

Université de Montréal

Géologie du Quaternaire du nord du Nunavik, Québec

par

Robert-André Daigneault

Département de géologie

Faculté des arts et des sciences

Thèse présentée à la Faculté des études supérieures
En vue de l'obtention du grade de
Philosophiae Doctor (Ph.D.)
en géologie

juillet 1997

© Robert-André Daigneault, 1997





National Library
of Canada

Acquisitions and
Bibliographic Services

395 Wellington Street
Ottawa ON K1A 0N4
Canada

Bibliothèque nationale
du Canada

Acquisitions et
services bibliographiques

395, rue Wellington
Ottawa ON K1A 0N4
Canada

Your file Votre référence

Our file Notre référence

The author has granted a non-exclusive licence allowing the National Library of Canada to reproduce, loan, distribute or sell copies of this thesis in microform, paper or electronic formats.

The author retains ownership of the copyright in this thesis. Neither the thesis nor substantial extracts from it may be printed or otherwise reproduced without the author's permission.

L'auteur a accordé une licence non exclusive permettant à la Bibliothèque nationale du Canada de reproduire, prêter, distribuer ou vendre des copies de cette thèse sous la forme de microfiche/film, de reproduction sur papier ou sur format électronique.

L'auteur conserve la propriété du droit d'auteur qui protège cette thèse. Ni la thèse ni des extraits substantiels de celle-ci ne doivent être imprimés ou autrement reproduits sans son autorisation.

0-612-26665-6

Canada

Université de Montréal
Faculté des études supérieures

Cette thèse intitulée:

Géologie du Quaternaire du nord du Nunavik, Québec

présentée par:
Robert-André Daigneault

a été évaluée par un jury composé des personnes suivantes:

Dr Peter P. David	président rapporteur
Dr Michel A. Bouchard	directeur de recherche
Dr William W. Shilts	membre
Dr Michel Lamothe	examineur externe
Dr Claude E. Delisle	représentant du Doyen

Thèse acceptée le: 97.08.07



Université de Montréal

Bibliothèque



Sommaire

Cette thèse traite de la géologie du Quaternaire du nord du Nunavik, région couvrant près de 50 000 km² à l'extrémité nord du Québec. Cette région constitue un vaste plateau incliné vers le sud-ouest, et traversé d'ouest en est, par une série de collines parallèles que sont les monts d'Youville et les collines de Povungnituk. Ces collines correspondent à la partie sud de la ceinture du Cap Smith où sont présentes des roches métasédimentaires et métavolcaniques au potentiel minier intéressant.

L'objectif principal de cette thèse est de faire une synthèse régionale des événements quaternaires du nord du Nunavik. Cet objectif est 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: des stries aux vallées glaciaires en passant par les rochers profilés et les cirques. Le relevé des microformes et mésoformes d'érosion indique une phase majeure d'écoulement 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 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 fut précédée par deux autres phases: d'abord une phase d'écoulement radial à partir d'un centre de dispersion situé au nord des monts Povungnituk; puis une phase où les écoulements provenaient du sud, probablement du centre de dispersion de Payne.

Les dépôts quaternaires ont été cartographiés sur trois feuillets à l'échelle du 1 : 250 000. On y caractérise huit unités lithostratigraphiques selon leur environnement de mise en place. Reposant sur le substrat rocheux on distingue: le till, les dépôts

fluvioglaciaires de contact ou proglaciaires, les dépôts glaciomarins ou marins, les dépôts glaciolacustres, alluviaux, organiques et colluviaux. Le till est, de loin, le sédiment plus abondant, recouvrant de façon généralement discontinue près de 80 % du territoire. La répartition des formes d'accumulation glaciaire est reliée à la phase majeure d'écoulement. Sous 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, les terrains sont souvent fuselés.

Les résultats de l'analyse de la composition lithologique du till (4 -5,6 mm et plus de 20 cm) sont concordants avec l'existence de la ligne de partage glaciaire. À partir d'un cortège régional comprenant plus de 300 échantillons de till, soit une densité moyenne de un échantillon par 200 km², on conclut que la dispersion des roches et des minéraux de la ceinture du Cap Smith s'est faite principalement vers la périphérie de la péninsule; et que le transport glaciaire est plus long en périphérie de la péninsule que sous la ligne de partage glaciaire. Le transport glaciaire est aussi plus long lorsque la taille de la fraction analysée est petite et que la lithologie est plus résistante. Enfin, l'absence d'erratiques de roches sédimentaires paléozoïques sur la péninsule, au-dessus de la limite marine, nous indique que l'existence d'un mouvement glaciaire en provenance de la baie d'Hudson est improbable. La seule exception se situe entre le Cap de Nouvelle-France et Douglas Harbour, où de tels erratiques sont associées à l'épisode du courant glaciaire du détroit d'Hudson.

La déglaciation du territoire s'est amorcée entre 9 et 10,7 ka BP, d'abord le long du détroit d'Hudson et a permis l'invasion marine que l'on appelle ici le Détroit de Tyrrell. Par la suite, la déglaciation se poursuivant, les eaux marines envahirent la baie d'Hudson initiant l'épisode de la Mer de Tyrrell. C'est dans la région couverte par le Détroit de Tyrrell que l'on observe les plus hautes limites marines soit jusqu'à 182 m, et les plus basses, dans la Mer de Tyrrell, soit à 111 m. À l'intérieur de la péninsule, les nombreux lacs d'obturation glaciaire, comme le tracé des eskers et des chenaux

marginiaux d'eaux de fonte permettent de retracer l'allure de la marge glaciaire lors du retrait. C'est dans les environs de la ligne de partage glaciaire que les derniers culots de glace ont disparu. Jusqu'à la disparition complète de ces derniers, l'obturation glaciaire du drainage du bassin versant de la baie d'Hudson a permis le développement de multiples niveaux lacustres. Ces derniers se concentrent principalement dans trois bassins versants soient ceux de la rivière Povungnituk (550-230 m), de la rivière Kovik (396-213 m) et des rivières Frichet, Durouvray et Derville (439-132 m). Ces épisodes glaciolacustres se sont développés entre 8 et 7 ka BP. Nous n'avons pas identifié d'indices permettant de valider l'hypothèse d'un haut niveau glaciolacustre le long du détroit d'Hudson.

Table des matières

Sommaire	iii
Table des matières	vi
Liste des tableaux	x
Liste des cartes et des figures	xi
Liste des annexes	xviii
Remerciements	xix
1.0 Introduction	1
1.1 But	1
1.2 Localisation et accès	2
1.3 Climat et végétation	4
1.4 Physiographie et drainage	6
1.5 Géologie de la roche en place	8
1.5.1 Les lithologies	10
1.5.2 Minéralisation et exploration minérale	14
1.6 Travaux antérieurs	14
1.7 Méthodologie	21
1.7.1 Travaux sur le terrain	21
1.7.2 Travaux de compilation et de laboratoire	23

3.3.2 Les dépôts glaciomarins et marins littoraux et infralittoraux (4b)	82
3.3.3 Les dépôts glaciomarins et marins deltaïques (4c).	85
3.4 Les dépôts glaciolacustres (5a, 5b)	88
3.4.1 Les dépôts glaciolacustres littoraux (5a)	88
3.4.2 Les dépôts glaciolacustres deltaïques (5b)	90
3.5 Les dépôts alluviaux (6).	90
3.6 Les dépôts colluviaux (7).	92
3.7 Les dépôts organiques (8).	94
3.8 Les unités cartographiques de roches (R et Rs) et les champs de blocs ...	94
4.0 Analyse du transport glaciaire par la composition lithologique et géochimique du till.	97
4.1 Buts	97
4.2 Les blocs	97
4.2.1 Les dolomies de la ceinture du Cap Smith.	97
4.2.2. Les péridotites de la ceinture du Cap Smith.	102
4.3 Les granules	104
4.3.1 La dispersion glaciaire des roches de la ceinture du Cap Smith.104	
4.3.1.1 La dispersion régionale	104
4.3.1.2 La dispersion régionale en périphérie de la péninsule.110	
4.3.1.3 La dispersion locale à partir d'une source ponctuelle : un lambeau protérozoïque autochtone.	116
4.3.2 Les roches sédimentaires paléozoïques	118
4.4 La fraction fine (silt et argile)	120
4.4.1 Les teneurs en carbonates	120
4.4.2 La géochimie des éléments traces	121
4.5 Conclusion	141

5.0 Paléogéographie du Quaternaire	144
5.1 Évènements antérieurs à la dernière glaciation	144
5.2 La dernière glaciation	145
5.2.1 Évènements antérieurs au développement de la ligne de partage glaciaire du Nouveau-Québec... ..	146
5.2.2 La ligne de partage glaciaire du Nouveau-Québec	148
5.2.2.1 Les formes sous-glaciaires et le régime thermique. .	151
5.3 La déglaciation	153
5.3.1 Introduction	153
5.3.2 L'épisode marin	164
5.3.2.1 Altitude maximale et étendue	164
5.3.2.2 Âge et variations du niveau marin	166
5.3.3 Les épisodes glaciolacustres	172
5.3.3.1 Étendue et âge	172
5.3.3.2 Le bassin versant de la rivière Povungnituk.	175
5.3.3.3 Le bassin versant de la rivière Kovic	177
5.3.3.4 Les bassins versants des rivières Frichet, Durouvray et Derville	179
5.3.3.5 Autres bassins glaciolacustres	183
5.4 La phase post-glaciaire	185
6.0 Conclusion	186
Références bibliographiques	190

Liste des tableaux

Tableau I: Caractéristiques sédimentologiques et morphologiques des unités lithostratigraphiques quaternaires.52
Tableau II: Invertébrés fossiles et environnement de mise en place.80
Tableau III: Statistiques sur la géochimie de la fraction inférieure à 0,063 mm. . .	.123

Liste des cartes et des figures

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). En pochette

Carte 1862A: Géologie des formations en surface de la région de Salluit et des lacs Nuvilik (35J et 35G). En pochette.

Carte 1863A: Géologie des formations en surface de la région du Cap de Nouvelle-France, du cratère du Nouveau-Québec et de Kangiqsujuaq (35I, 35H, et 25E en partie). En pochette.

Figure 1: Localisation de la région étudiée..	3
Figure 2: Physiographie et relief..	7
Figure 3: Les bassins hydrographiques..	9
Figure 4: Géologie de la roche en place de la région d'étude..	11
Figure 5: Le fjord de Douglas Harbour.	27
Figure 6: Vallée glaciaire du Southwest Arm de Douglas Harbour.	28
Figure 7: Cirque en bordure du lac Tasialujuuaq.	29
Figure 8: Localisation des cirques entre Cap Wolstenholme et Kugluk Cove.	30
Figure 9: Cirques au sud du Cap Qarliik Nuvua.	32

Figure 10: Altitude (A) et orientation (B) des cirques.	33
Figure 11: Rocher profilé près du Cap de Nouvelle-France.	35
Figure 12: Roche moutonnée (gneiss tonalitique) dans la région de Fisher Bay indiquant un écoulement glaciaire vers le nord-est, soit vers la droite de la photo. (GSC-1992-148).	37
Figure 13: Roches moutonnées (gneiss tonalitique) produites par un écoulement glaciaire en direction de l'est, le long du détroit d'Hudson, (vers la gauche de la photo), île Charles.	38
Figure 14: Reliefs en dos-de-baleine (gneiss tonalitique) dans la région au sud de la rivière Lataille.	40
Figure 15: Train de broutures convexes près de la baie Fisher.	41
Figure 16: Orientation des microformes et mésoformes d'érosion glaciaire et position de la ligne de partage glaciaire.	42
Figure 17: Sillon orienté 084°-264° sur lequel sont superposées des stries (crayon) orientées 024°-204°, île Charles.	44
Figure 18: Sichelwannen souligné par la présence de végétation, île Charles.	45
Figure 19: Cavettos (flèche) au nord du port de Laperrière, île Digges.	46
Figure 20: Affleurements rocheux dissymétriques en direction de l'ouest-nord-ouest (carnet) avec des stries superposées orientées est-ouest (crayon).	50

Figure 21: Lithostratigraphie des dépôts quaternaires.	53
Figure 22: Bloc perché à l'ouest du lac Allemand.	56
Figure 23: Composition granulométrique de la matrice des tills.	58
Figure 24: Drumlins et drumlinoïdes (D), lac Saint-Germain.	60
Figure 25: Traînées morainiques au sud des lacs Nuvilik.	61
Figure 26: Traînées morainiques à l'est du lac Bilson.	62
Figure 27: Éléments du modelé glaciaire.	64
Figure 28: Terrain morainique bosselé au sud du lac Chukotat.	65
Figure 29: Moraines de De Geer (M), formes fuselées (F) et limite marine (LM), 25 km à l'est du Cap Suluraaq.	66
Figure 30: Moraines de De Geer (M) et limite marine (LM).	69
Figure 31: Esker à l'est du lac Bélanger.	71
Figure 32: Esker (<<<) dans un chenal d'eau de fonte (C) sous-glaciaire à l'ouest du lac Juet.	73
Figure 33: Moraines mineures mises en place dans un lac d'obturation glaciaire au nord-est du lac Chassé.	75
Figure 34: Traînée fluvioglaciaire (3) à l'est du lac François-Malherbe.	78

Figure 35: Cordons littoraux près de la falaise Naujakallait.	83
Figure 36: Flèches littorales (FL) à 10 km au sud de la baie de Kovik.	84
Figure 37: Delta marin (M) de la rivière Wakeham.	87
Figure 38: Littoraux glaciolacustres le long de la petite rivière Povungnituk.	89
Figure 39: Deltas glaciolacustres (D) le long de la rivière Frichet..	91
Figure 40: Talus d'éboulis d'une hauteur d'environ 15 m couvrant en partie des dépôts marins deltaïques dans la vallée face à l'île Staffe.	93
Figure 41: Champ de blocaille développé dans les basaltes du Groupe de Chukotat, à l'ouest de Kattinik.	96
Figure 42: Localisation des roches indicatrices et des échantillons de till.	98
Figure 43: Affleurement dissymétrique de dolomie du Groupe de Povungnituk, 20 km à l'est du lac Vicenza.	99
Figure 44: Localisation des zones d'affleurements de dolomie de la ceinture du Cap Smith et des blocs dispersés.	100
Figure 45: Localisation des zones d'affleurements de péridotites et des blocs dispersés.	103
Figure 46: Localisation des roches de la ceinture du Cap Smith et abondance des granules de ces roches dans le till de surface.	105

Figure 47: Localisation des roches mafiques et ultramafiques de la ceinture du Cap Smith et abondance des granules de ces roches dans le till de surface.	107
Figure 48: Localisation des roches métasédimentaires de la ceinture du Cap Smith et abondance des granules de ces roches dans le till de surface.	109
Figure 49: Abondance des granules et des blocs de la ceinture du Cap Smith dans le till: secteur est.	111
Figure 50: Abondance des granules et des blocs de la ceinture du Cap Smith dans le till: secteur ouest.	112
Figure 51: Dispersion glaciaire locale à partir d'une source ponctuelle: un lambeau de roche protérozoïque.	117
Figure 52: Localisation des roches sédimentaires paléozoïques, abondance des granules de ces roches et teneur en carbonate des tills.	119
Figure 53: Teneur en chrome de la fraction inférieure à 0.063 mm du till.. . . .	124
Figure 54: Teneur en fer de la fraction inférieure à 0.063 mm du till.. . . .	126
Figure 55: Teneur en cobalt de la fraction inférieure à 0.063mm du till.. . . .	127
Figure 56: Teneur en nickel de la fraction inférieure à 0.063mm du till.. . . .	128
Figure 57: Teneur en cuivre de la fraction inférieure à 0.063mm du till.. . . .	130
Figure 58: Teneur en zinc de la fraction inférieure à 0.063mm du till.. . . .	131

Figure 59: Teneur en or de la fraction inférieure à 0,063 mm du till.	132
Figure 60: Teneur en arsenic de la fraction inférieure à 0,063 mm du till.	133
Figure 61: Teneur en plomb de la fraction inférieure à 0,063 mm du till.	135
Figure 62: Teneur en uranium de la fraction inférieure à 0,063 mm du till.	136
Figure 63: Composition géochimique de la matrice des tills: secteur est.	137
Figure 64: Composition géochimique de la matrice des tills: secteur ouest	138
Figure 65: Localisation des principaux indices minéralisés et des teneurs géochimiques les plus fortes mesurées dans le till.	140
Figure 66: Direction et importance des vecteurs de transport glaciaire.	142
Figure 67: Les phases de la dernière glaciation.	147
Figure 68: Localisation des sites où des âges pré-Wisconsinien supérieur ont été obtenus.. . . .	150
Figure 69A: Paléogéographie régionale de la déglaciation vers 9 ka BP	154
Figure 69B: Paléogéographie régionale de la déglaciation vers 8 ka BP	155
Figure 69C: Paléogéographie régionale de la déglaciation entre 8 et 7 ka BP (1/5).	156
Figure 69D: Paléogéographie régionale de la déglaciation entre 8 et 7 ka BP (2/5).	157

Figure 69E: Paléogéographie régionale de la déglaciation entre 8 et 7 ka BP (3/5).	158
Figure 69F: Paléogéographie régionale de la déglaciation entre 8 et 7 ka BP (4/5).	159
Figure 69G: Paléogéographie régionale de la déglaciation entre 8 et 7 ka BP (5/5).	160
Figure 70: Altitude et extension maximale de l'invasion marine et des phases glaciolacustres..	161
Figure 71: Limite marine (LM) dans la vallée de la rivière Foucault..	165
Figure 72: Courbes d'émersion régionale..	169
Figure 73: Coulée de gélifluxion affectant une plage glaciolacustre .	173
Figure 74: Gauchissement des paléorivages dans le bassin versant de la rivière Kovic.	174
Figure 75: Chenaux juxtaglaciaires dans la vallée de la rivière Chukotat..	178
Figure 76: Delta juxtaglaciaire à l'ouest du lac Vanasse..	180
Figure 77: Exutoire glaciolacustre à l'ouest de la vallée Narsajuaq..	181
Figure 78: Delta glaciolacustre (D) dans la vallée de la rivière Frichet..	184
Figure A: Localisation des centres de dispersion et de la ligne de partage glaciaire du Nouveau-québec (LPGNQ)	17

Liste des annexes

Annexe A: Localisation et paramètres sédimentologiques du till.xx
Annexe B: Localisation et paramètres sédimentologiques des sédiments quaternaires excluant les tills..	xxviii
Annexe C: Géochimie de la fraction inférieure à 0.063 mm du till...xxx
Annexe D: Datations au ¹⁴ Cxxxv

Remerciements

Je tiens d'abord à remercier mon directeur de thèse, le professeur Michel A. Bouchard, pour ses judicieux conseils et ses encouragements au cours de cette recherche. 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. J'exprime aussi ma gratitude aux membres du jury qui ont amélioré cette thèse par leurs commentaires et suggestions. 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, du service de la cartographie de la CGC, qui ont réalisé la numérisation et l'édition des cartes ainsi que Marco Boutin, de l'INRS-Géoressources, qui a réalisé les figures. Je remercie également: Réal Gosselin de INRS- Géorressources pour les analyses géochimiques; Patti Lindsay du laboratoire de sédimentologie de la CGC pour les analyses granulométriques; 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 nécessité cette thèse et pour ses lectures critiques, j'aimerais témoigner toute ma gratitude.

1.0 Introduction

1.1 But

L'intérêt pour l'étude de la géologie du Quaternaire du nord du Nunavik se situe à divers niveaux. D'une part, les données de base sur la géologie du Quaternaire sont fragmentaires; elles proviennent d'études faites principalement le long du Déroit d'Hudson ou dans la région du cratère du Nouveau-Québec. D'autre part, de nouvelles données sont requises tant pour les études de prospection minérale dans la région de la ceinture du Cap Smith, que pour l'aménagement d'infrastructures minières (Raglan) ou pour des activités récréo-touristiques projetées (e.g. projet de parc au cratère du Nouveau-Québec). Enfin, du point de vue de la recherche fondamentale, la région étudiée couvre une zone de convergence des glaces, le Déroit d'Hudson, ainsi qu'une zone de divergence des glaces, la ligne de partage glaciaire du Nouveau-Québec. Le Déroit d'Hudson est une région-clé pour 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 laurentidien. Les roches distinctives de la ceinture du Cap Smith, comme les roches paléozoïques qui tapissent le fond du Déroit d'Hudson, nous offrent la possibilité de reconstituer les lignes d'écoulement associées à ces événements.

Les buts de cette thèse sont: premièrement, d'identifier, de caractériser et de cartographier les dépôts quaternaires observés dans le nord du Nunavik; deuxièmement, de définir les patrons de dispersion glaciaire par l'analyse de la composition du till; et troisièmement, de proposer un schéma régional de l'histoire glaciaire et post-glaciaire.

Cette thèse découle d'une étude sur la géologie glaciaire effectuée par le CGC-Québec, une division de la Commission géologique du Canada.

1.2 Localisation et accès

Le territoire étudié est compris entre le 61° et le 63° de latitude nord et le 71° et le 79° de longitude ouest (figure 1). Il inclut la partie septentrionale du Nunavik au Québec, ainsi que les îles Digges, Charles, Weggs, Davies, Maiden et Wales qui font partie des Territoires du Nord-Ouest. Ce territoire, d'une superficie d'environ 50 000 km², est couvert par trois cartes des dépôts superficiels à l'échelle du 1:250 000. Elles sont annexées à cette thèse et en constituent la base. La carte 1861A nommée **Région du Cap Wolstenholme et de Kovik Bay** représente la partie ouest et comprend les feuillets SNRC suivants: 35E/16, 35F, 35K, 35L/1, 35L/8, et 35L/9. La carte 1862A (**Région de Salluit et des Lacs Nuvilik**) couvre le secteur central et inclut les feuillets 35J et 35G. Enfin le secteur est est représenté par la carte 1863A (**Région du Cap de Nouvelle-France, du Cratère du Nouveau-Québec et de Kangiqsujuaq**), laquelle est constituée des feuillets numérotés: 35H, 35I, 25E/3, 25E/4, 25E/5 et 25E/12.

Trois villages inuit sont établis à l'intérieur de la zone d'étude (figure 1). D'ouest en est, ce sont Ivujivik, situé sur la rive ouest de Ivujivik Harbour et qui compte 200 habitants, Salluit, sur la rive est de Sugluk Inlet comptant 512 habitants et Kangiqsujuaq sur la rive sud de Wakeham Bay dont la population est de 325 habitants (Duval et Therrien, 1982). Mentionnons, que les lieux présentés dans cette thèse sont localisés sur une carte hors texte insérée à la fin du document, ainsi que sur les cartes des dépôts superficiels.

L'accès à la zone étudiée s'effectue par des vols réguliers d'Air Inuit vers les trois villages ou par vol nolisé à partir de Kuujuaq (Québec) ou d'Iqaluit (Territoires du Nord-Ouest). À l'intérieur de la péninsule, la mine de Raglan, propriété de Falconbridge Ltd., et la mine abandonnée de Purtunik (Asbestos Corp.) possèdent également des pistes d'atterrissage en bon état (figure 1). Seulement deux routes existent sur l'ensemble du territoire et elles résultent des besoins reliés à l'exploitation minière. La plus longue (65 km) relie Purtunik à la Baie Déception et la seconde (57 km), la zone minière de Raglan à Douglas Harbour. Dans le cadre de la mise en opération de la mine

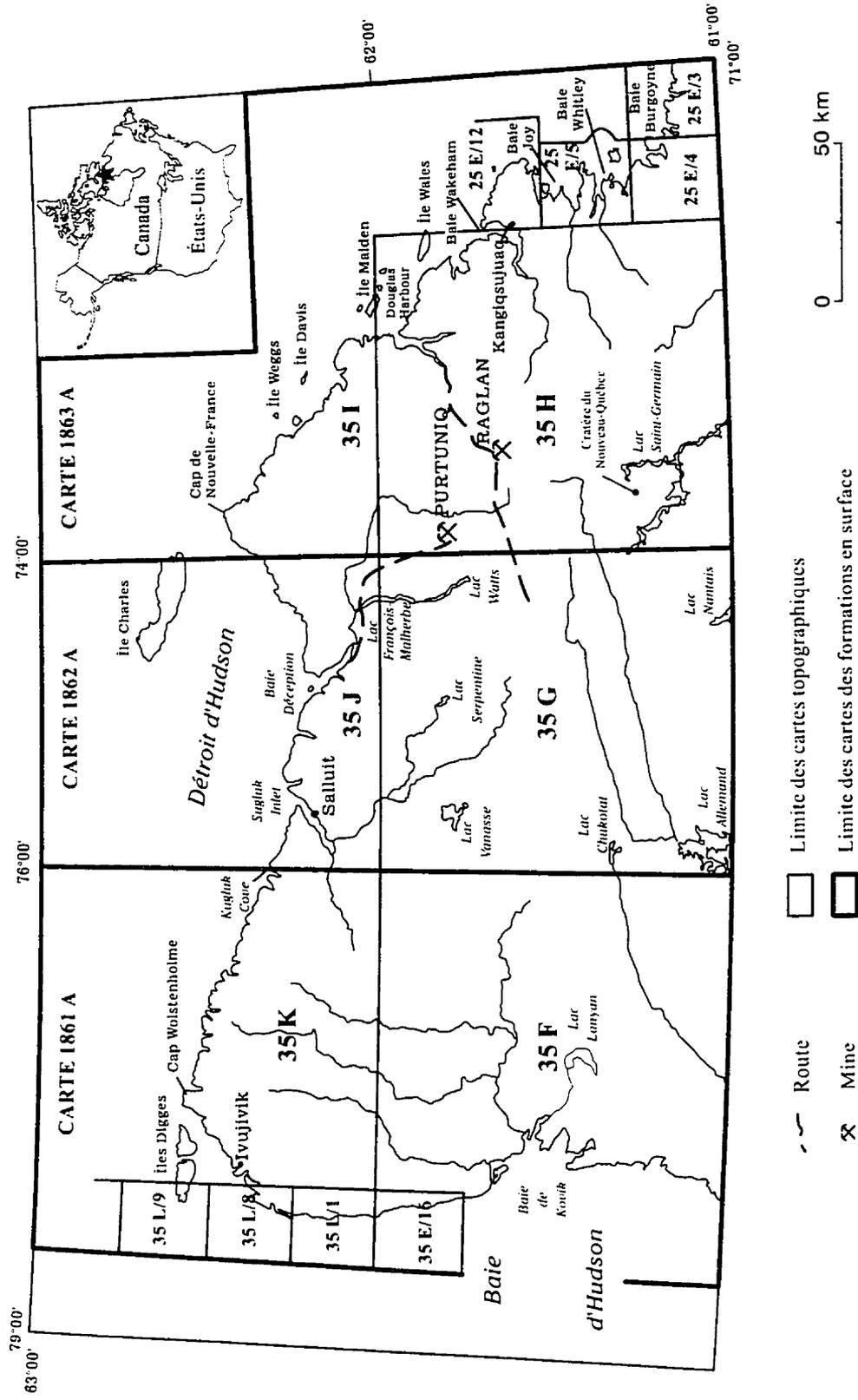


Figure 1: Localisation de la région étudiée, des cartes topographiques SNRC et des cartes des formations en surface annexées (1861A, 1862A, 1863A).

Raglan, des travaux ont été entrepris afin de la relier par route à Purtunik. Durant les mois d'août et de septembre, des bateaux-cargos assurent le transport des marchandises, en particulier des carburants, vers les villages.

1.3 Climat et végétation

Avant 1960, on ne comptait aucune station climatique permanente dans le secteur étudié. Par la suite, quelques stations ont été installées puis abandonnées (baie Wakeham, 1964-67 ; Asbestos Hill, 1960-63 ; Baie Déception, 1963-64 ; Ivujiviq, 1965 ; Salluit, 1964-70). Ainsi, les relevés obtenus sont peu utiles pour définir les grands traits du climat. Les plus proches stations permanentes possédant des enregistrements de longue durée (plus de 25 ans) sont celles de Nottingham Island, située à 75 km au nord d'Ivujivik et de Cape Hopes Advance (Quartaq), à 130 km au sud-est de Kangiqsujuaq (Gagnon et Ferland, 1967 ; Houde, 1978).

Selon la classification de Köppen, le climat est de type polaire de toundra (Hufty, 1976). Il est caractérisé par des étés courts et des hivers longs et très froids. Durant l'été, 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, pour une amplitude thermique 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 et le Détroit d'Hudson sont libres de glace et permettent une plus grande évaporation; environ 50 à 55 % des précipitations annuelles sont sous forme de neige. En général dans le nord du Nunavik, la vitesse moyenne des vents, généralement de prédominance ouest, est de 20 km/h et la vitesse moyenne journalière 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 Purtuniq (Stewart, 1976) tandis que près de la côte, aux villages de Salluit et de Kangiqsujuaq des épaisseurs respectives d'environ 280 m et 210 m ont été mesurées (Pluritec, 1982). 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 il serait de 1,5m (Lévesque *et al.*, 1990; Roche, 1992). Lévesque *et al.* (1985) estiment d'ailleurs que, généralement, l'épaisseur du mollisol est 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. Les relevés floristiques de Polunin (1948) dans la région de la Baie Wakeham permettent de faire ressortir quelques grands traits de la végétation. Après le dégel, la végétation se développe plus rapidement sur les hauts plateaux que dans les basses terres mais le couvert y est moins continu ; les lichens y dominant, 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* accompagnés par des *Carex*. Les marécages sont colonisés par différents types de *Carex*, quelquefois de sphaignes ; les *Eriophorum* (linaigrettes) y sont souvent très abondants. C'est sur le flanc exposé au sud des vallées ou dans certaines zones abritées dans la vallée même, que l'on observe la végétation la plus luxuriante ; elle comprend entre autres, des saules (*Salix cordifolia*) de 50 à 80 cm de hauteur. Notons que dans un site présentant des conditions analogues, 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 la hauteur atteignait près de 5 m.

Plus à l'intérieur de la péninsule, dans la région du cratère du Nouveau-Québec et de 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 ou que celui du

secteur côtier. Le couvert végétal de la région du cratère du Nouveau-Québec est généralement morcelé et les plantes ne 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 arbustaias naines dominées par *Cassiope tetragona*, *Salix herbacae* et *Vaccinium uliginosum* principalement.

1.4 Physiographie et drainage

De façon générale, le secteur d'étude se présente comme un plateau, localement montueux, incliné vers le sud-ouest. Sur son extrémité nord, le long du Déroit d'Hudson, on observe des falaises rocheuses dont l'altitude atteint 300 m entre Ivujivik et l'embouchure de la Baie Déception (figure 2). À l'ouest, cependant, le long de la Baie d'Hudson, le relief s'abaisse doucement jusqu'au niveau de la mer et explique la plus grande étendue couverte par l'invasion marine post-glaciaire dans ce secteur. Selon Hare (1959), on peut subdiviser le nord de la péninsule d'Ungava en trois régions physiographiques soit du sud au nord: le Plateau de Larch ; les Collines de Povungnituk (correspondant à la partie sud de la ceinture du Cap Smith) et enfin au nord, le Plateau de Salluit (figure 2).

Le relief monotone du Plateau de Larch, d'une altitude moyenne d'environ 400 m, est paradoxalement celui où l'on observe quelques-uns des phénomènes géologiques les plus spectaculaires. D'abord le cratère du Nouveau-Québec (figure 2), occupé par un lac d'un diamètre de 2,8 km et de 267 m de profondeur (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 300 m localement.

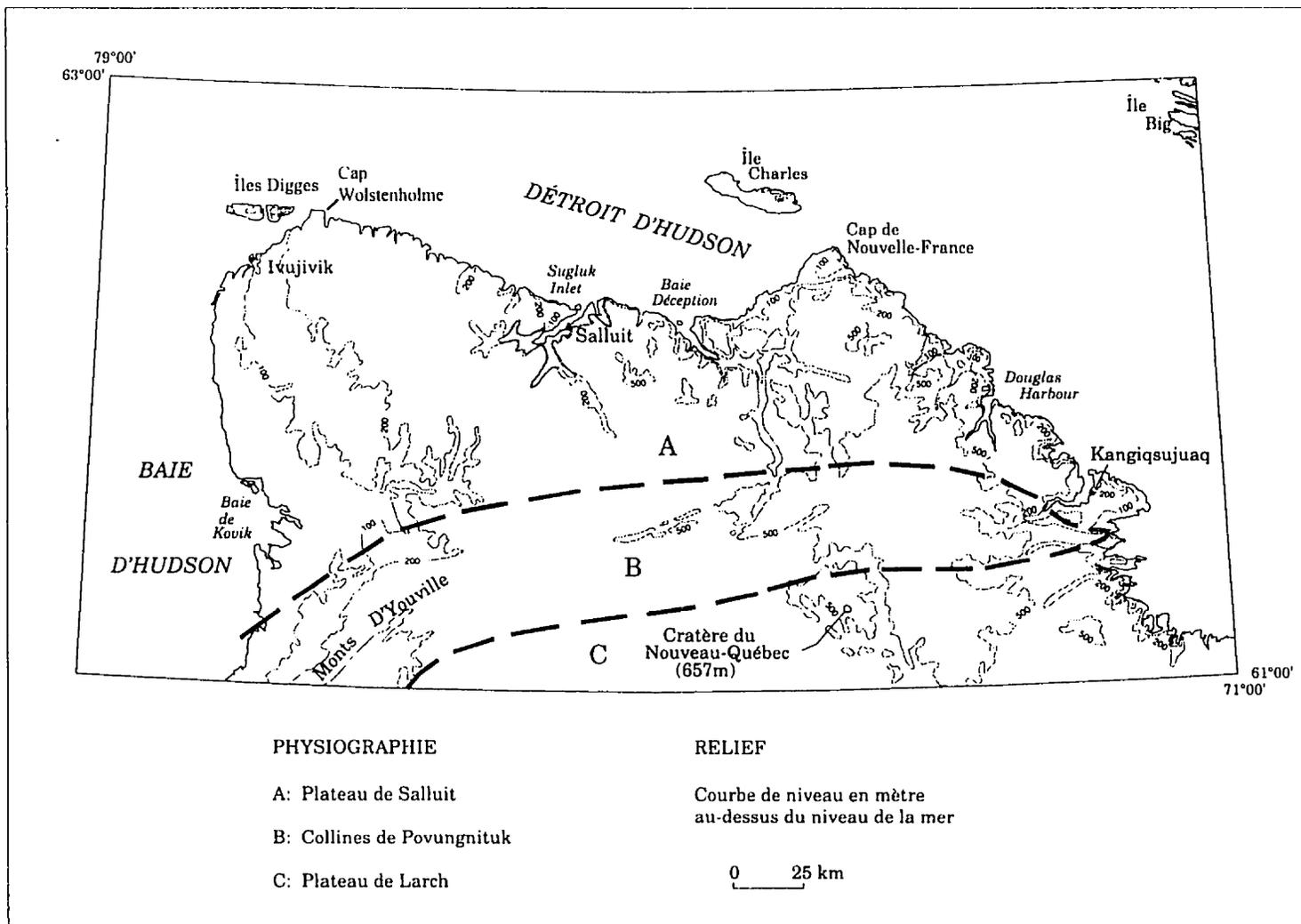


Figure 2: Physiographie et relief. Les subdivisions physiographiques proviennent des travaux de Hare (1959).

Les Collines de Povungnituk, d'orientation est-ouest, sont à une altitude moyenne d'environ 450 m. Elles forment un relief plissé beaucoup plus marqué dans leur partie ouest (monts d'Youville) alors que certaines crêtes montagneuses culminent à près de 250 m plus haut que les vallées adjacentes. À l'est, à une centaine de kilomètres à l'ouest de Kangiqsujaq, ces collines 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 de Sugluk Inlet, Baie Déception et Douglas Harbour. Le long de la falaise bordant le Déroit d'Hudson, particulièrement dans le secteur immédiatement à l'est du Cap Wolstenholme, on observe plusieurs cirques.

La région comprend trois grands bassins hydrographiques: le bassin du Déroit d'Hudson, le bassin de la Baie d'Ungava et le bassin de la Baie d'Hudson (figure 3). Ce dernier est le plus étendu, comprenant les eaux des bassins de drainage de la rivière Kovic et particulièrement celles de la rivière Povungnituk dont la tête se situe loin vers l'est, près de la mine de Raglan. À la déglaciation, l'obturation glaciaire du drainage de ce bassin a provoqué la formation de lacs glaciaires. Le bassin de drainage du Déroit d'Hudson est très restreint dans sa partie ouest mais s'agrandit progressivement vers le sud-ouest, bénéficiant des apports de plusieurs longues rivières telles que les Guichaud, Foucault, Gatin, Déception, Wakeham, Lataille et Laflau. Le bassin de la Baie d'Ungava est moins représenté dans le secteur d'étude. Les eaux s'y écoulent vers le sud-est via les rivières Vachon et Kimber entre autres. Des lacs d'obturation glaciaire ont également existé dans ce secteur.

1.5 Géologie de la roche en place

Le secteur étudié se situe sur le Bouclier canadien, et représente une partie du craton archéen Laurentia (Hoffman, 1989). Il se subdivise en trois ensembles

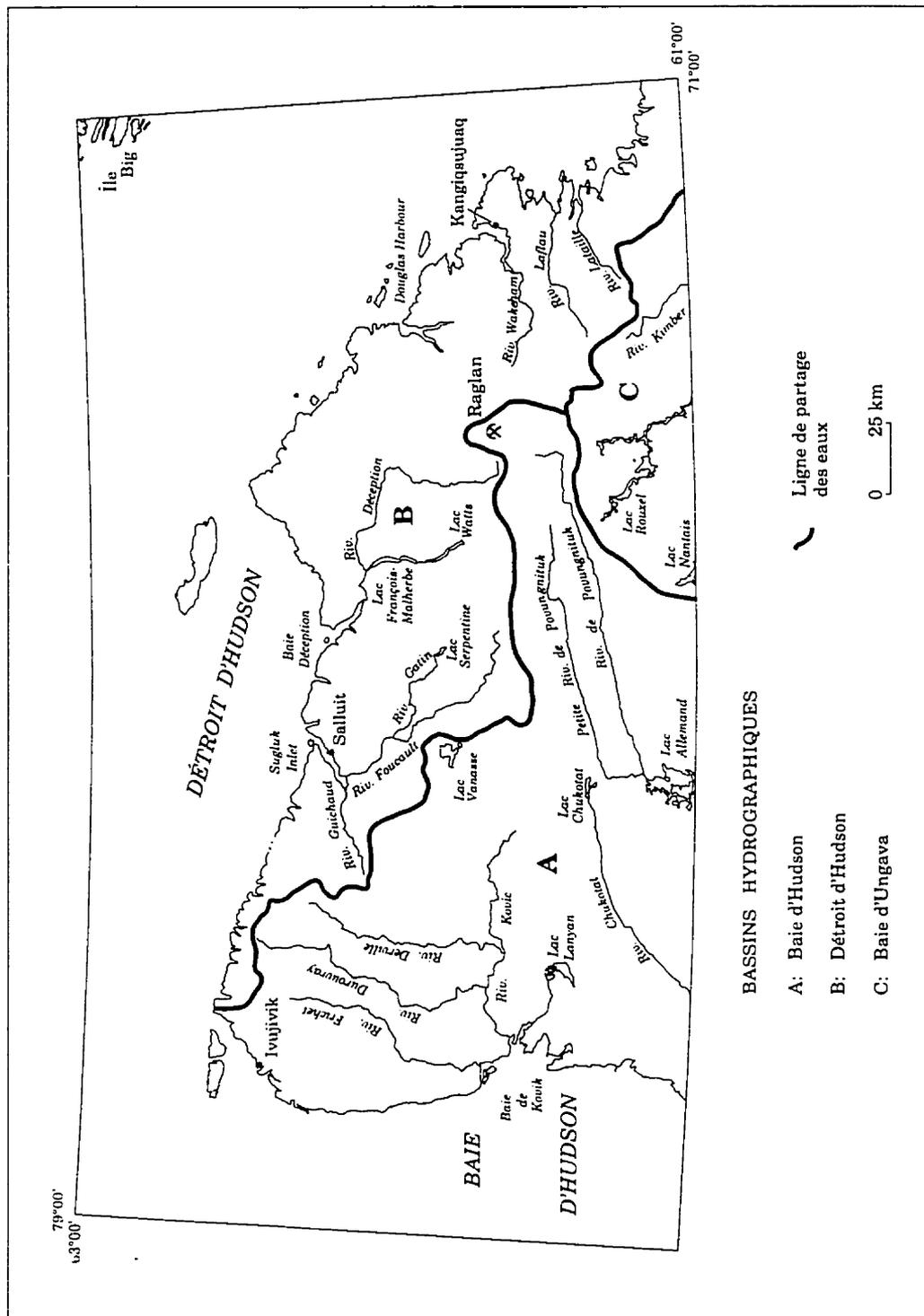


Figure 3: Les bassins hydrographiques.

tectonostratigraphiques: le socle archéen du lac Supérieur, les nappes de charriage de la ceinture du Cap Smith et le terrain allochtone de l'Arc de Narsajuaq (Lucas et St-Onge, 1991; figure 4). Ces deux derniers domaines résultent de l'orogène de l'Ungava, segment de l'orogène Trans-Hudsonienne au Protérozoïque inférieur (St-Onge et Lucas, 1990a).

Depuis les récents travaux effectués tant par le Ministère de l'Énergie et des Ressources, que par l'Institut de Recherche en Exploration Minérale ou par la Commission géologique du Canada, plusieurs modèles tectoniques ont été suggérés pour la mise en place de la ceinture de Cap Smith (Hynes et Francis, 1982 ; Hoffman, 1985 ; Picard *et al.*, 1989 ; Lucas *et al.* 1992; St-Onge *et al.*, 1992). La dernière hypothèse proposée par St-Onge *et al.* (1992) consiste à interpréter l'orogène de l'Ungava comme une collision entre un continent et un arc magmatique survenue au Protérozoïque inférieur.

Enfin, notons que le cratère du Nouveau-Québec, situé dans la partie sud de la région, constitue un impact météoritique dont l'âge maximum serait de 1,4 millions d'années (Grieve *et al.*, 1989). Bouchard (1989a) estime que ce cratère pourrait contenir une longue séquence sédimentaire associée à la plus grande partie du Quaternaire.

1.5.1 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 du Cap Smith. 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 terrain allochtone de Narsajuaq est composé de roches plutoniques et supracrustales résultant de l'existence d'un arc magmatique et d'un bassin d'avant-arc (St-Onge *et al.* ; 1992). Il s'est ajouté par accréation à la zone de chevauchement du Protérozoïque

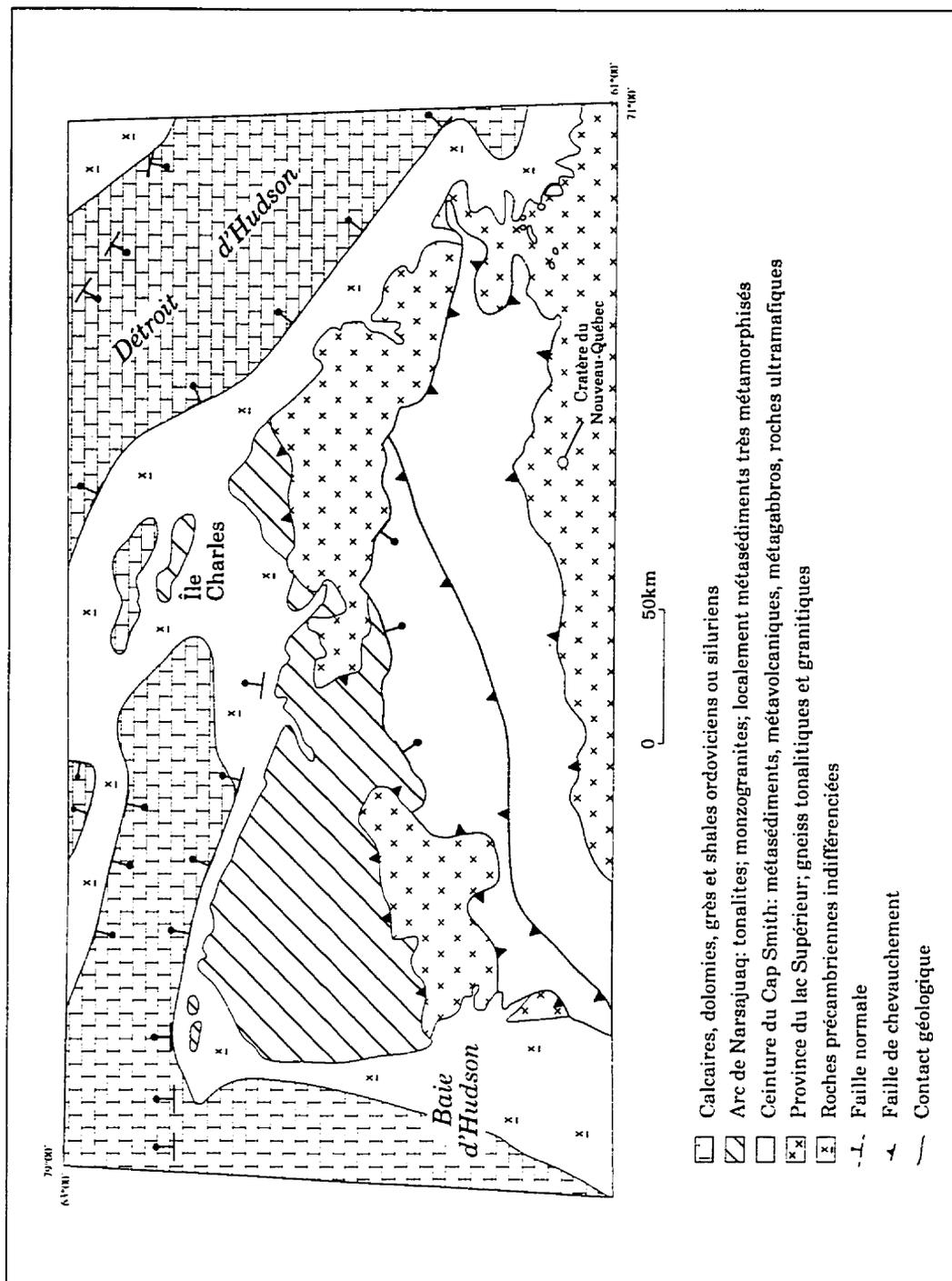


Figure 4: Géologie de la roche en place de la région étudiée (d'après Sanford et al., 1979; et de St-Onge et Lucas, 1992).

inférieur lors de l'orogénèse de l'Ungava (St-Onge et Lucas, 1990a). Les roches plutoniques sont constituées d'une unité litée de tonalites recoupée par des plutons de diorite, tonalite et granite. Les roches supracrustales sont d'origine métasédimentaire et appartiennent au *Groupe de Sugluk*. Elles se composent principalement de quartzites, de semipélites et de formations de fer. Ces roches sont très déformées et métamorphisées, ce qui les distingue des roches de composition équivalente de la ceinture du Cap Smith. Pour l'étude de la dispersion glaciaire, les roches de la province du Lac Supérieur et celles du terrain de Narsajuaq n'ont pas été différenciées. Elles constituent l'unité de roches cristallines autres que celles de la ceinture du Cap Smith. La source de ces roches est externe à la ceinture du Cap Smith, à l'exception des plutons de diorite et de monzogranite associés par St-Onge *et al.* (1992) au terrain de Narsajuaq et présents dans sa partie nord.

La ceinture du Cap Smith occupe une bande de plus de 50 km, d'orientation est-ouest, au centre de la région d'étude. Elle représente la ceinture de chevauchement d'avant-pays de l'orogénèse de l'Ungava (St-Onge et Lucas, 1993). Cette ceinture est constituée de roches métasédimentaires et métavolcaniques qui contrastent fort avec les autres roches de la région. Elle se subdivise en cinq unités lithostratigraphiques soit du sud vers le nord: le *Groupe de Povungnituk*, le *Groupe de Chukotat*, le *Groupe de Parent*, le *Groupe de Spartan* et le *Groupe de Watt* (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 par des roches métasédimentaires (conglomérats, quartzites, roches ferrugineuses, aleurolites, phyllades, dolomies) et au sommet par des roches métavolcaniques (basaltes massifs ou coussinés). Au sud de la zone principale d'affleurement de la ceinture de Cap Smith, à l'ouest des baies Whitley et Burgoyne, neuf lambeaux autochtones de roches sédimentaires du *Groupe de Povungnituk* sont 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 (Hynes et Francis, 1982 ; Picard,

1986). Le *Groupe de Parent* est constitué principalement de roches volcanoclastiques dont les compositions varient de basaltique à rhyolitique (Lamothe, 1986; Picard *et al.*, 1990).

Les roches métasédimentaires (phyllades, 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 dykes en feuillets et des roches mafiques à ultramafiques stratifiées constituant une suite ophiolitique (St-Onge *et al.* , 1988; St-Onge et Lucas, 1990b ; St-Onge *et al.* , 1992).

