	18	5,2	1,9	120	41	23	15	76
	90-DKA-208	< 5	< 2	19	4,0	0,8	122	30	31	9	72
	90-DKA-210	5	2	28	5,6	0,6	180	64	72	17	107
	90-DKA-212	< 5	< 2	21	5,0	2,8	114	35	30	13	68
	90-DKA-213	< 5	3	25	5,9	1,3	180	33	41	< 5	77
	90-DKA-214	< 5	< 2	9	2,8	< 0,5	47	14	5	< 5	48
	90-DKA-215	< 5	2	8	3,9	2,9	34	18	6	12	43
	90-DKA-216	< 5	2	14	4,2	1,5	84	27	13	14	53
90-DKA-217	< 5	< 2	17	4,7	0,9	94	48	20	17	61	
90-DKA-225	< 5	< 2	35	6,9	1,0	1188	27	136	15	87	
90-DKA-226	< 5	5	14	4,1	4,9	83	39	33	23	97	
90-DKA-230	< 5	< 2	11	3,5	2,1	56	8	4	12	71	
90-DKA-234	< 5	< 2	10	3,0	4,3	68	22	15	15	57	
90-DKA-240	< 5	< 2	11	2,9	2,9	48	8	< 3	14	47	
90-DKA-246	< 5	< 2	15	3,9	2,1	83	25	23	22	92	
90-DKA-247	< 5	< 2	10	2,9	3,6	28	15	< 3	5	48	
90-DKA-254	< 5	< 2	9	3,1	1,1	52	15	12	14	46	
90-DKA-262	< 5	< 2	17	4,7	1,8	101	19	35	23	84	
90-DKA-265	< 5	< 2	10	3,5	1,5	76	23	20	15	55	
90-DKA-266	< 5	< 2	12	7,5	1,0	69	22	< 3	17	69	
90-DKA-267	< 5	< 2	11	3,3	2,8	44	27	6	27	39	
90-DKA-268	< 5	< 2	15	3,5	2,1	58	23	11	20	42	
90-DKA-269	< 5	< 2	20	4,4	2,0	100	29	18	11	65	
90-DKA-271	< 5	3	37	5,9	1,5	884	52	185	10	86	
90-DKA-272	< 5	< 2	21	4,3	1,6	220	53	86	12	70	
90-DKA-273	< 5	< 2	33	7,7	0,8	239	29	37	7	91	
90-DKA-274	< 5	5	31	8,1	1,7	206	101	65	16	135	
90-DKA-275	< 5	18	11	6,0	1,8	102	80	15	31	65	
90-DKA-276	< 5	< 2	7	2,9	2,4	66	29	11	20	43	
90-DKA-278	26	< 2	14	3,9	1,3	89	19	21	12	61	

Annexe C (suite)