Pour l'étude de la dispersion glaciaire à partir de la fraction des granules du till, on a subdivisé les roches de la ceinture du Cap Smith en deux groupes soit les roches métasédimentaires et les roches de composition mafique ou ultramafique. Pour l'étude de la dispersion régionale des blocs, nous nous sommes restreints, à l'exception de deux secteurs dont nous discuterons plus loin, à deux lithologies: les dolomies et les roches ultramafiques. Les dolomies proviennent principalement du *Groupe de Povungnituk* où elles forment des lits de 1 à 5 m d'épaisseur (Taylor, 1982; St-Onge et Lucas, 1993). Ces dolomies sont micritiques, présentent souvent des veines de quartz en saillies et possèdent une altération chamois très caractéristique. L'autre source de dolomie, beaucoup moins importante en superficie, est située plus au nord, dans le *Groupe de Spartan* (Lamothe *et al.* 1984). Les roches ultramafiques proviennent principalement des 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, grenues dont l'altération est 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 du Cap Smith, ces roches sont plus rares.

Dans la Baie d'Hudson et le Déroit d'Hudson, des calcaires, des dolomies, des grès et des shales d'âge siluro-dévonien sont présents (Sanford *et al.*, 1979 ; MacLean *et al.*,

1986). Ces roches constituent la dernière unité lithologique utilisée pour l'étude de dispersion glaciaire.

1.5.2 Minéralisation et exploration minérale

Au point de vue économique, la ceinture du Cap Smith renferme des gîtes minéralisés en nickel, en cuivre, et en éléments du groupe du platine, tous localisés dans des roches ultramafiques (Giavanezzo et Lefèvre, 1986). En 1992, Falconbridge a présenté un programme d'exploration du nickel au gisement Katinnik de la propriété Raglan (Cloutier et Dufresne, 1991). Les réserves totales de cette propriété sont évaluées à 17 millions de tonnes de sulfures nickelifères à une teneur de 3,12 % en Ni et 0,88 % en Cu. Une étude d'impact environnemental a été terminée en 1993 (Roche). La construction d'un concentrateur de minerai est prévu à Kattinik pour décembre 1997. 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).

1.6 Travaux antérieurs

Les travaux antérieurs ont porté principalement sur: les écoulements glaciaires et leur chronologie; la composition du till et le transport glaciaire; la répartition des formes d'érosion et d'accumulation glaciaire; le cadre chronologique de la déglaciation, l'invasion marine le long du Détroit d'Hudson et les 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 vers le nord-est entre Douglas Harbour et jusqu'à 40 km à l'est de Whitley Bay et conclut à un mouvement glaciaire dirigé vers l'extérieur de

la péninsule. Robitaille (1959) note le développement de cirques et de fjords le long de la côte sud du Déroit d'Hudson.

Kretz (1960) indique que dans la région centrale de la ceinture du Cap Smith, la majorité des roches provenant de la province du lac Supérieur ont été transportées vers le nord sur une distance de moins de 13 km. Dans la région du cratère du Nouveau-Québec, Currie (1965) note deux mouvements glaciaires: le premier 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 post-glaciaire du nord de la péninsule d'Ungava, par des relevés détaillés dans cinq régions: baie-Déception-lac Duquet et Baie Oblongue; lac Watts- Asbestos Hill (Purtuniqu); Sugluk-Kugluk; Cap Wolstenholme; rivière Sable et rivière des Esquimaux (rivières Durouvray et Derville). En résumé, ces conclusions sont: que la dernière avancée glaciaire s'est effectuée vers le nord et que des calottes glaciaires locales ont existé, comme dans le secteur d'Asbestos Hill à la fin de cette glaciation; qu'à la déglaciation, vers 8 000 a BP, il y aurait eu une invasion marine de la côte sud du Déroit d'Hudson jusqu'à une altitude de 168 m; et que des lacs glaciaires ont existé dans la région des rivières Durouvray et Derville. Il a aussi proposé la première courbe d'émersion pour la région. Dans la région entre le Cap Wegg et la Baie Déception, Rogerson (1967) identifie un mouvement glaciaire en provenance du nord-ouest et de l'ouest ainsi qu'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 Povungnituk. Ce paléolac aurait été piégé entre la marge glaciaire en retrait et la ligne de partage des eaux. Son altitude maximale aurait atteint environ 549 m.

Taylor (1982) observe des roches de la ceinture du Cap Smith dans le till au sud. 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 du Cap Smith. Ils reconnaissent l'existence de lacs glaciaires à la tête de la rivière Povungnituk

Gray et Lauriol (1985) attribuent la zonation spatiale des formes glaciaires à la phase d'écoulement glaciaire vers l'extérieur de la péninsule. Ils suggèrent que la déglaciation de la région de Baie Déception-Cap de la Nouvelle-France a débuté vers 10 000 a BP. Ils obtiennent une date de $37\ 000 \pm 3400$ a BP sur des coquilles marines échantillonnées dans le till sur l'île Wales qui, avec celles obtenues par Blake (1966) sur l'île de Baffin, leur suggèrent une déglaciation du Déroit d'Hudson durant la dernière période glaciaire.

À partir de profils de réflexion sismique effectués dans le Déroit d'Hudson, MacLean *et al.* (1986) montrent qu'une épaisseur maximale de 130 m de sédiments d'âge Quaternaire est présente et qu'elle inclut des couches successives de till et des 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 la région étudiée a été sous l'influence de deux centres de dispersion: d'abord le centre Ungava (écoulement vers le sud) puis le centre de Payne (écoulement vers le nord-ouest à l'ouest et vers le nord est à l'est; figure A). Le centre de dispersion Ungava aurait été localisé dans les hauts plateaux de la rivière Povungnituk, au début de la dernière glaciation.

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

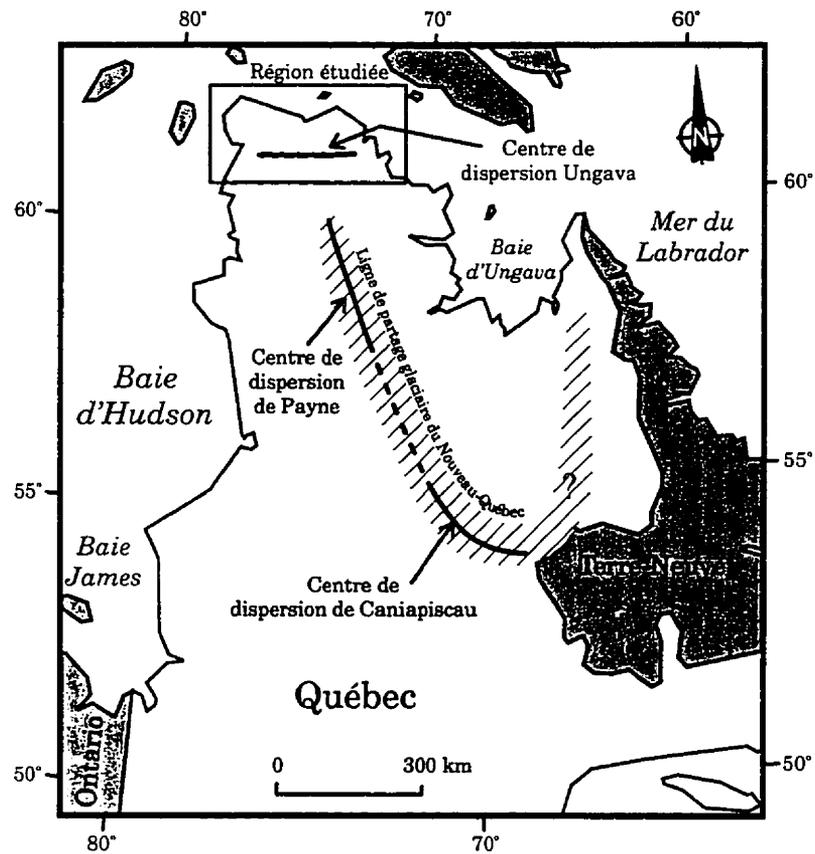


Figure A: Localisation des centres de dispersion et de la ligne de partage glaciaire du Nouveau-Québec (LPGNQ). D'après Bouchard (1988) et Bouchard et Marcotte (1986).

Lauriol et Gray (1987) proposent un cadre chronologique de la déglaciation de la péninsule d'Ungava. La déglaciation du territoire aurait débuté avant 10 000 a BP et se serait terminée après 5 000 a BP. Ils proposent une stagnation de la marge glaciaire entre la Baie Déception et le Cap de la Nouvelle-France de 10 000 à 7 000 a BP. Vers 5 000 a BP, une calotte glaciaire tardive s'étendait, d'ouest en est sur une largeur d'environ 30 km, du secteur situé à mi-tracé de la rivière Derville jusqu'à Purtunik à l'est.

Miller *et al.* (1988) indiquent la présence d'un till carbonaté sur la pointe sud-est de la péninsule de Meta-Incognita. Ce till serait associé à un mouvement glaciaire vers le nord-est, à travers le Déroit d'Hudson, à partir du secteur Labrador de l'Inlandsis laurentidien. Après une déglaciation initiale du Déroit d'Hudson avant 9 000 a BP, une nouvelle avancée glaciaire de même provenance se serait produite vers 8 500 a BP, bloquant le drainage vers l'est du Déroit 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 10 000 a BP, une série de moraines frontales et un important complexe glacio-marin se sont mis en place. Ils marquent la présence d'un front glaciaire stationnaire durant 2 500 ans.

Laymon (1988) montre qu'il y a une convergence des marques d'érosion glaciaire dans la partie ouest du Déroit 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 d'obturation glaciaire sur la côte sud du Déroit d'Hudson qui aurait précédé l'invasion marine.

Dans la région du cratère du Nouveau-Québec, Bouchard *et al.* (1989) observent différents vestiges associés au flot Ungava: des blocs erratiques en provenance de la ceinture du Cap Smith, des stries ainsi qu'une possible surface palimpsestique de till.

D'autre part, l'érosion produite par le dernier mouvement glaciaire (flot 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 du Cap Smith suggère une distance minimale de transport de 50 km.

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

Daigneault (1991) indique que le mouvement vers l'est sur l'île Charles est antérieur au mouvement vers le nord et qu'il est associé à un till carbonaté.

En se basant sur les rapports d'acides aminés et sur une date ^{14}C de $44\,200 \pm 2300$ a BP obtenue sur des coquilles échantillonnées sur l'île Nottingham, Laymon (1991) suggère une déglaciation au moins partielle du Déroit 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 basale recueillie à la base de deux séquences lacustres ainsi que dans le till de la région du cratère du Nouveau-Québec. Ils suggèrent que la proximité du site par rapport à la dernière ligne de partage glaciaire pourrait avoir permis la préservation d'une plaine de till relique, lequel aurait accumulé le pollen durant les épisodes interglaciaires ou interstadières.

Bruneau et Gray (1991) proposent une carte des formations superficielles de la région de Salluit et du Cap-de-Nouvelle-France. On y présente, entre autres, quelques datations ^{14}C plus vieilles que 8 000 a BP.

Daigneault (1992) montre que lors de la phase majeure d'écoulement sur 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 roches de la ceinture du Cap Smith serait associée à cette phase d'écoulement.

MacLean *et al.* (1992) présentent des âges autour de 8 400 a BP 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 1000 à 2 000 ans plus vieilles.

Stravers *et al.* (1992) présentent un schéma de la déglaciation de la partie sud-est de l'île de Baffin. Vers 9 900 a BP, 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 9 500 a BP, une réavancée glaciaire (Noble Inlet), de même direction que la précédente, se serait produite jusqu'à la pointe sud-est de la péninsule de Meta Incognita entre 8 800 et 8 500 a BP. Cette séquence d'événements sera contestée par la suite par England et Smith (1993), lesquels notent, entre autres choses, la difficulté pour la glace provenant du Québec-Labrador, de franchir le Détroit d'Hudson sans modifier sa trajectoire.

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 de Kugluk-Baie Oblongue, de la rivière Déception, de l'île Charles, du Cap de Nouvelle-France-Cap Briard, du Promontoire de Martigny, du lac Tasialujuaq-Havre Douglas-Baie de Wakeham. Ils suggèrent que le tracé sigmoïdale des courbes d'émersion de la région entre la Baie Déception et le Promontoire de Martigny résulte de la persistance d'une limite glaciaire stable sur les rebords du plateau au nord-est de la péninsule.

Daigneault (1993), dans une description de la géologie du Quaternaire de la partie est de la région étudiée, reconnaît 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 Povungnituk, des plages et des zones de roc délavé sont associées à différents niveaux glaciolacustres, à 550, 530, 460 et 411 m.

Daigneault (1995) détermine que la dispersion glaciaire des roches de la ceinture du Cap Smith est plus importante en termes de distance de transport en périphérie de la péninsule que près de la ligne de partage glaciaire. Il suggère que la présence de roches carbonatées paléozoïques entre le Cap de Nouvelle-France et de Douglas Harbour, comme la chronologie des écoulements glaciaires sur l'île Charles, indiquent qu'un courant glaciaire s'était formé dans le Déroit d'Hudson antérieurement à l'écoulement final vers le nord-est.

Shilts (1995) montre que la fraction inférieure à 0,002 mm des tills échantillonnés sur les roches ultramafiques de la région de Raglan est plus riche en Pd, Ni, Co, et Cu que les fractions plus grossières.

1.7 Méthodologie

1.7.1 Travaux sur le terrain

Les travaux sur le terrain ont été effectués durant les étés de 1989, 1990 et 1991. En 1989, nous avons couvert la partie centrale du secteur d'étude soit les cartes 35J (Salluit) et 35G (Lacs Nuvilik). À l'été 1990, nos travaux ont porté sur la zone à l'est ; Cratère du Nouveau-Québec (feuillet 35H), Cap de Nouvelle-France (feuillet 35I), et Kangiqsujuaq (la partie ouest du feuillet 25E) ainsi que l'île Charles ont été visités. Enfin lors de l'été 1991, nous avons couvert le secteur ouest comprenant les cartes 35F

et une partie de 35E (Kovik Bay), 35K et de 35L (Cap Wolstenholme). 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 des vérifications ponctuelles et de courtes traverses afin de vérifier la photo-interprétation préliminaire, un échantillonnage des sédiments et un relevé des microformes d'érosion. Au total, plus de 800 sites ont été visités par notre équipe ou les équipes de cartographie de la roche en place.

Pour l'étude de dispersion, nous avons procédé à un échantillonnage systématique du till à partir de la surface: au total 267 échantillons ont été recueillis pour une maille moyenne d'environ un échantillon par 200 km². Dans la majorité des cas, les échantillons proviennent d'ostioles creusées à une profondeur moyenne d'environ 30 cm. Un échantillonnage plus serré a été effectué dans deux corridors disposés parallèlement à l'écoulement glaciaire et franchissant le contact stratigraphique sud entre le socle archéen et la couverture de roches protérozoïques de la ceinture du Cap Smith, ainsi que dans les environs d'un lambeau de roches métasédimentaires de ces mêmes roches. Au total 42 échantillons ont été prélevés dans ces trois zones d'étude.

Le transport glaciaire régional a également été étudié par des comptages et des relevés de la présence (ou absence) de blocs (> 20 cm) de certaines roches indicatrices. Des comptages d'une centaine de blocs ont été effectués le long des corridors décrits précédemment, là où le till fut échantillonné. Les comptages ont été effectués sur une superficie de 100 m². Les blocs observés ont été séparés en quatre groupes lithologiques: les roches sédimentaires paléozoïques, les roches métasédimentaires protérozoïques, les roches protérozoïques de compositions mafique et ultramafique (métabasaltes, métagabbros et roches ultramafiques principalement des péridotites) et les autres roches cristallines précambriennes. Les relevés présence/absence ont été effectués pour deux types de roches aisément identifiables sur le terrain: les dolomies et les roches ultramafiques de la ceinture du Cap 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.

1.7.2 Travaux de compilation et de laboratoire

La cartographie des unités quaternaires a été effectuée par l'interprétation de photos aériennes à l'échelle du 1: 40 000. La mise en carte manuelle de l'information à l'échelle du 1:250 000 a nécessité une compilation intermédiaire à une échelle de 1:100 000 sur un Varioplan. Finalement, les cartes produites manuellement ont été digitalisées sur un système d'informations géographiques à référence spatiale (Arcinfo) par la Division de l'information géoscientifique de la Commission géologique du Canada.

En laboratoire, on a déterminé 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 (moins de 0,063 mm) pour chacun des échantillons de till. 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 effectuée à l'aide d'une loupe binoculaire. On a alors distingué les mêmes classes lithologiques que pour les blocs. En moyenne, 270 granules ont été analysés dans chacun des échantillons. Les résultats des comptages lithologiques et des analyses granulométriques sont présentés aux annexes A et B.

La géochimie de la fraction inférieure à 0,063 mm des tills a été analysée, pour son 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 métaux de base (Cr, Fe, Co, Ni, Cu, Zn), indicateurs des roches de la ceinture du Cap Smith, ainsi qu'en certains éléments d'intérêt économique: Au, As, U, Pb. Les concentrations en Co, Fe, Au, As et U ont été mesurées par activation neutronique instrumentale et celles en Ni, Cu, Zn, Cr, et Pb par

fluorescence de rayonnement X. Les résultats ont été classés selon leur rang percentile et les coupures suivantes ont été retenues: 25^{ième}, 50^{ième}, 75^{ième}, 90^{ième}, 95^{ième}, 98^{ième} et 99^{ième} percentile. Les teneurs considérées comme élevées sont celles dont le rang est supérieur au 95^{ième} percentile. Les résultats des analyses géochimiques sont présentés à l'annexe C.

La détermination des âges par la méthode du ¹⁴C a été effectuée au Radiocarbon Dating Laboratory de la Commission géologique du Canada. Ces dates sont présentées dans un format corrigé à 0‰. Pour les dates provenant des autres laboratoires, nous présentons les âges des coquilles marines dans leur format non corrigé. Lorsque les dates publiées sont normalisées à -25‰, nous les avons corrigées à 0‰ en leur soustrayant 410 ans. L'ensemble des dates de la région est présenté à l'annexe D.

2.0 L'érosion glaciaire du substrat rocheux

Nous décrivons dans ce chapitre, les formes produites par l'érosion glaciaire sur l'ensemble du territoire. Ces formes se présentent à des échelles très variées. Nous les subdivisons ici en deux grandes catégories: les macroformes d'érosion dont la longueur 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 des eaux de fusion, les p-forms. Enfin, nous concluons sur les phases d'écoulement déduites de l'interprétation de l'ensemble des marques d'érosion glaciaire.

2.1 Les macroformes d'érosion glaciaire

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

2.1.1 Les vallées glaciaires et les fjords

Les vallées glaciaires et les fjords sont localisés essentiellement le long du Déroit d'Hudson où ils incisent profondément le haut plateau. Leur longueur est en étroite corrélation avec la longueur du bassin-versant, suggérant que la glace a emprunté des vallées fluviales préexistantes. Ainsi, ils sont rares et de dimension plus réduite 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 (Erik Cove) est d'une longueur d'environ 12 km et d'une largeur maximale de 2,5 km alors que celle occupée par les lacs Watts, 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, elles sont ennoyées en

aval par les eaux marines du Déroit d'Hudson et constituent donc des fjords (figure 5). Leurs flancs sont, par endroits, striés mais dans la plupart des cas ils sont géli fractés et leur profil transversal en U est alors partiellement masqué par la présence de talus d'éboulis, comme par exemple dans le Southeast Arm de Douglas Harbour (figure 6).

On a estimé la profondeur de ces vallées en auge, en partie ennoyées et remblayées par des sédiments, en additionnant la profondeur d'eau maximale au dénivelé moyen des flancs rocheux qui les bordent. Le fjord le plus profond serait celui de la Baie de Wakeham (carte 1863A), à environ 514 m où la profondeur d'eau est d'environ 214 m et la hauteur moyenne de la falaise est de 300 m.

2.1.2 Les cirques

Les cirques présentent tout un continuum de formes selon leur degré de développement variant du petit amphithéâtre à profil longitudinal presque régulier à celui très allongé en forme de courbe exponentielle décroissante (figure 7). Dans ce dernier cas, les cirques passent, par endroits, en aval à des vallées glaciaires. Entre le Cap Wolstenholme et Kugluk Cove, on observe de nombreuses dépressions en amphithéâtre de forme allongée et dont les parois rocheuses très escarpées évoluent par géli fraction et mouvement gravitaire (figure 8). Ils ont été cartographiés comme des cirques. Notons d'ailleurs que 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 de longueur et de largeur pour ceux accrochés au flanc ouest de la vallée glaciaire de la rivière Foucault près de sa confluence avec la rivière Gatin, à quelques kilomètres pour les plus importants perçant la falaise rocheuse bordant le Déroit d'Hudson. À environ 7 km à l'ouest de l'embouchure de la Baie Wakeham on observe le plus gros cirque de la



Figure 5: Le fjord de Douglas Harbour. Photographie prise à basse altitude en direction du sud-sud-ouest, le 8 juillet 1990. La hauteur moyenne des falaises est d'environ 300 m.



Figure 6: Vallée glaciaire du Southwest Arm de Douglas Harbour. Photographie prise à basse altitude en direction du sud. Les talus d'éboulis s'étendent sur un dénivelé maximum de 120 m.



Figure 7: Cirque en bordure du lac Tasialujuag. 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 exposé au nord-ouest.

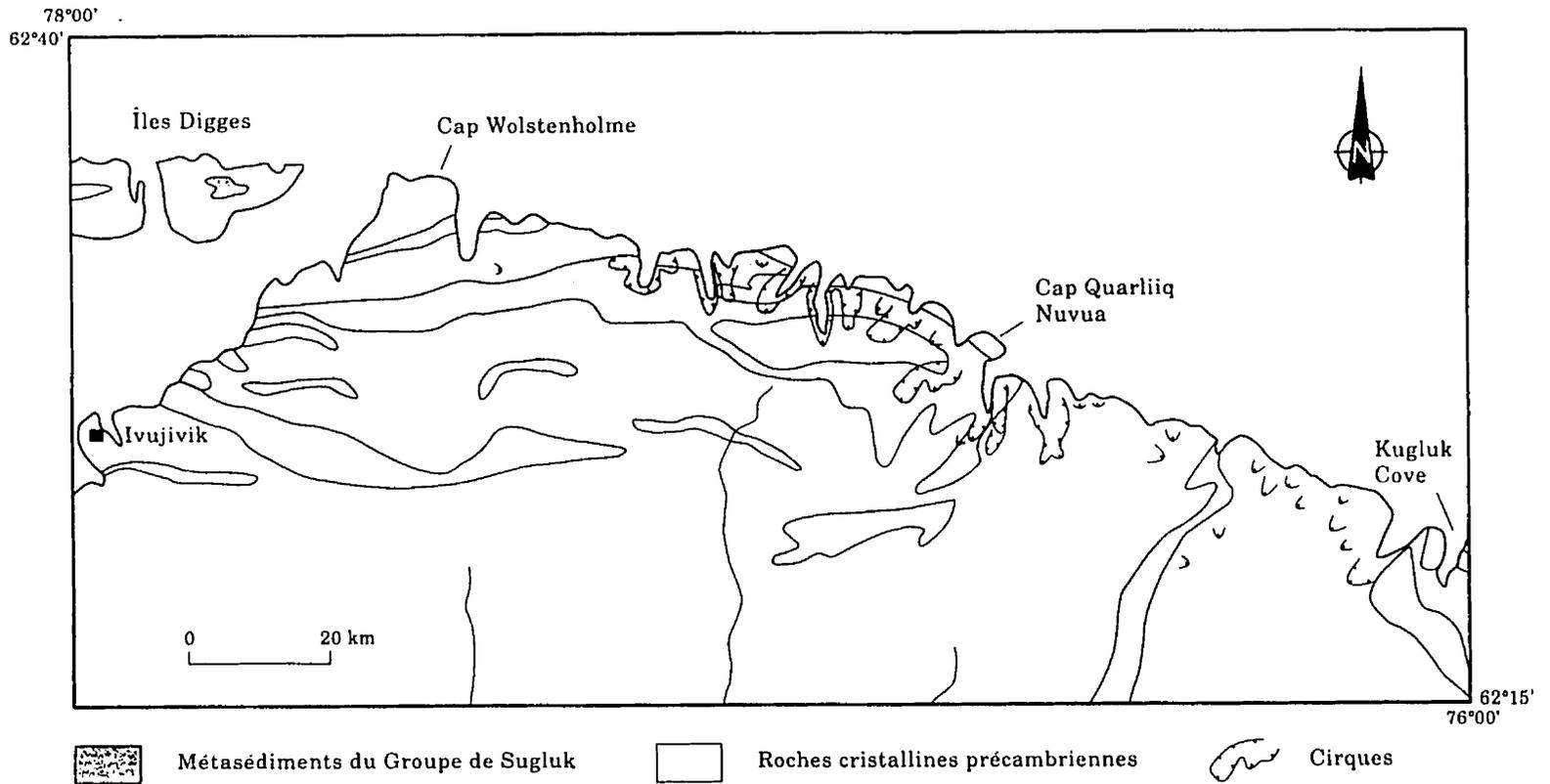


Figure 8: Localisation des cirques entre cap Wolstenholme et Kugluk Cove. Ils se sont développés principalement sur les versants exposés au nord, dans les métasédiments du Groupe de Sugluk. Géologie de la roche en place d'après St-Onge et Lucas, (inédit).

région: il mesure 4,2 km de longueur sur 1,8 km de largeur et sa profondeur minimale est d'environ 200 m, si on l'estime 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 soit respectivement 2,2 et 1,3.

Les cirques sont localisés principalement le long du Déroit d'Hudson et concentrés dans trois secteurs: entre Cap Wolstenholme et Kugluk Cove, entre Douglas Harbour et la Baie Wakeham et enfin dans l'extrême sud-est de région étudiée, soit à environ 20 km de la Baie de Burgoyne (carte 1863 A). Généralement isolés, comme ceux situés au nord de la Baie Wakeham, les cirques peuvent parfois être coalescents ou en escalier comme dans la région au sud du Cap Qarliik Nuvua dans le secteur ouest (figures 8 et 9). Dans ce secteur, ils sont plus gros là où ils se sont développés dans les roches plus tendres du *Groupe de Sugluk*.

La compilation de l'orientation de tous les cirques répertoriés (157) montre qu'ils font généralement face au nord (35 %) et au nord-est (32 %; figure 10B). L'altitude de leur seuil rocheux est très variable (figure 10A). Elle montre 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 marin 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'actuellement. Selon la reconstitution des niveaux marins quaternaires 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 Quarliik Nuvua, et des taux maximum d'érosion calculés par Andrews (1972) pour des cirques de l'Arctique canadien (90 mm/ 1000 ans), on estime que la formation primaire de ces gros cirques pourraient dater d'environ 5 Ma. Andrews (1972) et Anderson (1978) suggèrent, en se basant toujours sur ce taux d'érosion, que le début de la glaciation sur l'île de Baffin

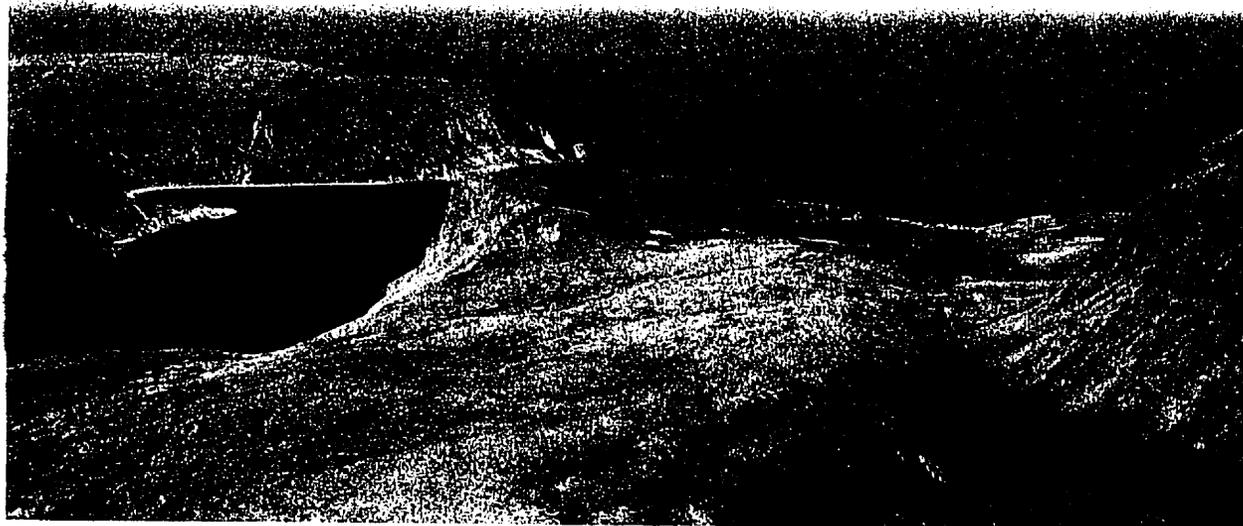


Figure 9: Cirques au sud du cap Qarliik Nuvua. La largeur moyenne de l'arête entre les deux cirques est d'environ 100 m. Vue vers le nord.

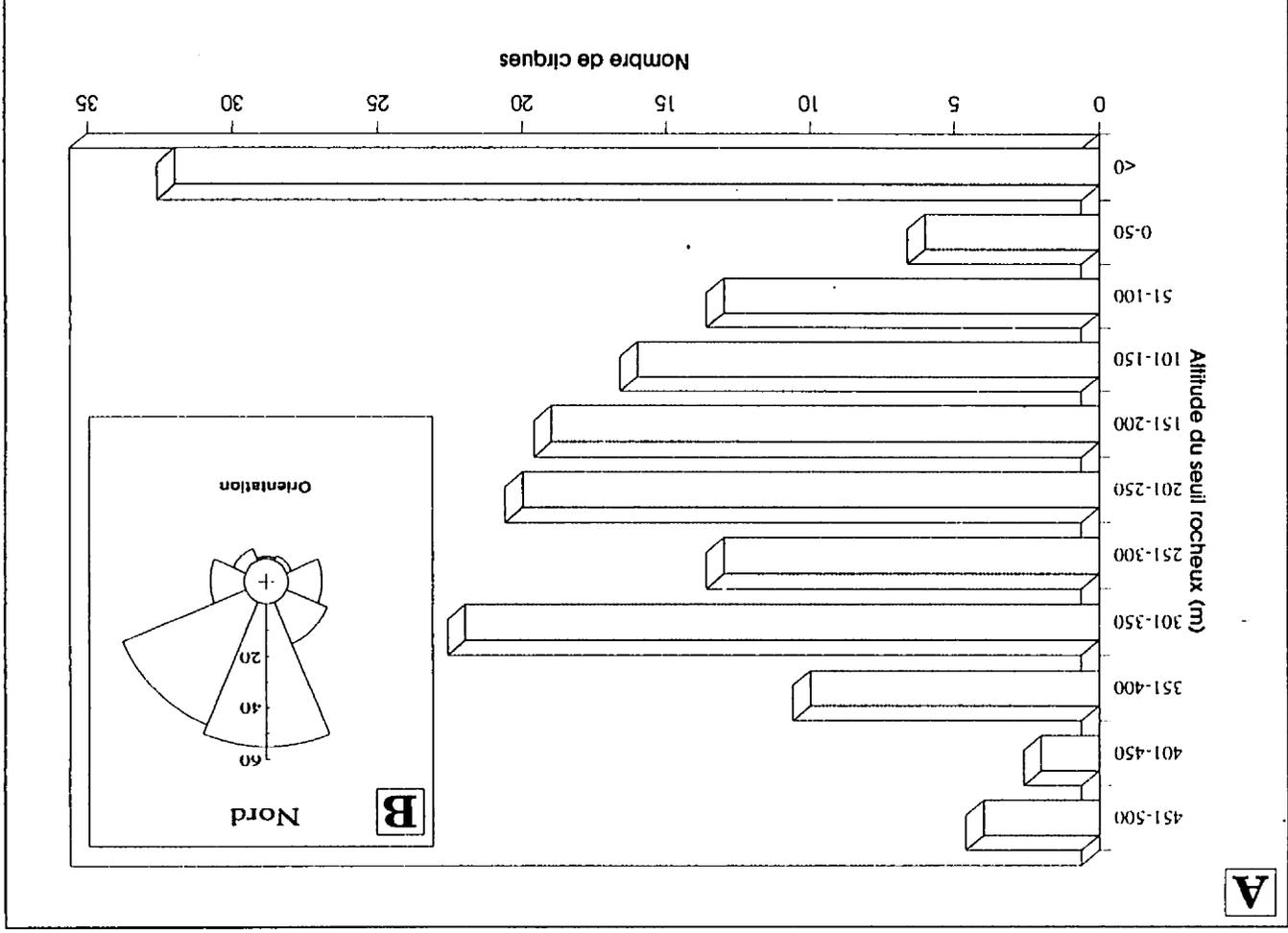


Figure 10: Altitude (A) et orientation (B) des cirques.

pourrait être mesuré 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'actuellement (Summerhayes, 1986). La formation primaire de ces gros cirques pourrait donc dater du début des glaciations au 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 ce dernier l'asymétrie observée entre l'inclinaison des parois de deux gros cirques situés à une dizaine de kilomètres au nord-ouest de Kangiqsujuaq (carte 1863 A). Dans les deux cas, la paroi ouest est sub-verticale alors que celle à l'est est en pente beaucoup plus douce. On croit que l'érosion produite lors du dernier mouvement glaciaire en direction du nord-est, a favorisé le délogement sur le flanc ouest et l'abrasion sur le flanc est, l'essentiel de la forme des cirques demeurant intacte.

En résumé, on croit que la présence de dépressions préexistantes produites par l'érosion fluviale, orientées vers le nord et le nord-est, a été un facteur favorable au développement des cirques. Dans certains cas, des formations rocheuses plus tendres ont favorisé leur développement.

2.1.3 Les rochers profilés

Les rochers profilés sont des buttes rocheuses au versant aval adouci par l'abrasion glaciaire. Ils sont présents principalement sur le pourtour de la péninsule et particulièrement sur le plateau entre la région entourant la rivière Guichaud à l'ouest et la Baie Déception à l'est (carte 1862A). Dans le secteur de la rivière Guichaud, ils sont groupés et l'on observe également des traînées morainiques. Les dimensions des rochers profilés sont très variables: une longueur entre 50 à 500 m, une largeur de 50 à 150 m et une hauteur inférieure à 15 m (figure 11). Généralement leur rapport longueur/largeur est compris entre 3 et 5. L'orientation de ces rochers profilés est un bon indicateur du



Figure 11: 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 post- glaciaires. Vue vers le nord-ouest.

mouvement des glaces. Régionalement, elle est en accord avec celle des stries et indique une direction d'écoulement glaciaire dirigée vers la périphérie de la péninsule. Localement cependant, dans le secteur au nord de la rivière Guichaud par exemple, on observe une légère déflexion de l'orientation des stries par rapport à celle des rochers profilés: ces derniers sont orientés généralement vers le nord-nord-est alors que les relevés de stries montrent une orientation sud-ouest-nord-est. Cette différence indique des temps de formation différents pour ces deux formes d'érosion.

2.2 Les mésoformes d'érosion glaciaire

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

2.2.1 Les roches moutonnées

Les roches moutonnées sont de petites bosses rocheuses dont le versant amont est adouci par l'abrasion glaciaire et dont la face aval est marquée par un plan de débitage (figure 12). Elles ont été observées presque partout dans le secteur étudié. Leur longueur est inférieure à 20 m, leur largeur est inférieure à 5 m et la hauteur est d'environ 1 à 2 m. À plusieurs endroits, on a observé une correspondance entre l'orientation des roches moutonnées et celle des stries observées à un même site.

Sur l'île Charles, les roches moutonnées observées sont groupées et coalescentes et forment un plus grand rocher dissymétrique orienté vers l'est (figure 13). Ces roches moutonnées sont voisines de p-forms (plastically-molded forms) orientées également vers l'est.



Figure 12: Roche moutonnée (gneiss tonalitique) dans la région de Fisher Bay indiquant un écoulement glaciaire vers le nord-est, soit vers la droite de la photo. (GSC-1992-148).



Figure 13: Roches moutonnées (gneiss tonalitiques) produites par un écoulement glaciaire en direction de l'est, le long du détroit d'Hudson, (vers la gauche de la photo), île Charles.

2.2.2 Les dos-de-baleines

Quelques reliefs en dos-de-baleine ont été répertoriés dans la région étudiée. Un exemple de cette forme d'érosion glaciaire a été observé dans la partie est de la zone étudiée (carte 1863A), entre la rivière Lataille et un lambeau de roches protérozoïques. Il s'agit d'un relief d'environ 4 m de hauteur par quelques mètres de longueur et dont les faces amont comme aval sont arrondies par l'érosion glaciaire (figure 14).

2.3 Les microformes d'érosion glaciaire

Les microformes d'érosion glaciaire sont nombreuses et presque omniprésentes dans le secteur étudié. On y a observé des marques de fracturation glaciaire (broutures), des queues-de-rat et principalement des stries (figure 15). Ces marques d'érosion sont généralement bien préservées sur la plupart des types de roches, bien que sur certaines roches cristallines, elles sont oblitérées par la météorisation. Dans ces cas, ces marques sont parfois présentes, sous la couverture de mousse de l'affleurement.

Au total, on a mesuré des stries à 301 sites répartis sur l'ensemble du territoire (figure 16). Dans la majorité des sites visités (246), une seule direction d'écoulement glaciaire était présente. Dans les autres endroits, quarante-neuf présentaient deux directions d'écoulement, cinq avaient trois directions et enfin dans un seul site, quatre directions étaient présentes. Les orientations des stries en tête de clou, des queues-de-rat et des fractures principales dans les marques de broutures ont été utilisées afin de déterminer le sens de l'écoulement glaciaire. Dans les cas où l'orientation du profilage des roches moutonnées et celle des stries adjacentes correspondaient, nous avons présumé du sens d'écoulement des glaces et distingué ces sites à la figure 16.



Figure 14: 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. Ils se situent dans une zone de till mince et où les affleurements rocheux sont fréquents (unité 1a de la carte 1863A).



Figure 15: Train de broutures concaves près de la Baie Fisher. La fracture principale est inclinée vers l'est-nord-est, indiquant un écoulement glaciaire dans cette direction, soit en s'éloignant de l'observateur.

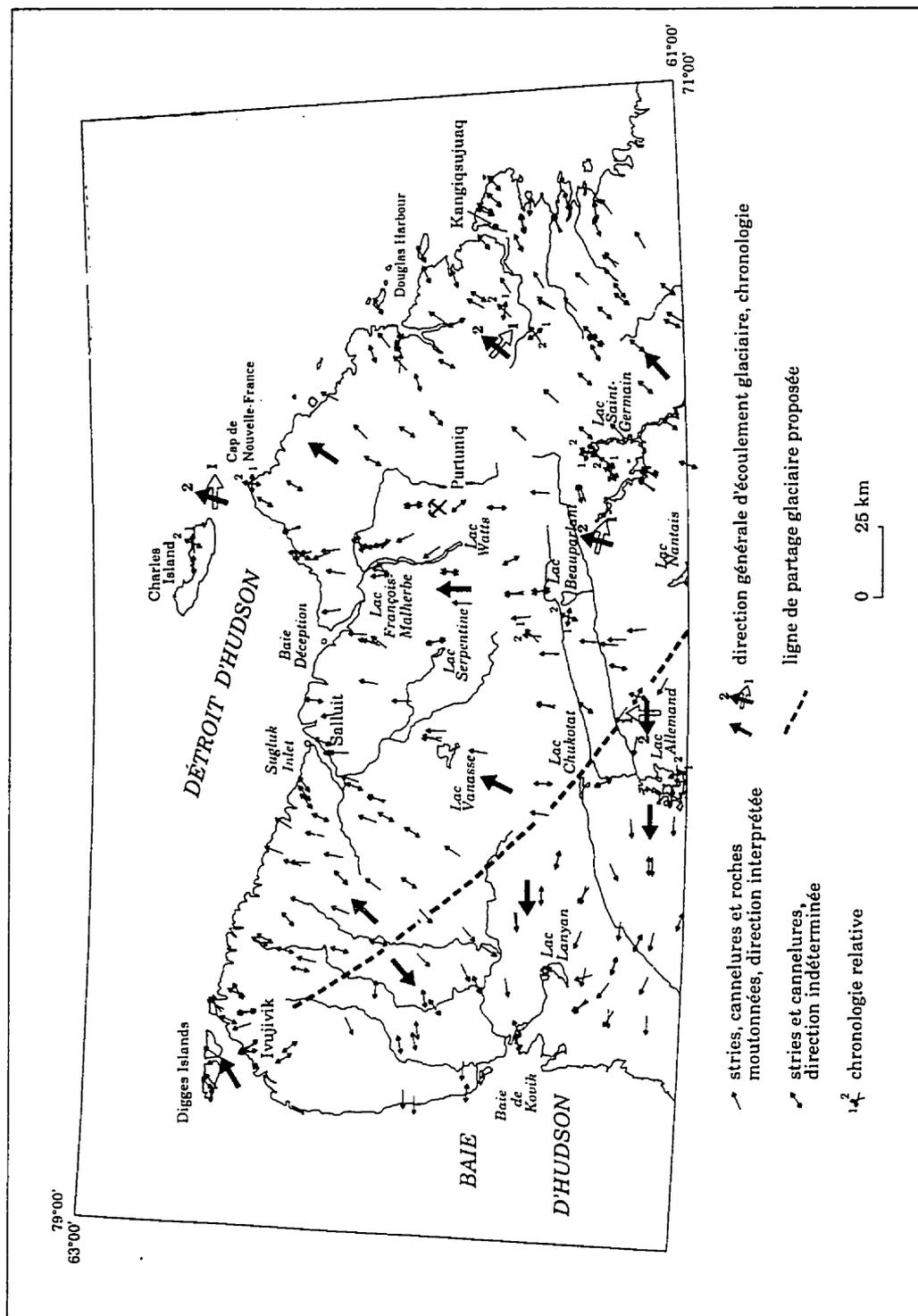


Figure 16: Orientation des microformes et mésoformes d'érosion glaciaire et position de la ligne de partage glaciaire.

2.4 Les p-forms

Les p-forms (plastically-moulded forms) sont créées par l'action combinée des eaux de fusion et de l'abrasion glaciaire (Dahl, 1965). Elles suggèrent 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'exclusion de ces trois derniers types qui ont été également observés sur la péninsule d'Ungava, les autres p-forms sont restreintes aux îles Digges et Charles dans le Détroit d'Hudson. Sur 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 1m de largeur. Dans l'une de celles-ci, orientée est-ouest (084° - 264°), on a observé des stries de même orientation mais également un autre mouvement de direction nord-est-sud-ouest (024° - 204° ; figure 17). Ce dernier est omniprésent sur la surface rocheuse bordant les rebords du sillon et est considéré être le plus récent. Dans la partie sud-est de l'île, on a observé à un même site des sichelwannens, des sillons curvilignes et de petits cavettos. Les sichelwannens, une forme en faucille dont les pointes sont recourbées vers l'aval glaciaire, ont environ 20 m de longueur d'une extrémité à l'autre de ces pointes (figure 18). Leur profondeur est d'environ 20 cm. Leurs pointes sont tournées vers l'est. L'orientation des p-forms dans le Détroit d'Hudson suggère donc une phase d'écoulement des eaux de fusion vers l'est, parallèlement à l'axe du Détroit d'Hudson.

Les sillons curvilignes sont de tailles différentes mais généralement de quelques centimètres de largeur. Les cavettos observés sont constitués de sillons sub-horizontaux sur des surfaces rocheuses sub-verticales. Sur les îles Digges, au nord du port de Laperrière, les plus beaux exemples font plusieurs mètres de longueur par environ 0,5 m de largeur et quelques centimètres de profondeur (figure 19). Enfin, des petites marmites

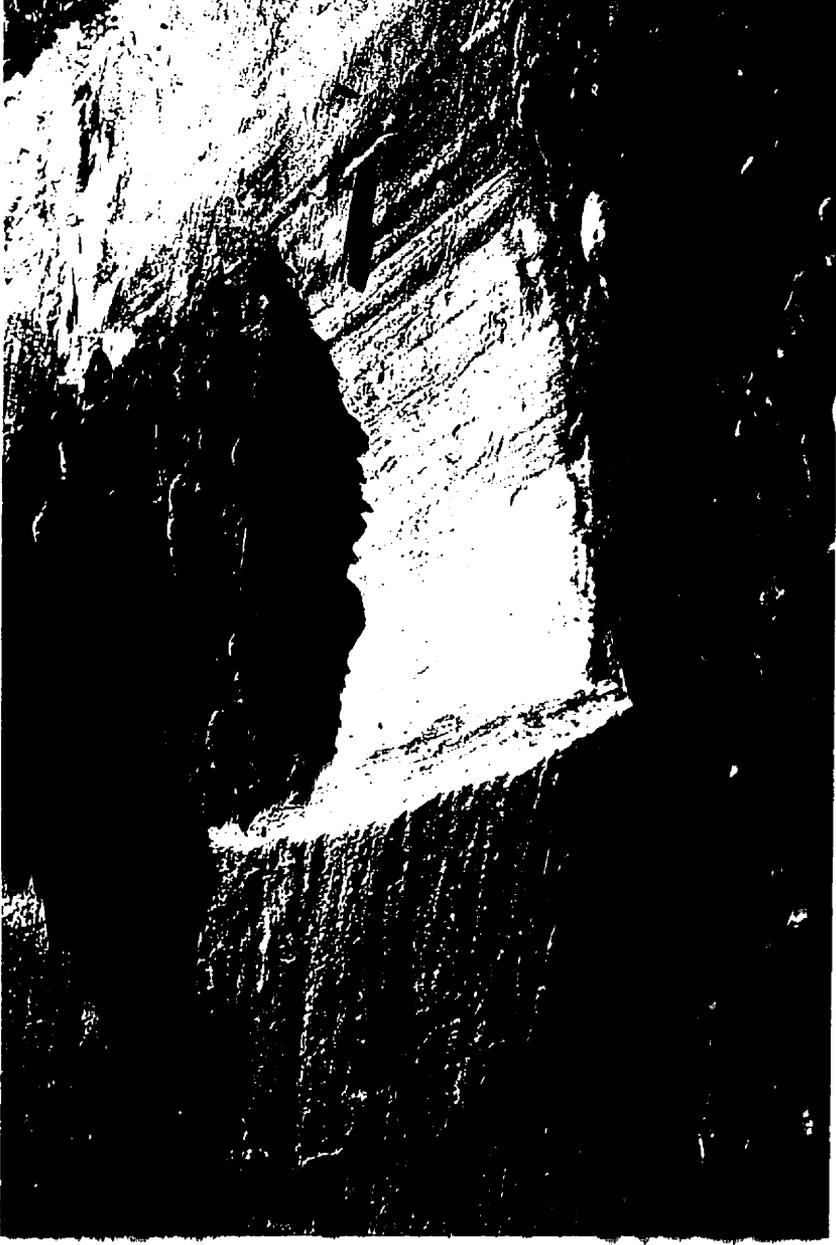


Figure 17: Sillon orienté 084° - 264° sur lequel sont superposées des stries (crayon) orientées 024° - 204° , île Charles. Le premier est relié au courant glaciaire le long du détroit d'Hudson et le second à un écoulement en provenance de la Ligne de partage glaciaire du Nouveau-Québec - Labrador (LPGNQL).



Figure 18: Sichelwannen souligné par la présence de végétation, île Charles. La glace s'écoulait vers l'est, soit de gauche à droite sur la photo.



Figure 19: Cavettos (flèche) au nord du port de Laperrière, île Digges. La glace s'écoulait de droite à gauche sur la photo, en direction du nord-est.

ont été observées sur l'île Charles en association avec des cannelures et sur la péninsule d'Ungava, dans des chenaux d'eaux de fusion sous-glaciaires.

2.5 Les phases d'écoulement glaciaire et leur chronologie

La compilation régionale des microformes d'érosion montre une phase d'écoulement majeure dirigée vers l'extérieur de la péninsule (figure 16). Cet écoulement origine d'une zone s'étendant sur environ 200 km, selon un axe orienté nord-ouest-sud-est entre Ivujivik et la région à l'ouest du lac Nantais. Il s'agit du 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 Shefferville, les travaux de Klassen et Thompson (1987, 1988, 1989 et 1993) permettent de douter de cette configuration de l'inlandsis dans ce secteur. Dans cette thèse, nous utilisons l'appellation de Ligne de partage glaciaire du Nouveau-Québec (LPGNQ; figure A). Le travail présent de cartographie permet de définir de façon plus précise le tracé et la position de l'extrémité nord-ouest de la LPGNQ dans le nord du Nunavik.

De part et d'autre de ce segment de la LPGNQ, dont la largeur minimale est d'environ 10 km, on observe des écoulements glaciaires de directions opposées et ce, tant dans les stries que dans les roches moutonnées et les formes fuselées dans le till. Dans cette zone de la LPGNQ, on note une absence de marques d'érosion glaciaire. On y observe, par ailleurs, des champs de blocs, des zones où les affleurements sont légèrement gélifractés avec une mince couverture de till et localement, des terrains morainiques bosselés.

Dans la région de Purtunik, l'écoulement divergent en direction du nord pourrait être relié à l'existence d'une calotte glaciaire tardive, tel que suggéré par Matthews (1967a).

Parmi les endroits où plusieurs directions d'écoulements glaciaires ont été observées, peu permettent d'établir une chronologie relative. Il y a d'abord le site sur l'île Charles décrit précédemment, où une cannelure est-ouest striée dans la même orientation, 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 Déroit d'Hudson. Son extension méridionale aurait atteint la région entre le Cap de Nouvelle-France et Douglas Harbour (Daigneault, 1995). Au Cap de Nouvelle-France, une chronologie des écoulements glaciaires identique a été identifiée par Bruneau et Gray (1991). La phase d'écoulement plus récente vers le nord-est est concordante avec les mouvements observés sur la péninsule et prend son origine de la LPGNQ.

Dans la partie centre-sud et est de la région étudiée, on a observé des évidences d'un mouvement antérieur au mouvement dominant vers le nord et le nord-est. D'abord à l'ouest du lac Beuparlant et du lac Saint-Germain, des cannelures et des sillons orientés est-sud-est-ouest-nord-ouest et des stries produites lors du mouvement régional dominant s'intersectent. Plus à l'est, dans le secteur immédiatement à l'ouest de Kangiqsujuaq, on a observé, sur des faces protégées par rapport à l'écoulement vers le nord-est, des stries orientées sud-est-nord-ouest. Ces dernières s'ajoutent aux marques d'érosion glaciaire mesurées dans la région du cratère du Nouveau-Québec par Bouchard et Marcotte (1986) et Bouchard *et al.* (1989) et indiquent l'extension vers l'est du flot Ungava.

Dans la moitié ouest de la zone étudiée, on note l'absence de marques d'érosion glaciaire concordantes avec cette première phase d'écoulement. Par contre, comme nous le verrons plus loin, la présence d'erratiques de la ceinture du Cap Smith sur l'arc de Narsajuaq, dans le secteur nord-ouest, lui est probablement associée. Dans le secteur à l'est du lac Allemand, les formes d'érosion glaciaire nous indiquent également un mouvement vers le nord antérieur à l'écoulement dominant vers l'ouest, mais qui est incompatible avec le flot Ungava. En effet, on y a observé entre autres, des

affleurements rocheux profilés en direction du nord, sur lesquels des stries et des sillons ouest-nord-ouest-est-sud-est sont surimposés (figure 20). Nous discuterons plus en détail de ces anciens mouvements dans la section portant sur la paléogéographie.



Figure 20: Affleurements rocheux dissymétriques en direction de l'ouest-nord-ouest (carnet) avec des stries superposées orientées est-ouest (crayon).

3.0 Lithostratigraphie des dépôts du Quaternaire

Dans ce chapitre, on présente les caractéristiques sédimentologiques, géomorphologiques, la répartition spatiale et la superposition des unités lithostratigraphiques d'âge quaternaire. De la plus ancienne unité lithostratigraphique à la plus récente, on distingue: le till (1a, 1b, 1c), les sédiments fluvioglaciaires de contact glaciaire (2a, 2b, 2c), les sédiments proglaciaires (3), les sédiments glaciomarins et marins (4a, 4b, 4c), les sédiments glaciolacustres (5a, 5b), alluviaux (6), colluviaux (7) et organiques (8) (tableau I et figure 21). À l'exception du till qui peut être d'âge Holocène ou Pléistocène, les autres unités lithostratigraphiques datent de l'Holocène (tableau I).

Bien que de dimensions trop petites pour être cartographiés à l'échelle utilisée, les dépôts éoliens sont présents à plusieurs endroits, et 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 observée est de 3 m.

3.1 Le till

Le till constitue l'unité lithostratigraphique de base et aussi la plus répandue du territoire (tableau I). Il repose en discordance angulaire sur la roche en place (figure 21). Aucune coupe ne montre plus d'une couche de till. Dans le secteur de la rivière Friche, dans la partie nord-ouest de la zone étudiée, Matthews (1967a) mentionne la présence d'une unité d'environ 3 m de till surmontant des sables stratifiés. Nos observations, à ce site, nous permettent de croire que le diamicton lâche à la surface provient d'une vaste coulée de gélifluxion qui affecte ce secteur et qui coiffe des sédiments glaciolacustres deltaïques.

Unité lithostratigraphique	Unité cartographique	Description sédimentologique sommaire	Granulométrie de la matrice en % **			Épaisseur maximale (m)	Superficie couverte (%)	Forme
			Sable	Silt	argile			
Sédiments organiques	8	accumulation de mousses et d'herbes				0,5	1	placage
Sédiments colluviaux	7	bloc et cailloux anguleux				50	< 1	talus d'éboulis
Sédiments alluviaux	6	sable et gravier stratifiés, localement blocs imbriqués				3	1	plaine et cône alluviaux, delta
Sédiments glaciolacustres	5b	sable, gravier et bloc stratifiés	79,7	16,6	3,7	20	< 1	delta
	5a	sable, gravier et cailloux stratifiés	84,9	13	2,1	2	< 1	plage
Sédiments glaciomarins et marins	4c	sable silteux, sable, gravier et blocs localement ; stratifiés et fossilifères*	52,9	33,1	14	40	2	delta
	4b	sable et gravier stratifiés fossilifères*	62,7	27,9	9,4	3	4	plage, flèche littorale, placage
	4a	silt argileux et silt sableux massif ou stratifié, galet de délestage, fossilifères*; localement, rythmites de sable et d'argile sous ce faciès; localement fossilifères*	7,8 20,3	49,7 49,1	42,5 30,6	10	4	plaine
Sédiments proglaciaires	3	gravier et bloc subarrondis et stratifiés				10	1	épandage fluvioglaaciaire
Sédiments fluvioglaciers de contact	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
Till	1c	diamicton à matrice sablo-silteuse à galets non-jointifs, lentilles de matériel 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	sur la ceinture du Cap Smith			12	15	terrain morainique sans forme définie, bosselé, ou fuselé
	1a	diamicton à matrice sablo-silteuse à galets non-jointifs	62	33	5	sur les autres roches		

0,01 Ma

1,67 Ma

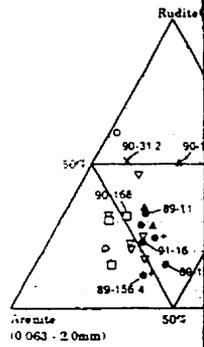
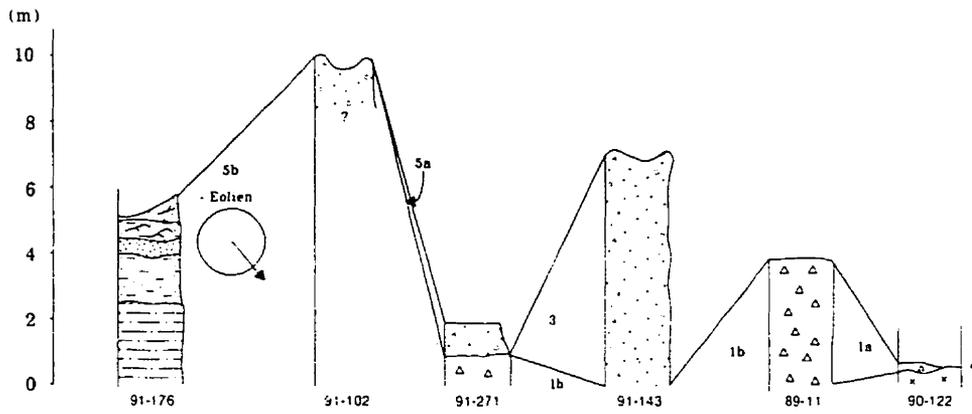
QUATÉNAIRE

PLÉISTOCÈNE

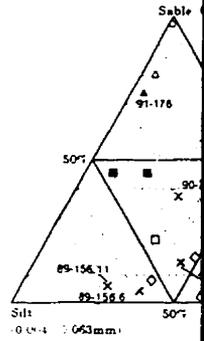
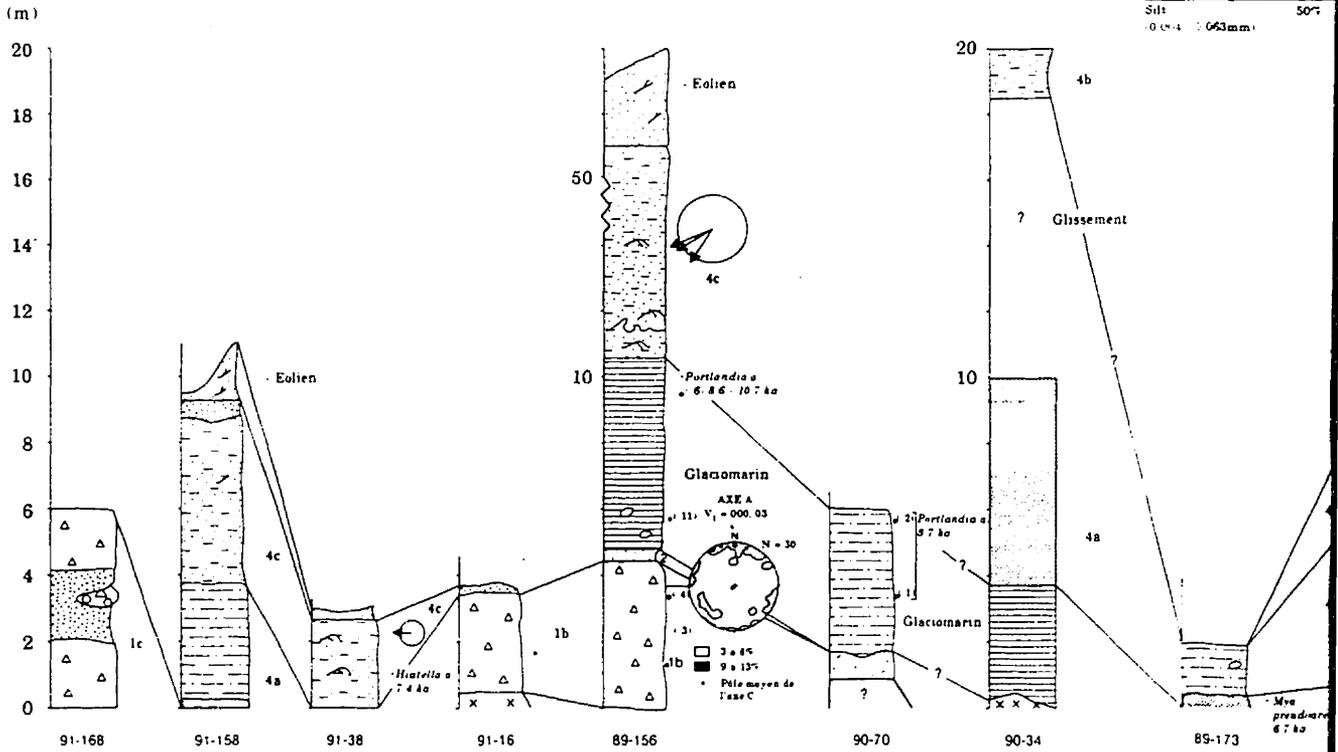
HOLOCÈNE

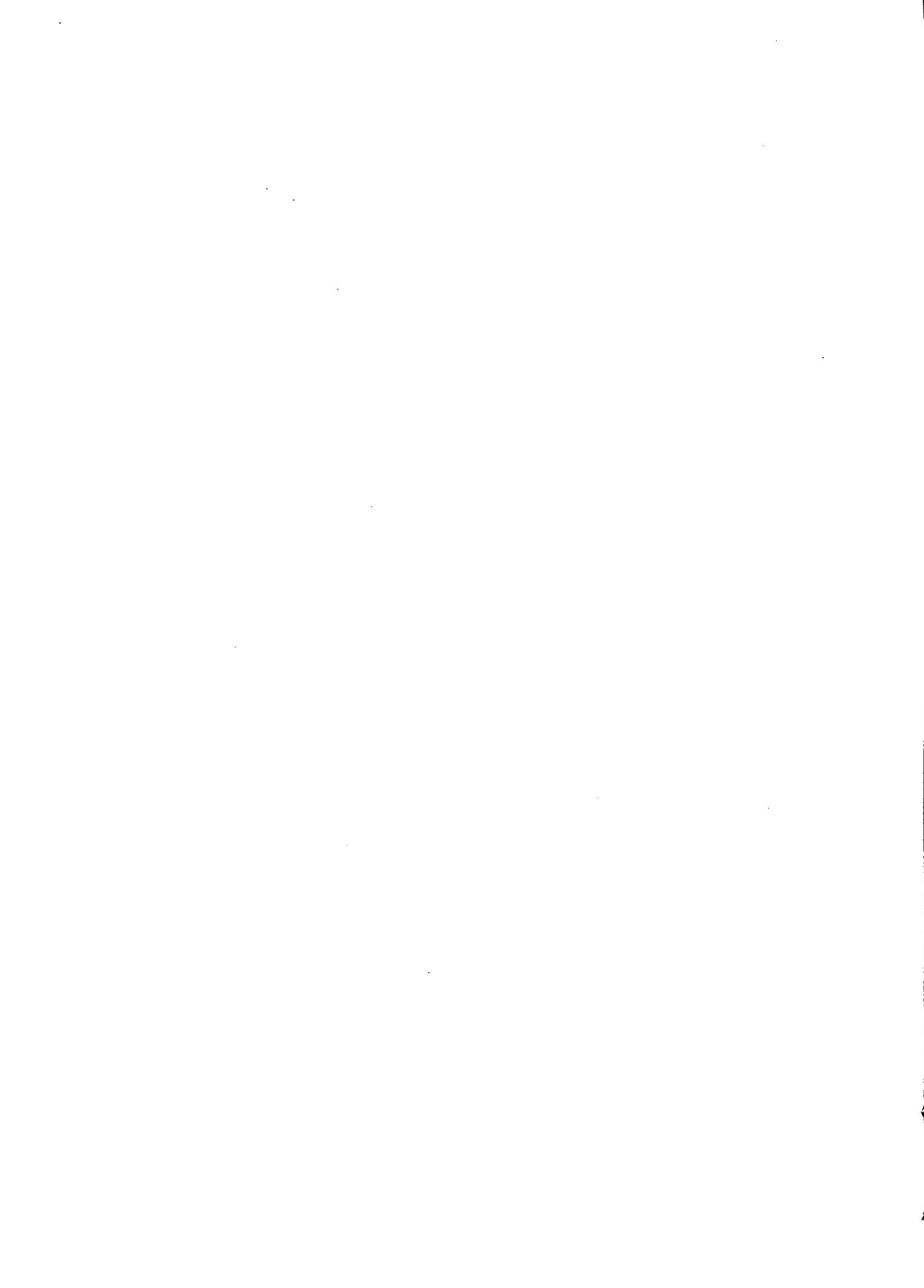
Tableau I: Caractéristiques sédimentologiques et morphologiques des unités lithostratigraphiques du Quaternaire. * voir tableau II; ** voir annexe B.

Zone au-dessus de la limite marine post-glaciaire



Zone sous la limite marine post-glaciaire





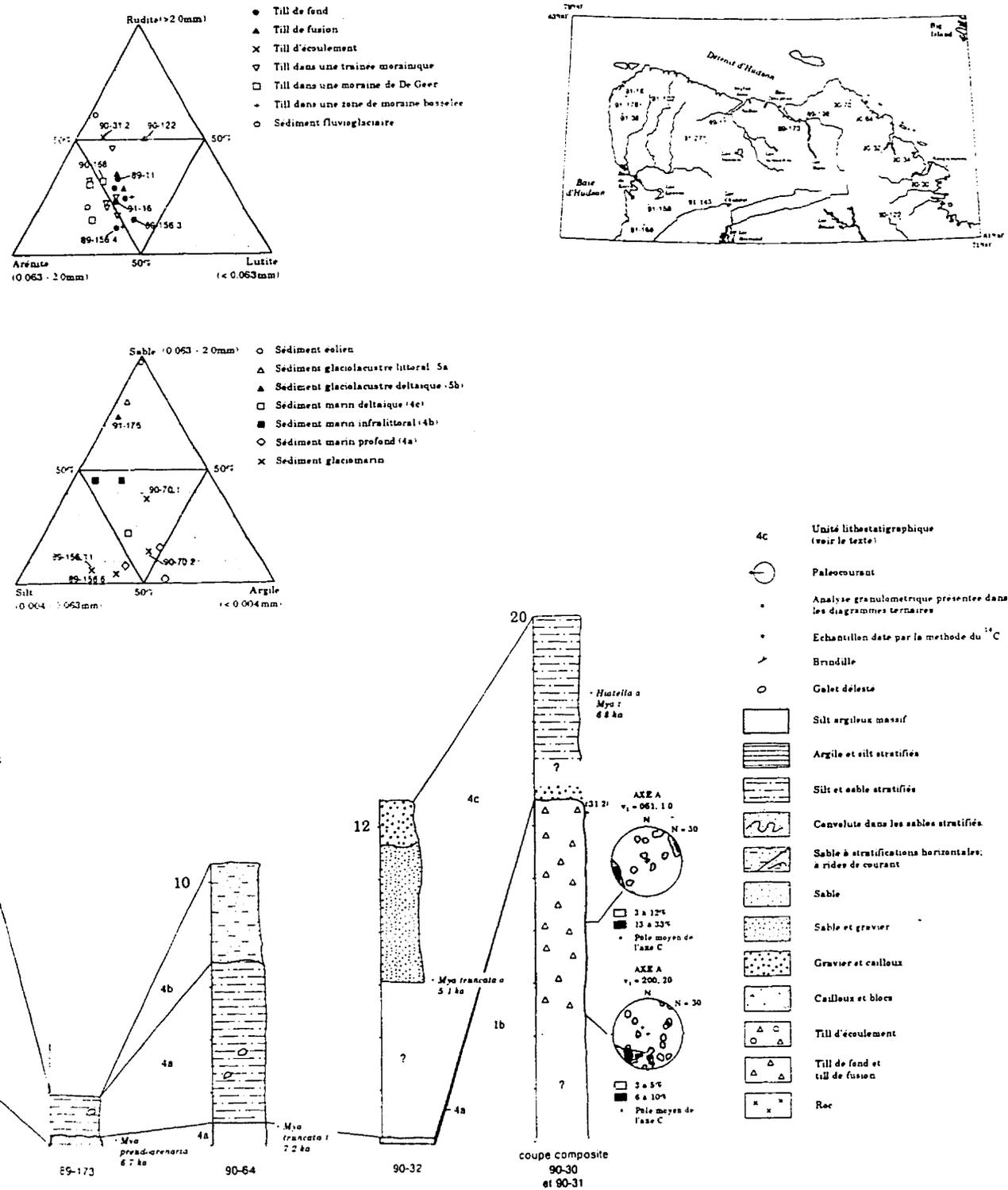
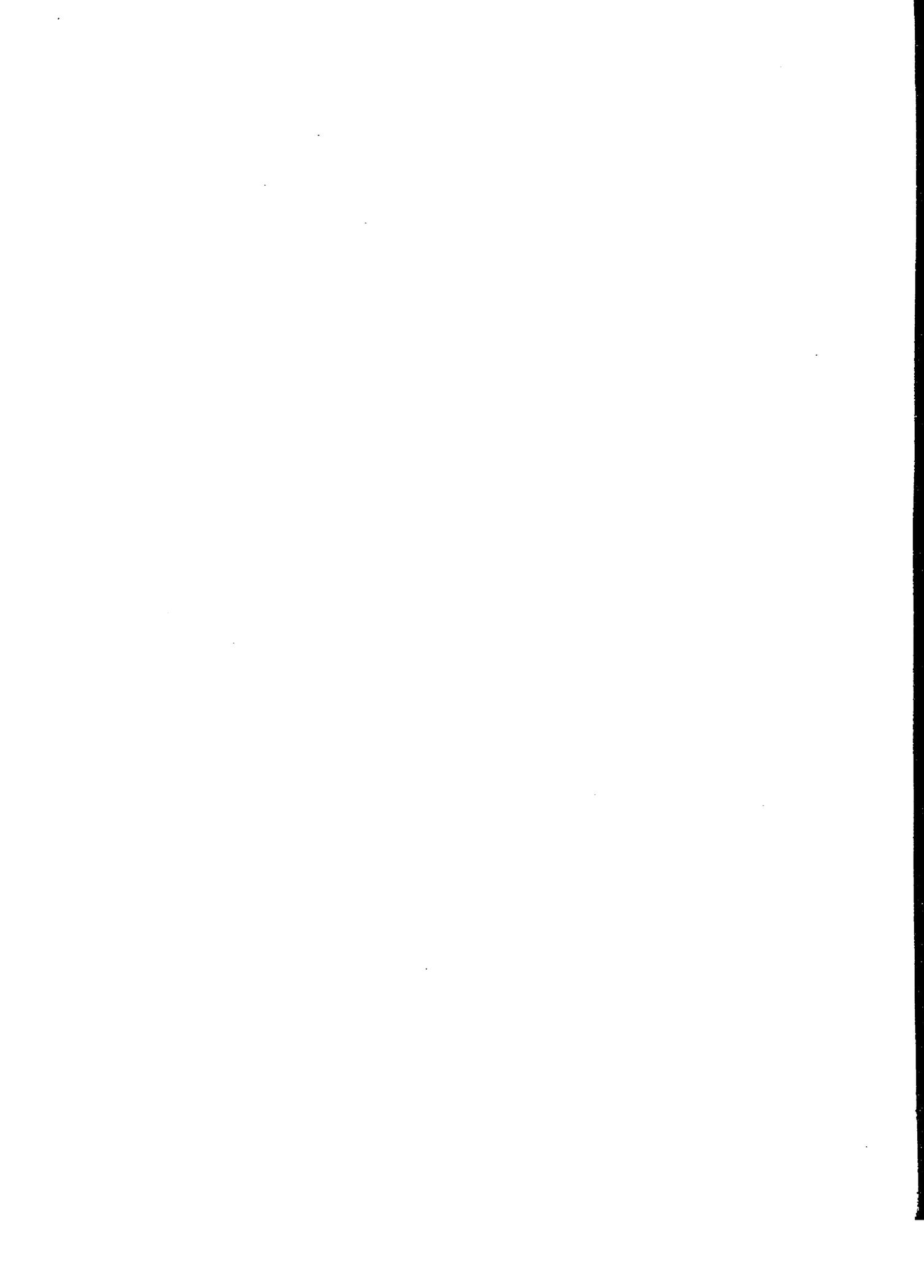


Figure 21: Lithostratigraphie des dépôts quaternaires.



Du point de vue génétique, on distingue trois types de till sur le territoire: le till de fond, le till de fusion et le till d'écoulement. Pour les besoins de la cartographie cependant, on subdivise le till, en général, en trois unités selon des critères d'épaisseur et de morphologie: le till mince, le till épais et le complexe de sédiments associés aux moraines de De Geer.

3.1.1 Description sédimentologique

Le till régional est un diamicton à matrice sablo-silteuse, localement compact et fissile à cailloux non-jointifs localement striés (tableau I et figure 21). Sa composition lithologique et géochimique est présentée plus loin, dans le chapitre sur la dispersion glaciaire.

Le till de fond est compact, fissile, et les cailloux qu'il renferme sont généralement striés et localement de forme pentagonale. La trame des cailloux du till de fond s'harmonise aussi à la direction des écoulements glaciaires déduits par l'analyse des formes d'érosion et d'accumulation glaciaires. À la coupe de la rivière Wakeham, dans un secteur où les écoulements glaciaires sont presque unidirectionnels vers le nord-est, deux fabriques de till effectuées à des profondeurs différentes indiquent un écoulement net de même direction (coupe 90-30, figure 21). Dans la trame la plus profonde, l'attitude des axes A nous indique un écoulement glaciaire vers le 020°. Les axes C décentrés résultent probablement de l'irrégularité du substrat rocheux. Trois mètres plus haut, la trame de till est orientée plus vers l'est, à 060°-240°. Ces données suggèrent, possiblement, des fluctuations des écoulements glaciaires dans la fourchette d'orientations déduite à partir des microformes d'érosion. À la coupe de la rivière Déception (89-156), cette trame est généralement nord-sud mais est moins bien définie qu'à celle de la rivière Wakeham. Les cailloux analysés dans le premier cas sont cependant moins allongés (rapport d'axe

A / B de 1,7) que dans le second cas (rapport d'axe A / B de 2,0), ce qui pourrait avoir affecté la précision.

Le till de fusion n'a pas été observé en coupe. En surface, il se présente comme un diamicton lâche, plus grossier que le till de fond et que le till d'écoulement (voir plus loin) et où les blocs sont fréquents. On y observe aussi de nombreux blocs perchés, certains dont la longueur de l'axe long dépasse 1,0 m (figure 22). Il semble y avoir une certaine relation entre l'orientation de ces blocs et la direction d'écoulement glaciaire. Dans le secteur est, où l'écoulement glaciaire déduit à partir des stries et des formes profilées est vers le nord-est (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 la roche en place constituait une surface horizontale ou sub-horizontale. La compilation des orientations par tranches de 10° nous indique une bimodalité dans la distribution : un mode principal vers 050° - 230° et un mode secondaire à angle droit du premier, soit à 160° - 340° . Nous croyons donc que l'axe long de ces blocs perchés témoigne en partie de l'orientation des sédiments dans la glace et, qu'à cet égard, ils peuvent être utiles pour confirmer la direction d'écoulement glaciaire. Rappelons que Boulton (1971) suggère que la sédimentation passive des débris intra-glaciaires, à l'origine du till de fusion, permet de conserver l'orientation 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 du matériel sablo-graveleux (coupe 91-168, figure 21). Il résulte de l'écoulement d'une masse de till semi-fluide sur des sédiments triés par les eaux de fusion.



Figure 22: Bloc perché à l'ouest du lac Allemand. Il se situe en bordure de deux chenaux d'eau de fonte que l'on peut apercevoir plus bas, dans la partie gauche de la photo.

3.1.1.1 Caractéristiques granulométriques de la matrice du till

La composition granulométrique de la matrice des 254 échantillons de till analysés s'apparente à celle des tills décrits par Scott (1976) ailleurs sur le Bouclier canadien. Cependant, on observe que, généralement, les tills situés sur la ceinture du Cap Smith sont de texture plus fine, que ceux situés sur les roches environnantes de composition granitique (figure 23). Cette tendance se reflète dans l'écart entre les compositions moyennes de ces deux groupes de tills. Ainsi la composition moyenne de la matrice des tills échantillonnés sur les roches de la ceinture du Cap Smith est de 51 % de sable, 40 % de silt et 9 % d'argile tandis que sur les roches cristallines granitiques les pourcentages respectifs sont de 62 %, 33 % et 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 ceux sur la ceinture du Cap Smith. L'influence de débris allochtones sur la granulométrie du till est évidente également pour le till de certaines îles du Détroit d'Hudson. En effet, bien que les îles Charles, Maiden et Wales aient un substrat granitique et se localisent à plus de 30 km de la ceinture du Cap Smith, le till y est relativement argileux. On explique cette différence par son contenu en débris de roches sédimentaires carbonatées provenant du Détroit d'Hudson qui auraient été transportés vers l'est, le long d'un courant glaciaire.

Nonobstant la nature du substrat rocheux, là où le type de till a pu être identifié, on a remarqué que le till de fond est beaucoup plus fin que le till de fusion (figure 21). Ailleurs, où seule la morphologie morainique peut nous indiquer approximativement le mode de mise en place du till, nous avons noté que le till 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.

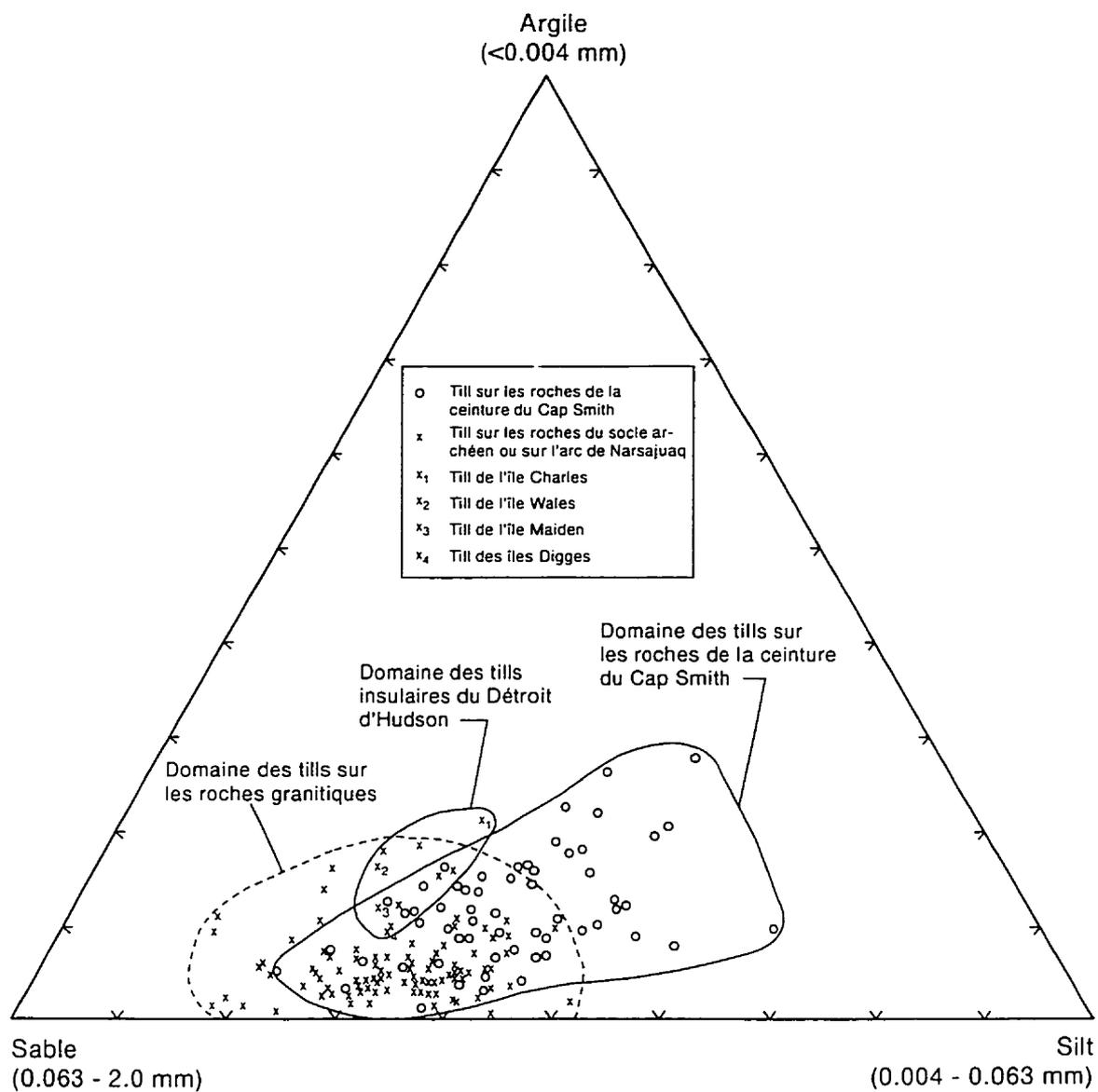


Figure 23: Composition granulométrique de la matrice des tills.

3.1.2 Forme

Environ 60 % du territoire est couvert par une couche de till de moins de 1,0 m d'épaisseur (unité 1a). Le relief y est l'expression du substrat rocheux et les affleurements représentent entre 10 et 80 % de la surface analysée: c'est la zone appelée "cover moraine" par Aario (1977).

Les zones de till épais (unité 1b) couvrent environ 15 % du territoire. L'épaisseur maximale observée du till est de 12 m dans la vallée de la rivière Wakeham (figure 21: 90-30, 90-31). Bien que la nappe de till épais est généralement sans forme particulière, elle peut être fuselée, bosselée ou côtelée.

3.1.2.1 Les terrains morainiques fuselés

Des terrains morainiques fuselés sont présents principalement dans quatre secteurs: à l'ouest du lac Carye et à l'ouest du lac Juet (carte 1861A), au nord du lac Raglan et à l'est du lac Saint-Germain (1863A ; figure 24). Dans cette dernière région, ces terrains morainiques s'étendent de façon sporadique sur près de 50 km. On y observe des drumlins et des traînées morainiques (crag and tail) indiquant que l'écoulement glaciaire s'est effectué 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. Régionalement, les dimensions des traînées morainiques sont plus modestes (figure 25). À l'est du lac Bilson (carte 1861A), par exemple, les plus longues traînées morainiques de la région mesurent 600 m de longueur, 250 m de largeur et 2 m de hauteur (figure 26). Elles se sont développées du côté ouest d'une crête rocheuse orientée nord-sud.

La compilation régionale des orientations de ces formes fuselées, incluant les rochers profilés, est concordante avec les directions d'écoulement glaciaire déduites à partir des

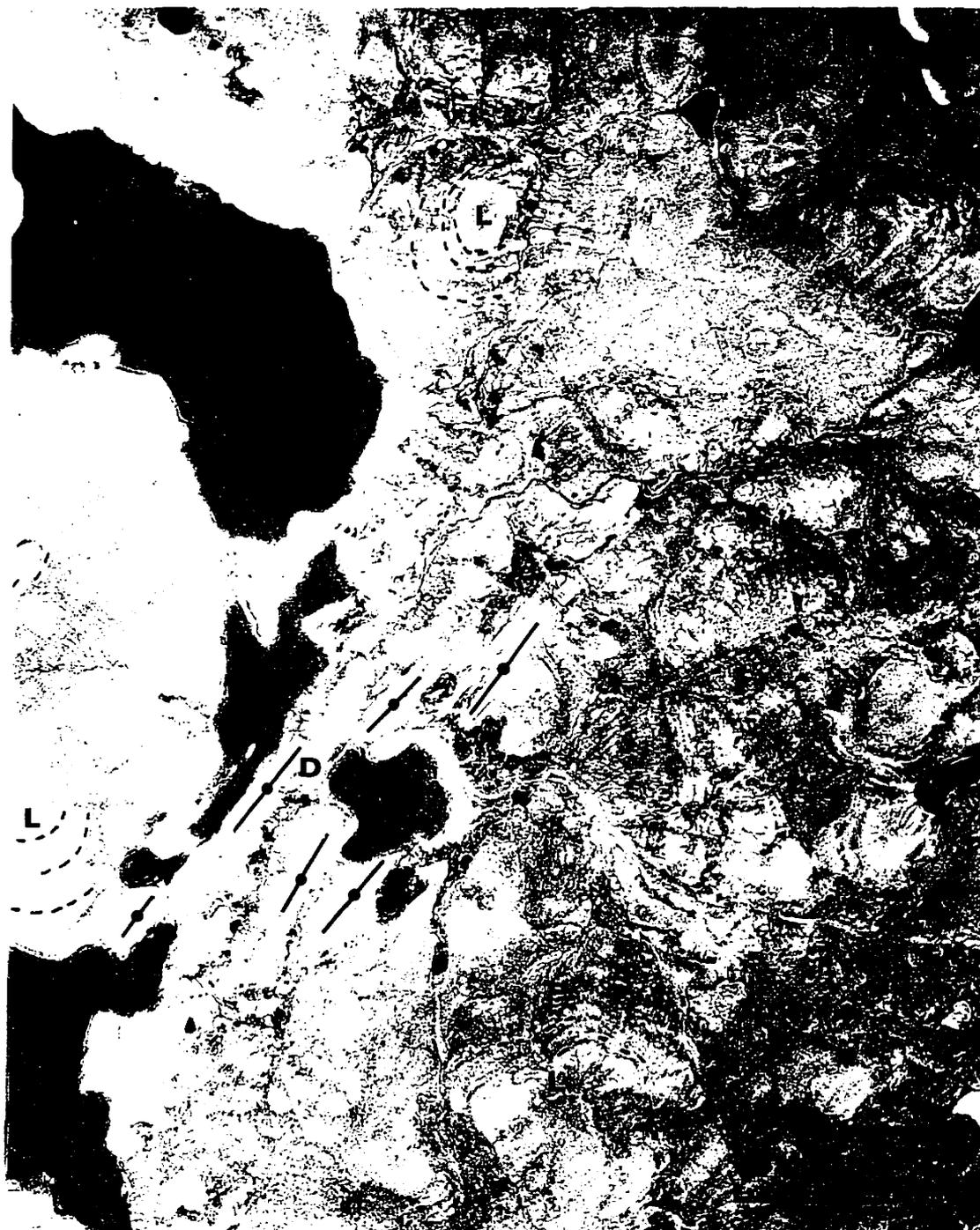


Figure 24: Drumlins et drumlinoïdes (D), lac Saint-Germain. Noter la présence de plages glaciolacustres (L) dont l'altitude varie entre 488 et 518 m. (Photothèque nationale de l'air, A- 16209-69)



Figure 25: Trainées morainiques au sud des lacs Nuvilik. Vue vers le nord.



Figure 26: Trainées morainiques à l'est du lac Bilson. (Photothèque nationale de l'air, A-16247-108)

microformes et des mésoformes d'érosion (figure 27). Elle suggère un écoulement glaciaire de directions opposées à partir de la ligne de la LPGNQ.

3.1.2.2 Les terrains morainiques bosselés

Des terrains morainiques bosselés (moins de 100 km²) sont présents en plusieurs endroits: à l'ouest et au nord du lac Vicenza (carte 1863A) et à l'ouest du lac Vanasse (carte 1862A), par exemple. Cependant, la zone la plus étendue couvre de façon discontinue près de 1200 km² à l'ouest du lac Chukotat (figure 28). Elle se localise à proximité de la ligne de partage glaciaire suggérée dans une position analogue à celle qui a été observée plus au sud par Bouchard (1989d) ou par Aylsworth et Shilts (1989), sous la ligne de partage glaciaire du Keewatin (voir section 5.2.2.1). Cette zone de moraines bosselées correspond aux endroits où les derniers culots de glaces ont disparu. C'est la présence tardive de glace dans ce secteur qui retenait les dernières phases glaciolacustres, plus à l'est dans les monts de Povungnituk. Ces zones sont constituées de monticules ou de crêtes curvilignes, quelque fois en formes de beignets, composés de till et dont la largeur est inférieure à 200 m (figure 28). Généralement d'une hauteur de moins de 5 m, les crêtes au sud du lac Chukotat peuvent atteindre plus de 10 m ; quelques affleurements rocheux nous suggèrent cependant que certaines de celles-ci possèdent un noyau rocheux.

3.1.2.3 Les terrains morainiques côtelés: les moraines de De Geer (1c)

Les moraines de De Geer se composent de crêtes morainiques régulièrement espacées reposant sur le roc ou sur un terrain morainique fuselé (figure 29). Entre ces crêtes, se sont déposés des sédiments marins parfois fossilifères et une mince couverture végétale. Cet assemblage de sédiments constitue l'unité cartographique 1c (tableau I).

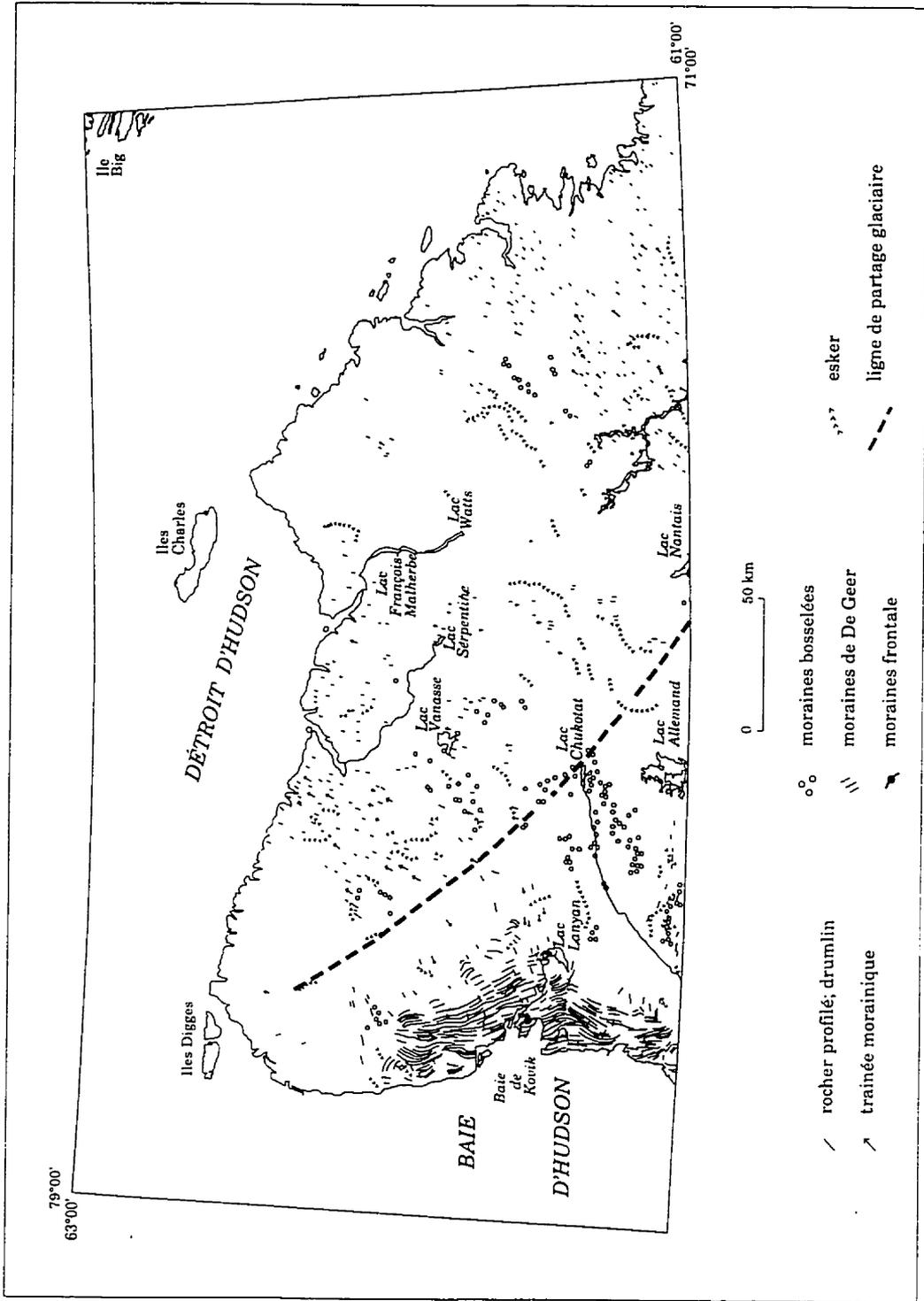


Figure 27: Eléments du modelé glaciaire.

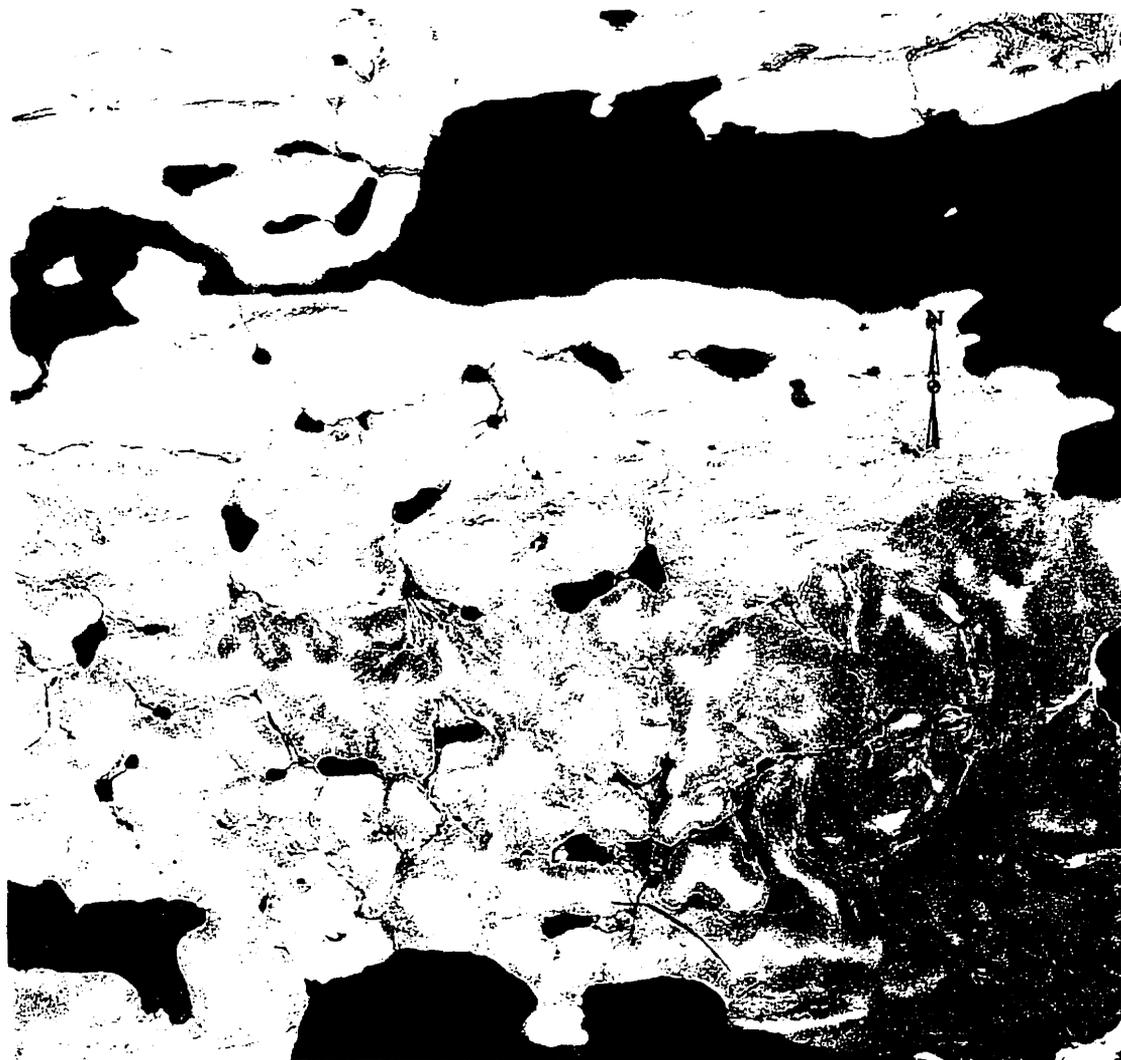


Figure 28: Terrain morainique bosselé au sud du lac Chukotat. (Photothèque nationale de l'air. A-16209-30)

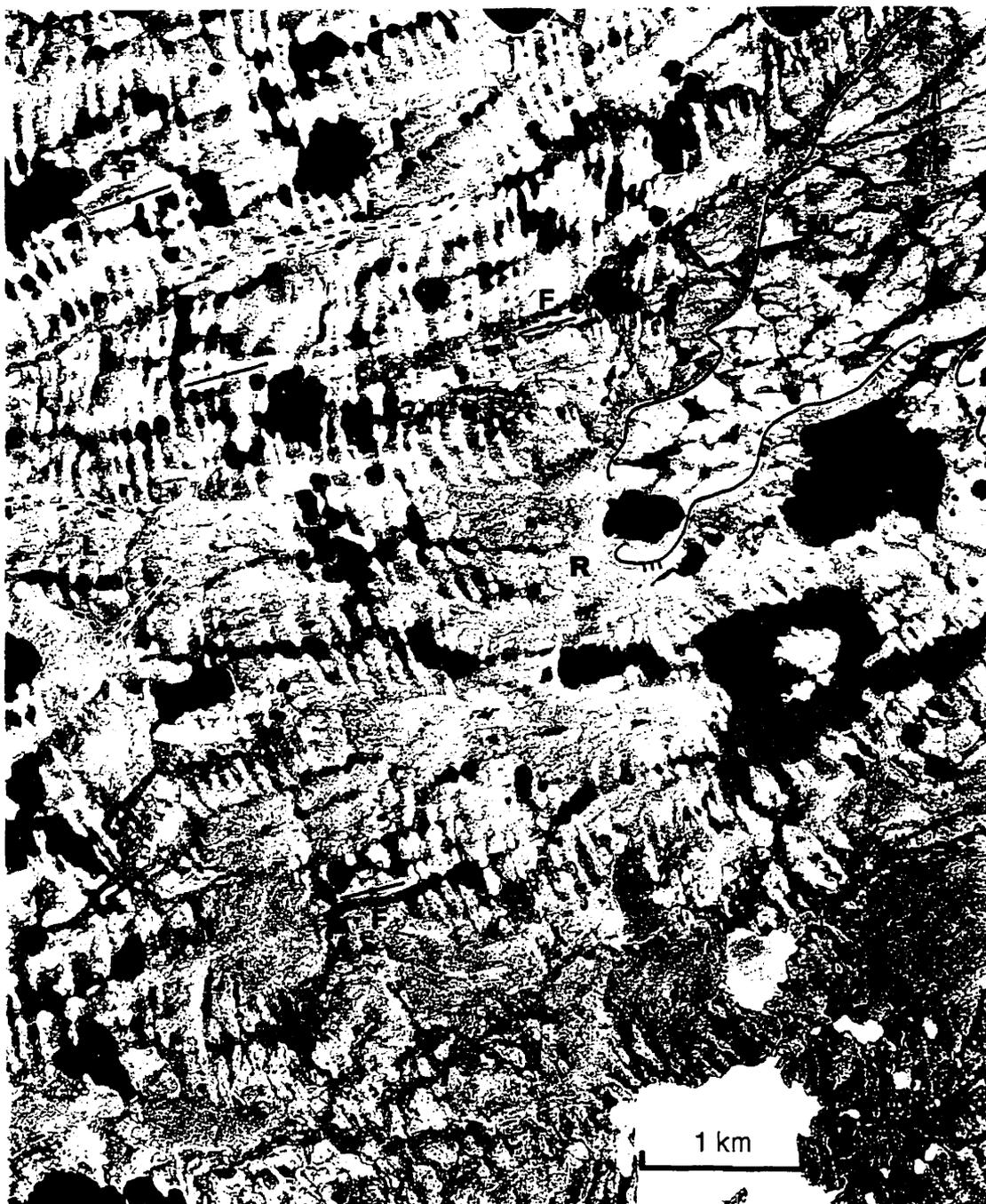


Figure 29: Moraines de De Geer (M), formes fuselées (F) et limite marine (LM), 25 km à l'est du cap Suluraaq. Noter la présence de formes fuselées sous les moraines et les zones de roc délavé (R) sur lesquelles se sont construits des cordons littoraux. (Photothèque nationale de l'air, A16246-103)

À part sur une faible superficie au sud-ouest du Promontoire de Martigny, on observe ces sédiments exclusivement dans la zone envahie par la Mer de Tyrrell, à l'est de la Baie d'Hudson ; ils couvrent environ 5% du territoire étudié (carte 1861A, figure 27).