Technique d'analyse	Activation neutronique					Fluorescence de rayons X					
Élément	Au	As	Co	Fe	U	Cr	Cu	Ni	Pb	Zn	
Unité de mesure	ppb	ppm	ppm	%	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	
Seuil de détection	5	2 ^a	1	0,1	0,5	4	4	3	5	5	
Numéro d'échantillon	90-DKA-287	6	< 2	8	3,0	1,2	80	< 5	< 3	13	34
	90-DKA-289	< 5	5	10	3,6	2,2	50	28	15	12	51
	90-DKA-291	< 5	3	9	3,2	1,9	73	17	12	10	48
	90-DKA-293	< 5	9	13	4,4	1,9	72	38	13	16	74
	90-DKA-295	< 5	< 2	9	2,3	< 0,5	70	10	5	9	37
	90-DKA-296	< 5	4	25	6,2	1,4	191	49	55	16	98
	90-DKA-297	< 5	< 2	11	3,5	0,7	33	27	5	7	71
	90-DKA-298	< 5	< 2	14	3,8	2,9	40	21	19	17	89
	90-DKA-299	< 5	< 2	14	3,7	1,5	59	19	9	12	71
	90-DKA-301	< 5	< 2	6	2,6	1,5	41	16	4	6	42
	90-DKA-302	< 5	< 2	12	3,3	1,2	60	17	14	11	58
	90-DKA-303	< 5	< 2	9	2,7	0,9	45	16	8	10	39
	90-DKA-309	< 5	7	26	6,3	2,0	147	66	54	17	117
	90-DKA-317	< 5	4	15	3,1	2,1	34	42	13	10	71
	90-DKA-320	< 5	< 2	19	4,8	0,7	153	35	35	9	66
	91-DKA-008	< 5	1	14	3,7	1,5	138	21	49	20	79
	91-DKA-016	< 5	1	20	4,2	1,8	163	43	68	23	102
	91-DKA-025	< 5	3	19	4,6	2,5	180	36	67	18	97
	91-DKA-028.1	< 5	< 1	13	3,9	2,8	119	36	55	26	87
	91-DKA-037	< 5	1	21	4,9	2,3	194	38	64	19	99
	91-DKA-043	< 5	1	16	3,9	1,3	137	31	58	19	88
	91-DKA-047	< 5	2	19	4,6	1,5	183	40	68	11	98
	91-DKA-054	< 5	1	23	5,3	2,1	220	53	82	13	106
	91-DKA-062	< 5	< 1	14	3,4	0,6	133	24	50	9	65
	91-DKA-072	< 5	< 1	13	3,2	1,3	116	23	44	13	63
	91-DKA-075	9	10	24	6,1	2,4	241	59	84	15	127
	91-DKA-079	< 5	< 1	16	3,9	2,1	149	30	59	16	77
	91-DKA-087	< 5	< 1	6	2,2	1,4	78	20	28	17	40
	91-DKA-089	< 5	< 1	8	2,6	1,6	89	20	36	13	52
	91-DKA-091	< 5	3	13	3,2	1,2	100	33	41	16	52
	91-DKA-093	< 5	< 1	13	3,7	1,7	132	28	52	23	82
	91-DKA-096	7	< 1	18	4,2	1,8	138	30	58	19	93
	91-DKA-118	< 5	1	18	5,1	2,3	157	31	61	22	101
	91-DKA-122	< 5	< 1	7	2,3	0,7	71	17	33	11	44
	91-DKA-127	< 5	3	17	4,3	2,0	150	37	52	13	82
	91-DKA-129	5	3	20	4,7	1,6	194	42	68	13	85
	91-DKA-130	< 5	< 1	9	2,8	0,9	86	22	30	17	56
	91-DKA-132	< 5	3	16	4,1	1,7	126	35	44	19	84
	91-DKA-135	5	1	26	8,2	3,8	353	73	76	21	122
	91-DKA-136	< 5	< 1	8	2,6	1,1	74	18	31	14	49
91-DKA-138	< 5	4	14	3,8	2,5	119	37	54	18	90	
91-DKA-139	< 5	3	15	4,3	2,0	161	29	52	12	73	
91-DKA-144	< 5	4	17	4,2	2,2	191	34	64	14	79	
91-DKA-146	< 5	2	24	5,2	1,8	308	63	102	14	85	
91-DKA-148	< 5	7	22	4,7	1,2	212	44	68	10	74	
91-DKA-155	< 5	2	13	3,2	1,7	151	27	53	13	57	
91-DKA-159	< 5	1	13	3,7	2,0	127	21	41	24	73	
91-DKA-168	< 5	1	9	2,5	1,4	89	22	31	14	49	
91-DKA-172	< 5	< 1	25	5,4	1,4	182	55	84	12	113	
91-DKA-177	< 5	2	30	6,2	1,0	436	70	126	9	87	
91-DKA-179	< 5	4	22	4,7	2,5	342	42	88	13	75	
91-DKA-180	< 5	5	27	5,5	1,6	435	44	125	16	85	

Annexe C (suite)