Une certaine controverse subsiste, à ce jour, quant à l'origine et à la signification de ces moraines. Certains auteurs dont De Geer (dans Sugden et John, 1976) et Mawdsley (1936) prétendent qu'il s'agit de dépôts annuels mis en place à la marge glaciaire tandis que d'autres préfèrent l'hypothèse d'une mise en place en groupe dans un système de crevasses sous-glaciaires, où plusieurs crêtes pourraient être formées dans la même année (voir Virkkala, 1963; Zilliacus, 1986; Beaudry et Prichonnet, 1991). Dans le cadre de cette 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 m à 10 m. Parfois, leur largeur atteint dix fois cette hauteur. Leur profil transversal est généralement symétrique, mais plusieurs montrent un versant aval glaciaire plus abrupt que celui situé à l'amont. Latéralement, ces moraines sont discontinues et le plus long segment observé mesure 4 km au nord du lac Ativtusiurvik (carte 1861A). La surface des crêtes morainiques est jonchée de blocs de dimensions parfois métriques. En coupe, elles se composent de till. À un endroit, comme dans les moraines observées par Beaudry et Prichonnet (1991) dans la région de Chapais, des sables et graviers comprenant des lentilles de till d'écoulement ont été observés entre deux couches de till (figure 21, site 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 grande dimension et sont quelquefois formées de plusieurs crêtes. La présence d'une nappe de till plus épaisse immédiatement à l'est de cette région, comparativement aux secteurs au nord, nous suggère que cette différence de taille pourrait résulter d'une plus grande charge sédimentaire dans le glacier.

Dans la partie la plus étendue occupée 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 pour un espacement moyen d'environ 200 m. D'autres mesures effectuées, au nord et au sud de cette zone, nous indiquent un espacement moyen de 150 et 260 m respectivement. Ces estimés sont légèrement supérieurs à celui effectué par Lauriol et Gray (1987) sur une zone plus petite de cette même région, soit un espacement variant entre 100 et 140 m calculé sur 180 moraines. Ces moraines sont présentes sous le niveau actuel des eaux de la Baie d'Hudson jusqu'à 10 m plus bas que la limite marine post-glaciaire. On peut donc estimer que la profondeur minimale d'eau dans laquelle ces moraines se sont formées est de 10 m (figure 30).

À l'échelle de notre étude, il apparaît que la disposition des moraines est influencée par la topographie. Ainsi, la distribution spatiale régionale de ces moraines montre une concavité centrée sur la partie la plus basse de la région (est de la Baie Kovik). Plus localement, dans des creux topographiques situés près de la limite marine, notamment dans le secteur de la rivière Deguise (carte 1861A), on observe une disposition similaire. Que la mise en place de ces moraines soit frontale ou sous-glaciaire dans des crevasses parallèles au front glaciaire, leur répartition spatiale suggère l'existence d'une vaste baie de vêlage au début de la déglaciation, puis de plus petites, au fur et à mesure du retrait glaciaire vers les terrains plus élevés à l'est.

3.2 Les dépôts fluvioglaciaires de contact (2a, 2b, 2c) et proglaciaires (3)

Les dépôts fluvioglaciaires sont constitués de sable, gravier et bloc, stratifiés, mis en place par les eaux de fusion au contact ou à la proximité du glacier. Selon leur genèse, trois unités ont été distinguées, à l'intérieur des dépôts fluvioglaciaires de contact: les sédiments mis en place sous forme d'eskers (2a), de moraines (2b) ou de kames et terrasses de kames (2c). Ces trois unités ont une répartition sporadique et couvrent moins de 1 % du territoire. Les matériaux qui les composent sont modérément triés et leur épaisseur maximale observée est de 25 m. Les dépôts fluvioglaciaires mis en place sous formes de plaines d'épandage proglaciaire (3) couvrent environ 1 % du territoire

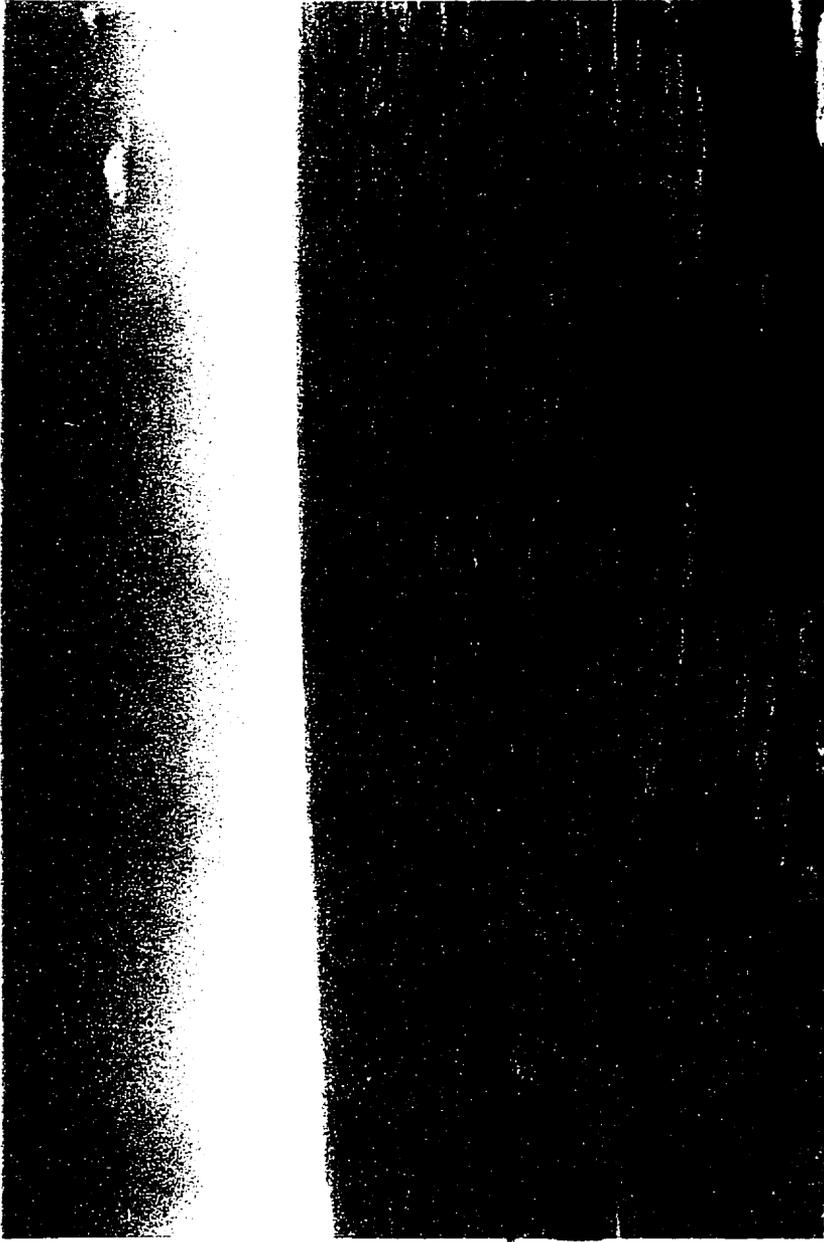


Figure 30: Moraines de De Geer (M) et limite marine (LM). Ces moraines sont présentes d'une altitude légèrement inférieure au niveau actuel de la mer jusqu'à 10 m plus bas que la limite marine post-glaciaire. Vue vers l'est.

mais localement, dans certaines vallées, des traînées fluvioglaciaires s'étendent sur des dizaines de kilomètres. Ces graviers et blocs atteignent 10 m d'épaisseur.

3.2.1 Les eskers (2a)

Les plus longs trains d'eskers se localisent à l'est de la LPGNQ et consistent en une succession de crêtes curvilignes séparées parfois par des chenaux d'eaux de fusion ou des petits épandages sous-glaciaires. 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 ; figure 31). Entre le lac Bélanger et le lac Beauparlant (carte 1862A), comme en plusieurs autres endroits sur le territoire, les segments d'esker suivent une dépression dans le relief. Plus à l'est (carte 1863A), trois trains d'eskers plus ou moins parallèles 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 l'alignement de ces trains d'eskers correspond à celui de ces fjords, suggérant ainsi une influence certaine de ceux-ci sur le trajet des eaux de fusion sous-glaciaires.

Dans ces secteurs envahis par des lacs d'obturation glaciaire, le sommet des eskers est aplani. Localement, comme au nord de la rivière Déception (carte 1862A), des deltas d'esker nous renseignent sur l'altitude du plan dans lequel ils se sont formés. Il s'agit d'excroissances tabulaires alimentées par l'esker et sur lesquelles on observe des chenaux d'eaux de fusion. En d'autres endroits, des excroissances plutôt informes représentent des épandages sous-aquatiques.

À l'ouest de la LPGNQ, dans la partie sud de la carte 1861A, on observe plusieurs chenaux d'eaux de fusion dont la mise en place n'a pas été influencée par le relief. Ces chenaux plus ou moins parallèles qui entaillent la plaine de till jusqu'au roc, s'étendent sur près de 60 km de longueur et leur largeur peut atteindre 1,5 km. Leur orientation, ouest-nord-ouest-est-sud-est, est presque parallèle à celle de l'écoulement glaciaire



Figure 31: Esker à l'est du lac Bélanger. Vue vers l'ouest.

dominant. À l'intérieur de ces chenaux, on note la présence de petits segments d'eskers (figure 32), mais aussi des kames, des petites crêtes provenant vraisemblablement du remplissage des crevasses et des buttes de tills remaniés. On croit que ces grands chenaux témoignent d'une phase d'écoulement des eaux de fusion sous-glaciaires antérieure au développement des eskers. Par la suite, lors de la fusion de la glace, ces tunnels se seraient effondrés, et des tunnels de dimensions plus modestes se seraient développés, dans lesquels une sédimentation a permis le développement d'eskers. Certains de ces derniers 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 qui, compte tenu de l'absence d'autres formes d'érosion ou d'accumulation glaciolacustres dans ce secteur, était probablement intra-glaciaire (1861A).

3.2.2 Les moraines (2b)

On a subdivisé les moraines en deux catégories, selon leur dimension: les moraines mineures de moins de 1 km de longueur et les moraines majeures. Les moraines majeures, identifiées sur la péninsule, sont de petites dimensions et en aucun cas ne semblent indiquer une stabilisation de la marge glaciaire durant une longue période de temps. Elles sont formées de bourrelets simples, disposés parallèlement à la marge glaciaire lors du retrait. Ces moraines sont constituées de sables, graviers et blocs et d'une épaisseur maximale de 20 m (tableau I). La moraine majeure la plus étendue a été observée au sud-est de la Baie Kovik (figure 27 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 intensivement 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 de sa mise en place au contact de la glace. Cette moraine s'est vraisemblablement formée lorsque la marge glaciaire s'est ancrée sur les buttes rocheuses sous-jacentes.



Figure 32: Esker (<<<<) dans un chenal d'eau de fonte (C) sous-glaciaire à l'ouest du lac Juet. Ces chenaux sont parallèles au formes fuselées (F). (Photothèque nationale de l'air A-16252-42)

Outre les secteurs où les moraines de De Geer ont été cartographiées, on observe des moraines mineures en quelques autres endroits. Le plus important se situe dans la vallée à l'est de la colline Talluq, au nord du lac Chassé (1861A). On y observe une soixantaine de segments morainiques perpendiculaires à l'axe de la vallée (figure 33). Elles ont été mises en place dans un lac d'obturation glaciaire. De dimension plus petite dans la partie nord, elles peuvent atteindre presque 1 km de longueur dans la partie sud du bassin glaciolacustre, dans la direction du retrait glaciaire. Leur espacement est plus faible que pour les moraines de De Geer mises en place dans la Mer de Tyrrell, soit environ 100 m. Elles occupent principalement la partie la plus profonde de la vallée, à environ 100 m plus bas que la limite glaciolacustre (environ 290 m) mais localement, elles s'étirent jusque sur le flanc de la vallée. Dans la partie la plus basse du bassin, ces moraines sont généralement concaves, en direction de l'aval glaciaire. Il s'agit, possiblement, de moraines de type cross-valley, telles que décrites par Andrews (1963) sur l'île de Baffin.

3.2.3 Les kames, les remplissages de crevasses et les terrasses de kames (2c)

Ces dépôts de contact glaciaires sont associés à la fusion de la glace. Dans la majorité des cas, on a observé les kames et les terrasses de kames, dans des dépressions allongées occupées en partie par des rivières, comme à l'ouest de la rivière Kimber (carte 1863A) et du lac Juet (carte 1861A) ou dans des vallées plus importantes comme celle de la rivière Foucault, dans sa portion située à l'est du lac Vanasse (carte 1862A). Les kames se présentent sous la forme de monticules isolés ou coalescents de sables, graviers et blocs d'une épaisseur maximale observée de 8 m. Ils sont parfois occupés par des kettles et associés à des eskers et à des crêtes curvilignes disposés parallèlement à la marge glaciaire. Ces deux dernières formes se relient; ce qui suggère une mise en place synchrone. Ces crêtes représentent des accumulations de matériel dans le système de crevasses alimentant les eskers, ou bien du remplissage de cavités entre des blocs de



Figure 33: Moraine mineures (M) mises en place dans un lac d'obturation glaciaire au nord-est du lac Chassé. (Photothèque nationale de l'air, A-16215-34)

glaces stagnantes. En plus de ces accumulations de matériel stratifié, il est fréquent d'observer, dans ces zones, des buttes résiduelles de till et des zones rocheuses sans couverture de matériaux meubles. Elles résultent de l'érosion par des eaux de fusion canalisées dans ces dépressions. De nombreux exemples sont observés 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 dont le sommet est plat, percées de kettles, accrochées sur le flanc ouest de certaines vallées. De façon caractéristique, leur talus est marqué par des effondrements de matériel provoqués par la disparition du support de glace. Au moment de leur formation, leur niveau de base était contrôlé par celui d'un lac d'obturation glaciaire retenu à quelques kilomètres plus au nord par un barrage morainique. Plus haut, sur le versant, des chenaux latéraux d'eaux de fusion marquent des positions antérieures de la marge glaciaire. Subséquemment, ces terrasses ont été disséquées par des torrents provenant des versants.

3.2.4 Les épandages fluvioglaciaires (3)

Les sédiments fluvioglaciaires sont présents sur environ 1% du territoire et se concentrent dans des vallées qu'ils comblent partiellement (tableau I). Les épandages les plus importants se situent dans les vallées drainées par les rivières Chukotat et Korak (carte 1861A), Foucault (1862A), et Laflau et Lataille (1863A). Dans la vallée de la rivière Foucault, l'épandage fluvioglaciaire s'étend sur près de 40 km. Sur ces accumulations tabulaires, la taille des blocs (1 m) ainsi que la profondeur maximale des chenaux superficiels observés (2 m) témoignent de la puissance des courants d'eaux de fusion. Par endroits, des kettles se sont développés.

Dans l'épandage fluvioglaciaire située à l'est du lac François-Malherbe, on a noté une décroissance granulométrique des matériaux vers l'aval, soit des blocs à l'ouest jusqu'à

des graviers et sables à l'extrémité est. (figure 34). Dans sa partie la plus orientale, cette accumulation se termine par une surface perchée à une altitude de 150 m, profondément entaillée par des chenaux. Ce phénomène suggère un abaissement du niveau de base des eaux depuis sa mise en place; on estime qu'il s'agit là d'un delta glaciolacustre. Nous en discuterons plus loin.

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

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

L'invasion marine postglaciaire a couvert environ 10 % du territoire le long de la Baie et du Déroit d'Hudson. Dans le secteur qui borde la Baie d'Hudson, il est d'usage courant de nommer cet épisode par l'appellation de Mer de Tyrrell, alors que pour le Déroit d'Hudson, Laverdière et Bernard (1969) ont proposé le terme de Déroit d'Iberville, par extension de l'épisode marin de la Baie d'Ungava qu'ils nommaient Mer d'Iberville. Cependant, dans la synthèse paléogéographique proposée par Dyke et Prest (1987), il apparaît que le Déroit 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 entre le Déroit de Tyrrell et la Mer de Tyrrell correspondrait alors à celle entre le district de Franklin et du Keewatin, s'étendant 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 (Territoires du Nord-Ouest) et l'extrémité nord du Labrador.

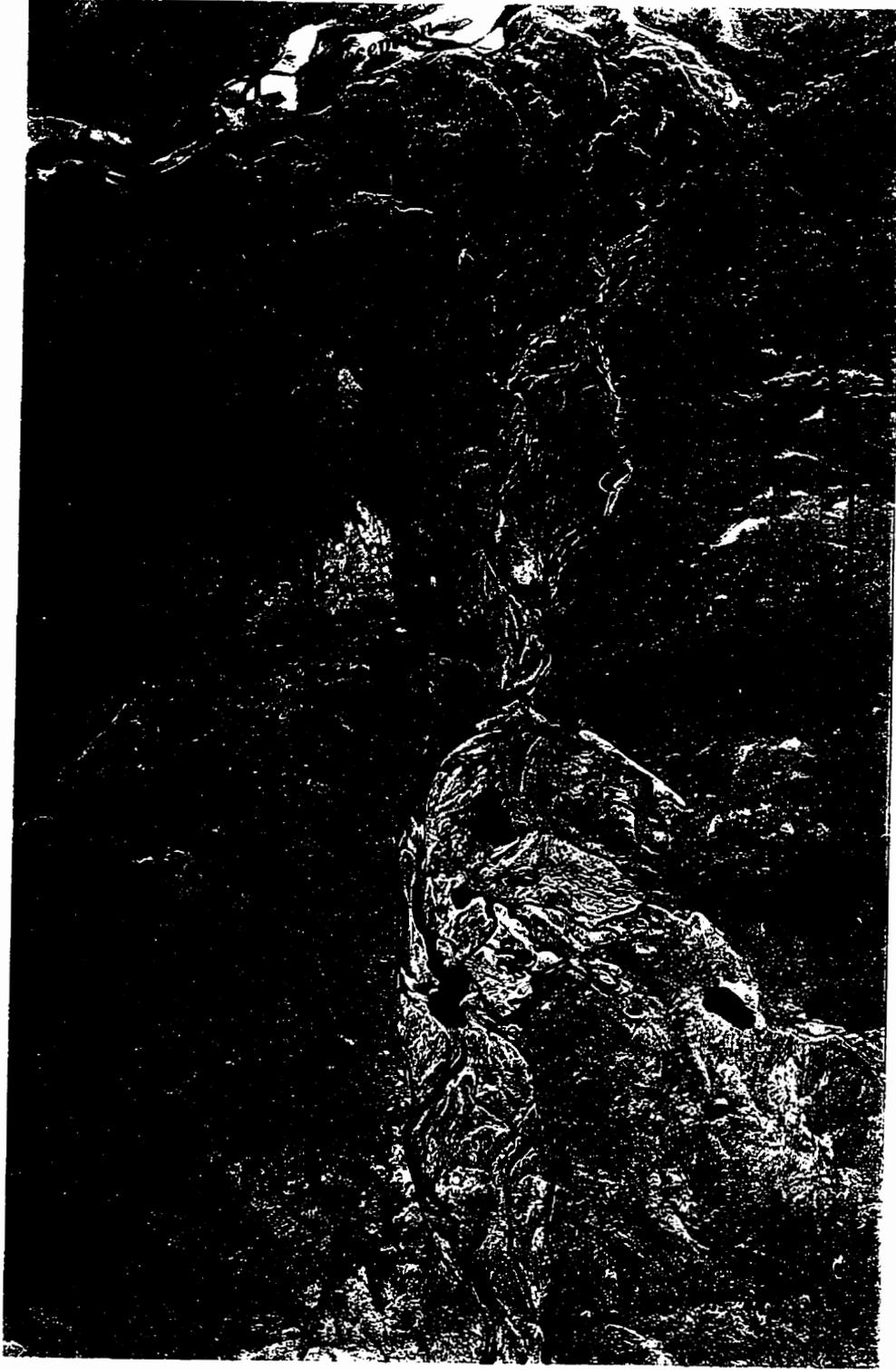


Figure 34: Trainée fluvioglaciaire (3) à l'est du lac François-Malherbe. Elle se termine à l'est, par un delta mis en place dans un lac proglaciaire (5b) ayant occupé la vallée de la rivière Déception. Notez la présence de quelques moraines frontales (2b) perpendiculaires à la vallée. (Photothèque nationale de l'air, A16251-12)

Dans les fjords et dans les étendues ouvertes entre la Baie Déception et Douglas Harbour, là où les apports de sédiments furent 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 associés aux moraines de De Geer, les sédiments marins tapissent le substrat entre les crêtes de till et les affleurements rocheux ou forment des accumulations littorales sur les zones en relief. On estime que la couverture de matériaux marins occupe environ 2% du territoire.

3.3.1 Les dépôts glaciomarins et marins d'eau profonde (4a)

Les dépôts d'eau profonde sont constitués de silts argileux ou de silts sableux massifs ou alternant avec des lits de sables, parfois fossilifères et contenant des galets de délestage (tableau I et figure 21). L'épaisseur maximale que nous avons observée est de 10 m. À environ 10 m sous la limite marine, ces dépôts sont discontinus et alternent avec des zones de till remanié ou des dépôts infralittoraux, tandis qu'à environ 30 m plus bas, soit à environ 40 m sous la limite marine, la couverture est continue et formée du faciès de silt argileux massif. En surface, ils forment alors des plaines entaillées par des ruisseaux suivant un réseau de drainage de type dendritique. Les plus grandes superficies occupées par ces dépôts d'eau profonde se situent entre l'embouchure de la Baie Déception et Douglas Harbour, mais on les observe également à l'ouest de la Baie de Salluit (Sugluk Inlet). Dans la zone envahie par la Mer de Tyrrell, ces dépôts sont présents mais occupent de faibles superficies et ont donc été regroupés dans le complexe de sédiments associés aux moraines de De Geer.

Les fossiles rencontrés dans les sédiments marins profonds sont principalement des *Hiatella arctica* et des *Mya truncata* auxquels sont associés *Macoma calcarea*, *Clinocardium ciliatum*, *Serripes groenlandicus*, *Chlamys islandicus*, *Balanus spp.*, et des gastéropodes (tableau II). D'après Hillaire-Marcel (1980), l'association de *Hiatella*

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

Tableau II: Invertébrés fossiles selon leur environnement de mise en place. D: espèce dominante; X espèce présente; * espèce

datée; (1) zone 18V étendue.

arctica et de *Mya truncata* est indicatrice d'une profondeur d'eau supérieure à 30 m. On notera, cependant, que les *Hiatella a.* dominent les assemblages thanatocénétiques observés dans les ostioles silteuses, alors que les *Mya truncata* en biocénose dominent dans les faciès plus fins observés en coupe (89-DKA-173, 90-DKA-64, 91-DKA-158). Dans le cas de ces dernières espèces, on pense à une sédimentation dans un milieu plus profond.

Des datations obtenues sur des *Mya pseudoarenaria* (6 730±80, GSC-4938; 7 220±110, GSC-5211) nous indiquent que le début de la sédimentation marine profonde est antérieur à 7 ka BP. Elle s'inscrit dans la phase proposée par Bruneau *et al.* (1990) qui s'étend de 8 ka BP à 6 ka BP et où une rapide amélioration des conditions de vie dans le bassin marin amena la prolifération des espèces de lamellibranches.

Localement, comme dans le Southeast Arm de Douglas Harbour, on observe sous les sédiments marins d'eaux profondes décrits précédemment, un faciès de silt argileux stratifié formant des rythmites. Bien que nous n'ayons pas observé de fossiles dans cette coupe, nous croyons que ces rythmites correspondent, par leur position stratigraphique, au faciès de rythmites observé par Gray et Lauriol (1985) et Ricard (1989) à la rivière Déception. À cet endroit, comme à celui de la coupe 90-DKA-70 à la rivière Hengan, la présence de *Portlandia arctica* est caractéristique d'une mise en place dans un environnement glaciomarin profond (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 développement. Des âges ¹⁴C antérieurs à 8,5 ka BP (Gray et Lauriol, 1985; Gray *et al.*, 1993; cette étude) confirment une mise en place précoce après la déglaciation (voir la section sur la paléogéographie). À Douglas Harbour, le contact graduel entre l'unité glaciomarine et l'unité marine nous indique une lente période de transition entre ces deux milieux de sédimentation (coupe 90-34, figure 21). Enfin, dans le secteur de Cap Briard (carte 1862A), Gray *et al.* (1993) ont observé des *Portlandia arctica* en surface; ce qui indique que ces dépôts affleurent par endroits.

En surface de cette couverture de matériaux fins, des ostioles silto-argileuses et peu caillouteuses se sont développées. Par endroits, on peut observer également des sédiments d'exondation, sableux, sans couvert végétal qui apparaissent comme de vastes taches blanchâtres sur les photos aériennes.

3.3.2 Les dépôts glaciomarins et marins littoraux et infralittoraux (4b)

Les dépôts infralittoraux et littoraux sont constitués principalement de sables et graviers stratifiés (stratifications horizontales et quelques rides de courant), par endroit fossilifères, d'une épaisseur maximale observée de 3 m (tableau I et figure 21). Localement, des matériaux plus grossiers (blocs et galets) sub-arrondis peuvent constituer des plages. C'est le cas dans le secteur ouest (carte 1861A), où la limite marine est souvent formée par une plage grossière, produite par l'érosion littorale de la nappe de till (figure 30).

Généralement, les dépôts littoraux se présentent sous la forme d'une succession de cordons arqués, disposés parallèlement à la côte actuelle (figure 35). Leur hauteur moyenne est environ de 0.5 m pour une largeur de 1 m et ils peuvent s'étendre sur plusieurs kilomètres, comme c'est le cas au sud-ouest de la Baie Pecten, par exemple (carte 1861A). Dans la zone envahie par la Mer de Tyrrell, les dépôts littoraux forment aussi de nombreuses flèches développées perpendiculairement à la côte, à partir de boutons rocheux ou de till parfois profilés, comme dans la région de la pointe Saattutuut, au sud de la Baie Kovik (carte 1861A ; figure 36). Dans certains cas, il est possible que les flèches se soient formées à partir de segments d'eskers remaniés. Elles sont d'une longueur maximale de 12 km, d'une largeur moyenne de moins de 100 m et la hauteur maximale observée est de 3 m. Elles se composent habituellement d'une seule crête, mais celle-ci peut se ramifier en plusieurs crêtes secondaires en angle par rapport à la principale. Ces flèches semblent identiques aux "transverse gravel bar" décrites par



Figure 35: Cordons littoraux près de la falaise Naujakallait. À l'arrière, on observe une zone de roche à nu et une zone couverte par des matériaux fins mis en place en eaux profondes lors de l'invasion marine et qui correspondent, sur la carte 1862A, aux unités R et 4a, respectivement. Photographie prise à basse altitude en direction de l'ouest.

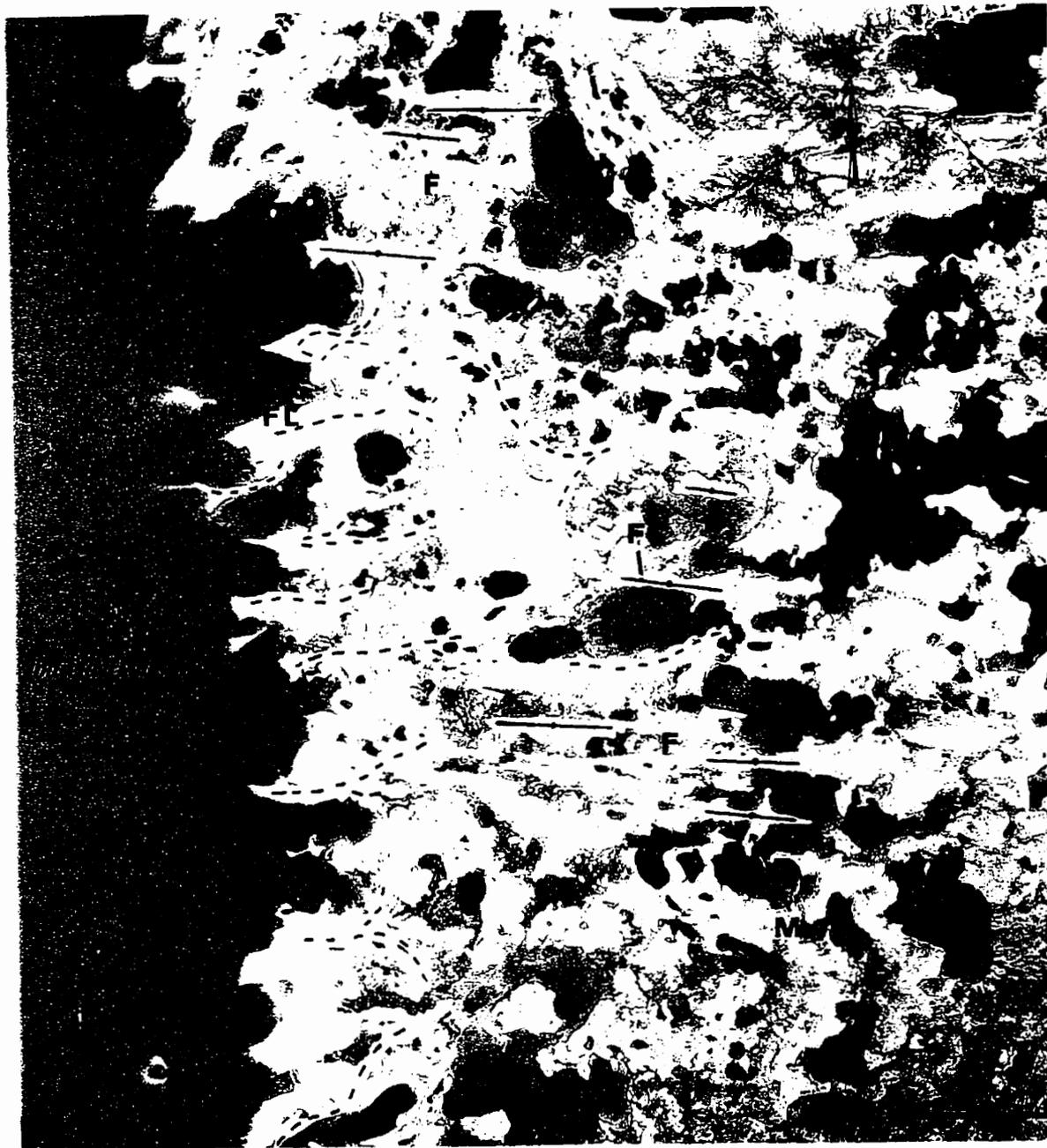


Figure 36: Flèches littorales (FL) à 10 km au sud de la baie de Kovik. Plusieurs de ces flèches se sont développées à partir de formes fuselées (F). Remarquer également la présence de moraines de De Geer (M) superposées aux formes fuselées. (Photothèque nationale de l'air, A16209-3)

Aylsworth et Shilts (1991), sur l'île Mansel, dans la partie nord de la Baie d'Hudson. Des placages constitués de sédiments littoraux et infralittoraux sont présents dans certaines dépressions du relief. Enfin, notons que toutes les constructions littorales d'importance dans la Mer de Tyrrell sont situées à une altitude de moins de 76 m et indiquent un ralentissement du taux 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 BP.

Les fossiles observés dans les dépôts littoraux et infralittoraux sont principalement des *Mytilus edulis* auxquels s'associent souvent des *Hiatella arctica*. Cette association suggère une profondeur d'eau de moins de 10 m (Hillaire-Marcel, 1980). Dans la zone envahie par la Mer de Tyrrell, les coquilles de *Mytilus edulis*, bien qu'en thanatocénose, sont généralement peu ou pas fragmentées; ce qui suggère la proximité de leur lieu de mise en place. Elles ont été utilisées pour construire la courbe d'émergence pour ce secteur. Nous en discuterons dans la section sur la paléogéographie du Quaternaire.

3.3.3 Les dépôts glaciomarins et marins deltaïques (4c)

Les dépôts deltaïques sont constitués de sables silteux, de sables et graviers stratifiés et occasionnellement de blocs (tableau I et figure 21). Les unités les plus fines sont situées à la base des séquences deltaïques et présentent des stratifications planaires et localement des convolutes. Plus haut, dans les séquences deltaïques, les sédiments sont plus grossiers et constitués de sables moyens à grossiers et de granules. Dans certains cas, comme le long de la rivière Foucault par exemple, des lits frontaux ont été observés. À cet endroit, des débris de végétaux incorporés à la matière minérale de ces lits obliques ont permis d'obtenir un âge maximal pour la mise en place de ce dépôt situé à 15 m d'altitude ($4\ 120 \pm 90$, GSC-4978).

En surface, les dépôts deltaïques sont formés de galets, et dans le cas des deltas situés près de la limite marine, de blocs. Fréquemment, cette surface est incisée par des

chenaux. Dans la partie amont du delta de la rivière Wakeham, ces chenaux atteignent 2 m de profondeur (figure 37).

Dans les fjords et les vallées glaciaires des côtes nord et est, les deltas étagés constituent des accumulations à sommets plats dont la puissance maximale atteint une quarantaine de mètres. Les deltas les plus étendus sont ceux des rivières Foucault (environ 25 km de longueur), Guichaud, (23 km) et Wakeham (18 km). Ils s'étendent de la limite marine au niveau actuel de la mer. Dans la zone envahie par la Mer de Tyrrell (carte 1861A), 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 entre les complexes de sédiments associés aux moraines de De Geer.

Les coquillages marins ont été observés principalement dans les séquences basales des deltas ; dans les plus grossiers ils sont généralement absents. Les assemblages, dominés par *Mya truncata* et *Hiatella arctica*, indiquent une sédimentation relativement profonde (tableau II). À la coupe de la rivière Déception originellement décrite par Gray et Lauriol (1985), on pense que la séquence sableuse succédant au faciès de rythmites glaciomarines correspond à une sédimentation prodeltaïque. La biocénose de *Portlandia arctica*, à la base de cette séquence sableuse, pour laquelle une plage de dates ^{14}C variant entre 8.5 et 10.7 ka BP a été obtenue, marquerait ainsi le début de la progression du delta. Deux accumulations 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 l'ancestrale rivière Déception et la marge glaciaire au sud. Ce delta a été subséquentement disséqué par l'érosion fluviale.

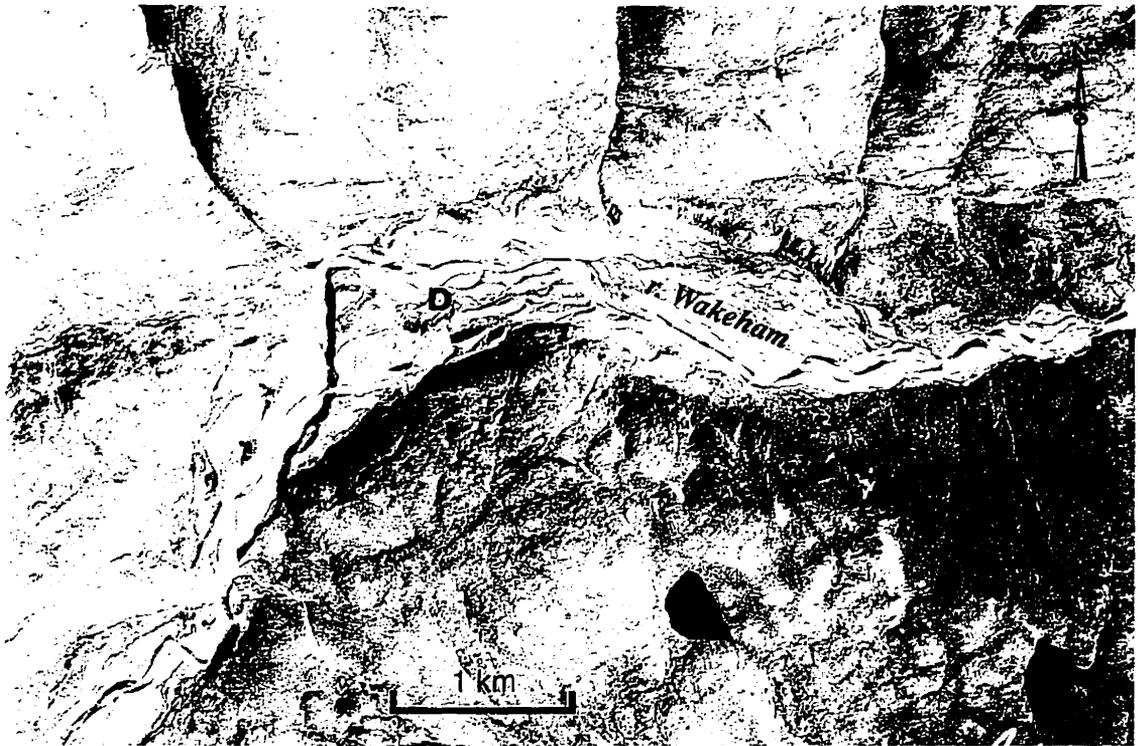


Figure 37: Delta marin (M) de la rivière Wakeham. (Photothèque nationale de l'air. A16306-77).

3.4 Les dépôts glaciolacustres (5a, 5b)

À l'intérieur de la péninsule, on observe de nombreux vestiges de niveaux lacustres plus élevés que l'actuel. Ces lacs se sont créés lorsque la marge glaciaire bloquait le drainage des eaux vers la Baie d'Hudson ou la Baie d'Ungava. Leur altitude et leur superficie ont varié suivant la déglaciation des exutoires de plus basses altitudes. On observe des évidences de ces paléolacs dans les bassins versants des rivières Fricet, Durouvray, Derville, Kovic, Gatin, Vachon et Kimber, Povungnituk et de la petite rivière Povungnituk principalement.

On a distingué deux types de dépôts glaciolacustres: les sédiments littoraux et les sédiments deltaïques. Les deux couvrent moins de 1 % du territoire. Nous n'avons pas observé de matériaux fins associés à ces épisodes glaciolacustres, bien que leur profondeur ait atteint près de 70 m en certains endroits du bassin versant de la rivière Povungnituk. Nous croyons que l'absence d'une couverture de dépôts fins, comme la dimension réduite des deltas glaciolacustres témoignent de la courte durée de ces paléolacs (Daigneault, 1993).

3.4.1 Les dépôts glaciolacustres littoraux (5a)

Les dépôts glaciolacustres littoraux sont généralement constitués de sables, graviers, cailloux mis en place sous forme de plages de moins de 2 m d'épaisseur (tableau I et figure 21). Ils se disposent de façon relativement continue sur les versants, mais sont fréquemment masqués par la géfluxion du till (figure 38). On observe alors des coulées de till, avec un bourrelet extérieur de blocs sans matrice apparente. Ce phénomène se distingue 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

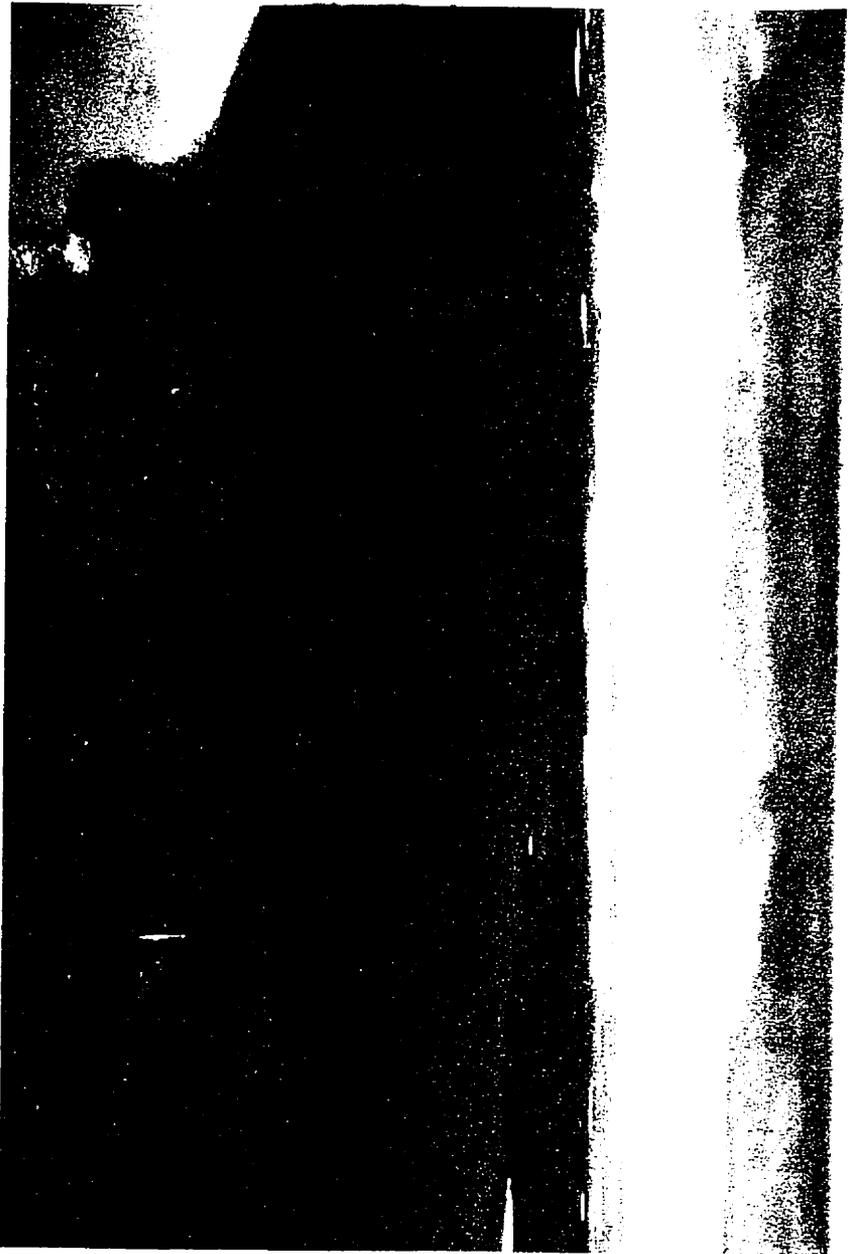


Figure 38: Littoraux glaciolacustres le long de la petite rivière Povungnituk. Ces littoraux sont en voie d'être masqués par les coulées de gélifluxion. Photographie prise à basse altitude en direction du sud-est.

complètement enlevé la couverture d'âge quaternaire, pour ne laisser qu'une zone de roc fortement géoliffracté.

3.4.2 Les dépôts glaciolacustres deltaïques (5b)

Les dépôts glaciolacustres d'origine deltaïque sont constitués de sables, graviers et blocs, stratifiés (stratifications planaires, rides de courant) d'une épaisseur maximale observée de 20 m, mis en place directement par les eaux de fusion ou par la vidange des eaux glaciolacustres (tableau I et figure 21). En coupe, on note une croissance de la taille des sédiments vers le haut des séquences. Leur surface est plate et par endroits entaillée par des chenaux ou parsemée de kettles.

Généralement, comme dans le bassin versant de la rivière Povungnituk, les deltas sont peu nombreux et de petite dimension et sont associés aux eskers. À l'opposé, dans la partie inférieure des vallées drainées par les rivières Frichet et Durouvray ou encore dans celle de la rivière Gatin, ils sont plus abondants, de taille plus importante (maximum 3 km²). Ils sont le produit de la vidange des plans d'eau glaciolacustre dans un nouveau plan 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, la présence de kettles ainsi que le caractère abrupt et irrégulier de leur versant sud (figure 39).

3.5 Les dépôts alluviaux (6)

Les dépôts alluviaux sont constitués de sables et graviers stratifiés et localement de blocs imbriqués, mis en place dans la plaine alluviale actuelle ou récente (tableau I). Ils comprennent également des dépôts deltaïques et des dépôts de cônes alluviaux actuellement en formation. Ces sédiments, dont l'épaisseur maximale observée est de 3



Figure 39: Deltas glaciolacustres (D) le long de la rivière Frichet. Noter la présence de chenaux juxtaglaciaires (C) sur le flanc est de la vallée, d'exutoires (E) vers l'ouest sur l'interfluve à l'ouest et de quelques littoraux glaciolacustres (L) (Photothèque nationale de l'air, A16249-29).

m, sont présents sur environ 1 % de territoire. On les observe localement le long des principales rivières: Durouvray, Guichaud, Foucault, Wakeham et Laflau. Dans ces deux derniers cas, 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 Siurartuuq, à l'est du lac Chassé (carte 1861A), et à l'est du lac Spartan (carte 1862A). Enfin, on observe des cônes alluviaux, là où un torrent de montagne débouche sur les flancs escarpés d'une vallée. On peut voir quelques exemples de ces cônes alluviaux dans les vallées glaciaires du lac François-Malherbe- Watts et du Southeast-Arm de Douglas Harbour. Dans le dernier cas, ils sont constitués de blocs imbriqués dont la hauteur atteint 3 m.

3.6 Les dépôts colluviaux (7)

Les colluvions cartographiées se présentent sur moins de 1% de la région étudiée et consistent en des blocs et cailloux anguleux, mis en place sous forme de talus d'éboulis au pied des escarpements rocheux (figure 40). Leur épaisseur 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 telles celles de la rivière Lataille (carte 1863A) ou de Douglas Harbour (carte 1863A). Les plus importants sont généralement sur le versant exposé 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 cartographiées, afin de ne pas masquer la genèse originale du dépôt.



Figure 40: Talus d'éboullis d'une hauteur d'environ 15 m couvrant en partie des dépôts marins deltaïques, vallée face à l'île Staffe.

3.7 Les dépôts organiques (8)

Des faibles étendues de mousses et d'herbes d'une épaisseur maximale de 0.5 m sont fréquentes dans les zones mal drainées. Au total, elles couvrent environ 1% du territoire. On les observe en placage isolé, principalement sur les dépôts marins et sur le till. La superficie la plus importante occupée par ces dépôts sur les dépôts marins est de 6 km², à environ 25 km au sud-est de la Baie Kovik, dans le secteur envahi par la Mer de Tyrrell (carte 1861A). Sur le till, la superficie maximale est d'environ 5 km², à 7 km à l'est du lac Flaherty (carte 1862A).

3.8 Les unités cartographiques de roches (R, Rs) et les champs de blocs

Les unités cartographiques de roches correspondent à des zones où la couverture de sédiments meubles est discontinue et inférieure à 20 cm. Nous avons distingué deux unités, selon la nature des roches: les roches archéennes ou protérozoïques (R) et les roches de la ceinture du Cap Smith (Rs). Elles occupent environ 10% de la région étudiée, et ce, principalement dans la zone couverte par l'invasion marine post-glaciaire, où la couverture d'âge quaternaire a été en grande partie érodée par les vagues. Des étendues rocheuses importantes sont également présentes dans les chenaux d'eaux de fusion, tels que ceux situés à l'ouest du lac Juet (carte 1861A).

Deux types de champs de bloc ont été observés. Le premier résulte du délavage de sédiments grossiers. Ces champs de blocs occupent, principalement, les dépressions produites par les chenaux d'eaux de fusion sous ou proglaciaire, ou encore par les eaux de vidange des lacs proglaciaires. Localement, on les observe en bordure des lacs. Ils sont constitués de blocs sub-anguleux à sub-arrondis, souvent polyolithologiques, sans matrice fine et dont l'épaisseur dépasse un mètre. Ces champs de blocs de faibles

étendues résultent principalement du délavage du till et ne furent pas distingués de ce dernier.

L'autre type de champ de blocs est le produit de la gélifraction du substrat rocheux et est appelé parfois champ de blocaille (Dionne, 1978). Ces champs de blocs occupent des surfaces généralement planes et sont constitués de blocs anguleux, sans matrice fine, dont l'épaisseur peut atteindre plus de 2 m. Localement, on y observe des blocs erratiques. Il est difficile de les distinguer uniquement par photo-interprétation, d'une zone de till mince où les blocs sont nombreux; aussi leur cartographie n'est pas exhaustive. Le plus grand champ de blocaille cartographié occupe environ 2 km² et est localisé à environ 10 km au sud-ouest du lac Fargues (carte 1861A). Il pourrait être antérieur à la dernière glaciation, puisqu'il se situe sous la LPGNQ, là où l'écoulement glaciaire est très faible ou nul. Dans la région du lac Nantais (carte 1862A), et à l'ouest de Kattinik (carte 1863A), on observe également quelques champs de blocaille constitués aussi d'affleurements fracturés et disloqués. Dans ce dernier secteur cependant, les basaltes en coussins du *Groupe de Chukotat* semblent particulièrement favorables à leur développement (figure 41).



Figure 41 : Champ de blocaille développé dans les basaltes du Groupe de Chukotat, à l'ouest de Kattinik. Photographie prise en direction du sud.

4.0 Analyse du transport glaciaire par la composition lithologique et géochimique du till

4.1 But

Les caractéristiques géologiques du territoire étudié sont particulièrement propices à une étude régionale de dispersion glaciaire. D'abord, les roches de la ceinture du Cap Smith, par leurs compositions contrastées par rapport aux roches avoisinantes et par leur orientation perpendiculaire à l'écoulement glaciaire dominant, constituent de bons traceurs lithologiques et minéralogiques (figure 42). De plus, les calcaires et dolomies paléozoïques permettent d'étudier le transport en périphérie de la péninsule et en particulier celui du courant glaciaire du Déroit d'Hudson. Cette étude de reconnaissance a donc pour but d'étudier la dispersion de ces roches 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 à partir des formes d'érosion et d'accumulation glaciaires.

Dans ce chapitre, nous présentons les résultats d'une étude de 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.

4.2 Les blocs

4.2.1 Les dolomies de la ceinture du Cap Smith

Nous présentons à la figure 43, un affleurement de dolomie de la ceinture du Cap Smith et à la figure 44, la localisation de ces sources et des endroits où des blocs erratiques de cette nature ont été observés. La répartition spatiale de ces derniers est généralement

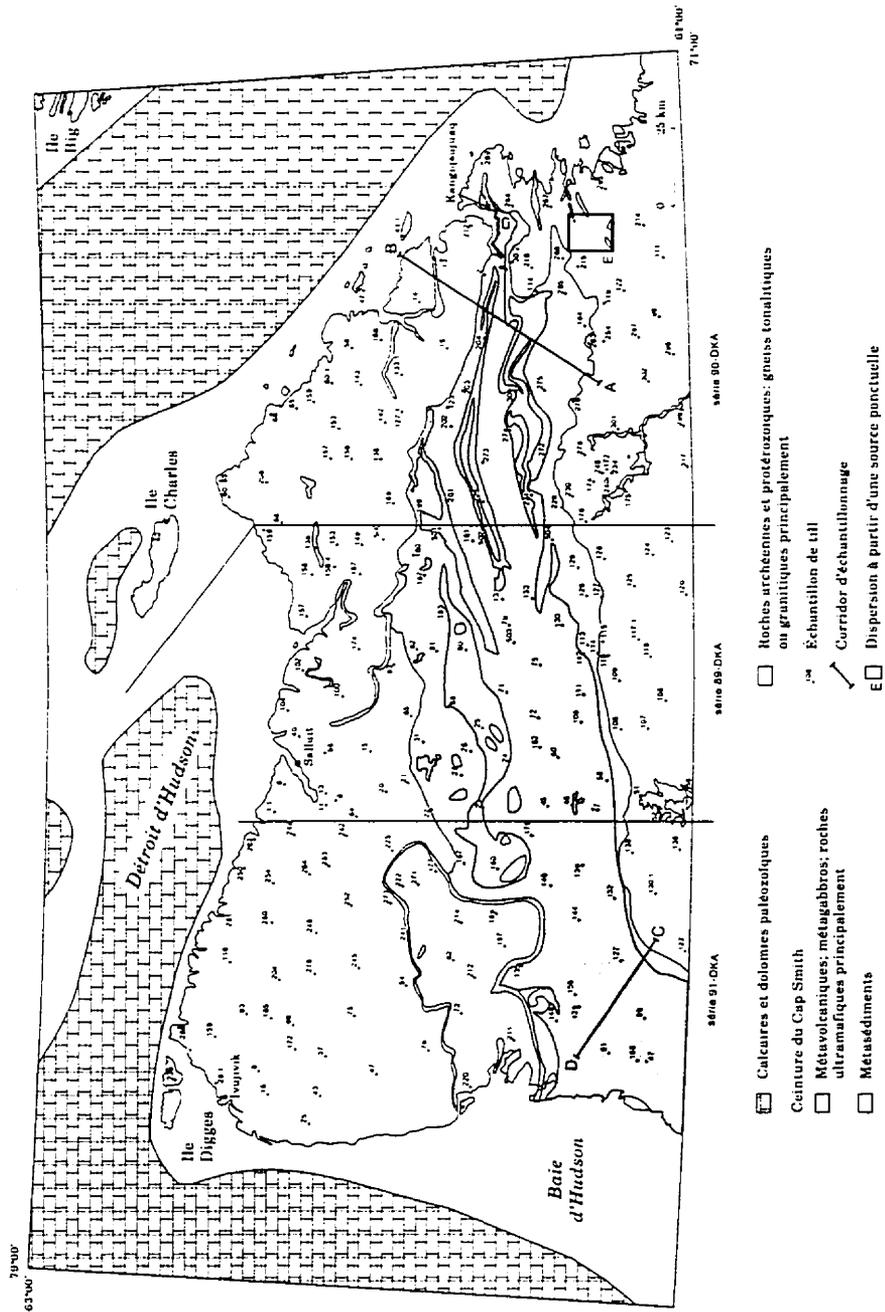


Figure 42: Localisation des roches indicatrices et des échantillons de till. Géologie de la roche en place simplifiée d'après Sanford et al. (1979), MacLean et al. (1986) et St-Onge et Lucas (inédit).



Figure 43: Affleurement dissymétrique de dolomie du Groupe de Povungnituk, 20 km à l'est du lac Vicenza. L'écoulement glaciaire s'effectuait vers le nord-est soit de gauche à droite sur la photo. La longueur du marteau est de 30 cm.

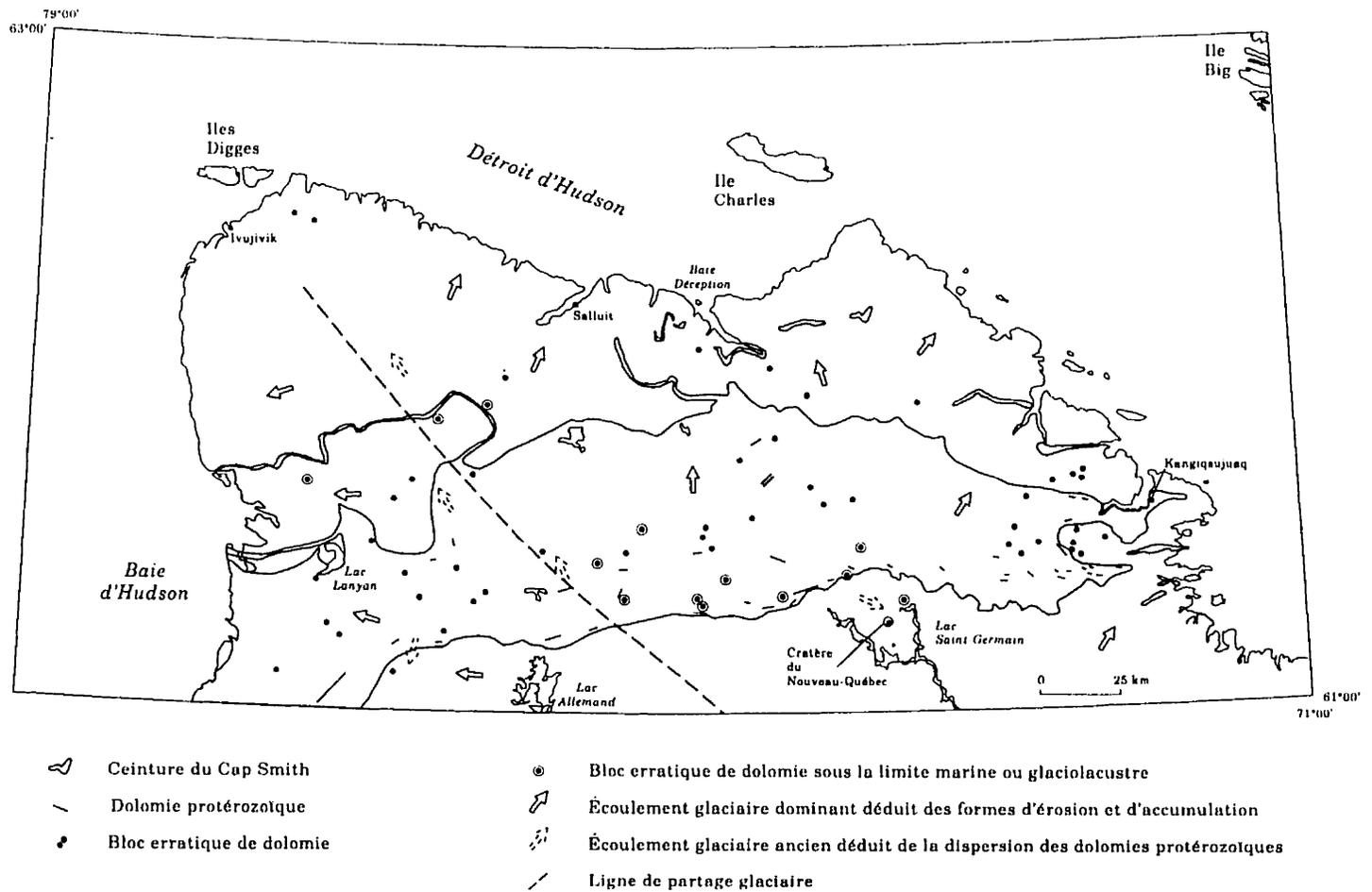


Figure 44: Localisation des zones d'affleurements de dolomie de la ceinture du Cap Smith et des blocs dispersés. Géologie de la roche en place d'après Taylor (1982), Lamothe *et al.* (1983), Roy (1984), Moorhead (1987, 1988), Barette (1988, 1989) et St-Onge et Lucas (1990 g, i, j, k, m, n, o)

concordante avec les directions d'écoulement déduites à partir des formes d'érosion et d'accumulation glaciaires produites lors de la phase d'écoulement glaciaire associée à la LPGNQ. Cependant, on observe quelques anomalies qui confirment des écoulements anciens. Il est bon de rappeler que la localisation d'un bloc erratique en surface de la nappe de till peut résulter de multiples épisodes de transport glaciaire ou d'un autre agent de transport. Il est donc important de jumeler cette analyse avec celle d'une autre fraction granumétrique obtenue plus en profondeur dans la nappe de till.

A l'est de la ligne de partage glaciaire, dans la région de Kangiqsujuaq, on observe une nette dispersion 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 du Cap Smith dans ce secteur. Plus à l'ouest, dans la partie centrale du territoire étudié, la dispersion de ces blocs est généralement vers le nord. La présence d'un bloc de dolomie, à l'ouest de la Baie Déception, résulte d'un transport d'environ 30 km vers le nord-ouest, à partir des dolomies du *Groupe de Spartan*. Plus au sud, plusieurs blocs de dolomies ont été observés, sous la limite atteinte par les eaux glaciolacustres. Malgré une possible dispersion par les glaces flottantes, on les observe généralement immédiatement au nord des sources potentielles. Pour la même densité d'observations qu'ailleurs dans le secteur étudié, on remarque que les distances de transport semblent plus faibles: environ une dizaine de kilomètres. Ces données concordent avec les observations de Bouchard et Salonen (1990), à savoir 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 du Nouveau-Québec, on a observé des blocs de dolomie, de basalte et de schiste associés à la ceinture du Cap Smith. Des débris de ces roches sont aussi présents dans les graviers du till et résultent donc d'un transport glaciaire. Ces observations s'ajoutent à celles de Bouchard *et al.* (1989) au cratère du Nouveau-Québec et pour lesquelles un écoulement ancien vers l'est-sud-est est proposé (flot Ungava; Bouchard et Marcotte, 1986).

A l'ouest de la ligne de partage glaciaire, les blocs de dolomie sont dispersés, généralement vers l'ouest. Leur présence à l'ouest du lac Lanyan suggère un transport vers le nord-ouest sur environ 35 km. Au nord-est de ce site, d'autres erratiques dolomitiques pourraient indiquer la présence d'affleurements de dolomies plus à l'est, dans la bande de métasédiments qui ceinture l'antiforme de Kovik. Ils pourraient aussi témoigner d'un écoulement vers le nord, antérieur au développement de la ligne de partage glaciaire. Cette dernière hypothèse est renforcée par la présence, à l'est d'Ivujivik, de blocs de dolomie, ainsi que de blocs et de graviers de roches volcaniques associées à la ceinture du Cap Smith. Dans ce secteur, un écoulement vers le nord a été également suggéré par Laymon (1988), d'après la dispersion de granules (4-8 mm) de la ceinture du Cap Smith. Cet écoulement glaciaire, ou la résultante de plusieurs écoulements glaciaires, serait responsable du transport de ces dolomies sur près de 120 km.

4.2.2 Les péridotites de la ceinture du Cap Smith

Dans la partie est du territoire, les blocs de péridotites sont dispersés de la même façon que les blocs de dolomies, soit vers le nord dans le secteur ouest, et vers le nord-est dans le secteur plus à l'est (figure 45). Bien qu'on les observe en quelques endroits au sud de la ceinture du Cap Smith, ils sont beaucoup plus abondants au nord et démontrent la prédominance du transport associé vers le nord et le nord-est. Dans la région au nord de la ceinture du Cap Smith, des comptages du nombre de blocs de péridotites observés dans un même laps de temps entre divers sites, nous indiquent que leur abondance décroît généralement en direction du nord-est, dans le sens des écoulements glaciaires suggérés par les formes d'érosion et d'accumulation. La dispersion des blocs de péridotites sur le socle au nord de la ceinture du Cap Smith serait d'au moins 60 km (Daigneault, 1993).

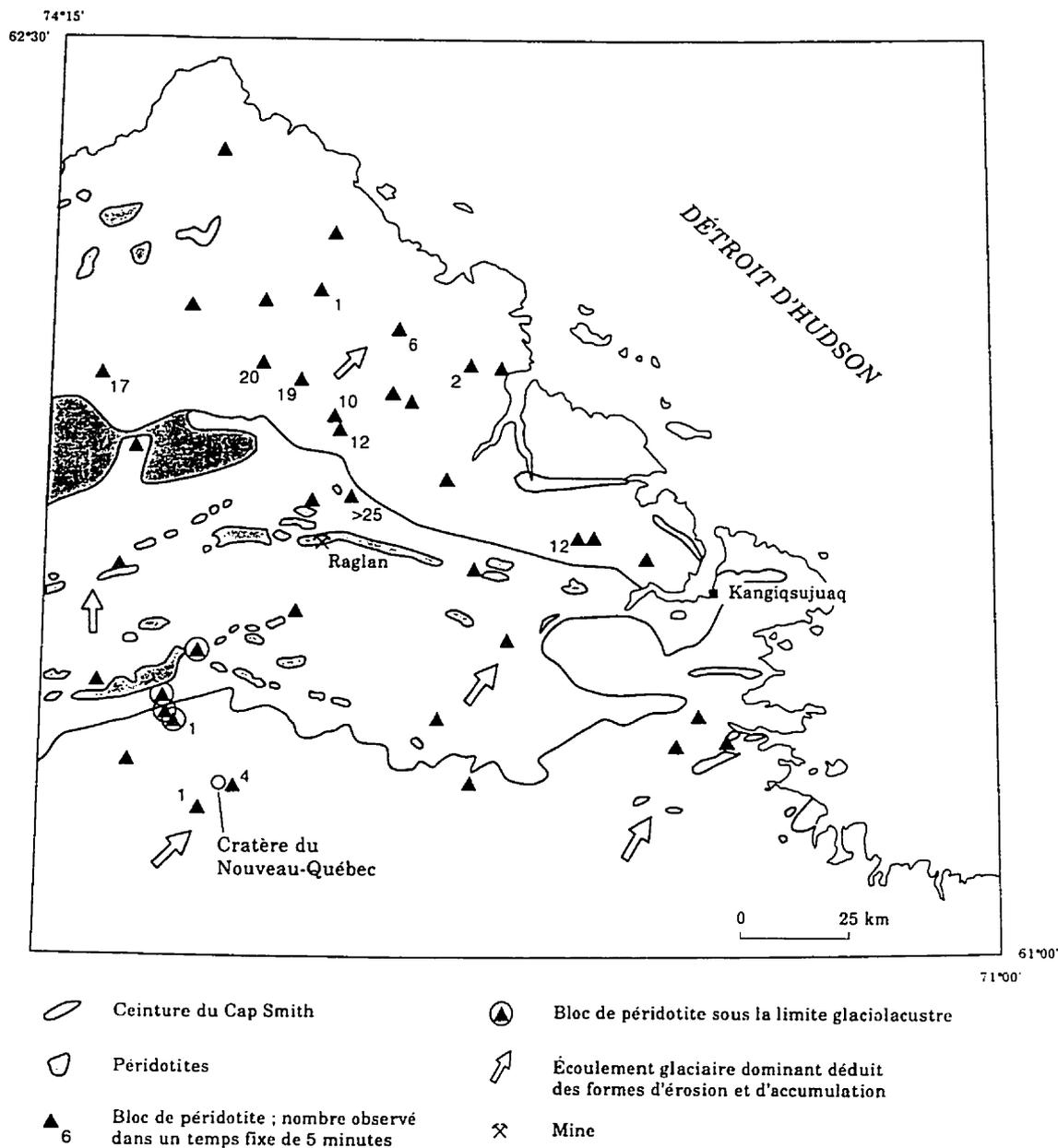


Figure 45: Localisation des zones d'affleurements de péridotites et des blocs dispersés. Géologie de la roche en place d'après St-Onge et Lucas (1989 b et c; 1990 d, e, g, h, i, j, k, m, n, o) et St-Onge et Lucas (inédit)

Au sud de la ceinture du Cap Smith, les péridotites observées se concentrent dans deux secteurs: dans les environs du cratère du Nouveau-Québec et à 25 km au sud de Kangiqsujuaq. Dans le premier secteur, considérant la présence d'autres types de roches protérozoïques, on croit que le transport des péridotites est probablement associé au flot Ungava. D'autre part, notons que ce type de roche à lui seul, ne peut être une preuve de cet écoulement puisqu'il affleure en quelques endroits plus au sud (Bouchard et Marcotte, 1986). Il pourrait donc s'agir de blocs erratiques provenant d'intrusions dans les roches archéennes. C'est le cas pour ceux observés au sud de Kangiqsujuaq. Ils ont été notés immédiatement au nord-est de quelques intrusions, constituées en partie de péridotite, affleurant le long du canyon de la rivière Lataille (St-Onge et Lucas, communication personnelle).

4.3 Les granules

Nous présentons ici, les résultats des échantillonnages régional et local du till. Dans le premier volet, nous discuterons d'abord de la dispersion régionale dans son ensemble, puis de celle observée le long des deux corridors échantillonnés en périphérie. 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: un lambeau de roches protérozoïques.

4.3.1 La dispersion glaciaire des roches de la ceinture du Cap Smith

4.3.1.1 La dispersion régionale

Les assemblages lithologiques constitués des plus forts pourcentages de roches de la ceinture du Cap Smith se localisent sur la source même (figure 46). De part et d'autre de cette bande de roche, on note une dispersion: vers le nord, à l'est de la ligne de partage

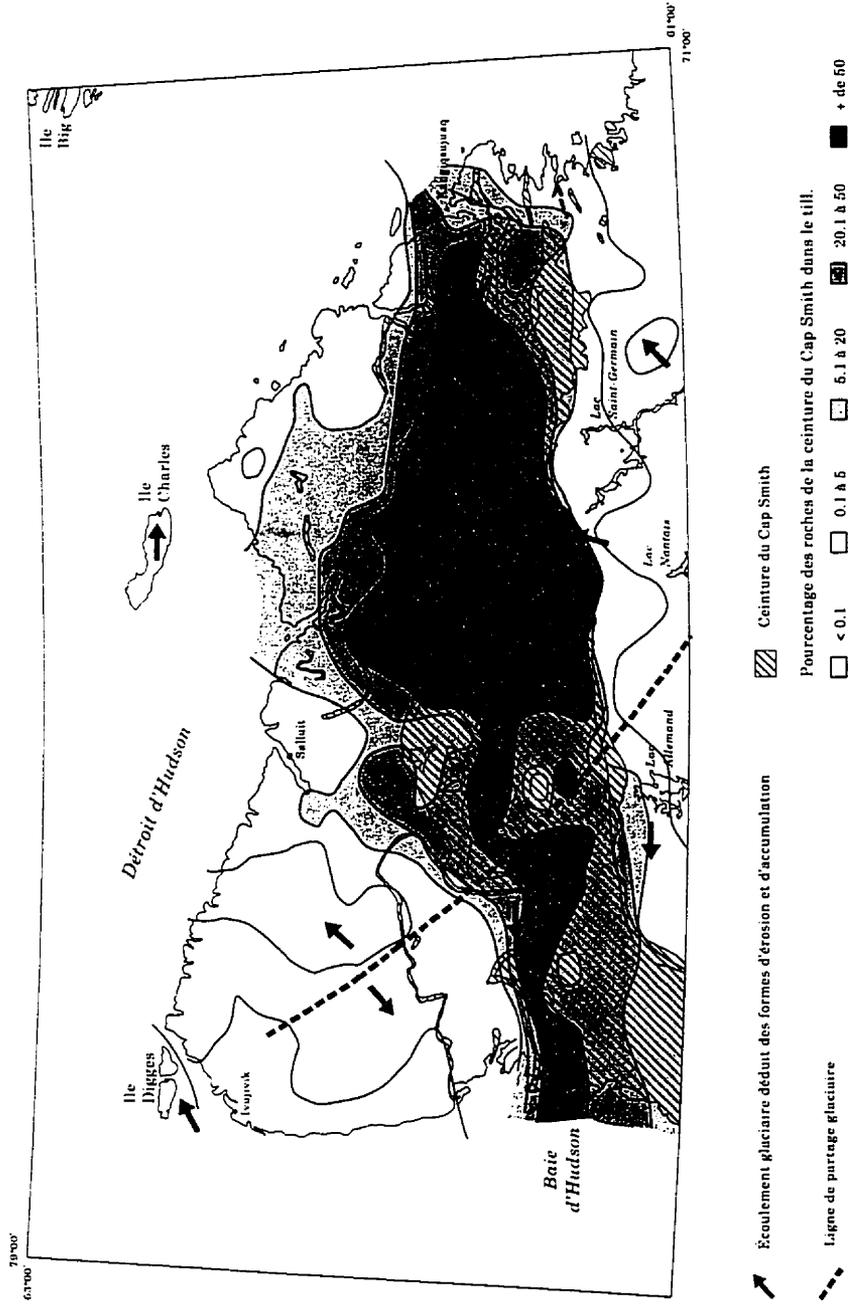


Figure 46: Localisation des roches de la ceinture du Cap Smith et abondance des granules de ces roches dans le till de surface. Géologie de la roche en place modifiée de St-Onge et Lucas (inédit).

glaciaire et vers l'ouest à l'ouest. Cette dispersion est conforme aux écoulements glaciaires proposés à partir des formes d'érosion et d'accumulation du till. Au nord de la ceinture du Cap Smith, l'abondance des roches de cette provenance décroît en direction du nord passant de 74 % près du contact distal à moins de 5 %, à environ 50 km au nord, à la périphérie de la péninsule. Entre Ivujivik et la ceinture du Cap Smith, dans le secteur occupé en partie par la ligne de partage glaciaire, ces roches, principalement des roches mafiques (basaltes, gabbros, roches ultramafiques; figure 47), 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, tel que suggéré par la dispersion des blocs provenant de la ceinture du Cap Smith.

Les roches cristallines dominent largement les assemblages au sud de la ceinture du Cap Smith: les pourcentages de roches protérozoïques sont généralement inférieurs à 5 %. Ces roches se concentrent au voisinage immédiat de la ceinture du Cap Smith. À l'est du lac Saint-Germain, la présence de métasédiments, de metabasaltes et de métagabbros de la ceinture du Cap Smith suggère une dispersion glaciaire par le flot Ungava, sur une distance d'environ 65 km. Il pourrait s'agir d'une distance maximale, puisque plus au sud, dans leur étude de dispersion régionale couvrant le territoire entre le 58^{ième} et le 61^{ième} degré de latitude, Bouchard et Marcotte (1986) n'ont pas observé ces roches dans le till.

Sur la ceinture de Cap Smith, là où l'on peut étudier la croissance du pourcentage de ces roches dans le sens de la direction d'écoulement glaciaire, ou inversement la décroissance du nombre de débris de roches granitiques archéennes, on note des différences significatives entre le secteur central et les zones en périphérie de la péninsule. Dans la partie centrale, au nord du lac Nantais, la croissance de la quantité de roches de la ceinture du Cap Smith est très rapide: à un endroit, on observe des pourcentages supérieurs à 50 % à environ 1 km au nord du contact proximal de ces roches (*renewal distance* de Peltoniemi, 1985) et 10 km plus au nord, les pourcentages

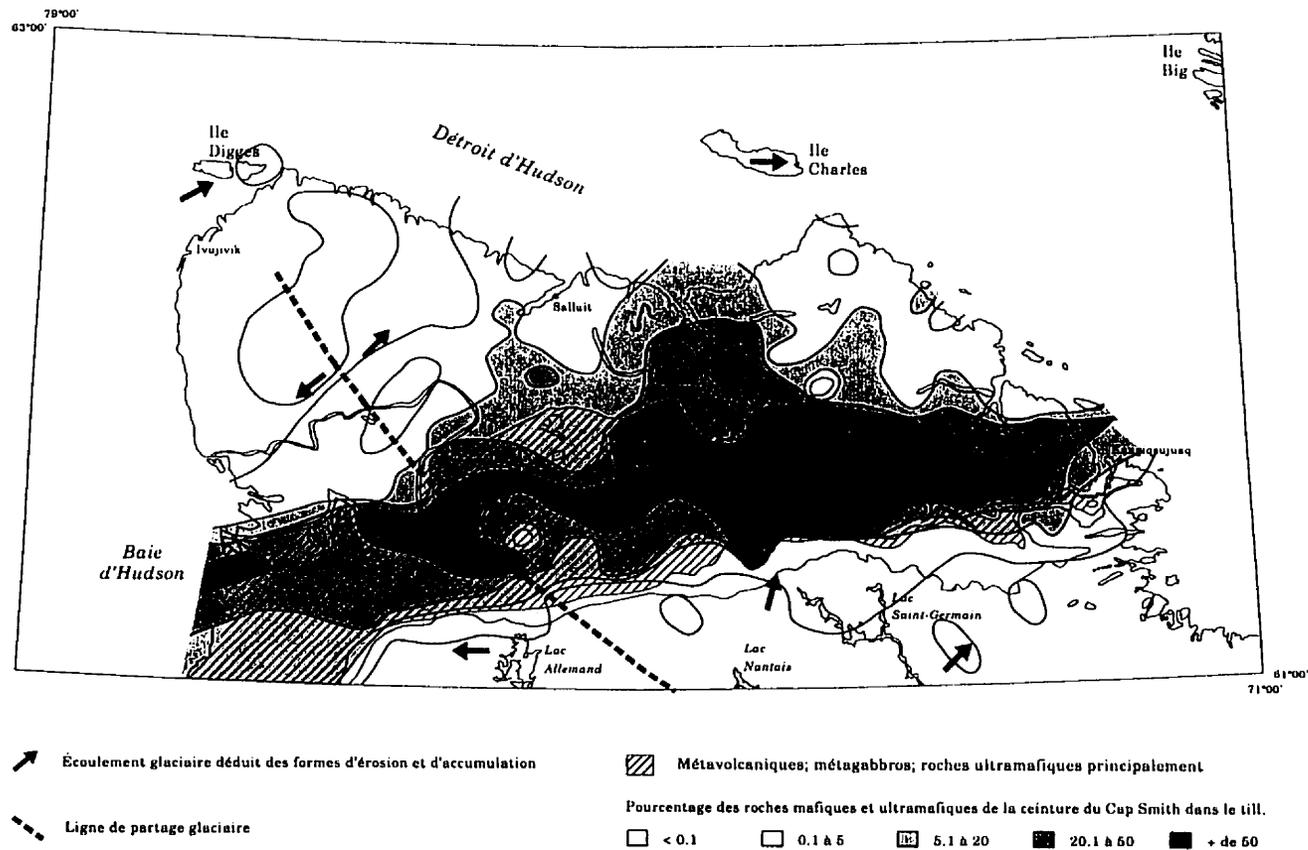


Figure 47: Localisation des roches mafiques et ultramafiques de la ceinture du Cap Smith et abondance des granules de ces roches dans le till de surface. Géologie de la roche en place modifiée de St-Onge et Lucas (inédit).

dépassent 90 %. Notons que dans ce secteur, Kretz (1960) a obtenu des valeurs similaires: à 13 km au nord du contact distal, les blocs de roches archéennes ne constituaient que 1 % des assemblages lithologiques. Pour la fraction étudiée, puisqu'il s'agit d'un accroissement principalement en roches sédimentaires (figure 48), on pourrait penser qu'il est relié à un fort contraste de dureté avec les roches cristallines provenant du sud. Or, sur les mêmes roches, en périphérie de la péninsule, la croissance est beaucoup moins rapide de sorte que la distance à laquelle on observe 50 % de granules de roches de la ceinture du Cap Smith est beaucoup plus grande, soit plus de 36 km (Daigneault, 1993; figures 49 et 50). On pense que ces différences s'expliquent par des variations spatiales dans l'efficacité du transport glaciaire; celle-ci augmentant en s'éloignant 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. On croit donc que le transport d'échelle régionale reflète la dynamique glaciaire. Ainsi la présence d'une ligne de partage glaciaire a généré un till de composition plus locale au centre de la péninsule et plus distale à la périphérie. À l'est comme à l'ouest, ces écoulements plus intenses en périphérie de la péninsule correspondent généralement à des zones de till profilé (figure 27).

Au nord du lac Allemand, sous la ligne de partage glaciaire les pourcentages de roches de la ceinture du Cap Smith sont très variables (figure 46). Cependant, comme plus à l'ouest, les tills y sont généralement plus riches en roches cristallines felsiques que dans le secteur central. Leur abondance décroît vers le nord; ce qui semble confirmer l'existence d'un écoulement ancien, généralement dans cette direction, antérieur au développement de la ligne de partage glaciaire et incompatible avec le flot Ungava. La préservation de ce train de dispersion ancien vers le nord nous suggère qu'il succède au flot Ungava. Il pourrait s'agir du flot Payne.

Analysée individuellement, la dispersion des roches métasédimentaires est relativement similaire à celle des autres roches de la ceinture du Cap Smith (figures 47 et 48).

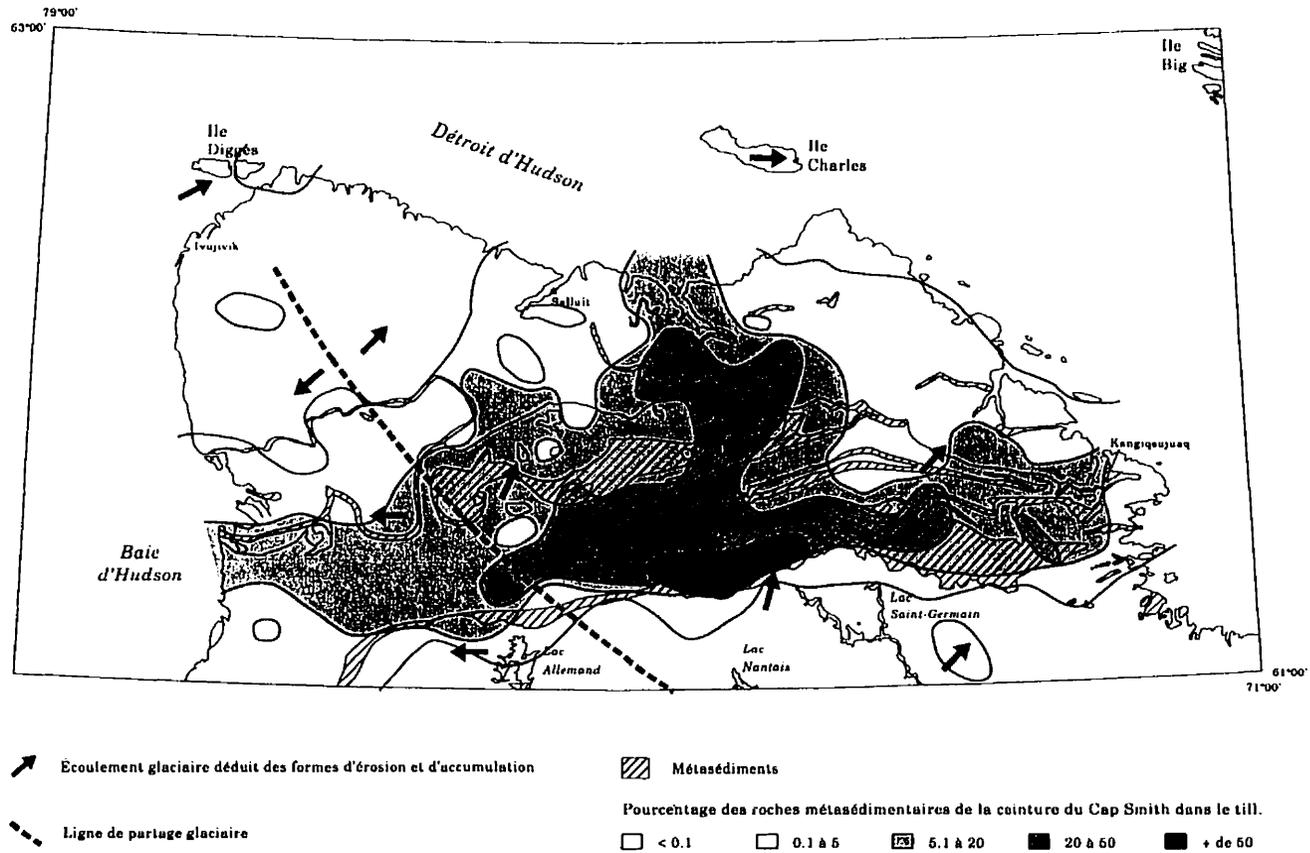


Figure 48: Localisation des roches métasédimentaires de la ceinture du Cap Smith et abondance des granules de ces roches dans le till de surface. Géologie de la roche en place modifiée de St-Onge et Lucas (inédit).

Comme nous l'avons mentionné précédemment, les pourcentages de roches métasédimentaires les plus élevés se localisent dans la partie centre sud de la ceinture du Cap Smith, à proximité de leur source. Vers le nord, la décroissance est plus graduelle qu'au sud. On y observe cependant une augmentation de leur abondance, là où des métasédiments du *Groupe de Spartan* ou ceux des lambeaux du *Groupe de Povungnituk* sont présents. Les débris des autres roches de la ceinture du Cap Smith, principalement des basaltes, des gabbros et roches ultramafiques sont également plus abondants près de leur source. Comme pour les roches métasédimentaires, ces pourcentages décroissent, de façon générale, vers le nord. Au nord de la ceinture du Cap Smith, ils sont cependant plus abondants et présents à une plus grande distance de la source, indiquant une plus grande résistance au transport glaciaire que celle des roches métasédimentaires. Ainsi sur les îles du Déroit d'Hudson, les roches de la ceinture du Cap Smith sont représentées essentiellement par des roches de composition mafique. On note une exception: sur l'île Digges, quelques roches métasédimentaires ont été observées. Leur présence jumelée à une abondance plus grande des roches mafiques sur cette île que sur la péninsule au sud, suggère l'influence des vecteurs de transport différents. Un transport sur une plus longue distance par un courant de glace occupant la partie nord de la Baie d'Hudson, pourrait expliquer ce phénomène.

4.3.1.2 La dispersion régionale en périphérie de la péninsule

L'échantillonnage plus serré, effectué le long des deux corridors localisés sur le pourtour de la péninsule, parallèlement à l'écoulement glaciaire dominant, permet d'évaluer l'influence de divers facteurs sur le transport glaciaire. Les études antérieures ont montré que le transport glaciaire est fonction des facteurs suivants: la taille, la nature lithologique et l'étendue des roches analysées, la topographie et comme nous l'avons vu précédemment, la dynamique glaciaire. Nos résultats sont présentés aux figures 49 et 50.

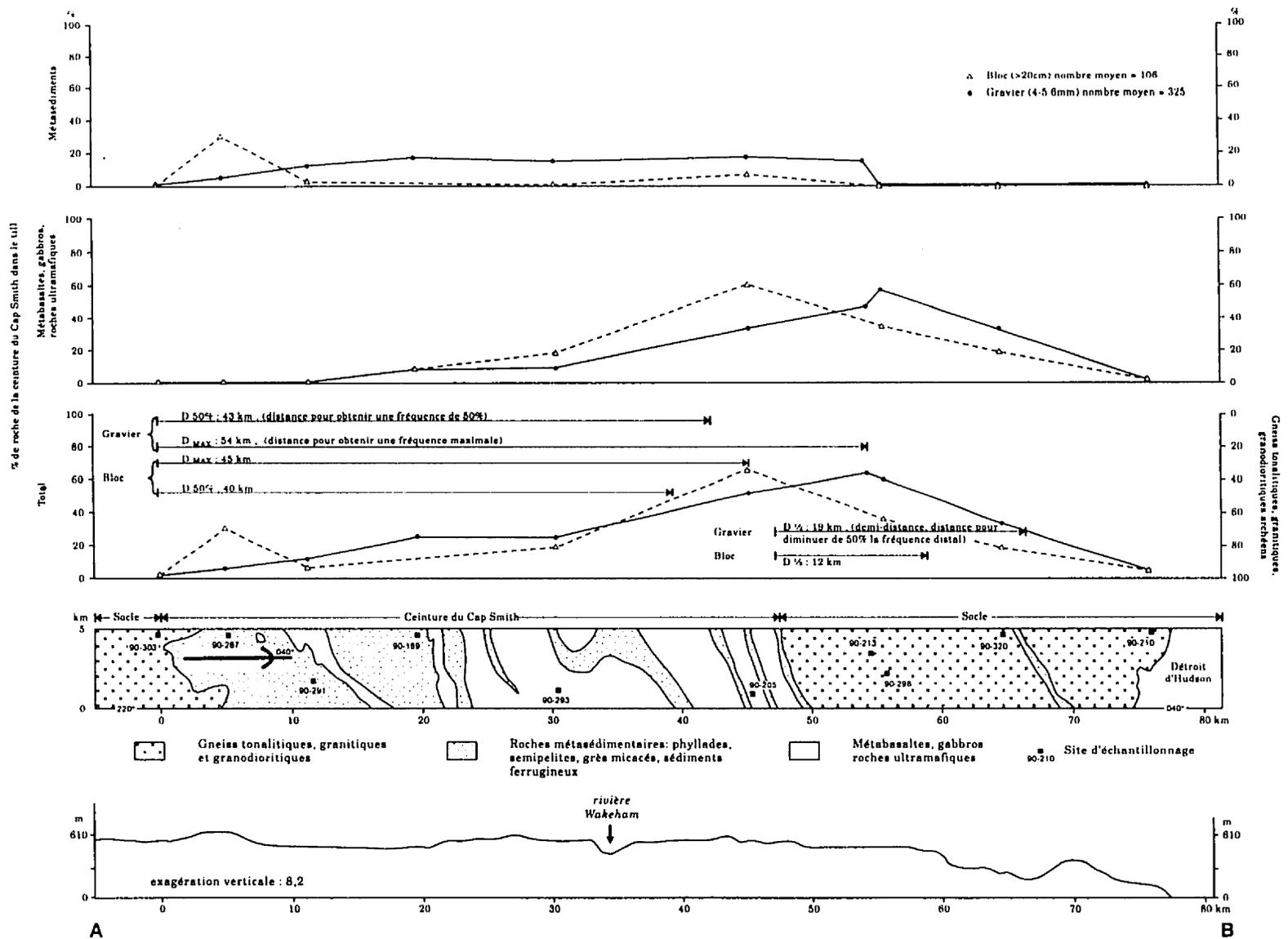


Figure 49: Abondance des granules et des blocs de la ceinture du Cap Smith dans le till: secteur est. Géologie de la roche en place modifiée de St-Onge et Lucas (1990 f, g, l, et 1992).

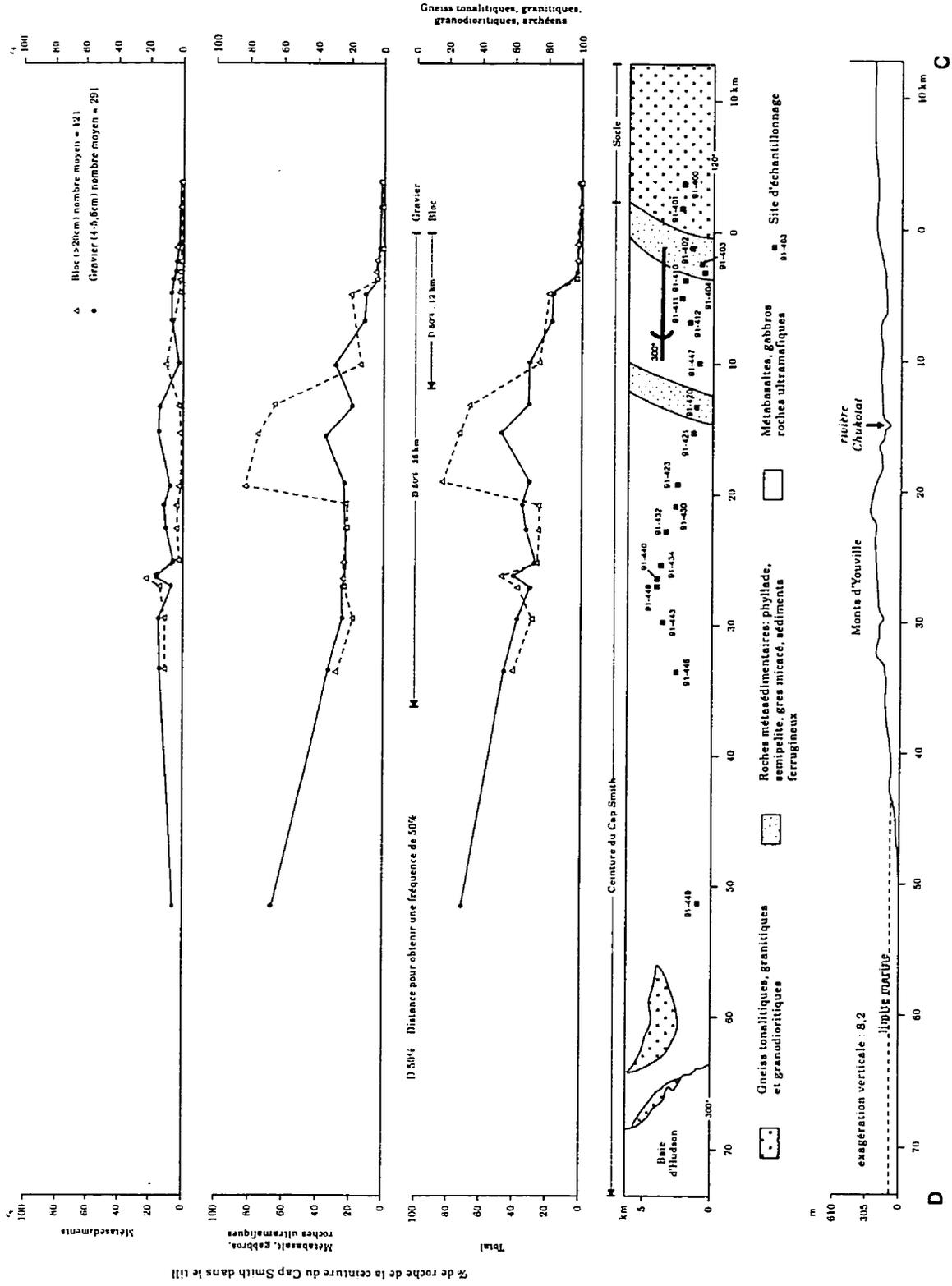


Figure 50: Abondance des granules et des blocs de la ceinture du Cap Smith dans le till: secteur ouest. Géologie de la roche en place modifié de Taylor (1982), Moorhead (1988) et Barrette (1988, 1989).

Corridor AB

Dans le corridor AB, le till est généralement mince (moins de 1 m) et le relief est peu prononcé. À partir d'un plateau montueux au sud-ouest, la topographie s'incline graduellement en direction du nord-est jusqu'au Détroit d'Hudson. Sur le plateau, on observe quelques petites collines composées de roches basaltiques orientées perpendiculairement à la direction d'écoulement glaciaire.

À partir du contact proximal de la ceinture du Cap Smith, les comptages effectués indiquent un accroissement de la quantité de débris de ces roches en direction du nord-est, dans le sens du mouvement glaciaire déduit à partir des formes d'érosion et d'accumulation. Au sud du contact, sur le socle granitique, bien que rares: on observe cependant quelques roches métasédimentaires qui représentent 0,7 % de l'assemblage lithologique total du till. La croissance des graviers de roches protérozoïques en direction du nord-est est très graduelle, de sorte que la distance à laquelle ils forment 50 % des débris est de 43 km. De même, la fréquence maximale (62,4 %) est observée à 54 km du contact proximal de ces roches, sur le socle archéen, au-delà de la limite nord de la ceinture du Cap Smith. Leur décroissance est plus rapide: la demi-distance, distance où la valeur observée au contact distal diminue de 50 %, est de 19 km, et à 28 km du contact distal, il ne forme plus que 2 % des graviers (Daigneault, 1993). Cette valeur est supérieure à celles compilées par Clark (1987) pour différentes régions de Scandinavie et d'Amérique. En fait, seul le train de dispersion d'échelle continentale des roches du *Groupe de Dubawnt* (Kaszycki et Shilts, 1979) présente une demi-distance supérieure: 53 km.

Les granules de roches métasédimentaires sont plus faiblement représentés que ceux des roches de composition plus basique. Après un accroissement graduel sur les dix premiers kilomètres suivant le contact proximal, leurs pourcentages sont relativement constants mais toujours inférieurs à 20 %. À 8 km du contact distal, leur fréquence chute à 1,7 %, et à 28 km à 0,3 %. Rappelons que ces roches sont absentes dans les graviers du

till sur l'île Wales à environ 5 km au nord-est du dernier site échantillonné sur la péninsule.

L'abondance des roches métavolcaniques, des métagabbros et des roches ultramafiques conditionne l'allure de la courbe de l'ensemble des débris de la ceinture du Cap Smith. Leur fréquence dans le till augmente graduellement vers le nord-est et culmine à environ 8 km du contact distal. À 28 km, près de la côte, ces roches représentent 1,7 % de l'assemblage lithologique du till et sur l'île Wales, à environ 33 km, 0,3 %. On croit que leur abondance relative ainsi que leur transport sur une plus grande distance par rapport aux roches métasédimentaires sont attribuables à leur plus grande dureté. On ne saurait toutefois exclure une certaine influence de la topographie. Les collines basaltiques ont pu fournir du matériel dans une position plus élevée dans la glace, permettant un transport sur une plus grande distance.

La croissance du nombre absolu de blocs de roches protérozoïques est similaire à celle du nombre de granules. Ils sont absents au sud-ouest de la ceinture du Cap Smith et leur fréquence croît vers le nord-est. Après une croissance rapide sur les premiers kilomètres attribuable à l'augmentation du nombre de roches métasédimentaires, la croissance est plus graduelle vers l'aval glaciaire. La distance à laquelle les blocs protérozoïques forment 50 % est de 40 km et la fréquence maximale est atteinte à 45 km. Dans les deux cas, il s'agit de valeurs légèrement inférieures à celles mesurées pour les graviers. 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). On croit que nos résultats indiquent qu'une partie des granules provient du broyage des blocs contenus dans la glace. On note, par exemple, que la croissance rapide du nombre de blocs de métasédiments près du contact proximal est suivie d'une augmentation du nombre de granules de ce type vers l'aval glaciaire. La décroissance de la quantité de blocs protérozoïques est également légèrement plus rapide que celle des granules: la demi- distance est de 12 km. Au nord comme sur la ceinture du Cap Smith, les blocs de nature plus basique résistent mieux au transport que les métasédiments. A partir de 8 km

du contact distal, ils représentent les seules roches protérozoïques présentes. A 28 km du contact distal, ces roches ne représentent plus que 4 % des blocs du till.