Technique d'analyse	Activation neutronique					Fluorescence de rayons X					
Élément	Au	As	Co	Fe	U	Cr	Cu	Ni	Pb	Zn	
Unité de mesure	ppb	ppm	ppm	%	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	
Seuil de détection	5	2 ^a	1	0,1	0,5	4	4	3	5	5	
Numéro d'échantillon	91-DKA-185	< 5	< 1	19	5,3	2,3	156	40	58	20	119
	91-DKA-187	10	3	22	4,7	0,8	289	37	85	18	74
	91-DKA-189	< 5	5	35	6,0	1,1	609	48	244	15	89
	91-DKA-197	< 5	3	20	4,4	0,9	359	30	115	14	72
	91-DKA-204	< 5	< 1	15	4,2	1,5	128	25	52	20	79
	91-DKA-211	< 5	2	12	3,3	1,7	123	33	43	13	52
	91-DKA-212	< 5	1	12	3,2	1,7	110	23	41	15	58
	91-DKA-214	< 5	1	18	4,3	1,5	237	26	70	10	71
	91-DKA-219	6	1	24	5,5	1,3	229	46	78	15	87
	91-DKA-220	< 5	< 1	13	3,4	2,2	127	20	46	16	58
	91-DKA-222	< 5	< 1	14	3,8	1,0	140	25	52	9	69
	91-DKA-225	< 5	1	29	6,2	1,4	343	54	95	11	90
	91-DKA-239	< 5	1	11	2,9	1,3	101	26	43	15	52
	91-DKA-241	< 5	< 1	17	4,1	2,5	141	37	51	13	80
	91-DKA-242	< 5	1	19	4,8	1,3	230	33	66	7	67
	91-DKA-245	< 5	3	29	5,7	2,2	173	56	78	16	96
	91-DKA-248	< 5	2	28	6,2	1,3	211	48	78	16	98
	91-DKA-249	10	< 1	16	3,9	0,7	187	26	55	11	72
	91-DKA-250	< 5	< 1	23	5,3	< 0,5	204	32	74	13	76
	91-DKA-252	5	< 1	20	4,7	1,4	153	33	62	15	93
	91-DKA-254	< 5	< 1	23	5,3	< 0,5	217	46	80	17	88
	91-DKA-262	< 5	< 1	19	4,4	< 0,5	142	31	58	14	74
	91-DKA-264	7	< 1	20	4,5	1,7	162	32	65	13	71
	91-DKA-268	< 5	1	16	5,1	2,7	124	32	47	26	91
	91-DKA-271	< 5	< 1	19	4,5	1,0	231	25	66	11	72
	91-DKA-273	5	< 1	17	4,0	1,5	142	30	52	19	75
	91-DKA-280	6	< 1	21	5,1	1,6	173	34	66	18	87
	91-DKA-281	8	3	24	4,9	2,8	157	36	50	18	88
	91-DKA-283	5	< 1	14	3,7	1,0	147	25	46	11	69
	91-DKA-400	< 5	< 1	9	2,7	0,7	79	19	35	12	54
	91-DKA-401	5	1	12	3,2	1,4	89	28	36	11	69
	91-DKA-402 ¹	< 5	< 1	7	2,6	1,0	80	18	24	18	42
	91-DKA-403 ¹	< 5	1	9	2,7	1,4	84	24	32	13	49
	91-DKA-404 ¹	< 5	2	9	2,7	1,5	83	25	33	19	51
	91-DKA-410	< 5	3	10	3,0	1,6	97	29	40	17	58
	91-DKA-411 ¹	< 5	4	12	3,4	1,5	117	34	44	19	62
	91-DKA-412 ¹	< 5	4	12	3,3	1,6	112	27	38	18	62
	91-DKA-420	9	7	15	4,3	1,5	124	38	49	17	68
	91-DKA-421 ¹	< 5	6	15	4,1	1,3	121	37	49	17	70
	91-DKA-423 ¹	< 5	4	20	4,7	1,1	137	36	47	17	72
	91-DKA-430 ¹	< 5	4	15	4,0	0,9	126	33	46	12	68
	91-DKA-432 ¹	< 5	4	17	4,5	1,8	139	34	49	10	72
	91-DKA-434	57	3	17	4,2	2,4	134	37	50	17	74
	91-DKA-440 ¹	< 5	3	16	3,9	1,2	130	30	48	14	63
91-DKA-443 ¹	< 5	4	16	4,5	1,7	153	36	53	12	76	
91-DKA-446 ¹	< 5	3	14	3,8	1,7	132	29	49	16	64	
91-DKA-447 ¹	< 5	7	12	3,4	1,3	123	36	53	15	67	
91-DKA-448 ¹	< 5	4	18	4,7	1,3	152	43	60	16	79	
91-DKA-449	< 5	6	29	6,2	0,6	245	79	83	14	94	

^a Le seuil de détection pour les échantillons de 1991 (91-DKA-xxx) est de 1 ppm.

¹ Échantillon non représenté sur les cartes géochimiques des figures 54 à 63.