Corridor CD

Dans le corridor CD, le till est généralement plus épais (plus de 1 m) et le relief légèrement plus accidenté (figure 50). Sur le socle au sud-est, les graviers de roches protérozoïques sont rares (maximum de 0,3 % de métasédiments et 0,3 % de roches basiques). Vers l'ouest-nord-ouest (300°), on observe une augmentation de leur fréquence relative mais elle est moins régulière que dans la région précédente. Cependant la distance à laquelle ces graviers atteignent 50 % de l'assemblage lithologique 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, les roches de cette provenance forment encore 28,4 % des granules du till.

La fréquence des blocs de la ceinture du Cap Smith, comme celle des graviers, augmente vers le nord-ouest. Localement, nous les avons observés sur le socle au sud-est, bien qu'ils soient absents des comptages effectués. Ils proviennent, soit du flot Ungava, ou soit des écoulements ouest-sud-ouest décrits plus loin. La croissance du nombre de blocs est généralement similaire à celles des graviers, sauf dans le secteur situé entre 10 et 20 km du contact proximal de ces roches où l'on note un accroissement très marqué de blocs. En excluant cette zone, la distance à laquelle ils forment plus de 50 % des assemblages est de 36 km, valeur à peu près identique à celle obtenue pour les graviers et comparable à celle mesurée à l'est. Cependant, elle n'est que de 12 km si l'on tient compte de la zone litigieuse où les roches mafiques sont très abondantes. Divers facteurs peuvent expliquer cet accroissement marqué dans les blocs et plus atténué dans les graviers. Il peut résulter du fait d'une source de blocs, produite par une fracturation plus intense du roc dans cette zone marquée par les nombreuses failles de chevauchements identifiées par Moorhead (1988) ou encore de l'intersection avec une autre direction

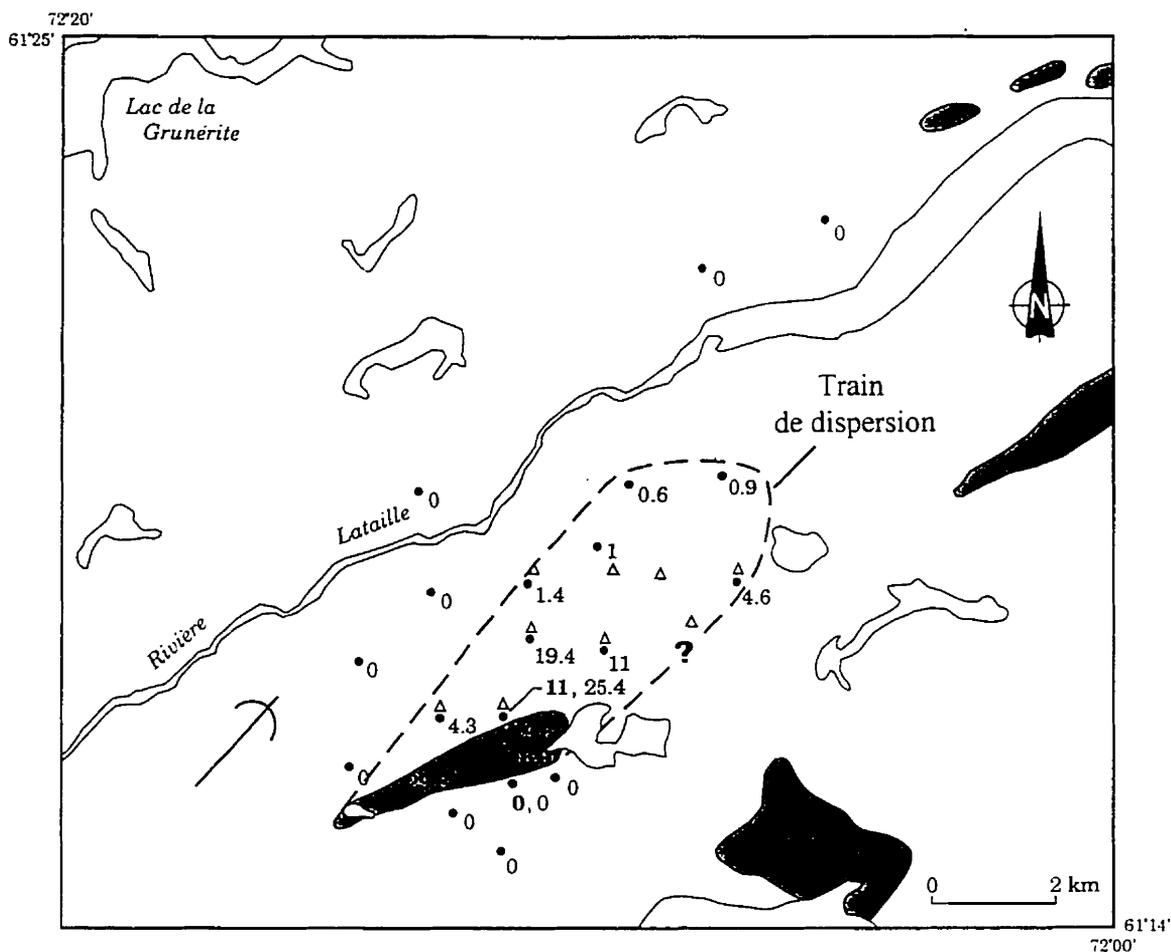
d'écoulement glaciaire locale transverse. A l'appui de cette dernière hypothèse, on a observé à environ 30 km plus à l'est, des stries parallèles au grain topographique régional soit vers ouest-sud-ouest (figure 19). Il pourrait s'agir d'une déflexion tardive de la glace sur le flanc sud-est des Monts d'Youville.

Comme à l'est de la péninsule, les blocs et les graviers de roches métasédimentaires sont moins abondants que ceux de composition plus basique. À environ 50 km du contact proximal, les roches basiques représentent 66 % de l'assemblage lithologique des granules du till.

L'ensemble des résultats dans les deux régions situées en périphérie de la péninsule nous indique que le transport glaciaire y a été important. Des résultats similaires obtenus plus au sud lors d'une étude de dispersion glaciaire des roches de la fosse du Labrador, indiquent qu'il ne s'agit pas là d'un phénomène local (Bouchard et Marcotte, 1986). Le long de la trajectoire d'écoulement relié au flot Payne, c'est-à-dire en direction du nord-est, l'abondance des roches de la fosse du Labrador culmine à plus de 50 %, à moins de 20 km du contact proximal de ces roches.

4.3.1.3 La dispersion locale à partir d'une source ponctuelle: un lambeau protérozoïque autochtone

Le lambeau de roche protérozoïque étudié se situe à 15 km au sud de la zone principale d'affleurement de la ceinture du Cap Smith (figure 42). D'une longueur d'environ 4 km pour une largeur maximale de 0,8 km, il est orienté ouest-sud-ouest-est-nord-est, soit légèrement en angle par rapport à l'écoulement glaciaire qui est vers le nord-est (figure 51). Ce lambeau est constitué principalement de sédiments ferrugineux contenant de la magnétite ainsi que de grès micacés qui offrent un fort contraste lithologique avec les tonalites avoisinantes. Dans cette région couverte d'une mince couche de till, 22



- Roches archéennes: gneiss tonalitique ou granodioritique
- Roches protérozoïques: métasédiment parfois ferrugineux
- Till contenant des roches protérozoïques
- 4.6 % de graviers protérozoïques (4 - 5.6mm) dans le till
- 11 % de roches protérozoïques (>20cm) en surface du till
- △ Bloc erratique protérozoïque
- ↗ Écoulement glaciaire

Figure 51: Dispersion glaciaire locale à partir d'une source ponctuelle: un lambeau de roche protérozoïque. Géologie de la roche en place modifiée de St-Onge et Lucas (1990 n).

échantillons ont été prélevés (figure 51). Parmi ceux-ci: trois se situent sur le lambeau, 15 au nord ou au nord-est et quatre au sud.

Le décompte des pourcentages de graviers et de blocs de métasédiments ainsi que les relevés présence-absence nous indiquent que la dispersion s'est effectuée essentiellement vers le nord-est. Le pourcentage maximal des graviers se localise sur le lambeau (29,8 %) et on remarque que les pourcentages décroissent rapidement vers le nord-est de sorte qu'à 5 km du contact distal, ces roches représentent moins de 1 % de l'assemblage lithologique de cette fraction granulométrique du till. De même, les blocs ont été dispersés jusqu'à 3 km au nord-est du contact distal. Au sud, aucun bloc ou granule n'a été observé.

Ces résultats nous indiquent: 1) l'écoulement vers le nord-est est responsable de l'essentiel du transport des débris glaciaires; 2) le flot Ungava ne semble pas avoir atteint ce secteur ou il a été oblitéré; et 3) les métasédiments et particulièrement les métasédiments ferrugineux, à l'opposé de ceux de la fosse du Labrador par exemple (particulièrement les sédiments ferrugineux à jaspe et oolites), résistent mal au transport glaciaire. Il serait surprenant de les observer à de très grandes distances de leur source (Daigneault, 1994).

4.3.2 Les roches sédimentaires paléozoïques

De tous les tills échantillonnés sur la péninsule, seul un échantillon provenant du secteur de Cap de Nouvelle-France contient des fragments de roches paléozoïques dans la fraction 4 à 5,6 mm (figure 52). C'est également dans ce secteur que Bruneau *et al.* (1990) ont effectué la seule observation de ces roches au-dessus de la limite marine. Dans le Détroit d'Hudson, sur les îles Charles et Maiden, des fragments de roches sédimentaires paléozoïques sont présents dans le till. La présence de ces roches témoigne, comme les marques d'érosion glaciaire observées en quelques endroits, d'un

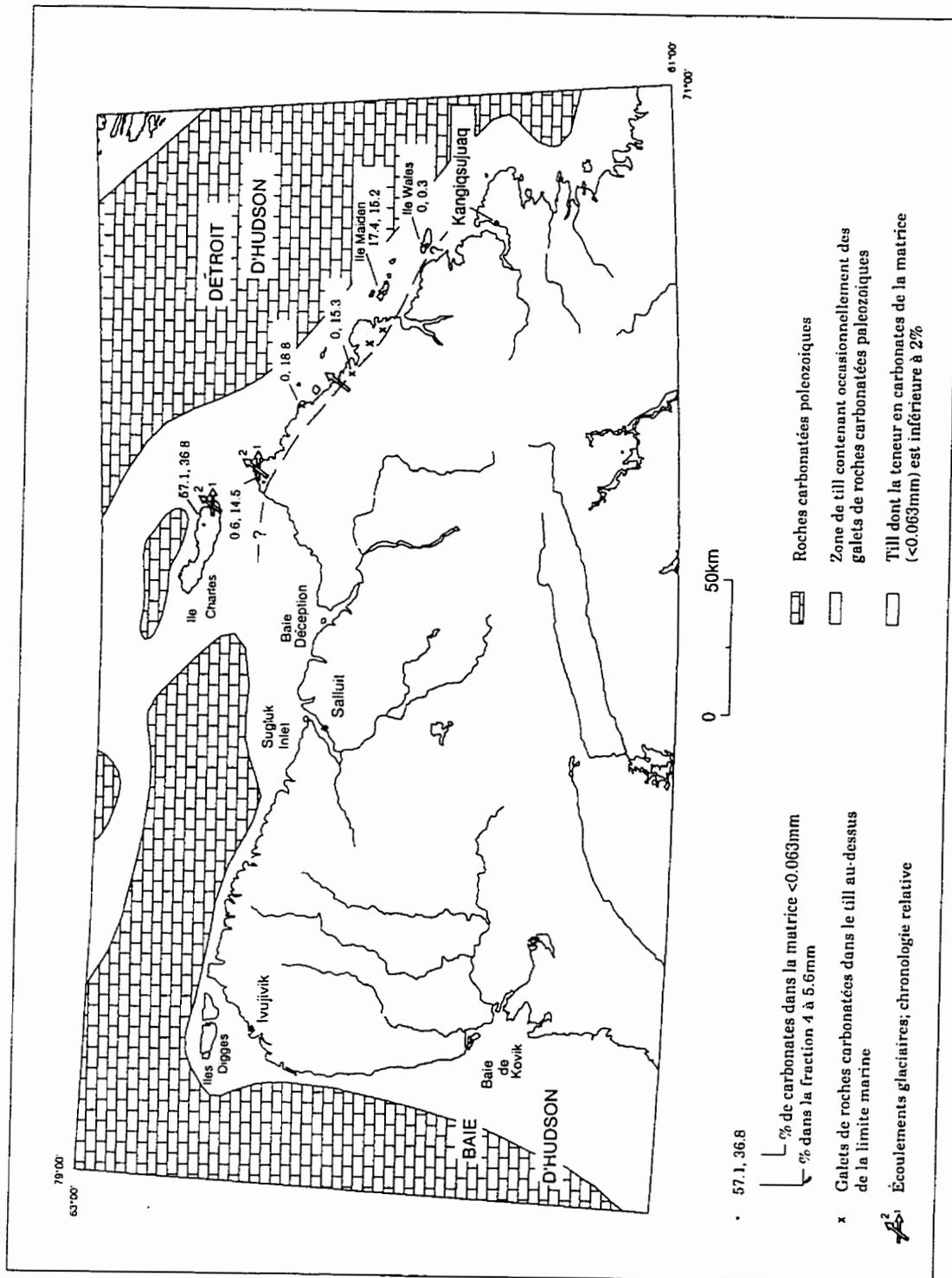


Figure 52: Localisation des roches sédimentaires paléozoïques, abondance des granules de ces roches et teneur en carbonate des tills. Géologie de la roche en place modifiée de Sanford et al. (1979) et de MacLean et al. (1986).

écoulement glaciaire vers l'est et le sud-est associé au courant glaciaire du Détroit d'Hudson (Daigneault, 1991, 1995). Nos levés de terrain nous suggèrent que ce courant glaciaire a également atteint le secteur côtier entre le Cap de Nouvelle-France et Douglas Harbour ainsi que l'île Wales (Daigneault, 1995; figure 52). Dans cette région, on a observé, en cinq endroits, des débris de roches carbonatées paléozoïques, dont la taille est supérieure à 5,6 mm, en surface ou dans la nappe de till, entre 5 à 67 m au-dessus de la limite marine. Dans tous les cas, ils étaient associés à des fragments de coquilles marines. Sur les îles Maiden et Wales, les coquilles échantillonnées ont livré des âges de $37\,000 \pm 3\,400$ a BP (UQ-967; Gray et Lauriol, 1985) et $25\,210 \pm 390$ a 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 lui est antérieure.

À environ 10 km au nord-est d'Ivujivik, un bloc de calcaire dolomitique a été observé en surface de la nappe de till, 2 m plus haut que la limite de délavage du till qui marque la limite marine 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).

4.4 La fraction fine (silt et argile)

4.4.1 Les teneurs en carbonates

Comme pour les graviers de roches sédimentaires paléozoïques, les valeurs les plus élevées se situent en bordure ou dans le Détroit d'Hudson. Dans le Détroit d'Hudson, la valeur maximale (36,8 %) est observée sur l'île Charles et des valeurs plus faibles vers le sud-est sur l'île Maiden (15,2 %) et Wales (3 %). On croit que cette décroissance des valeurs en carbonates est liée à la dispersion glaciaire généralement vers le sud-est du courant glaciaire du Détroit d'Hudson. Sur la péninsule d'Ungava, les teneurs en

carbonates sont généralement faibles (moins de 2 %; figure 52), même près des zones de roches dolomitiques protérozoïques. Des résultats identiques ont été obtenus par Wilson *et al.* (1986) pour la majorité des tills échantillonnés sur la péninsule d'Ungava (< 1 %). Cependant entre le Cap de Nouvelle-France et Douglas Harbour, 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. À l'inverse, au nord d'Ivujivik, la matrice du till sous le bloc de calcaire dolomitique est dépourvue de carbonates ; ce qui tend à confirmer une origine glacielle pour ce bloc.

4.4.2 La géochimie des éléments traces

Considérant la faible densité d'échantillonnage (un échantillon pour 200 km²), la géochimie de la fraction fine du till est principalement utilisée, comme la fraction plus grossière, pour identifier les trains régionaux de dispersion à partir des roches de la ceinture du Cap Smith. Cependant, comme le soulignent Klassen et Thompson (1993, p.53):

“ Till lithology and ice-flow history are the keys to distinguishing the effects of glacial transport from those caused by variation in bedrock composition on till geochemistry.”

La géochimie de la fraction fine permet également de déterminer les valeurs du bruit de fond sur les grands ensembles rocheux et d'identifier grossièrement certaines zones de fortes concentrations.

L'utilisation de la géochimie du till à des fins de prospection minérale a fait l'objet de nombreuses études particulièrement au Canada et en Finlande. Les points saillants de ces travaux 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 creusées à une profondeur moyenne de 30 cm et qu'ils 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 des quartz et des feldspaths dans la fraction inférieure à 0,063 mm, analysée ici, dilue les concentrations en éléments traces (Shilts, 1977; Shilts, 1984a, 1993). Cependant, dans le cas où le fond géologique fournit un élément trace en abondance nettement au-dessus 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 leur cortège de Ni et Cr. Ainsi, dans les Appalaches, l'analyse du nickel dans la fraction inférieure à 0,064mm a permis d'identifier une traînée de dispersion sur une distance de 60 km à partir de roches ultramafiques de la région de Thedford Mines (Shilts, 1976). La fraction inférieure à 0,063 mm nous apparaît donc adéquate compte tenu du contexte lithologique et des buts visés. Les statistiques sur la géochimie de cette fraction granulométrique sont présentées au tableau III. Une carte sur transparent (en pochette) permet de localiser les échantillons de till sur les lithologies du substrat rocheux.

Généralement les valeurs en métaux de base sont plus élevées sur la ceinture du Cap Smith que sur les roches granitiques avoisinantes (figures 53 à 58). Sur ces dernières, les concentrations sont plus élevées dans les échantillons de till recueillis au nord de la ceinture du Cap Smith que dans ceux recueillis au sud ; ce phénomène pourrait résulter du transport glaciaire.

Les teneurs élevées en **chrome**, c'est à dire celles supérieures au 95^{ème} percentile, dépassent 477 ppm et se localisent dans la partie nord de la ceinture du Cap Smith (figure 53). Les concentrations les plus fortes sont supérieures à 1074 ppm et se situent sur les roches du *Groupe de Chukotat*, dans la région de Raglan. Au sud de la ceinture du Cap Smith, les valeurs sont inférieures à 141 ppm, alors qu'au nord elles sont entre 141 et 239 ppm. Les concentrations sont cependant plus élevées dans le territoire compris entre Salluit et le lac François-Malherbe ainsi que plus à l'est près de Douglas

Élément	Activation neutronique					Fluorescence 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'échantillon	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	2,8	20,3	4,6	1,7	195,3	39,9	55,2	13,7	80,0
Médiane	25	1,1	19,2	4,5	1,5	141	35,1	46	13	78,1
Mode	25	1	26	3,9	0,25	100	33	52	11	74
Écart-type	10	3,3	9,4	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
Échantillons sous seuil de détection	194	117	0	0	18	0	1	10	19	0

Tableau III: Statistiques sur la géochimie de la fraction inférieure à 0,063 mm des tills.

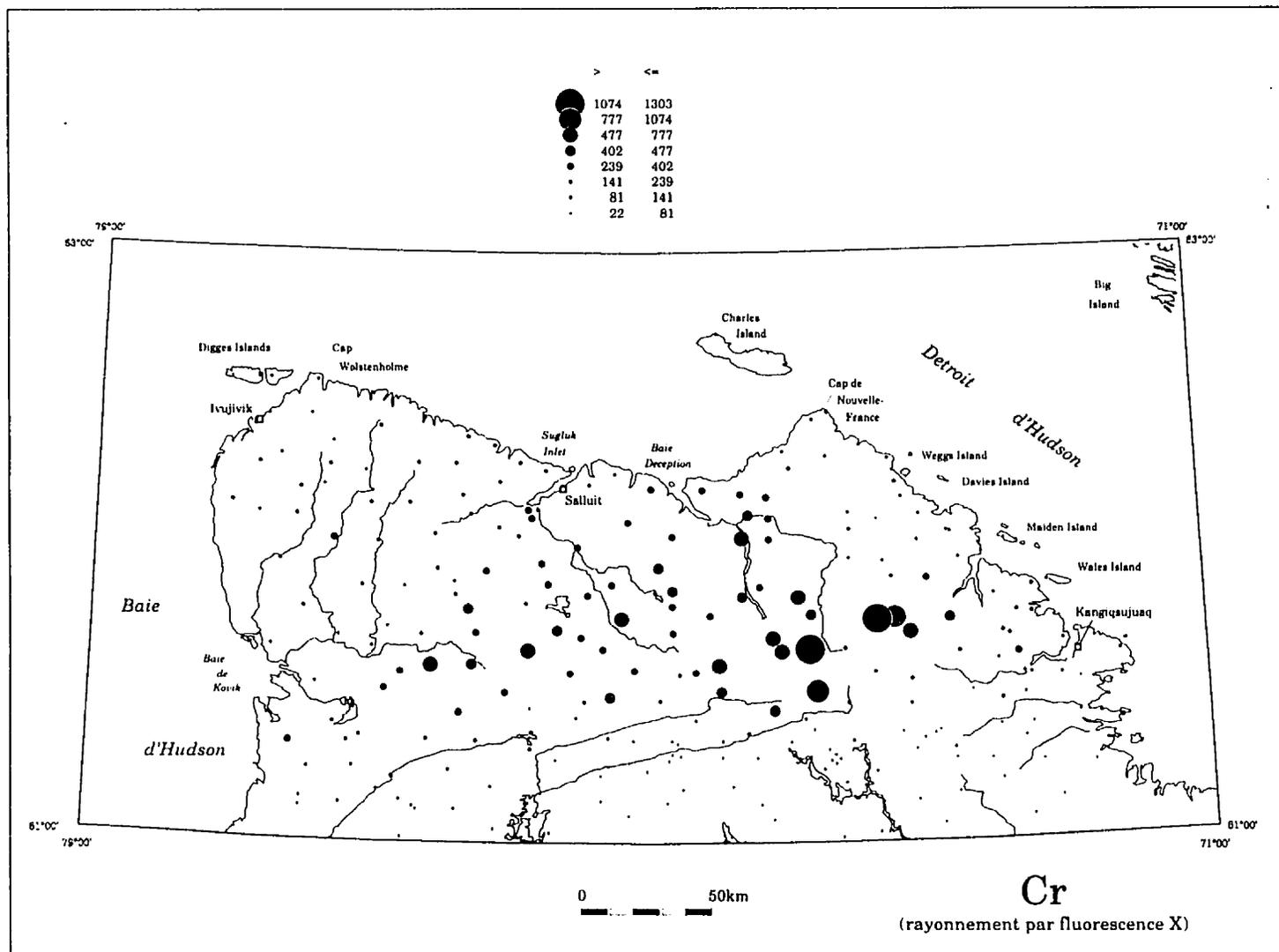


Figure 53: Teneur en chrome de la fraction inférieure à 0,063 mm du till.

Harbour. Il s'agit de deux secteurs où un transport glaciaire important a été déduit à partir de la dispersion des graviers de la ceinture du Cap Smith.

Les concentrations les plus élevées de **fer** sont de 7,2 % et se situent principalement dans la partie est de la ceinture du Cap Smith (figure 54). La valeur la plus forte (8,9 %) est localisée sur les métasédiments du *Groupe de Povungnituk* (phyllades et aleurolites) au nord d'une série de filons-couches de gabbros et de péridotites. Au sud de la ceinture du Cap Smith, les concentrations 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 décrits plus haut.

Les valeurs les plus élevées de **cobalt** sont supérieures à 37 ppm et se concentrent principalement dans la partie nord de la ceinture du Cap Smith (figure 55). Cependant, quelques-unes sont présentes immédiatement au nord de cette zone. Encore une fois les valeurs les plus fortes, supérieures à 48 ppm (représentant le 99^{ème} percentile), se situent sur les roches du *Groupe de Chukotat*, dans les environs de Raglan. Au sud de la ceinture du Cap Smith, les concentrations sont inférieures à 19 ppm alors qu'au nord, à l'exclusion des sites dont les valeurs sont élevées, elles sont généralement entre 19 et 26 ppm.

Les concentrations les plus élevées de **nickel** sont supérieures à 142 ppm. On les observe dans la partie nord de la ceinture du Cap Smith (figure 56). Les valeurs supérieures à 209 ppm (99^{ème} percentile) se localisent sur les roches du *Groupe de Chukotat*, encore une fois dans le secteur au nord de Raglan. Plus à l'ouest, un échantillon de till recueilli au nord-ouest du lac Chukotat (à l'ouest du lac Chassé) a livré une teneur de 244 ppm. Dans ce secteur, Tremblay (1986) a observé plusieurs indices minéralisés. Au sud de la ceinture du Cap Smith, les valeurs 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. Au nord-ouest entre Ivujivik et la ceinture du Cap

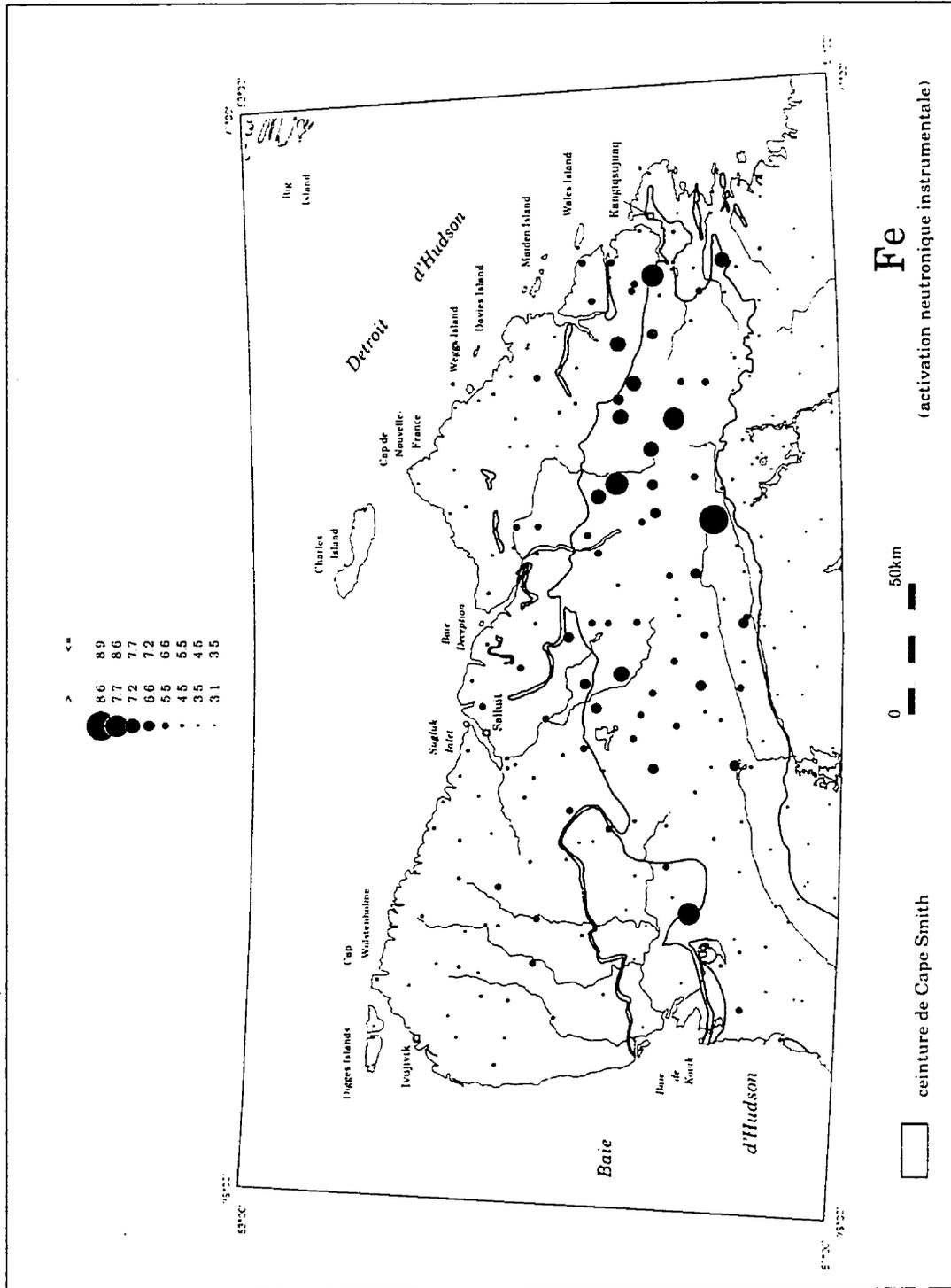


Figure 54: Teneur en fer de la fraction inférieure à 0,063 mm du till.

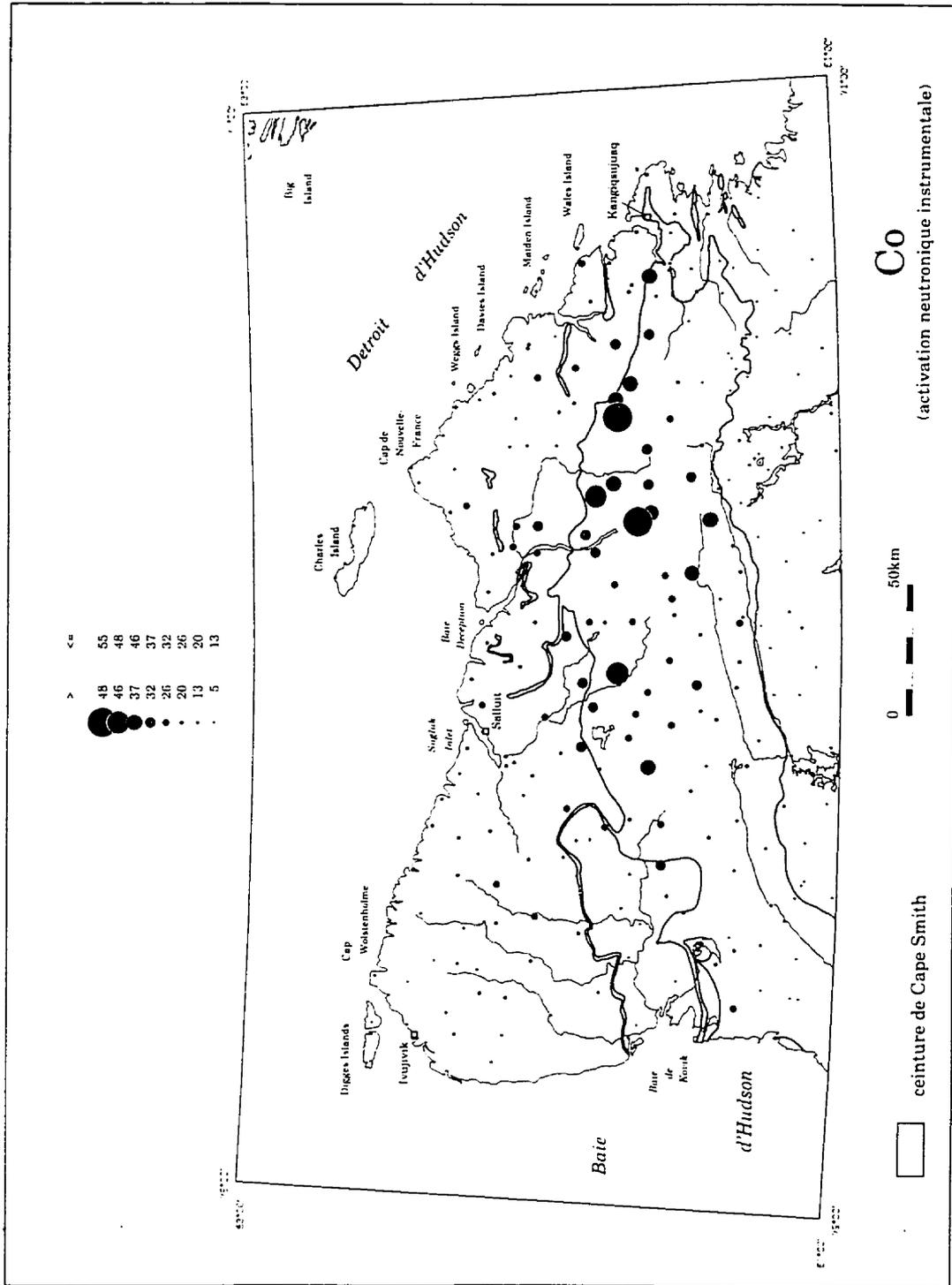


Figure 55: Teneur en cobalt de la fraction inférieure à 0,063mm du till.

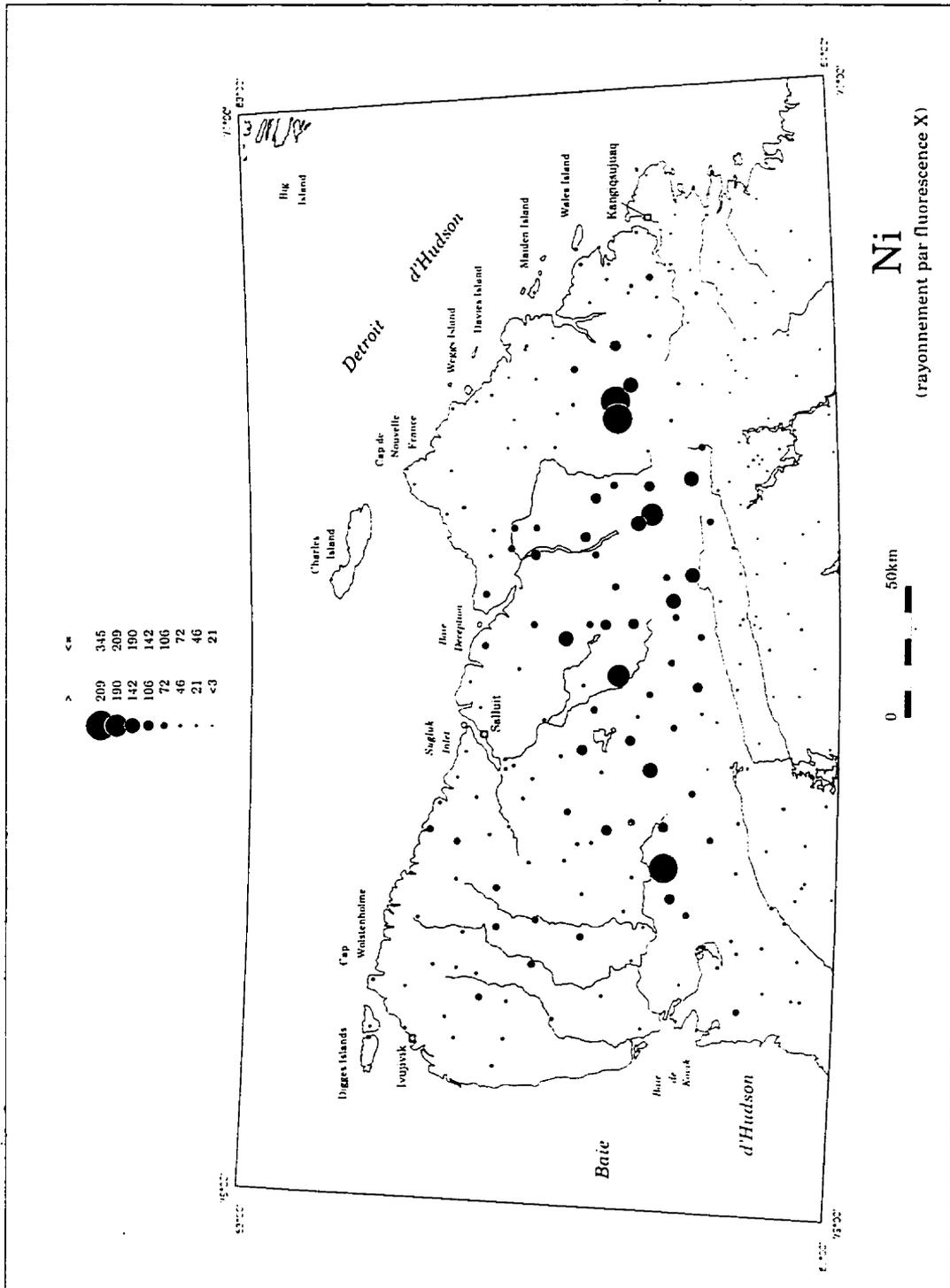


Figure 56: Teneur en nickel de la fraction inférieure à 0,063mm du till.

Smith, quelques valeurs plus élevées que la moyenne régionale sont présentes (72 à 106 ppm).

Les valeurs les plus élevées en **cuivre**, plus de 80 ppm, se localisent sur la partie centrale de la ceinture du Cap Smith (figure 57). Les plus fortes valeurs, entre 116 ppm et 127 ppm, ont été observées au nord du lac Vanasse, et à l'est du lac Watts. Au sud de la ceinture du Cap Smith, les concentrations sont faibles: moins de 51 ppm. Au nord, elles sont plus élevées, entre 51 et 69 ppm particulièrement dans le secteur central entre Salluit et le lac François-Malherbe.

Les concentrations élevées en **zinc**, plus de 118 ppm, sont concentrées dans le secteur central de la ceinture du Cap Smith (figure 58). Les autres valeurs fortes se localisent au nord de la ceinture du Cap Smith, où les concentrations en **zinc** varient généralement entre 78 et 93 ppm. A l'est de Douglas Harbour, on observe d'ailleurs la plus forte concentration régionale, soit 136 ppm. Au sud de la ceinture du Cap Smith, les valeurs en zinc sont inférieures à 78 ppm.

Les valeurs élevées en **or** sont supérieures à 26 ppb. On les observe principalement entre la région du lac Watts et celle du Cap de Nouvelle-France, donc au nord de la ceinture du Cap Smith (figure 59). Les valeurs les plus fortes, soit plus de 35 ppb, sont cependant localisées sur la ceinture du Cap Smith: dans le secteur ouest, sur les basaltes du *Groupe du Chukotat* (49 ppb), au nord-ouest d'une faille de chevauchement (Moorhead, 1988), et à l'ouest du lac Watts (57 ppb), sur les roches du *Groupe de Watts* (Lamothe *et al.* 1984). Notons qu'ailleurs dans la région, les valeurs sont plutôt faibles, 80% des échantillons analysés sont sous le seuil de détection (5 ppb).

Les valeurs élevées en **arsenic** (>8 ppm) se localisent principalement dans la bande de Cap Smith, sur les roches des *Groupes de Spartan, de Watts et de Povungnituk* (figure 60). C'est dans les métasédiments, à la base de ce dernier groupe, que les valeurs les plus fortes ont été mesurées: 22 et 27 ppm. La seule valeur élevée externe à la ceinture du

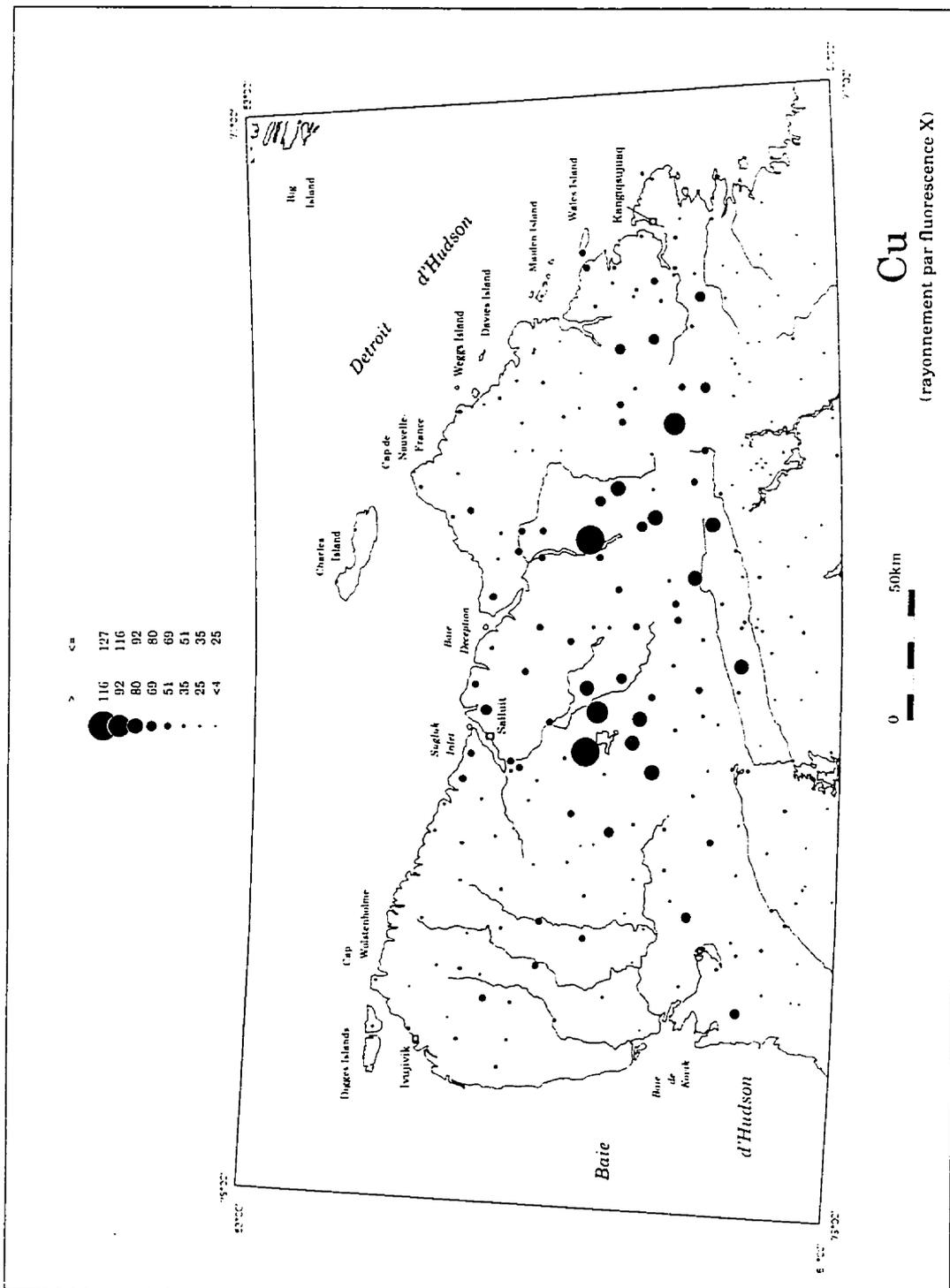


Figure 57: Teneur en cuivre de la fraction inférieure à 0,063mm du till.

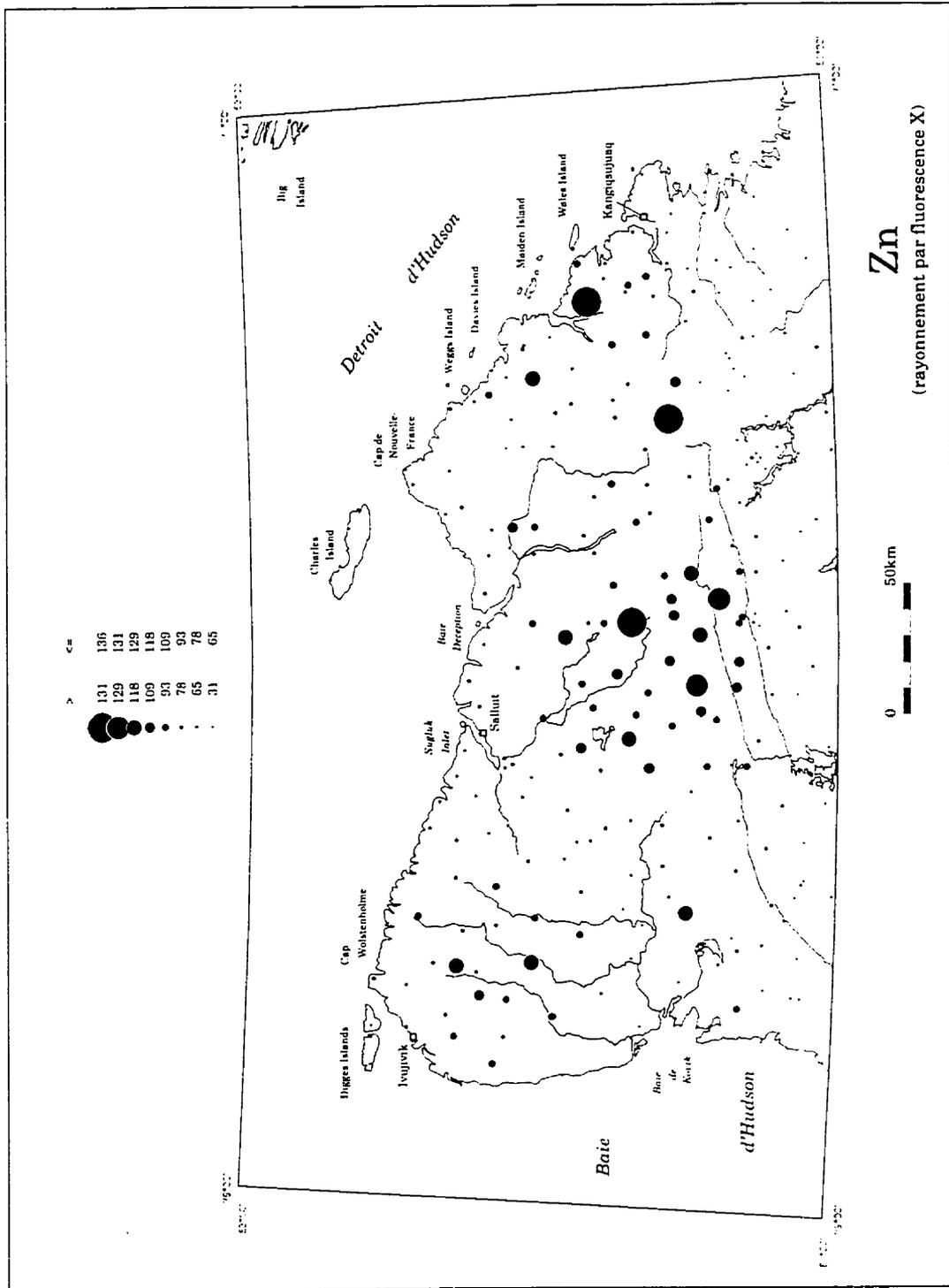


Figure 58: Teneur en zinc de la fraction inférieure à 0,063mm du till.

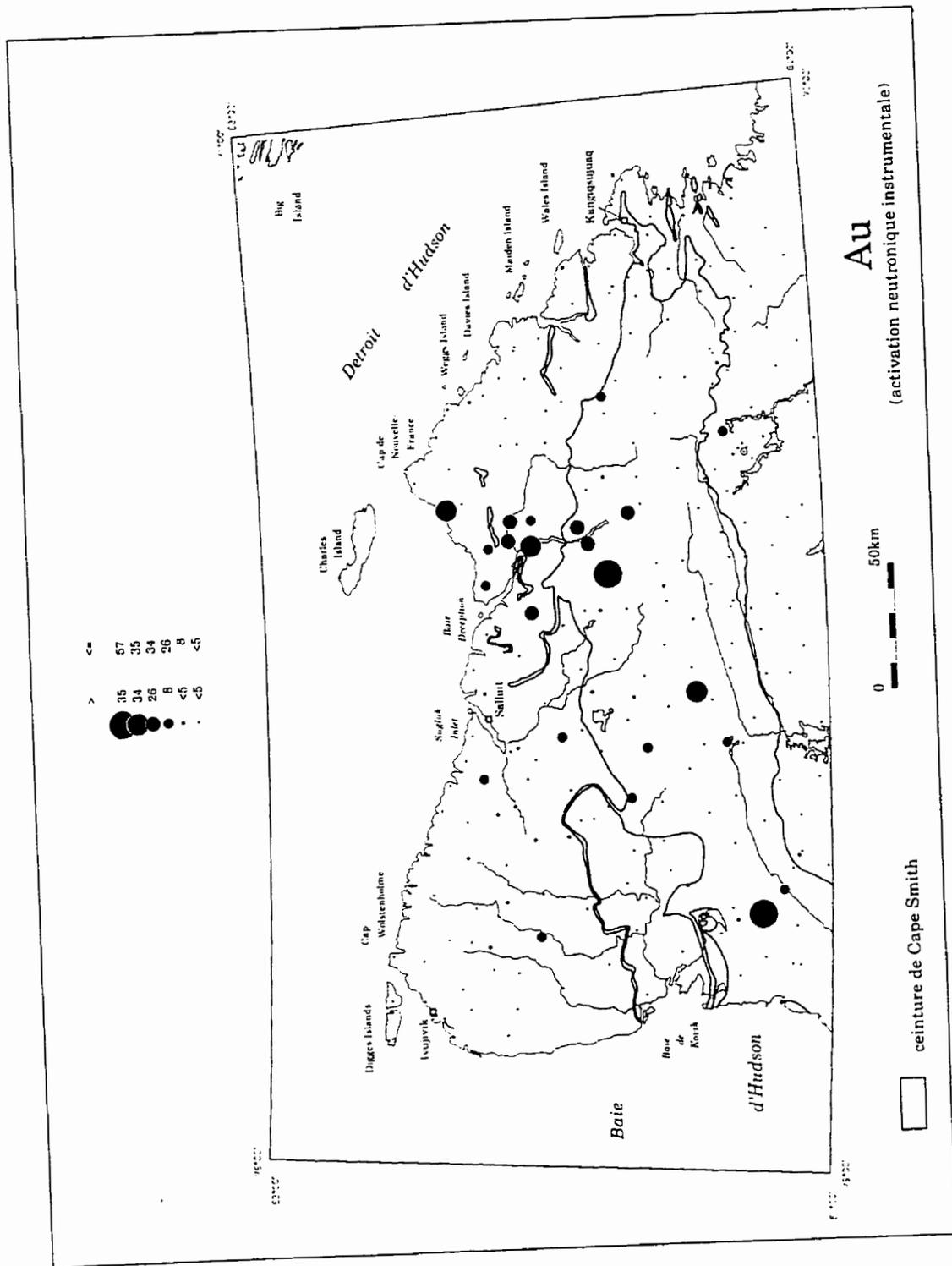


Figure 59: Teneur en or de la fraction inférieure à 0,063 mm du till.