Annexe D

Datations au ¹⁴C

Âge *	Latitude N	Longitude W	Numéro de laboratoire	Matériel	Altitude (m)	Carte	Site	Numéro figure 79	Référence
Secteur A : baie Kovik - îles Digges									
7 400 ± 110	62° 08' 25"	77° 52' 45"	GSC-5310	<i>Hiatella arctica</i>	98	1861A	6	6	Daigneault, 1996a
7 370 ± 95	62° 27'	77° 45'	GX-12035	<i>Hiatella arctica</i>	28	1861A	12	12	Laymon, 1988
6 960 ± 80	62° 14' 58"	78° 00' 35"	GSC-5409	<i>Hiatella arctica</i>	75	1861A	8	8	Daigneault, 1996a
6 830 ± 80	62° 33' 55"	77° 58' 41"	GSC-5410	<i>Hiatella arctica</i>	70	1861A	11	11	Daigneault, 1996a
6 800 ± 80	61° 46' 28"	77° 39' 01"	GSC-5353	<i>Hiatella arctica</i>	67	1861A	4	4	Daigneault, 1996a
6 170 ± 90	61° 29' 14"	77° 29' 08"	GSC-5420	<i>Hiatella arctica</i>	38	1861A	1	1	Daigneault, 1996a
6 110 ± 80	61° 35' 46"	77° 15' 00"	GSC-5312	<i>Mytilus edulis</i>	73	1861A	2	2	Daigneault, 1996a
3 990 ± 90	61° 56' 06"	78° 00' 00"	GSC-5423	<i>Mya pseudoharenaria</i>	26	1861A	5	5	Daigneault, 1996a
3 740 ± 80	61° 43' 46"	77° 50' 17"	GSC-5344	<i>Mytilus edulis</i>	36	1861A	3	3	Daigneault, 1996a
3 580 ± 70	62° 10' 54"	78° 06' 56"	GSC-5399	<i>Mytilus edulis</i>	32	1861A	7	7	Daigneault, 1996a
2 770 ± 50	62° 34' 38"	78° 05' 25"	GSC-5322	<i>Mytilus edulis</i>	22	1861A	10	10	Daigneault, 1996a
2 480 ± 60	62° 00' 19"	78° 02' 02"	GSC-5412	<i>Mytilus edulis</i>	22	1861A	9	9	Daigneault, 1996a
Secteur B : cap Wolstenholme - Salluit									
7 970 ± 250	62° 12'	75° 38'	GSC-672	<i>Hiatella arctica</i>	99	1862A	7	25	Matthews, 1967a
7 725 ± 190	62° 22'	76° 23'	GX-12037	<i>Hiatella arctica</i>	85	1861A	16	16	Laymon, 1988
7 650 ± 250	62° 14'	75° 42'	I-729	<i>Hiatella arctica</i>	111	1862A	6	24	Matthews, 1967a
7 350 ± 150	62° 33'	77° 23'	GSC-327	<i>Mya truncata</i>	110	1861A	13	13a	Blake et al., 1966
7 350 ± 150	62° 26'	76° 31'	L-702B	coquilles marines	78	1861A	15	15a	Matthews, 1967a
7 160 ± 195	62° 25'	76° 20'	I-726	coquilles marines	111	1861A	17	17	Matthews, 1967a
7 050 ± 150	62° 17'	76° 03'	L-702A	<i>Hiatella arctica</i>	111	1861A	18	18a	Matthews, 1967a
7 030 ± 150	62° 33'	77° 23'	N-281	coquilles marines	47	1861A	13	13b	Matthews, 1967a
6 990 ± 130	62° 14'	75° 38'	Beta-11127	coquilles marines	95	1862A	10	28	Bruneau et Gray, 1991
6 900 ± 130	62° 33'	77° 23'	NPL-58	coquilles marines	83	1861A	13	13c	Matthews, 1967a
6 800 ± 150	62° 26'	76° 31'	L-702D	coquilles marines	46	1861A	15	15b	Matthews, 1967a
6 220 ± 240	62° 27'	76° 44'	GX-12036	<i>Hiatella arctica</i>	115	1861A	14	14	Laymon, 1988
6 070 ± 140	62° 17'	76° 03'	N-285	<i>Hiatella a. et Mya t.</i>	21	1861A	18	18b	Matthews, 1967a
5 230 ± 130	62° 11'	75° 52'	N-284	coquilles marines	15	1862A	2	20a	Matthews, 1967a
5 220 ± 130	62° 11'	75° 52'	N-282	coquilles marines	15	1862A	2	20b	Matthews, 1967a
4 770 ± 140	62° 13'	75° 38'	GSC-812	macrorestes végétaux	24	1862A	8	26	Lowdon et Blake, 1968
4 120 ± 90	62° 07' 19"	75° 46' 37"	GSC-4978	macrorestes végétaux	15	1862A	4	22	Daigneault, 1996b
3 990 ± 140	62° 07'	75° 45'	NPL-114	tourbe	39	1862A	5	23	Bartley et Matthews, 1969
2 840 ± 160	62° 13'	75° 39'	GSC-818	macrorestes végétaux	4	1862A	9	27	Lowdon et Blake, 1968
2 670 ± 130	62° 15' 30"	75° 33' 40"	GSC-701	os de mammifère marin	15	1862A	11	29a	Lowdon et al., 1969
2 630 ± 130	62° 15' 30"	75° 33' 40"	GSC-703	os de mammifère marin	15	1862A	11	29b	Lowdon et al., 1969
2 200 ± 130	62° 15' 30"	75° 33' 40"	GSC-702	os de mammifère marin	15	1862A	11	29c	Lowdon et al., 1969
1 625 ± 175	62° 10'	75° 57'	I-727	tourbe	117	1862A	1	19	Bartley et Matthews, 1969
1 600 ± 140	62° 10'	75° 48'	GSC-537	tourbe	9	1862A	3	21	Matthews, 1967a
Secteur C : île Charles									
7 320 ± 100	62° 40'	74° 06'	GSC-4745	<i>Hiatella a. et Mya</i>	113	1862A	38	56	Bruneau et Gray, 1991; Gray et al., 1993
7 030 ± 100	62° 38'	74° 11'	GSC-4756	<i>Hiatella arctica</i>	60	1862A	37	55	Bruneau et Gray, 1991; McNeely et Jorgensen, 1992
1 880 ± 60	62° 39 50"	74° 20' 10"	GSC-5197	macrorestes végétaux	8	1862A	36	54	Daigneault, 1996b
Secteur D : baie Déception - cap de Nouvelle-France									
10 675 ± 100	62° 07'	74° 16'	AAL-7562	<i>Portlandia arctica</i>	58	1862A	31	49a	Kaufman et al., 1992; Gray et al., 1993

Annexe D (suite)

Âge *	Latitude N	Longitude W	Numéro de laboratoire	Matériel	Altitude (m)	Carte	Site	Numéro figure 79	Référence
10 450 ± 250	62° 09'	74° 45'	I-488	<i>Hiatella a. et Mya t.</i>	86	1862A	16	34a	Matthews, 1967a
9 610 ± 140	62° 07'	74° 16'	Beta-13861	<i>Yoldiella f. et Portlandia a.</i>	58	1862A	31	49b	Ricard, 1988
9 535 ± 90	62° 07'	74° 16'	Beta-29085	<i>Yoldiella f. et Portlandia a.</i>	58	1862A	31	49c	Ricard, 1988
9 400 ± 200 ¹	62° 07'	74° 16'	Beta-11121	<i>Portlandia arctica</i>	52	1862A	31	49d	Ricard, 1988
9 300 ± 180 ¹	62° 13'	74° 13'	Beta-19853	<i>Portlandia arctica</i>	114	1862A	34	52	Bruneau et Gray, 1991; Gray et al., 1993
9 000 ± 60	62° 07'	74° 16'	To-1397	<i>Portlandia arctica</i>	58	1862A	31	49e	Gray et al., 1993
8 800 ± 70	62° 18'	74° 02'	To-1274	<i>Portlandia arctica</i>	108	1862A	35	53a	Bruneau et Gray, 1991; Gray et al., 1993
8 765 ± 80	62° 18'	74° 02'	AAL-7561	<i>Portlandia arctica</i>	100	1862A	35		Gray et al., 1993
8 690 ± 70	62° 25'	73° 47'	To-1275	coquilles marines	100	1863A	4	60	Bruneau et Gray 1991
8 660 ± 110 ¹	62° 17' 19"	73° 23' 30"	To-3314	coquilles marines	100	1863A	8	64	Daigneault, 1997
8 510 ± 230	62° 07'	74° 16'	GSC-4335	<i>Yoldiella f. et Portlandia a.</i>	58	1862A	31	49f	Ricard, 1988
8 090 ± 170	62° 19' 12"	73° 41' 16"	GSC-5209	gyftja	267	1863A	7		Daigneault, 1997
8 050 ± 130	62° 07'	74° 16'	Beta-19020	<i>Mya truncata</i>	81	1862A	32	50a	Ricard, 1988
7 830 ± 100	62° 23'	73° 45'	Beta-19011	coquilles marines	104	1863A	5	61	Bruneau et Gray, 1991
7 630 ± 150	62° 07'	74° 17'	Beta-19018	<i>Mya truncata</i>	93	1862A	30	48a	Ricard, 1988
7 300 ± 110	62° 27'	73° 43'	Beta-19012	coquilles marines	110	1863A	6	62	Bruneau et Gray, 1991
7 240 ± 90	62° 07'	74° 17'	Beta-13859	<i>Mya truncata</i>	70	1862A	30		Ricard, 1988
7 220 ± 160	62° 07'	74° 16'	Beta-19019	<i>Macoma calcaria</i>	83	1862A	32	50b	Ricard, 1988
7 130 ± 100	62° 07'	74° 37'	GSC-3947	<i>Mya truncata</i>	83	1862A	16		McNeely et McCuaig, 1991; Gray et al., 1993
7 130 ± 90	62° 06'	74° 36'	GSC-4782	<i>Hiatella a. et Mya t.</i>	97	1862A	19		McNeely et Jorgensen, 1992
7 130 ± 100	62° 06'	74° 36'	GSC-4780	<i>Mya truncata</i>	100	1862A	19	37a	McNeely et Jorgensen, 1992