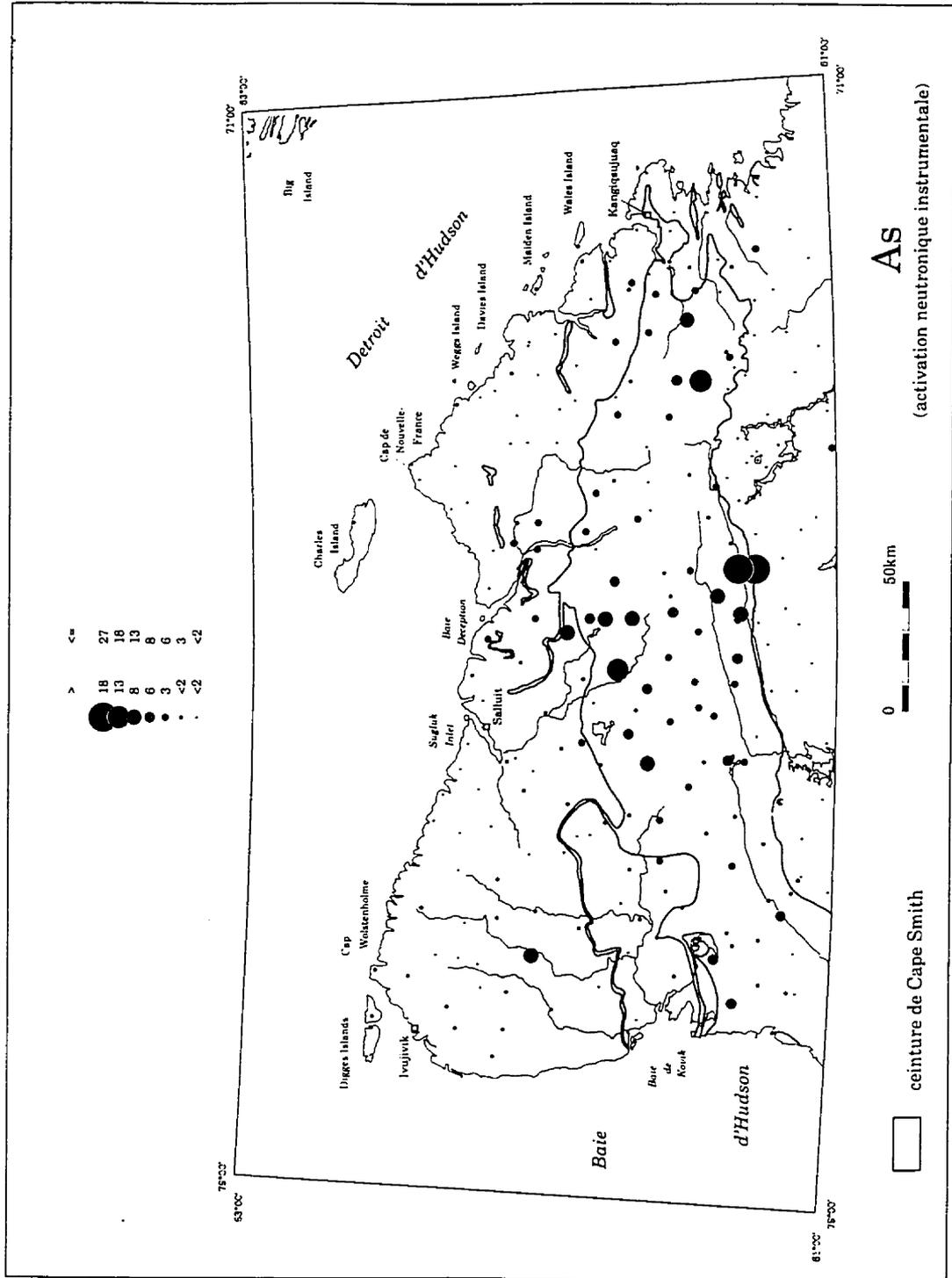


Figure 60: Teneur en arsenic de la fraction inférieure à 0,063 mm du till.

Cap Smith a été mesurée dans le secteur nord-ouest là où une valeur forte en zinc a également été obtenue (figure 65). Au sud comme au nord de la ceinture du Cap Smith, les valeurs sont généralement faibles ; les concentrations de la plupart des tills sont inférieures au seuil de détection (2 ppm). Notons encore que dans le secteur au nord du lac Watts, les valeurs sont plus élevées qu'ailleurs au nord de la ceinture du Cap Smith.

Les plus fortes teneurs en **plomb** (24 ppm) se situent dans la partie inférieure de la ceinture du Cap Smith, particulièrement sur les métasédiments du *Groupe de Povungnituk*, ainsi qu'à l'extrémité nord-ouest de la péninsule près d'Ivujivik, où d'autres métasédiments sont présents (*Groupe de Sugluk*; figure 61). La valeur la plus forte est de 36 ppm sur les grès micacés du *Groupe de Povungnituk*. Au sud de cette région, on observe quelques valeurs relativement élevées, jusqu'à 31 ppm. Enfin, au nord, outre le secteur d'Ivujivik, les valeurs sont généralement faibles: moins de 13 ppm.

Les valeurs les plus élevées en **uranium** (3,8 ppm) se concentrent sur la portion centrale du socle, au sud de la ceinture du Cap Smith (figure 62). Les deux valeurs les plus fortes (7,3 et 8,2 ppm) se retrouvent sur deux sites adjacents. Au nord et nord-ouest de ce secteur, quelques valeurs élevées sont également présentes dans la partie sud de la ceinture du Cap Smith. Ailleurs sur la péninsule, les valeurs en uranium sont généralement faibles (moins de 3,0 ppm).

Corridors

Dans les corridors d'échantillonnage des tills effectués en périphérie de la péninsule, on observe que la composition géochimique du till reflète en partie celle du substrat rocheux mais aussi des apports détritiques allochtones provenant de la dispersion glaciaire. Ainsi, dans les deux corridors, on observe un enrichissement en chrome, cobalt, fer, cuivre, nickel, zinc et arsenic à partir du contact proximal des roches de la ceinture du Cap Smith (figures 63 et 64). Les teneurs des autres éléments ne montrent

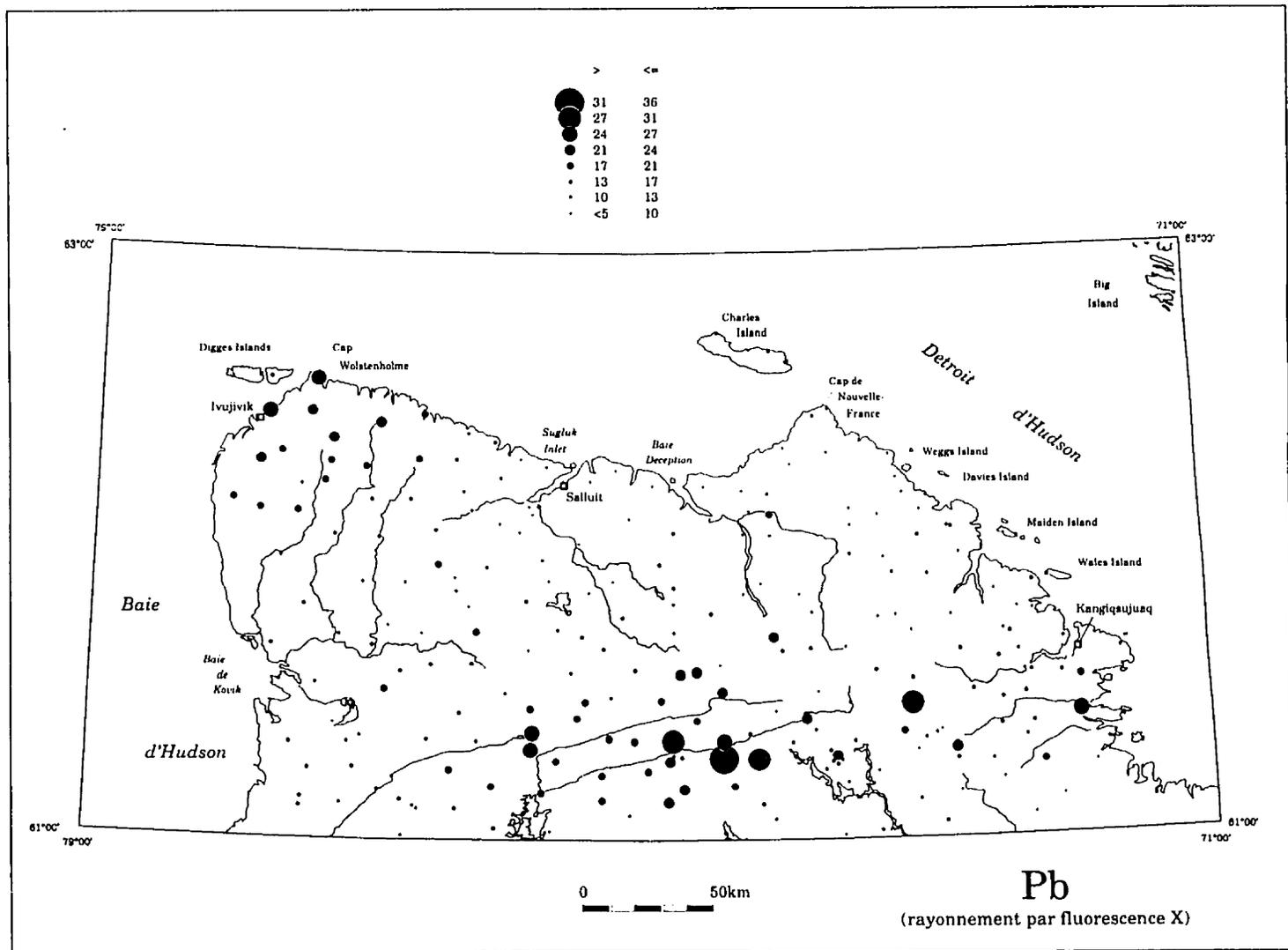


Figure 61: Teneur en plomb de la fraction inférieure à 0,063 mm du till.

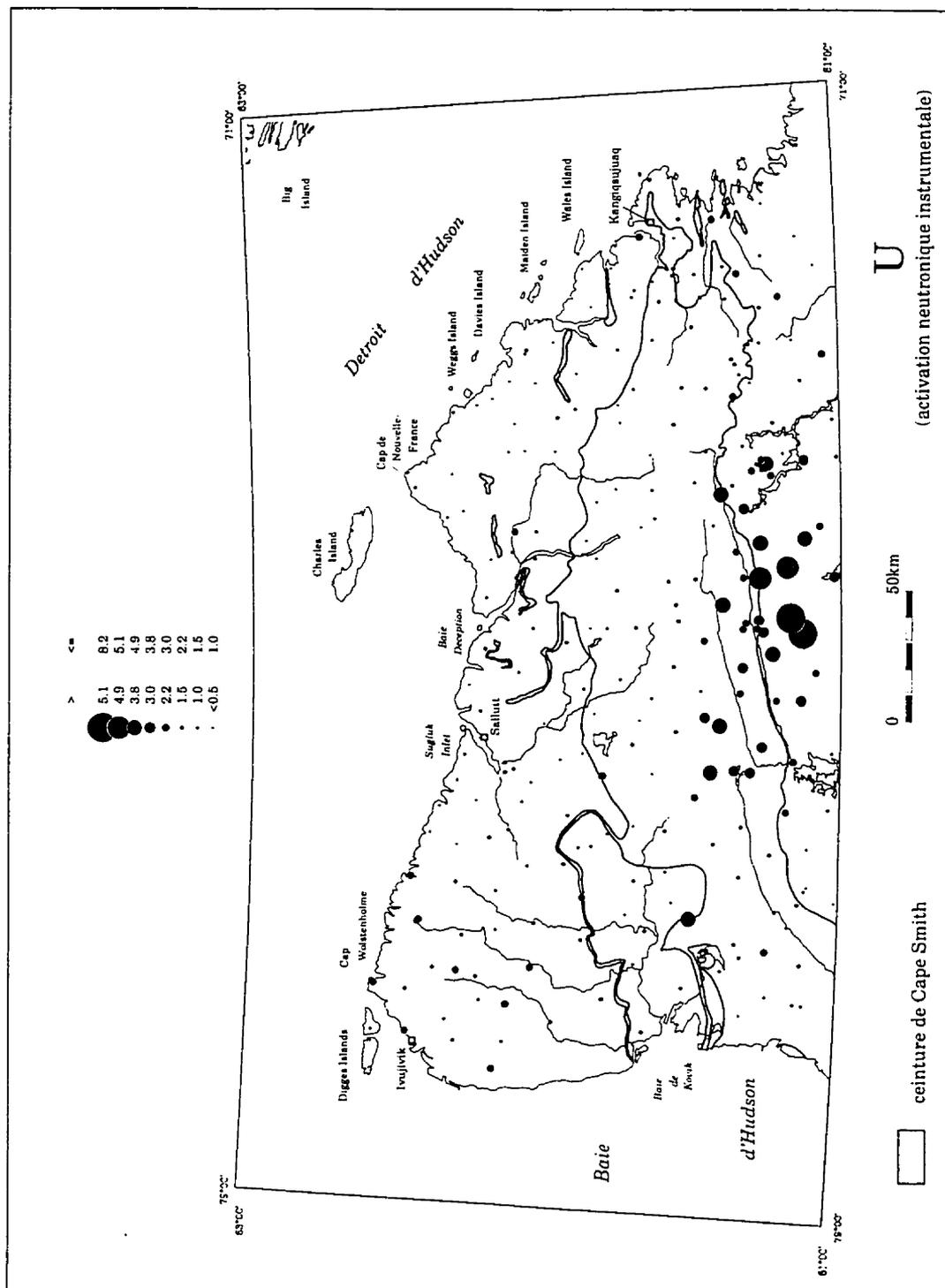


Figure 62: Teneur en uranium de la fraction inférieure à 0,063 mm du till.

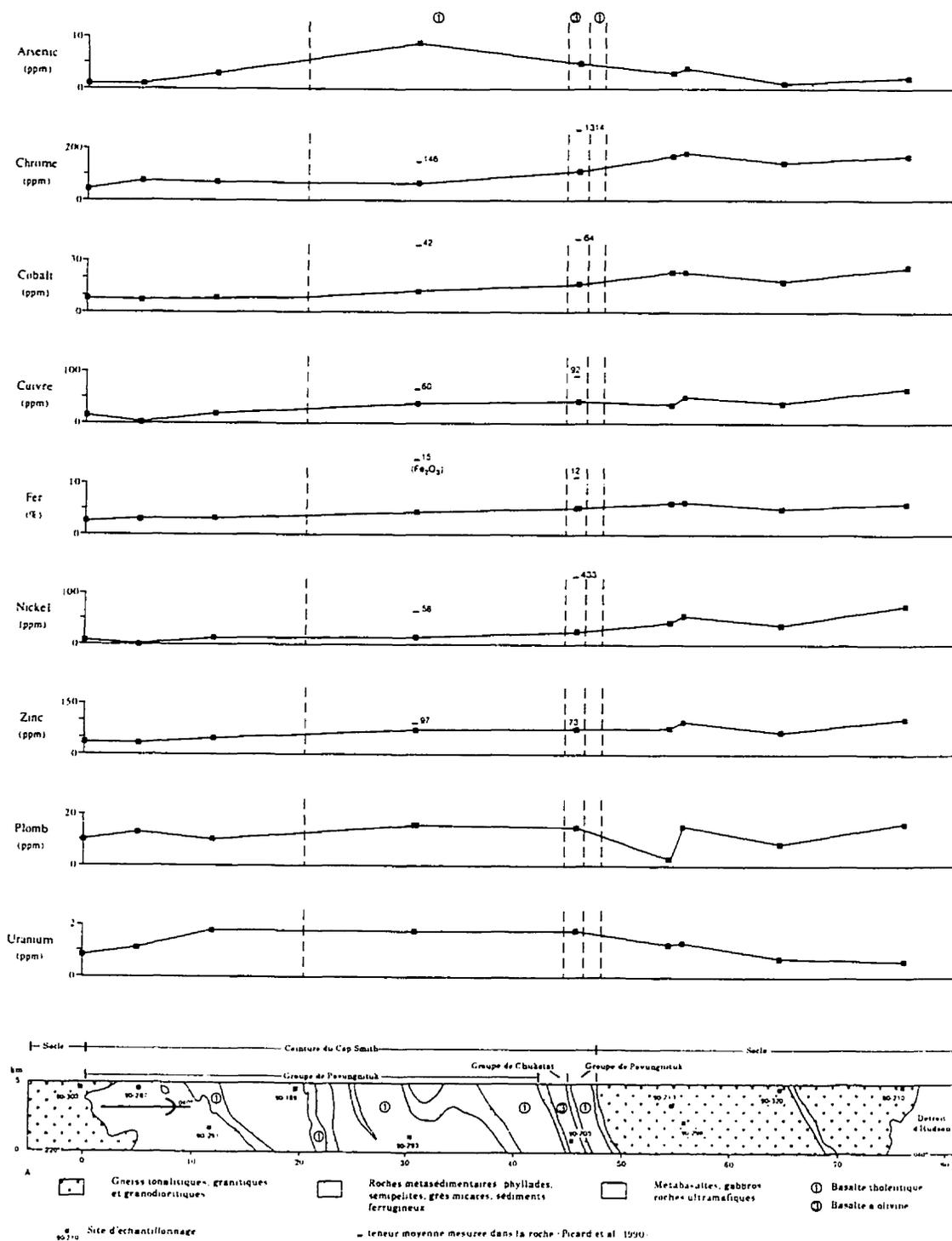


Figure 63: Composition géochimique de la matrice des tills du secteur est.

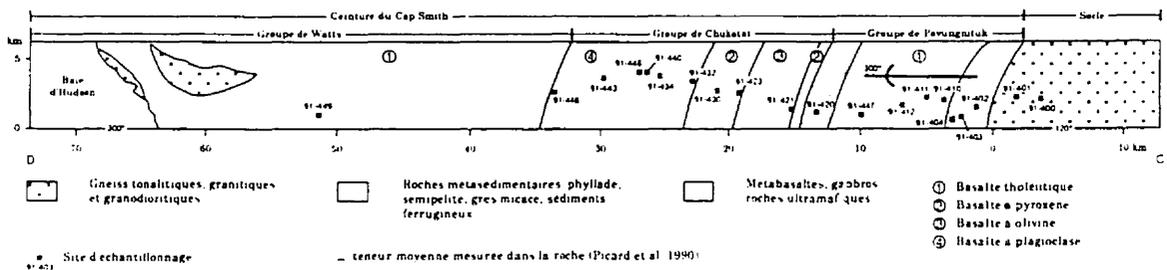
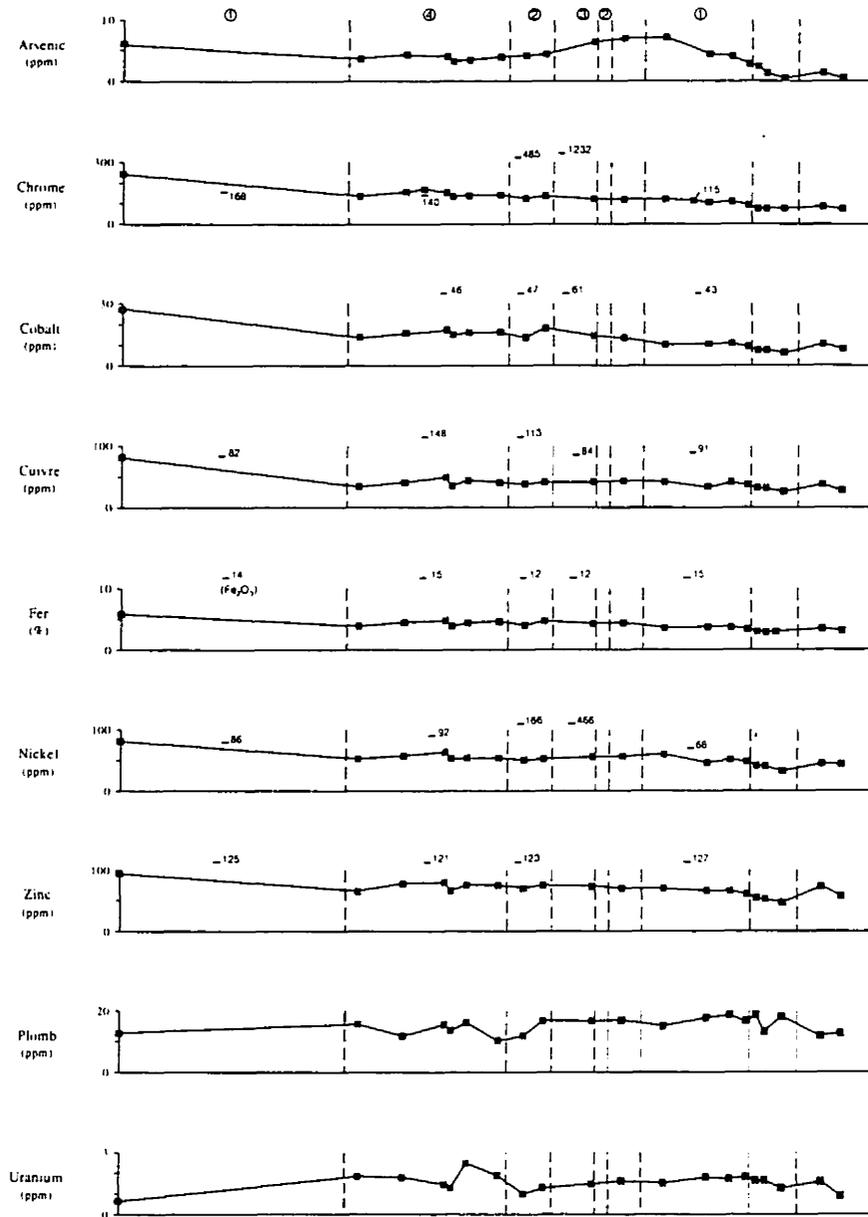
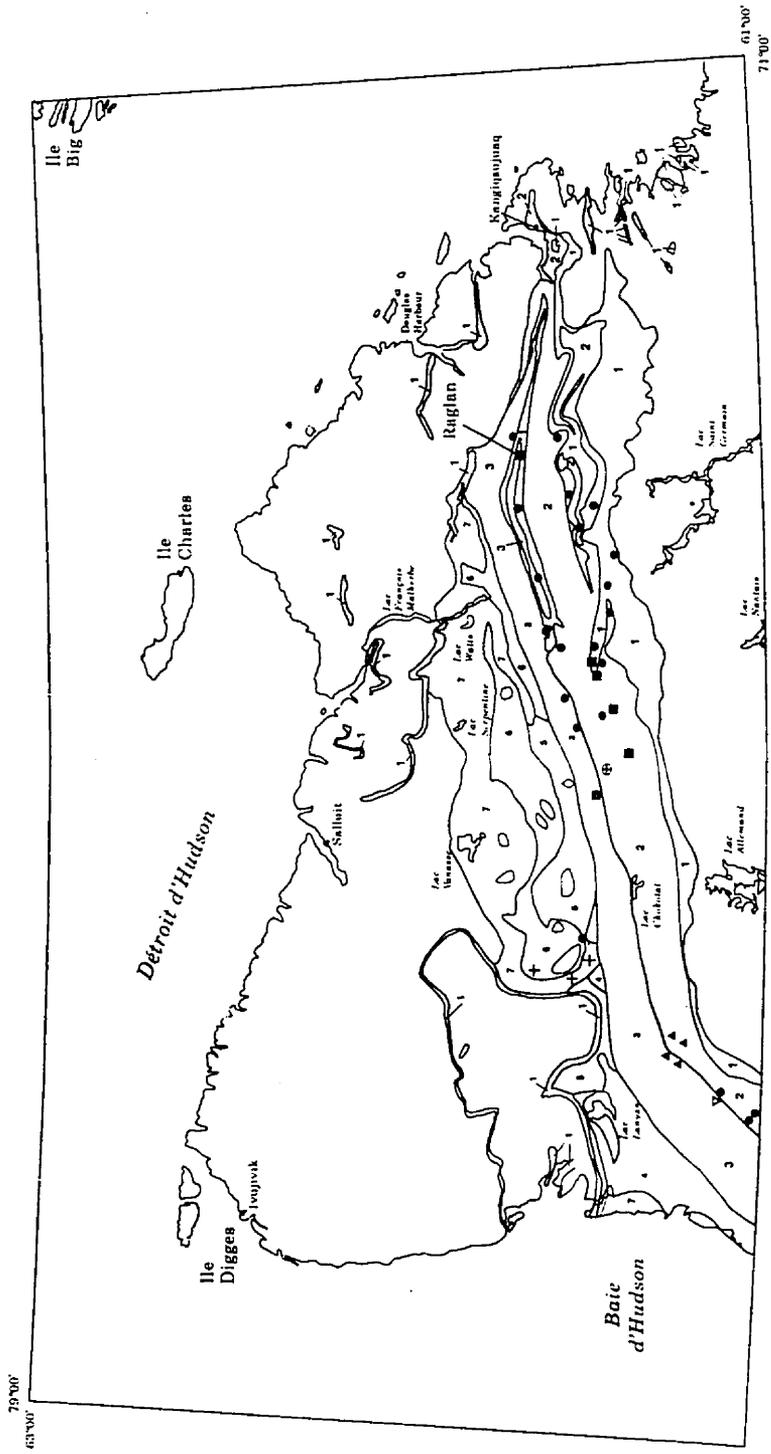


Figure 64: Composition géochimique de la matrice des tills du secteur ouest.

pas de tendance particulière (plomb et uranium), ou sont sous le seuil de détection dans plusieurs échantillons (or). Dans les deux corridors, les teneurs en cobalt, cuivre, nickel, zinc sont presque toujours de beaucoup inférieures à celles des roches basaltiques analysées 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, considérant la grande proportion des graviers et des blocs provenant du socle dans ce secteur, une dilution par des minéraux tels que le quartz et les feldspaths provenant en grande partie des roches du socle archéen, est probable. Dans le corridor AB, on observe, comme pour les graviers issus de la ceinture du Cap Smith, que les valeurs maximales en cobalt, fer, chrome, cuivre, nickel et zinc se situent sur le socle au nord-est de la ceinture du Cap Smith. Bien que les gneiss tonalitiques de ce secteur comprennent de nombreuses petites intrusions mafiques ou ultramafiques (Lucas et St-Onge, 1991), dans l'état actuel des connaissances, on pense que la composition géochimique du till dans ce secteur reflète davantage la dispersion des minéraux de la ceinture du Cap Smith. Puisque la valeur maximale de la plupart des éléments est atteinte dans le site d'échantillonnage situé à 28 km du contact distal, soit à une distance supérieure à celle mesurée pour les blocs (- 4 km) et les granules (8 km), on conclut que le résultat final du broyage des roches de la ceinture du Cap 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. L'écoulement glaciaire en direction du nord-est à partir de la LPGNQ représente donc possiblement un événement de longue durée. Ces résultats nous indiquent aussi qu'en périphérie de la péninsule, la prospection glacio-sédimentaire à partir de la géochimie du till doit tenir compte de distance de transport relativement longue.

Les signaux géochimiques les plus forts ainsi que les principaux indices minéralisés sont présentés à la figure 65. On y observe que parmi les 241 échantillons de tills recueillis,



Ceinture du Cap Smith

- 7 Groupe de Watts
basaltes, gabbros, péridotites, pyroxénites
- 6 Groupe de Spartan
pélites, semipélites, quartzites, gabbro
- 5 Groupe de Parent
andesites, rhyolites, rhyodacite, tufs mafiques et felsiques, agglomérats
- 4 basaltes, basaltes andésitiques, tufs mafiques
- 3 Groupe de Chukotai
basaltes, gabbros, péridotites
- 2 Groupe de Povungnituk
basaltes, gabbros, péridotites
- 1 semipélites, quartzites, sédiments ferrugineux, pelite, basalte, gabbros, péridotites

Principaux gîtes minéraux et indices mineralisés des éléments présentés.

- ▽ Cu
- ▲ Ni
- Ni-Cu, Cu-Ni
- Ni-Cu-Pb-Pt
- ⊕ Zn-Pb-Ag
- ◇ Zn-Ag-Pt
- + Au

□ Gneiss tonalitique et granitiques principalement



- 6 andésites, rhyolites, rhyodacite, tuffs mafiques et felsiques, agglomérats
- 4 basaltes, basaltes andésitiques, tuffs mafiques

☐ Gneiss tonalitiques et granitiques principalement

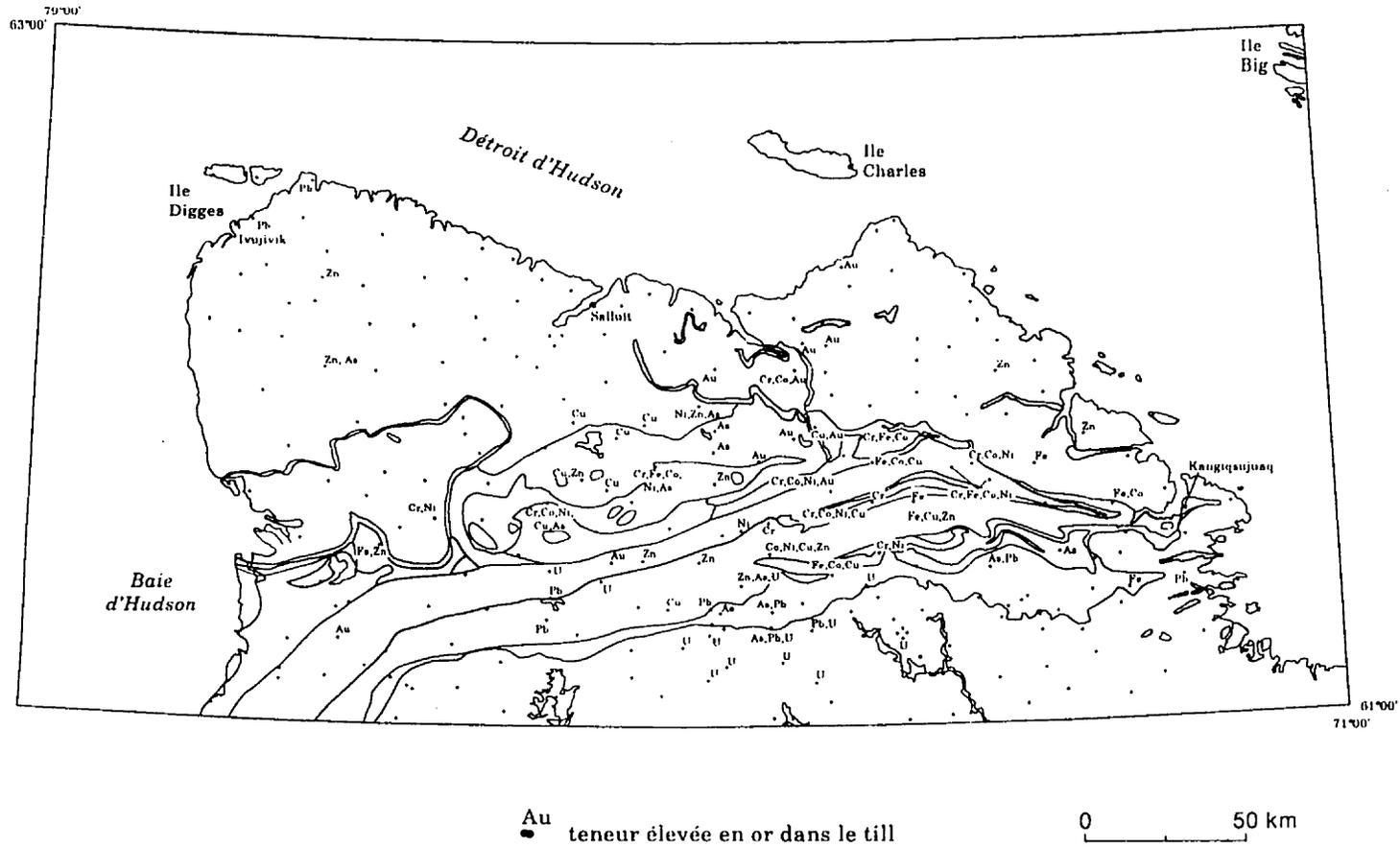
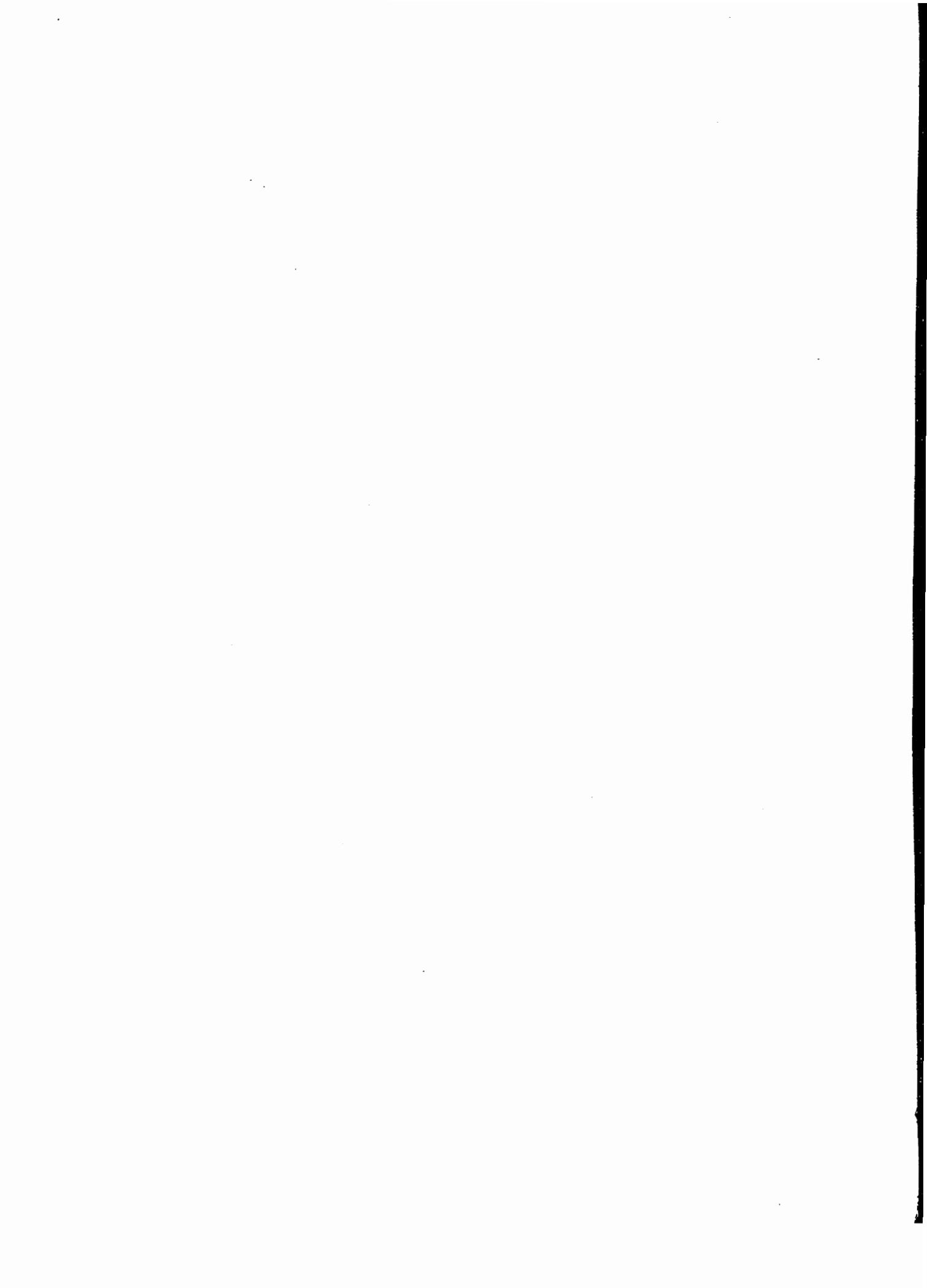


Figure 65: Localisation des principaux indices minéralisés et des teneurs géochimiques les plus fortes mesurées dans le till. (en pochette). Minéralisation d'après Avramtchev (1982) et Lamothe (1987).



70 présentent au moins une valeur élevée dans un des éléments présentés. De ce nombre, 44 montrent un signal géochimique fort pour un élément, 10 pour deux éléments, neuf pour trois éléments, cinq pour quatre éléments et deux pour cinq éléments. Ces deux derniers sont localisés sur l'unité de roches métasédimentaires du *Groupe de Spartan*. Le premier se situe à l'est du lac Belleau, sur des schistes métasédimentaires et métavolcaniques où plusieurs indices minéralisés (Ni, Cu, Zn, Ag, Au) ont été signalés par Tremblay (1986). Le deuxième est localisé sur des schistes amphibolitiques où Hervet (1984) n'a pas relevé d'indice minéralisé.

Les 5 sites où le till possède des valeurs élevées dans quatre éléments sont situés à proximité d'intrusions ultramafiques et mafiques. Plusieurs indices minéralisés (Ni-Cu, EGP) sont associés à ces intrusions (Giovanezzo et Lefevre, 1986). Quatre de ces endroits sont sur les roches du *Groupe de Chukotat*, dont deux dans le secteur au nord et nord-est de Raglan et un sur les roches du *Groupe de Povungnituk*. Ce dernier est situé à 2 km au nord de l'indice Delta (Ni-Cu-EGP; Giovanezzo, 1986) associé à des filons-couches ultramafiques à mafiques. Considérant l'absence d'autres intrusions de ces roches entre cet indice et le site échantillonné, il est possible que cette valeur forte dans le till résulte d'une dispersion glaciaire vers le nord.

4.5 Conclusion

Les vecteurs de transport glaciaire déduits des compositions lithologiques et géochimiques du till de surface sont présentés à figure 66. 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 entre Ivujivik et le lac Nantais, prolongement nordique de la ligne de partage glaciaire du Nouveau-Québec, la dispersion des roches de la ceinture du Cap Smith s'est effectuée vers l'extérieur de la péninsule. Les données nous suggèrent qu'il s'agit possiblement d'un événement de

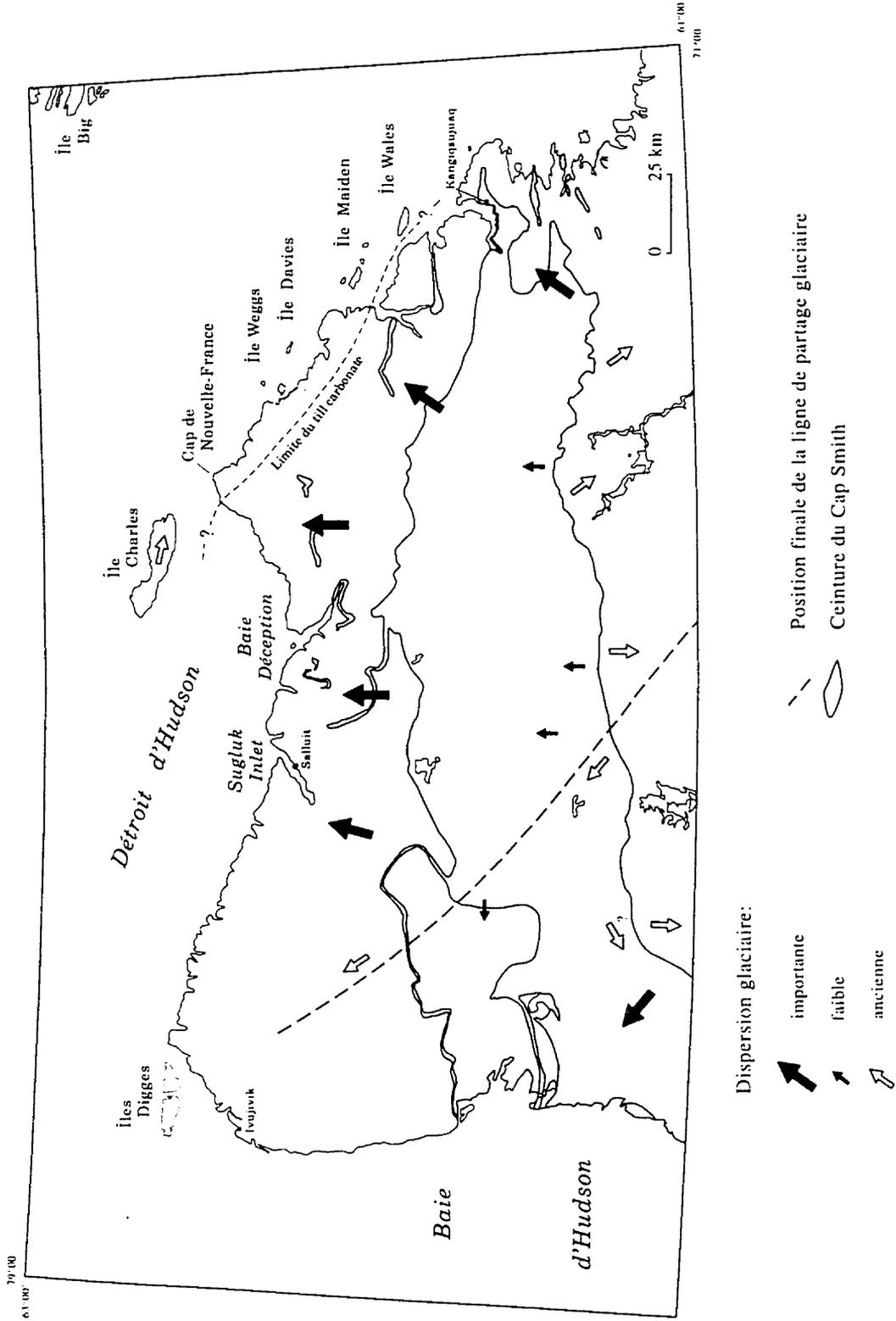


Figure 66: Direction et importance des vecteurs de transport glaciaire.

longue durée. On peut mettre en évidence que la dynamique glaciaire a un effet direct sur la longueur du transport glaciaire régional: celle-ci est beaucoup plus importante en périphérie qu'au centre de la péninsule. Le transport glaciaire est aussi plus long lorsque la taille de la fraction analysée est petite et que sa nature lithologique est plus résistante. L'étude de la dispersion des roches de la ceinture du Cap Smith nous indique également des épisodes de transport antérieurs au développement de la ligne de partage glaciaire du Nouveau-Québec: vers le nord ou le nord-ouest sous la ligne de partage glaciaire, et vers le sud ou l'est-sud-est, au sud de la ceinture du Cap Smith. Le flot Ungava ne peut expliquer en totalité les écoulements sous la ligne de partage glaciaire. Ces écoulements vers le nord ou le nord-nord-ouest entre le lac Allemand et Ivujivik (?) sont associés à une phase de transition entre l'épisode de la calotte glaciaire Ungava et l'installation de la ligne de partage glaciaire du Nouveau-Québec sur la région d'étude. Ils pourraient trouver leur origine au centre de dispersion de Payne (flot Payne).

Le courant glaciaire du Déroit d'Hudson a mis en place un till contenant des roches paléozoïques sur les îles Charles, Maiden et Wales et sur la péninsule d'Ungava sur son extrémité nord-est, entre le Cap Nouvelle-France et Douglas Harbour. Dans ce dernier secteur, on estime l'étendue minimale de la zone affectée par cet écoulement glaciaire à une frange d'une largeur de 10 km à partir de la côte. Ailleurs dans le secteur étudié, l'absence de ces roches nous prouve, comme le suggérait les travaux de Laymon (1988) pour 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, tel que suggéré dans le modèle de reconstitution de l'Inlandsis laurentidien préconisé par Denton et Hughes (1981).

5.0 Paléogéographie du Quaternaire

Dans ce chapitre, nous présentons les événements glaciaires et non glaciaires du Quaternaire du nord du Nunavik. Ce chapitre se subdivise en quatre parties: les événements antérieurs à la dernière glaciation, la dernière glaciation, la déglaciation et la phase post-glaciaire.

5.1 Événements antérieurs à la dernière glaciation

Quelques observations témoignent d'événements antérieurs à la dernière glaciation. D'une part, l'impact météoritique à l'origine du cratère du Nouveau-Québec s'est produit il y a 1,4 Ma et donc avant les premières grandes glaciations continentales dans l'hémisphère nord. Depuis sa formation, son rebord a été abaissé par l'érosion de 41 à 63 m, soit à un taux d'érosion de 40 mm par millénaire (Bouchard *et al.*, 1990). Cependant, il a été suggéré que l'intérieur du cratère aurait été épargné par 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 du Nouveau-Québec 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 pour la calibration et l'ancrage des études stratigraphiques du Cénozoïque supérieur provenant des bassins océaniques (Bouchard, 1989c).

Des relevés géophysiques (sismique réflexion et réfraction) ont montré la présence d'une séquence sédimentaire atteignant 93 m (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 ^{14}C de sa base indique qu'elle couvre les derniers 5 000 ans (Richard *et al.* 1991).

D'autre part, les concentrations élevées de pollen dans le till de la région du cratère du Nouveau-Québec pourraient être associées à 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).

Enfin, l'ampleur, l'altitude et la morphologie de certains cirques suggèrent que leur développement est également antérieur à la dernière glaciation. Certains gros cirques situés à une altitude inférieure au niveau marin actuel pourraient dater du début des glaciations du Quaternaire, vers 0,9 Ma, ou même du Pliocène. Ces gros cirques furent probablement actifs à diverses reprises depuis leur développement initial. Les différences d'altitude entre les cirques indiquent, possiblement, différents moments de formation.

5.2 La dernière glaciation

D'après le cadre stratigraphique proposé pour la Baie d'Hudson par Shilts (1984b) et Thorleifson *et al.* (1993), on croit que la partie nord du Nunavik est demeurée englacée depuis la fin du Sangamonien *sensus stricto* (sous-étage isotopique 5e) jusqu'à la déglaciation, à l'Holocène. En effet, d'une part, dans cette région, comme sur l'île de Baffin (Andrews et Miller, 1984; Miller *et al.*, 1992), une importante réduction du volume des glaces est proposée pour l'Interglaciaire sangamonien. On estime que durant cette période au climat plus chaud que l'actuel, la glace a disparu du nord du Nunavik. Les spectres polliniques des tills de la région du cratère du Nouveau-Québec semblent appuyer cette hypothèse. D'autre part, il est peu probable que ce phénomène se soit répété à l'interstade de la Glaciation wisconsinienne, interstade durant lequel les

sédiments de la Mer de Prest ont été mis en place autour de la Baie d'Hudson (sous-étage isotopique 5a, Thorleifson *et al.*, 1993). En effet, ces sédiments se retrouvent à une altitude beaucoup plus élevée que le niveau marin actuel, ce qui suggère à Thorleifson *et al.* (1993) qu'une couverture importante de glace a subsisté de part et d'autre de la Baie d'Hudson à cette époque. Cette glace aurait à nouveau recouvert la Baie d'Hudson durant les étages isotopiques 4 ou 3 (Clark *et al.*, 1993).