6 980 ± 150	62° 06'	74° 35'	N-283	<i>Hiatella arctica</i>	84	1862A	14	32	Matthews, 1967a
6 980 ± 110	62° 07'	74° 16'	Beta-13860	<i>Hiatella arctica</i>	97	1862A	31	49g	Ricard, 1988
6 970 ± 150	62° 07'	74° 38'	NPL-85	<i>Hiatella arctica</i>	90	1862A	13	31	Matthews, 1967a
6 820 ± 100	62° 07'	74° 16'	GSC-4358	<i>Mya truncata</i>	54	1862A	26	44	Ricard, 1989; McNeely et McCuaig, 1991
6 800 ± 80	62° 08'	74° 16'	GSC-4319	<i>Mytilus edulis</i>	59	1862A	29	47	Ricard, 1989; McNeely et McCuaig, 1991
6 760 ± 140	62° 02'	74° 32'	NPL-82	coquilles marines	45	1862A	21	39	Matthews, 1967a
6 740 ± 150	62° 07'	74° 16'	Beta-11122	<i>Macoma calcaria</i>	66	1862A	31		Ricard, 1988
6 730 ± 80	62° 06' 03"	74° 24' 41"	GSC-4938	<i>Mya truncata o.</i>	60	1862A	25	43	Daigneault, 1996b
6 660 ± 130	62° 07'	74° 38'	NPL-84	coquilles marines	74	1862A	15		Matthews, 1967a
6 660 ± 125	62° 07'	74° 38'	NPL-83	coquilles marines	75	1862A	17	35	Matthews, 1967a
6 580 ± 125	62° 50'	72° 54'	I-2444	<i>Hiatella a. et Mya t.</i>	44	1863A	2	58	Fogerson, 1967
6 300 ± 90	62° 06'	74° 30'	Beta-19021	<i>Clinocardium c.</i>	13	1862A	23		Ricard, 1989
6 280 ± 120	62° 06'	74° 17'	Beta-11125	<i>Mya truncata</i>	90	1862A	27	45a	Ricard, 1989
6 260 ± 130	62° 06'	74° 17'	Beta-19022	<i>Mya truncata</i>	90	1862A	27		Ricard, 1989
6 080 ± 160	62° 08'	74° 41'	GSC-801	<i>Mya truncata</i>	55	1862A	12	30	Lowdon et Blake, 1968
5 655 ± 140	62° 07'	74° 16'	Beta-11500	tourbe	94	1862A	32	50c	Ricard, 1988
5 210 ± 90	62° 07'	74° 23'	GSC-4380	<i>Macoma c. et Hiatella a.</i>	30	1862A	24	42	Ricard, 1989; McNeely et McCuaig, 1991
4 745 ± 120	62° 07'	74° 16'	Beta-11501	tourbe	94.5	1862A	32	50d	Ricard, 1988
4 620 ± 110	62° 07'	74° 16'	Beta-11123	tourbe	66	1862A	31	49i	Ricard, 1988
4 110 ± 110	62° 06'	74° 30'	Beta-11126	<i>Mya pseudoarenaria</i>	6	1862A	23	41b	Ricard, 1989
4 010 ± 80	62° 07'	74° 17'	Beta-19017	tourbe	100	1862A	30		Ricard, 1988
3 900 ± 125	62° 07'	74° 38'	NPL-71	coquilles marines	10	1862A	18	36	Matthews, 1967a
3 850 ± 60	62° 02'	74° 30'	GSC-4529	<i>Mya pseudoarenaria</i>	3	1862A	22	40a	Ricard, 1989; McNeely et McCuaig, 1991
3 710 ± 100	62° 06'	74° 30'	Beta-19855	<i>Mytilus edulis</i>	3	1862A	22	40b	Ricard, 1989
3 130 ± 110	62° 07'	74° 16'	Beta-11502	tourbe	95	1862A	32		Ricard, 1988

Annexe D (suite)

Âge *	Latitude N	Longitude W	Numéro de laboratoire	Matériel	Altitude (m)	Carte	Site	Numéro figure 79	Référence
2 630 ± 130	62° 06'	74° 17'	Hel-2492	tourbe	46	1862A	28	46a	Seppala et al., 1988
2 210 ± 130	62° 06'	74° 17'	Hel-2494	tourbe	46	1862A	28		Seppala et al., 1988
2 190 ± 130	62° 06'	74° 17'	Hel-2493	tourbe	46	1862A	28		Seppala et al., 1988
2 110 ± 70	62° 06'	74° 30'	Beta-19854	tourbe	15	1862A	23	41c	Ricard, 1989
1 900 ± 120	62° 06'	74° 17'	Hel-2366	tourbe	46	1862A	28		Seppala et al., 1988
1 900 ± 130	62° 06'	74° 17'	Hel-2365	tourbe	46	1862A	28		Seppala et al., 1988
1 800 ± 50	62° 21' 40"	73° 59' 55"	GSC-4800	algues	2	1863A	1	57	McNeely et Jorgensen, 1992
1 780 ± 100	62° 06'	74° 17'	Hel-2371	tourbe	46	1862A	28		Seppala et al., 1988
1 760 ± 80	62° 07'	74° 17'	GSC-4540	tourbe	106	1862A	30		Ricard, 1989; McNeely et McCuaig, 1991
1 760 ± 80	62° 07'	74° 16'	Beta-11503	tourbe	95.5	1862A	32		Ricard, 1988
1 700 ± 140	62° 06'	74° 17'	Hel-2373	tourbe	46	1862A	28		Seppala et al., 1988
1 680 ± 140	62° 06'	74° 17'	Hel-2368	tourbe	46	1862A	28		Seppala et al., 1988
1 650 ± 60	62° 05'	74° 02'	Beta-11124	tourbe	165	1862A	33		Gray et Seppala, 1991
1 560 ± 120	62° 06'	74° 17'	Hel-2364	tourbe	46	1862A	28		Seppala et al., 1988
1 550 ± 110	62° 06'	74° 17'	Hel-2372	tourbe	46	1862A	28		Seppala et al., 1988
1 260 ± 70	62° 06'	74° 30'	Beta-19856	tourbe	4	1862A	22	40c	Ricard, 1989
1 190 ± 210	62° 06'	74° 17'	Hel-2367	tourbe	46	1862A	28		Seppala et al., 1988
1 170 ± 120	62° 06'	74° 17'	Hel-2369	tourbe	46	1862A	28		Seppala et al., 1988
1 090 ± 120	62° 06'	74° 17'	Hel-2370	tourbe	46	1862A	28		Seppala et al., 1988
1 090 ± 110	62° 06'	74° 17'	Hel-2363	tourbe	46	1862A	28		Seppala et al., 1988
740 ± 80	62° 05'	74° 02'	Hel-2217	tourbe	165	1862A	33		Gray et Seppala, 1991
420 ± 80	62° 04'	74° 34'	Gak-1036	os de mammifère terrestre	12	1862A	20		Matthews, 1967a
470 ± 120	62° 06'	74° 17'	Hel-2495	tourbe	46	1862A	28		Seppala et al., 1988
330 ± 100	62° 04'	74° 34'	Y-1717	charbon de bois	12	1862A	20	38b	Matthews, 1967a
310 ± 50	62° 21'	73° 50'	GSC-4341	bois	65	1863A	3		McNeely et McCuaig, 1991
Secteur E : baie Foul - baie Wakeham									
37 000 ± 3 400	61° 52'	72° 05'	UQ-967	coquilles marines	200	1863A	17	s.o.	Gray et Lauriol, 1985
25 210 ± 390	62° 02'	72° 17'	Beta-19016	coquilles marines	230	1863A	14	s.o.	Bruneau et Gray, 1991
8 470 ± 70	62° 09'	73° 04'	To-1738	coquilles marines	91	1863A	9	65	Bruneau et Gray, 1991
7 600 ± 180	62° 06'	72° 50'	UQ-37	coquilles marines	100	1863A	12	68	Bruneau et Gray, 1991
7 220 ± 110	62° 09' 50"	72° 59' 40"	GSC-5211	<i>Mya truncata t.</i>	15	1863A	10	66	Daigneault, 1997
7 020 ± 90	62° 05'	73° 13'	Beta-34762	<i>Mya et Macoma</i>	64	1863A	11	67	Gray et al., 1993
7 000 ± 110	61° 33'	72° 20'	GSC-5202	<i>Mya et Macoma</i>	10	1863A	18	74	Gray et al., 1993
6 760 ± 90	61° 33' 10"	72° 15' 50"	GSC-5135	<i>Hiatella a. et Mya t.</i>	29	1863A	20	76	Daigneault, 1997
6 740 ± 100	61° 47'	72° 36'	Beta-11101	<i>Macoma calcaria</i>	42	1863A	16	72	Gray et al., 1993
6 690 ± 90	62° 01'	72° 36'	Beta-11104	coquilles marines	0	1863A	13	69	Lauriol et Gray, 1987
5 110 ± 110	61° 49'	72° 48'	GSC-5207	<i>Mya pseudoarenaria</i>	6	1863A	15	71	Daigneault, 1997
1 300 ± 60	61° 32' 50"	72° 17' 15"	GSC-5210	bois	30	1863A	19	75	Daigneault, 1997
Intérieur de la péninsule									
6 920 ± 90	61° 16'	73° 41'	To-1441	gytija	512	1863A	23	79b	Richard et al., 1991
6 080 ± 100	61° 16'	73° 41'	To-1440	gytija	512	1863A	23	79a	Richard et al., 1991
5 030 ± 70	61° 17'	73° 41'	To-539	gytija	494	1863A	22	78b	Bouchard et al., 1989
4 750 ± 100	61° 17'	73° 41'	To-540	gytija	494	1863A	22	78a	Bouchard et al., 1989
4 600 ± 100	61° 50' 02"	73° 54' 46"	GSC-5205	gytija	527	1863A	21	77	Daigneault, 1997

* Âge non corrigé pour les coquilles marines sauf pour les datations récentes de la CGC (GSC-4xxx et GSC-5xxx) qui ont été corrigées suivant une valeur δ¹³C de 0 ‰. PDB.

[†] Âge corrigé en fonction d'une valeur δ¹³C de 0 ‰. PDB en soustrayant 410 ans à l'âge normalisé suivant une valeur δ¹³C de -25 ‰. PDB.

Contents

This CD-ROM contains the full contents of Bulletin 533 in .pdf format, including any maps or oversized figures.

System requirements

PC with 486 or greater processor, or Mac® with OS® X v. 10.2.2 or later; Adobe® Reader® v. 6.0 (included for both PC and Mac) or later; video resolution of 1280 x 1024.

Quick start

This is a Windows®-based autoplay disk. Should the autoplay fail, navigate to the root of your CD-ROM drive and double-click on the autoplay.exe file. Mac® users must use this method to begin.

Contenu

Ce CD-ROM renferme le contenu intégral du Bulletin 533 en format .pdf, y compris les figures de grand format ou les cartes, s'il y a lieu.

Configuration requise

PC avec processeur 486 ou plus rapide, ou Mac® avec OS® X v. 10.2.2 ou ultérieure; Reader® v. 6 d'Adobe® (fourni pour PC et Mac) ou version ultérieure; résolution vidéo de 1280 x 1024.

Démarrage rapide

Ceci est un disque à lancement automatique pour les systèmes d'exploitation Windows®. Si le lancement automatique ne fonctionne pas, allez au répertoire principal du CD-ROM et faites un double clic sur le fichier autoplay.exe. Les utilisateurs de systèmes Mac® doivent procéder de cette façon pour débiter la consultation.