5.2.1 Événements antérieurs au développement de la ligne de partage glaciaire du Nouveau-Québec

Entre Ivujivik et la ceinture du Cap Smith, ainsi que dans le territoire au sud de celle-ci, on observe des erratiques protérozoïques dont la dispersion ne peut s'expliquer par les écoulements dominants attribués à l'existence de la ligne de partage glaciaire du Nouveau-Québec. La localisation de ces erratiques est la résultante d'un ou de plusieurs écoulements anciens. Il en est de même des vieux mouvements glaciaires déduits des microformes d'érosion observées en quelques endroits sur la péninsule. Ces vestiges de phases antérieures d'écoulement pourraient provenir d'une ou de plusieurs glaciations anciennes, ou d'une phase précoce de la dernière glaciation. Nous croyons à cette dernière hypothèse. En effet, des écoulements glaciaires à partir de la calotte glaciaire nommée Ungava par Bouchard et Marcotte (1986) suffisent pour expliquer la majeure partie des observations. Celles-ci bien que fragmentaires indiquent un centre de dispersion à écoulement radial à partir d'une zone située au nord des monts Povungnituk (figure 67B). Il nous apparaît probable que l'accumulation de neige sur cette partie élevée du territoire puis la formation d'une calotte glaciaire représentent un stade synchrone ou ultérieur au développement des cirques en bordure du Détroit d'Hudson, au début de la dernière glaciation (figure 67 A). Clark *et al.* (1993), comme Vincent et Prest (1987) suggèrent également qu'une calotte glaciaire s'est développée dans ce secteur, lors de la dernière englaciation. Finalement, on postule que la dispersion et les formes d'érosion glaciaire vers le nord-nord-ouest entre les lacs Allemand et Chukotat

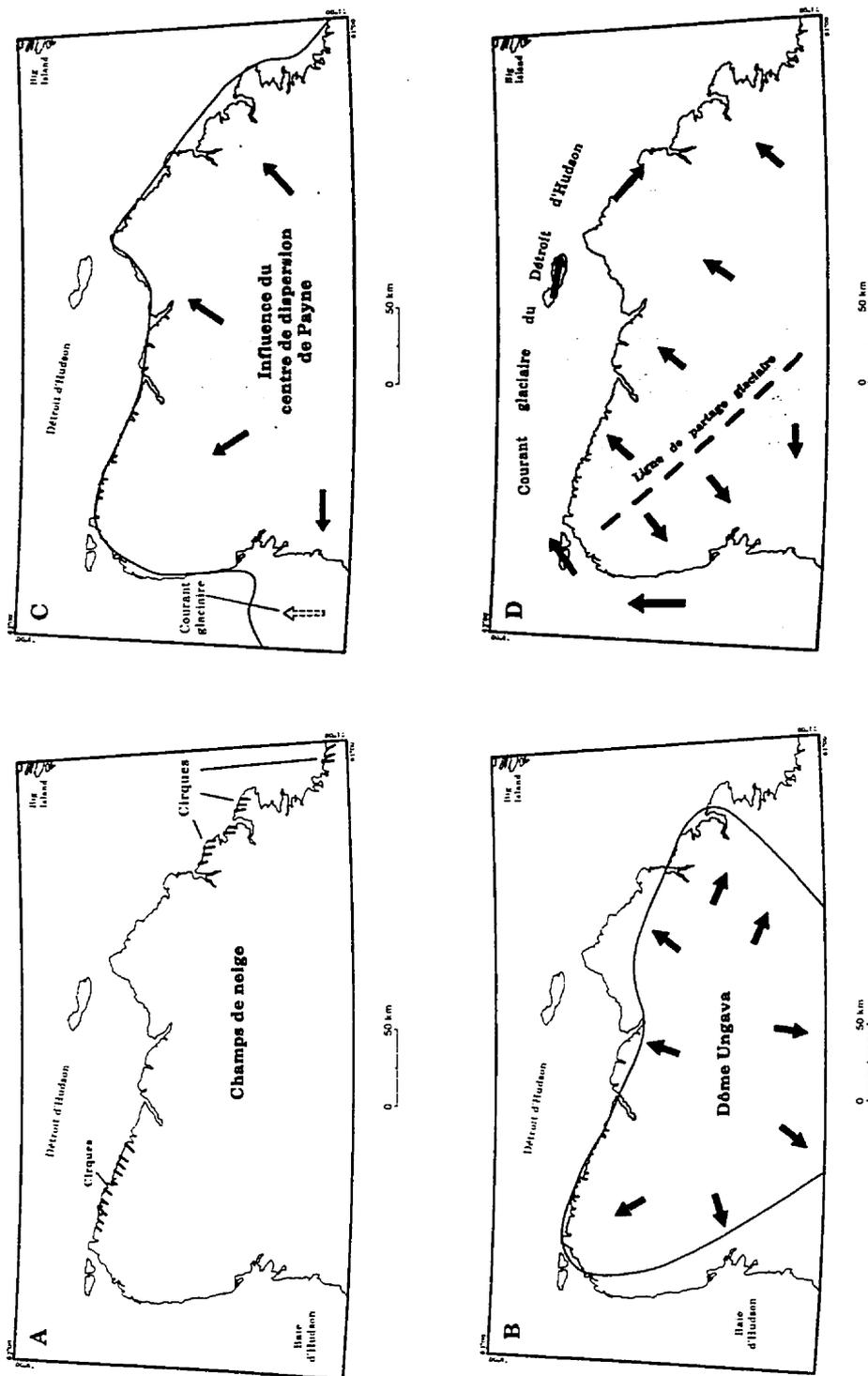


Figure 67: Les phases d'écoulement de la dernière glaciation.

(figures 16 et 46) constituent des vestiges de la dernière phase précédant l'installation de la ligne de partage glaciaire du Nouveau-Québec (LPGNQ) dans la région d'étude (figure 67C). Lors de cette phase, la calotte glaciaire Ungava s'est amalgamée avec un centre de dispersion situé plus au sud, vraisemblablement le centre de dispersion de Payne tel que décrit par Bouchard et Marcotte (1986). Des écoulements radiaux se développèrent sur la région à partir du centre de dispersion de Payne. Une partie du transport glaciaire relique entre la ceinture du Cap Smith et Ivujivik pourrait lui être associée.

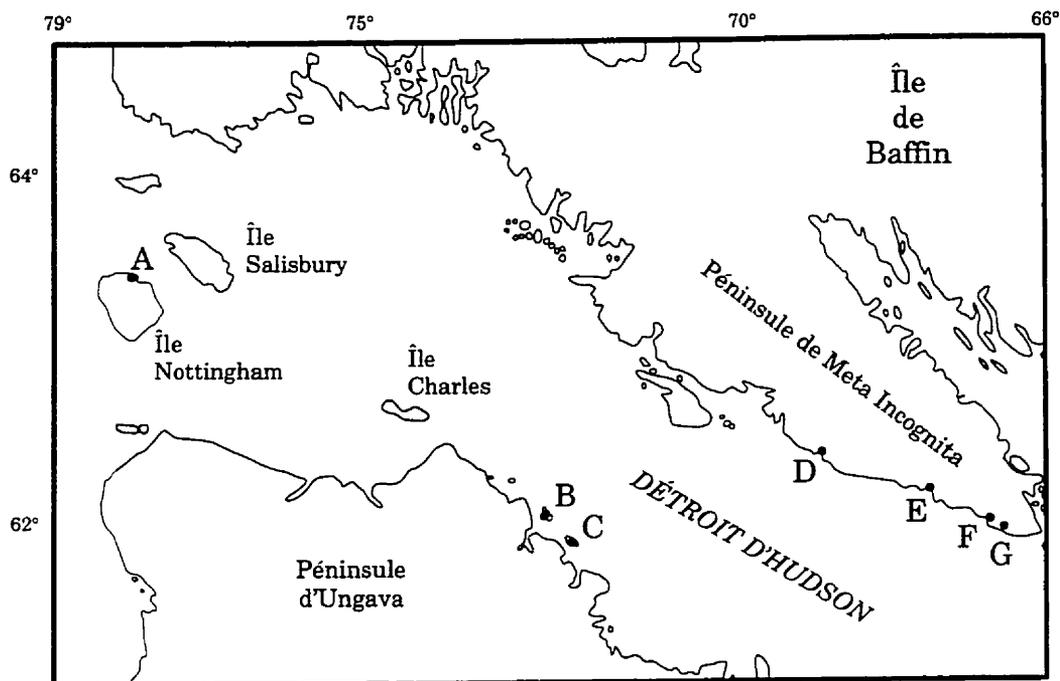
5.2.2 La ligne de partage glaciaire du Nouveau-Québec

Dans le nord de la péninsule d'Ungava, les formes d'érosion et d'accumulation glaciaires ainsi que les patrons de dispersion dominants indiquent une phase majeure d'écoulements dirigés vers la périphérie. Ces écoulements avaient leur origine dans une zone d'une largeur minimale d'environ une dizaine de kilomètres, s'étendant entre Ivujivik au nord-ouest et le lac Nantais au sud-est (Daigneault, 1992, 1995). Cette zone constitue le prolongement nordique de la LPGNQ (figure 67D). L'omniprésence des formes d'érosion reliées à cette configuration glaciaire ainsi que la degré élevé de maturité des tills en périphérie de la péninsule suggèrent qu'il s'agit possiblement d'un événement de longue durée. Selon Dyke et Prest, (1987) cette ligne de partage glaciaire a occupé sensiblement la même position sur la péninsule d'Ungava, de 18 000 à 8 400 a BP. Elle est synchrone avec l'existence d'un courant glaciaire dans le Détroit d'Hudson. Nous y reviendrons plus loin.

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

Dans le Détroit d'Hudson, sur les îles Charles, Maiden et Wales ainsi que par endroits sur la péninsule d'Ungava, entre le Cap de Nouvelle-France et Douglas Harbour, on a

observé des indices d'un mouvement glaciaire en provenance du Détroit d'Hudson ayant précédé la phase d'écoulement majeure vers le nord et le nord-est (figure 52). Sur la péninsule, entre la pointe Radisson et Douglas Harbour, cette avancée glaciaire a mis en place un till contenant des roches paléozoïques et des débris de coquilles. Ces dernières sont probablement d'âge équivalent à celles des îles Maiden et Wales datées à 25 et 37 ka BP respectivement (Gray et Lauriol, 1985; Bruneau et Gray, 1991). Plus à l'ouest sur l'île Nottingham, ainsi qu'au nord sur l'île de Baffin, d'autres coquilles marines, généralement incluses dans le till et localisées au-dessus de la limite marine, ont livré des âges ^{14}C du même ordre (figure 68; Blake, 1966; Laymon, 1991). Pour Thorleifson *et al.* (1993), ces coquilles suggèrent une déglaciation du Détroit d'Hudson durant le sous-étage isotopique 5a. Durant le Wisconsinien, ces coquilles ont été reprises par une avancée glaciaire, vraisemblablement par le courant glaciaire du Détroit d'Hudson (Gray et Lauriol, 1985; Daigneault, 1995). Sur l'île Charles, ainsi qu'au Cap de Nouvelle-France, une chronologie relative des formes d'érosion glaciaire indique d'abord un écoulement glaciaire généralement vers l'est, associé au courant glaciaire de l'Hudson, puis un écoulement vers le nord-nord-est à partir de la péninsule (Daigneault, 1991; Bruneau et Gray, 1991). On croit donc que le courant glaciaire du Détroit d'Hudson a atteint la péninsule entre le Cap de Nouvelle-France et Douglas Harbour, antérieurement à l'écoulement dominant vers le nord-est. La durée de ce dernier écoulement a été suffisante pour recycler en grande partie la nappe de till laissée par le courant glaciaire. En effet, la présence des fragments de roches carbonatées et de coquilles est sporadique. Ces fragments ont été principalement observés en position protégée par rapport au dernier mouvement glaciaire, à l'aval des buttes rocheuses. Les lignes d'écoulement glaciaire de ce secteur, initialement sous l'influence du courant glaciaire, ont donc été réorientées ultérieurement par la dynamique glaciaire originant de la LPGNQ. Ces observations nous suggèrent que le développement du courant glaciaire dans le Détroit d'Hudson a précédé celui de la LPGNQ. Nous croyons que la mise en place de la ligne de partage glaciaire résulte de la possibilité d'évacuer la glace via le courant glaciaire du Détroit d'Hudson. L'influence du courant glaciaire du Détroit



	âge ^{14}C	numéro	alt (m)	référence
A:	44 200 \pm 2 300	AA-3254	>L.M.	Laymon (1991)
B:	25 210 \pm 390	Beta-19016	230	Bruneau et Gray (1991)
C:	37 000 \pm 3 400	UQ-967	200	Gray et Lauriol (1985)
D:	30 200 \pm 1 500	GSC-414	72	Blake (1966)
E:	34 800 \pm 1 100	GSC-426	64	Blake (1966)
F:	>37 000	GX-8942	= 200	Miller et al. (1988)
G:	>25 900	GSC-468	8	Blake (1966)

Figure 68: Localisation des sites où des âges pré-Wisconsinien supérieur ont été obtenus.

d'Hudson sur les écoulements glaciaires de la péninsule d'Ungava a probablement subsisté durant tout le Wisconsinien (Parent *et al.* 1995).

5.2.2.1 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 disposés de façon régulière sur le Bouclier canadien. Ce concept a été appliqué principalement dans les régions affectées par la ligne de partage glaciaire du Keewatin ou par celle du Nouveau-Québec (Aylsworth et Shilts, Bouchard, 1989d). Ces zones se disposent de façon concentrique autour de ces lignes de partage glaciaire et résultent de la combinaison des variations spatiales de la dynamique glaciaire, des facteurs topographiques locaux, et de la géologie de la roche en place (Shilts *et al.* (1987). Alors que sous les lignes de partage glaciaire du Keewatin et du Nouveau-Québec on distingue quatre zones, seulement deux de celles-ci occupent le nord du Nunavik. On pense que ce phénomène s'explique, en partie du moins, par la taille plus réduite de la zone affectée par ligne de partage glaciaire dans notre région d'étude. En effet, on peut mettre en évidence que dans le nord du Nunavik, la LPGNQ fait sentir son influence jusqu'à environ 200 km alors que plus au sud et au Keewatin, les zones de formes sous-glaciaires se disposent jusqu'à environ 600 km des centres de dispersion. Aussi, compte tenu de la zonation limitée des formes sous-glaciaires, nous disposons de peu d'informations sur le régime thermique de la glace.

Dans le nord du Nunavik, la première zone se situe sous la LPGNQ. On y observe une zone de terrains morainiques sans forme particulière, des terrains morainiques bosselés, des champs de blocailles et généralement, une absence d'esker. D'une part, la préservation de vastes champs de blocaille, de trains de dispersion reliques et la dispersion réduite des roches de la ceinture du Cap Smith nous suggère que l'érosion glaciaire était faible dans cette zone. L'érosion réduite peut être attribuable à la présence d'une zone froide ou à l'absence d'écoulement de la glace. Compte tenu de la

dynamique glaciaire sous une ligne de partage, la seconde explication est davantage plausible. D'autre part, les terrains morainiques bosselés correspondent aux endroits où les derniers culots de glace ont disparu et ils indiquent une stagnation lors de la déglaciation. Ces interprétations sont identiques à celles proposées par Aylsworth et Shilts (1989) pour une zone comparable au Keewatin (faible vitesse d'écoulement puis stagnation d'une glace mince à la déglaciation). Comme au Keewatin, cette zone pourrait être vue comme une indication de la persistance et de la stabilité de la LPGNQ 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 LPGNQ. On y observe de nombreux terrains morainiques fuselés ainsi que des eskers. Ces formes sous-glaciaires suggèrent que, dans cette zone, la glace était au-dessus du point de fusion. Le contraste lithologique entre les roches de la ceinture du Cap Smith et les autres roches cristallines 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 l'établissement d'une telle épaisseur de pergélisol. D'abord pour Allard et Séguin (1987), il est possible que le pergélisol de la région de Purtunig soit très ancien. Dans le même sens, selon Lunardini (1993), une épaisseur comparable de pergélisol (541 m) à Prudhoe Bay (Alaska) a nécessité entre 79 et 500 ka à se former. Par contre pour J.C. Mareschal (communication personnelle à M.A. Bouchard) il est possible de former un pergélisol de 500 m en quelques milliers d'années.

5.3 La déglaciation

5.3.1 Introduction

Le schéma régional de la déglaciation est présenté à la figure 69 (A à G). Considérant la rareté des sédiments juxtaglaciaires frontaux pouvant 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: l'orientation des eskers, la localisation des chenaux d'eaux de fusion marginaux, l'âge et l'altitude des dépôts marins, ainsi que les distributions spatiale et altitudinale des vestiges associés aux épisodes glaciolacustres. En périphérie de la péninsule, la marge glaciaire s'est retirée au contact des eaux marines du Détroit de Tyrrell (nouveau nom) puis de la Mer de Tyrrell (figure 70). Dans la plupart des fjords, des accumulations deltaïques se sont édifiées, d'abord au contact avec la glace, puis par l'apport continu des eaux de fonte provenant de l'intérieur de la péninsule ou des eaux de vidange des lacs d'obturation glaciaire.

Le long du Détroit d'Hudson, quelques dépôts morainiques frontaux, principalement dans le secteur de Salluit (Matthews, 1967a) marquent de courtes pauses dans le retrait de la marge glaciaire. Entre le secteur du Cap de Nouvelle-France, au nord, et celui de la Baie Déception, au sud-ouest, deux complexes morainiques sont proposés (Gray *et al.*, 1985; Lauriol et Gray, 1987; Ricard, 1989). Ces accumulations, ainsi que la forme des courbes d'émersion de cette région, ont été interprétées par Gray *et al.* (1993) comme une indication d'une marge glaciaire stable sur l'extrémité nord-est de la péninsule d'Ungava. Le premier complexe morainique s'étend sur environ 30 km selon une direction sud-ouest-nord-est, à environ 15 km au sud du Cap de Nouvelle-France. Les travaux cartographiques de Bruneau et Gray (1991) montrent que les dépôts qui lui sont associés sont de petite dimension et essentiellement localisés à l'embouchure des vallées, près de la limite marine. Nous interprétons ces accumulations tabulaires comme des deltas juxtaglaciaires. Ils se localisent à des altitudes différentes, entre 122 et 152 m

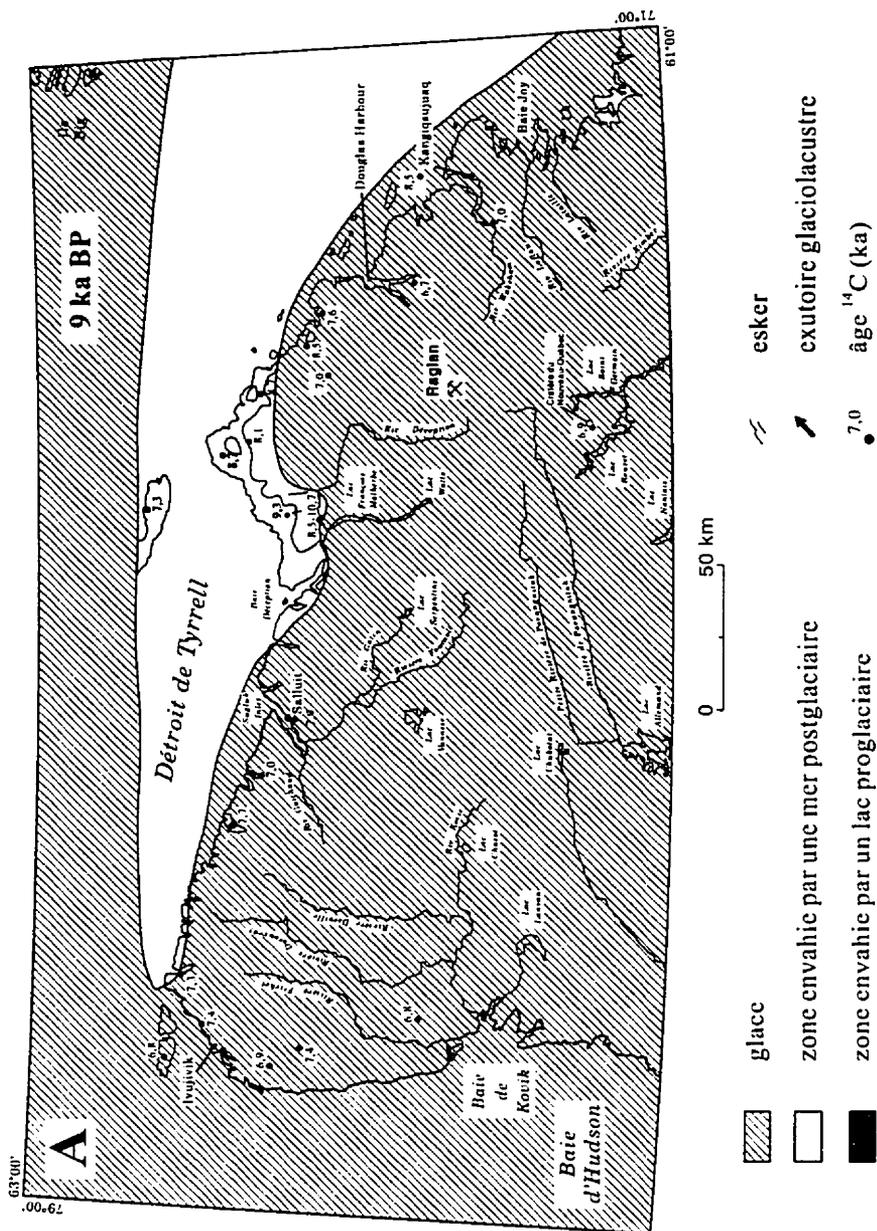


Figure 69A: Paléogéographie régionale de la déglaciation vers 9 ka BP.

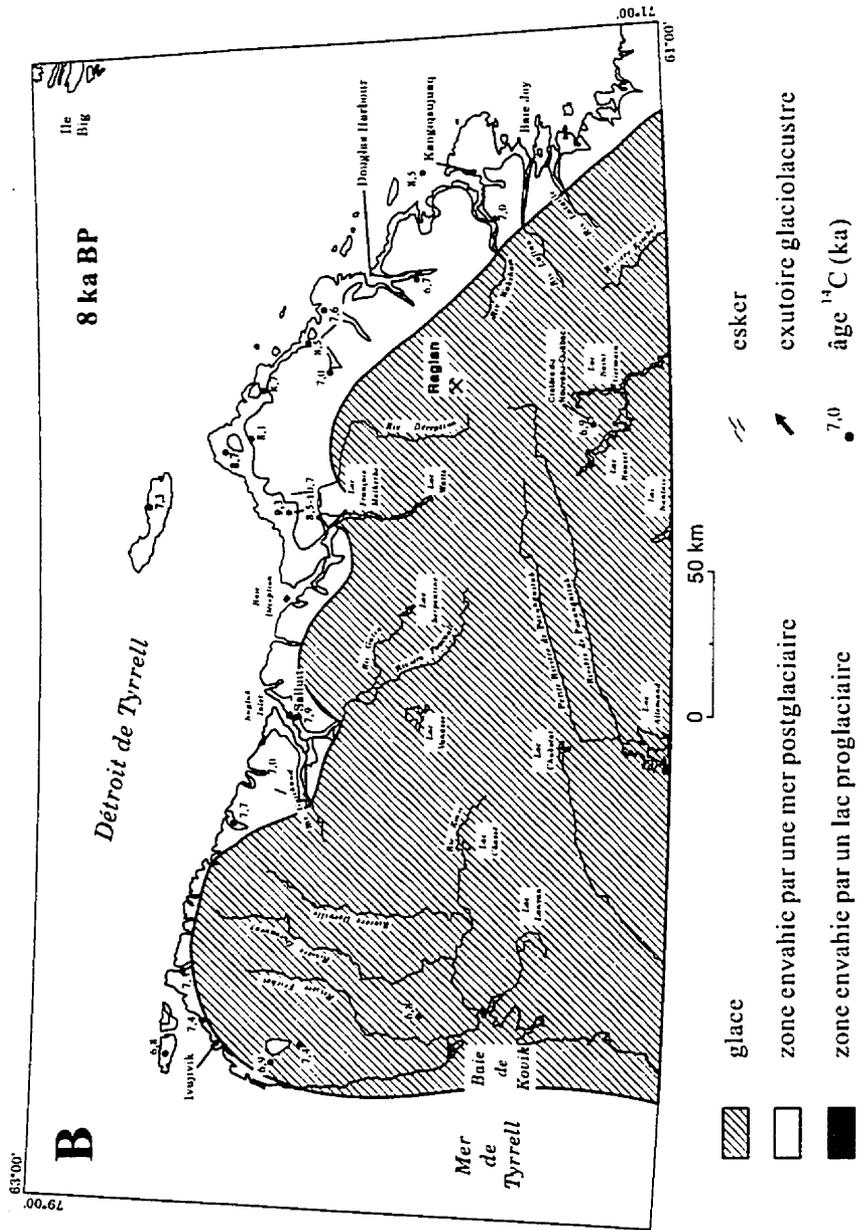


Figure 69B: Paléogéographie régionale de la déglaciation vers 8 ka BP.

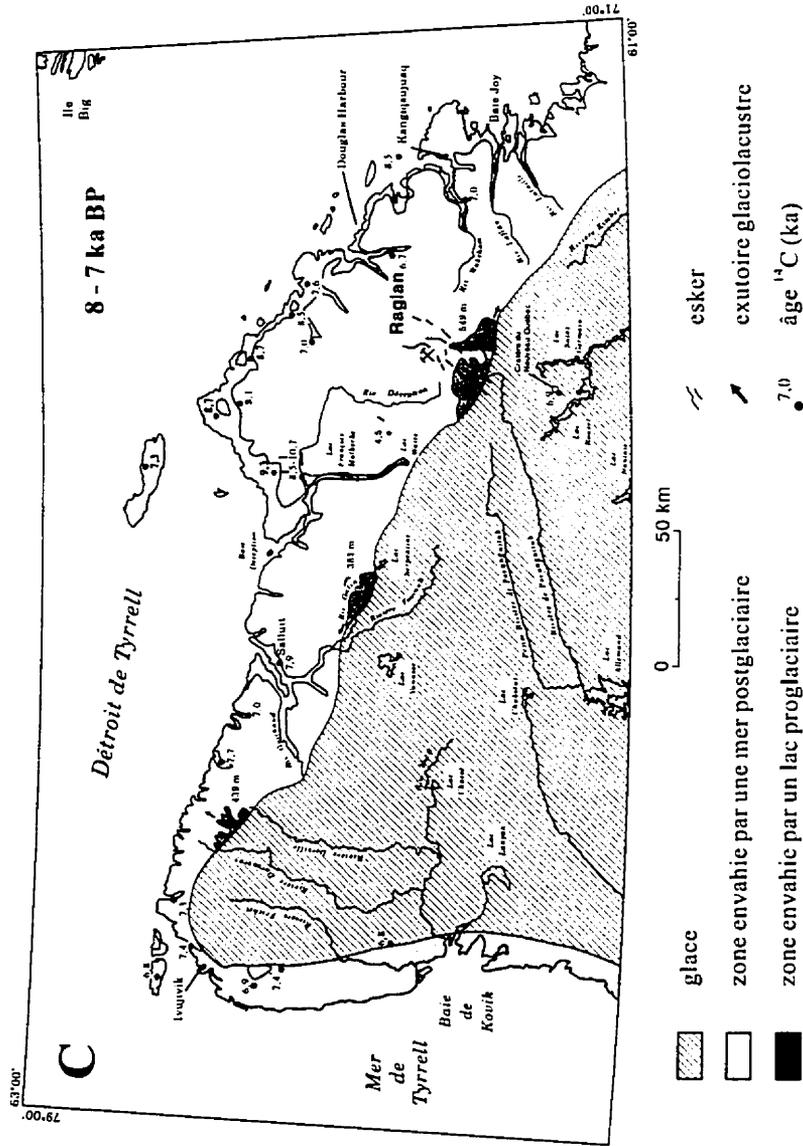


Figure 69C: Paléogéographie régionale de la déglaciation entre 8 et 7 ka BP (1/5).

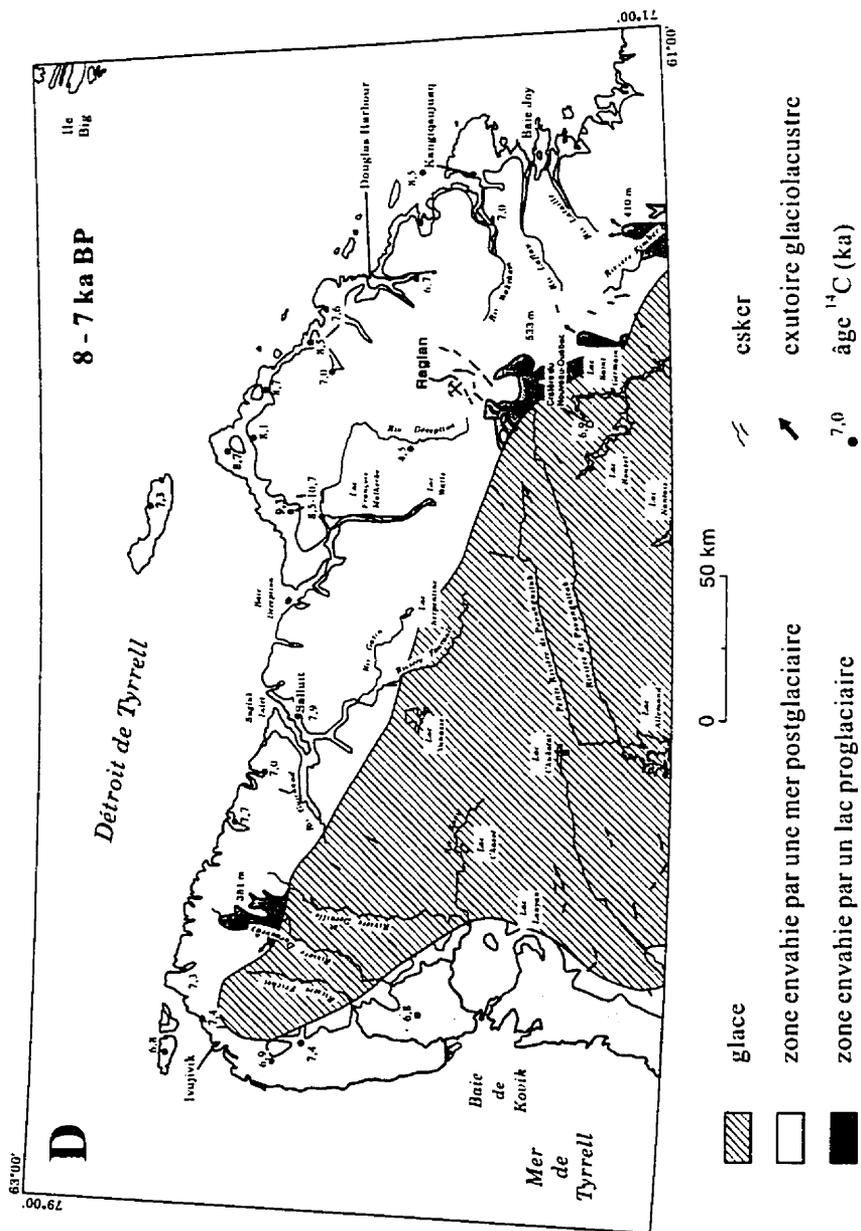


Figure 69D: Paléogéographie régionale de la déglaciation entre 8 et 7 ka BP (2/5).

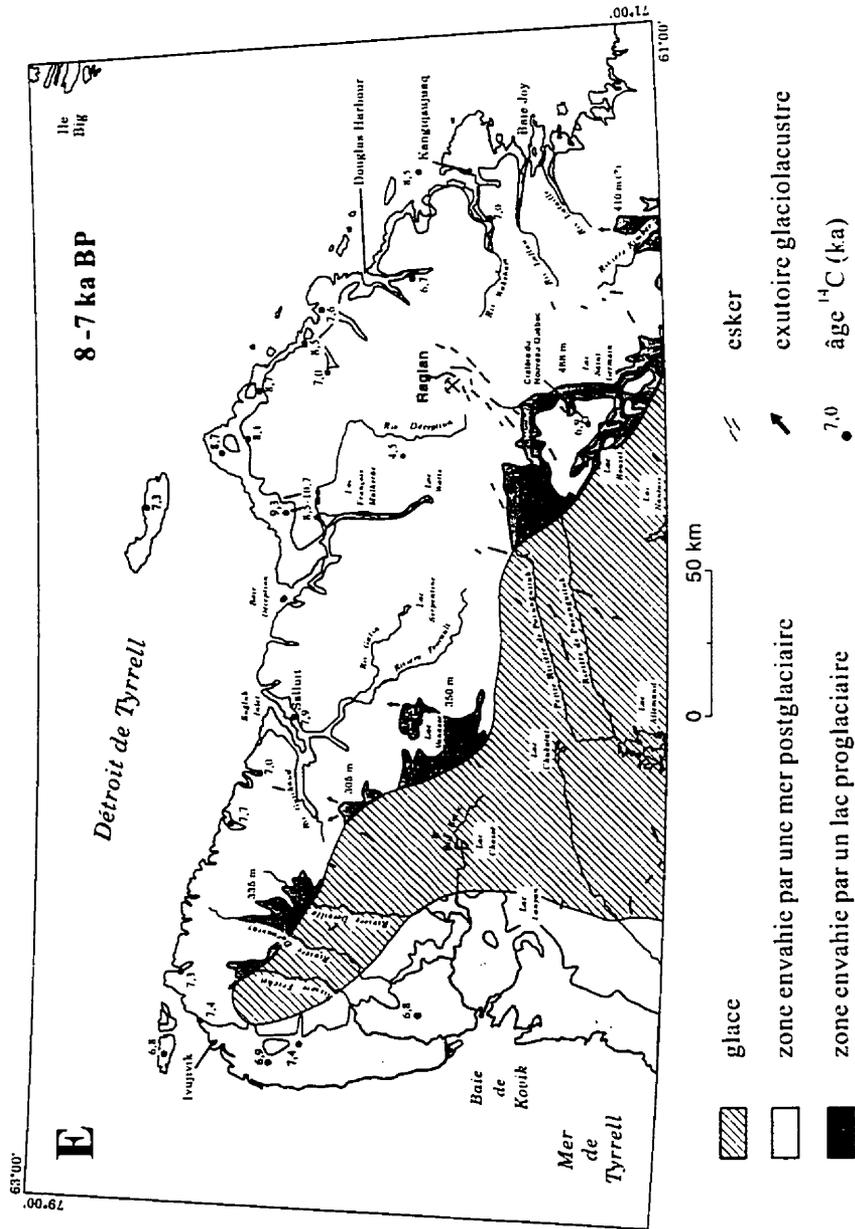


Figure 69E: Paléogéographie régionale de la déglaciation entre 8 et 7 ka BP (3/5).

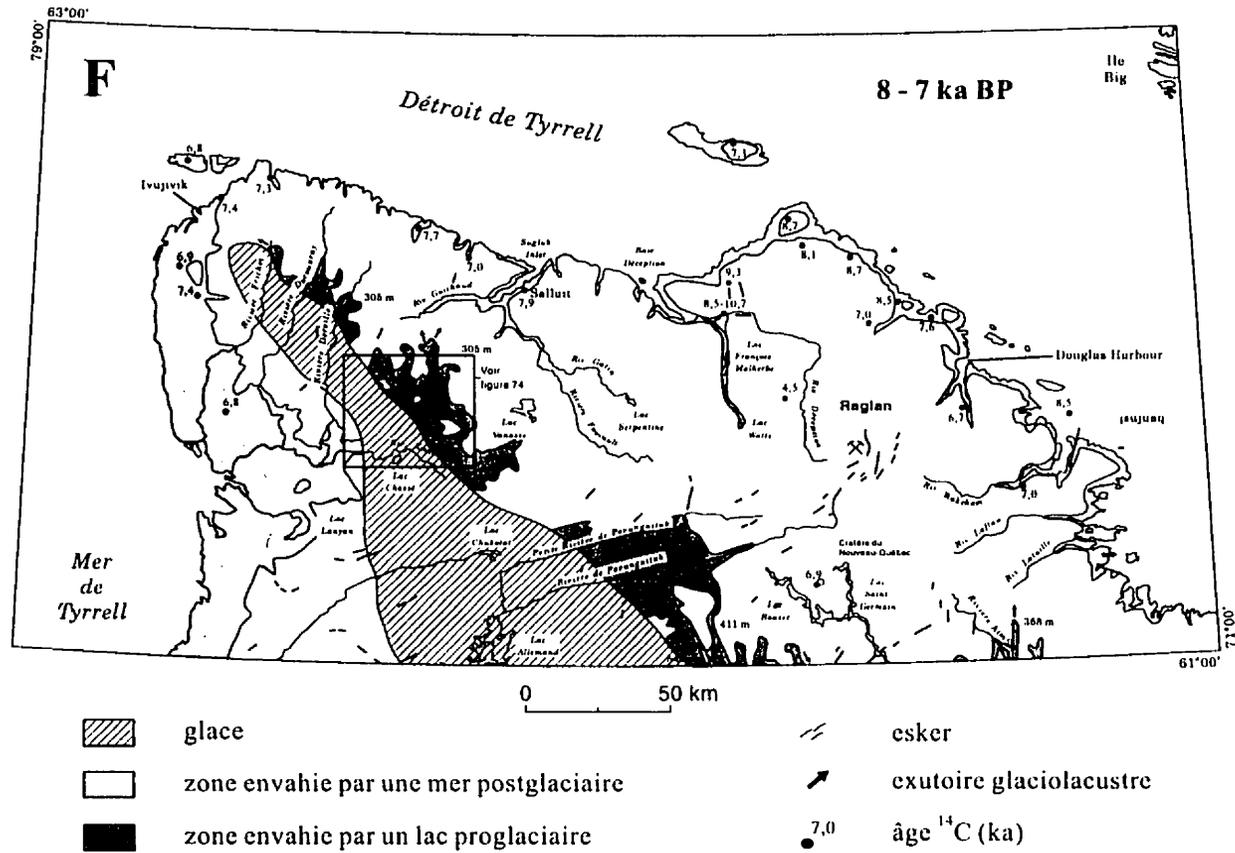


Figure 69F: Paléogéographie régionale de la déglaciation entre 8 et 7 ka BP (4/5).

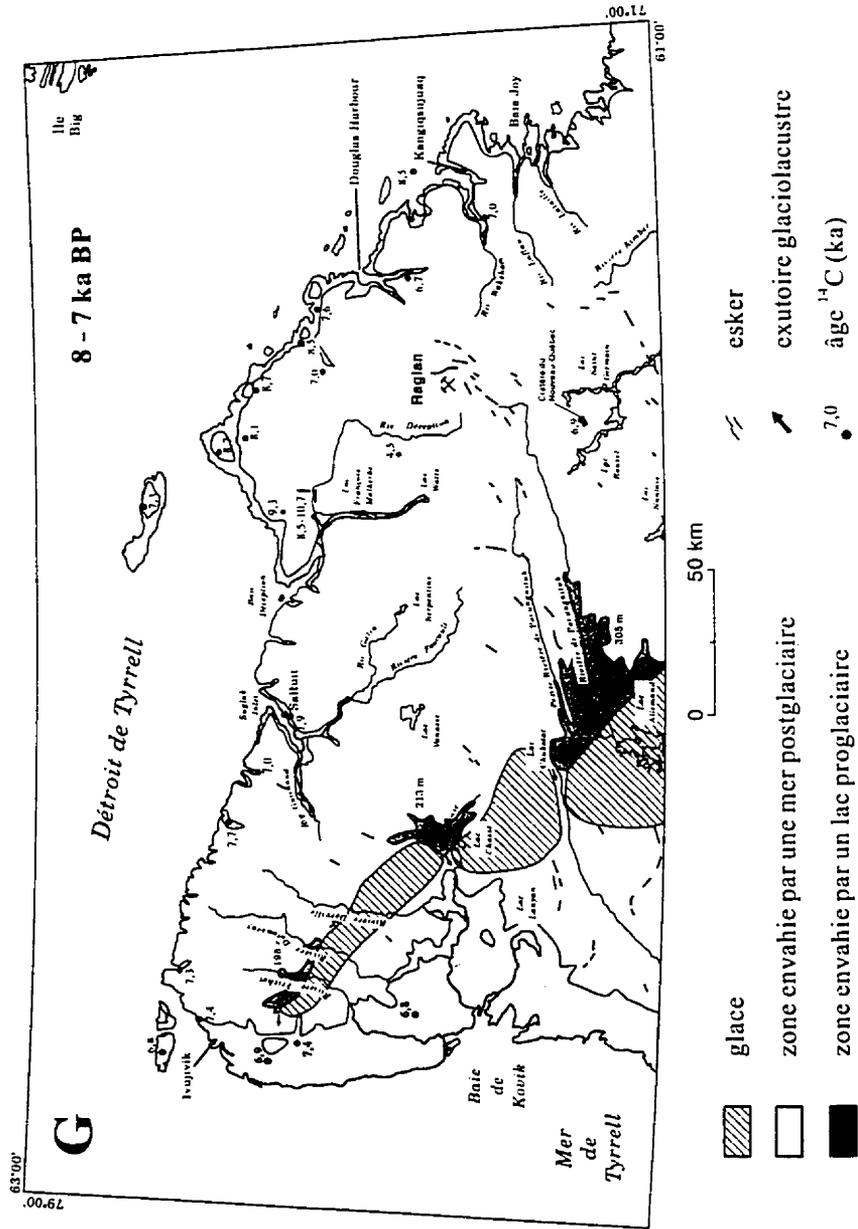


Figure 69G: Paléogéographie régionale de la déglaciation entre 8 et 7 ka BP (5/5).

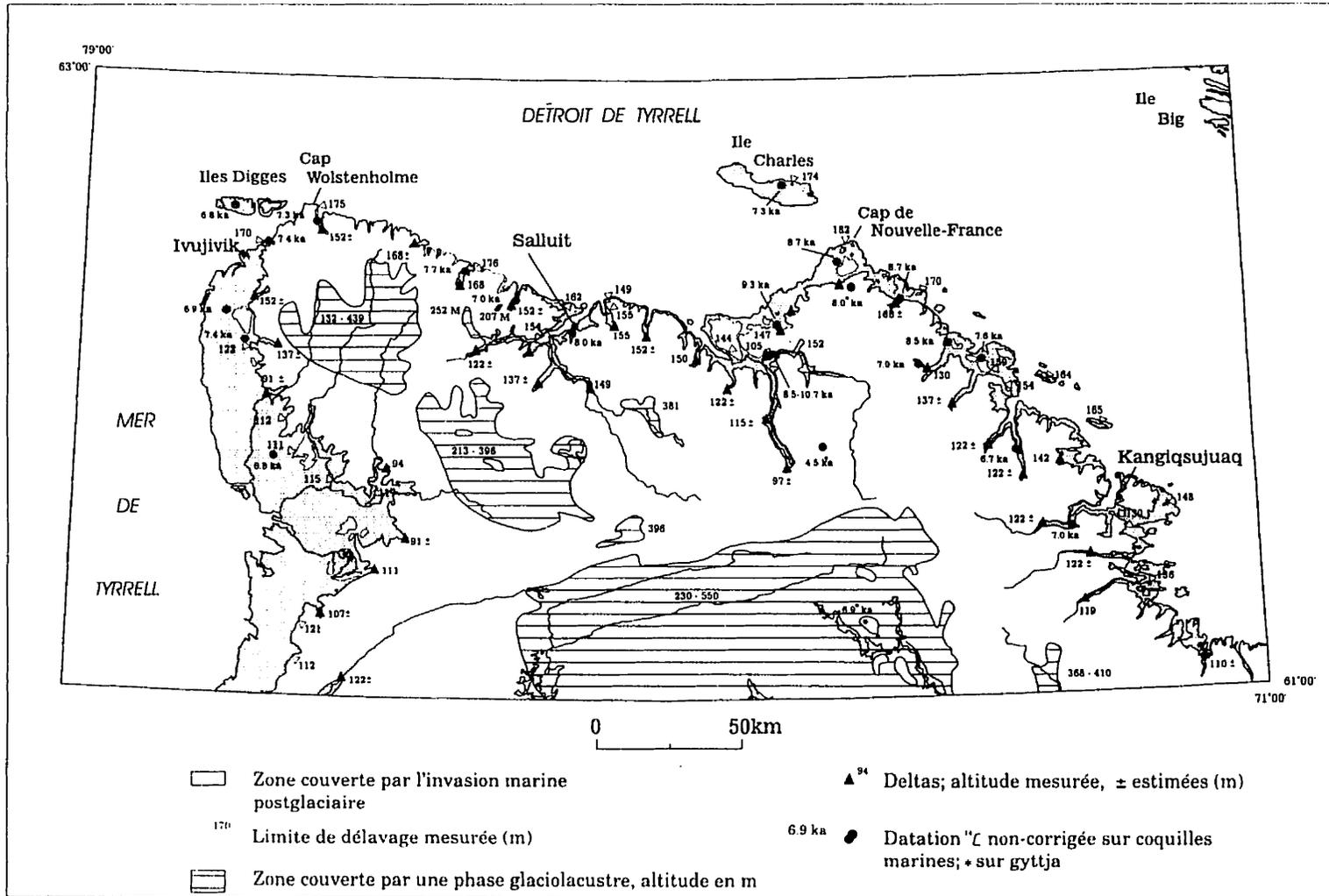


Figure 70: Altitude et extension maximale de l'invasion marine et des phases glaciolacustres. Noter que les eaux glaciolacustres n'ont atteint leur altitude maximale que dans la partie orientale des bassins.

environ, et indiquent probablement des temps de mise en place différents. La seconde moraine est de dimension 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 identique à celle de l'esker observé à environ 5 km à l'est. Nous croyons qu'il s'agit d'un segment de cet esker. L'hypothèse d'une marge glaciaire stable durant une longue période dans cette région, telle que suggérée par 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 (figure 69A et B). Dans la partie sud du lac Watts, un delta soulevé à une altitude de 97 m, indique que l'invasion marine a été retardée par la présence d'une langue glaciaire occupant tardivement cette dépression (Daigneault, 1993).

Dans la zone envahie par la Mer de Tyrrell, l'orientation des moraines de De Geer indique que la marge glaciaire se retirait parallèlement au trait de côte actuel. Cependant la marge présentait de petits rentrants à proximité des principales rivières actuelles. Si l'espacement de ces moraines est indicateur d'un rythme annuel de récession, la marge glaciaire reculait d'au moins 200 m par année et la déglaciation totale de la zone envahie par la Mer de Tyrrell s'est effectuée en moins de 260 ans. Ce taux de recul estimé est similaire à celui proposé par Vincent (217 m; 1977) dans le secteur de la Grande Rivière, plus au sud et suggère une même configuration du profil de l'inlandsis sur une vaste région.

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 pour former de longues traînées fluvioglaciaires comme celles des rivières Guichaud, Foucault et Laflau notamment (figure 70). 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. L'absence d'une couverture de dépôts fins et la petite taille des deltas associés à ces

phases glaciolacustres témoignent de leur courte durée (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 suggère, comme l'orientation des trains d'esker, que la marge glaciaire reculait vers une position finale située légèrement à l'ouest de celle occupée par la ligne de partage glaciaire (figure 69G). Ce schéma s'apparente à celui proposé par Prest (1969, 1975) pour cette région. Au dernier moment de la déglaciation régionale, le glacier s'est scindé en plusieurs entités. Des zones de moraines bosselées correspondent à ces masses de glace en décrépitude. Entre celles-ci se sont écoulées les eaux des derniers lacs d'obturation glaciaire. Ces événements se sont produits vers 7 ka BP. C'est, en effet, vers cette période que le dernier exutoire glaciolacustre du bassin de la rivière Kovik (207 m) s'est déglacé (figure 69G). Cet estimé est basé sur l'âge ^{14}C le plus ancien des faunes marines de la Mer de Tyrrell dans la région ($7\,360 \pm 110$ a BP, GSC-5310), à partir duquel on a calculé le moment de la déglaciation de l'exutoire par l'extrapolation et le dénombrement des moraines de De Geer. Nous suggérons que la déglaciation du nord de la péninsule d'Ungava était donc à toute fin complète vers 7 ka BP. Aussi la date de $6\,920 \pm 90$ a BP (To-1441) obtenue par Bouchard *et al.* (1989) au sud du cratère du Nouveau-Québec, malgré une possibilité de contamination par du matériel ancien, nous apparaît plausible. Rappelons que c'est dans ce secteur que l'on soupçonne la présence d'un till riche en pollen ancien (Bouchard *et al.*, 1989; Richard *et al.*, 1991). Cependant, d'après les estimés de Olsson (1974), la quantité de matériel ancien requis pour vieillir de 1000 ans une date de 7000 ans serait assez important, soit de l'ordre de 20 %.

5.3.2 L'épisode marin

5.3.2.1 Altitude maximale et étendue

On présente à la figure 70, la zone couverte par l'invasion marine dans le Déroit d'Hudson (Déroit de Tyrrell) et dans la Baie d'Hudson (Mer de Tyrrell). La limite marine est nette et relativement continue dans la zone envahie par la Mer de Tyrrell. Elle est marquée par un cordon de blocs d'une hauteur de 2 à 3 m résultant du délavage de la nappe de till (figure 30). Ailleurs, dans la zone couverte par le Déroit de Tyrrell, les zones de délavage du till sont discontinues et moins bien développées. Une nappe de till généralement plus mince, un relief plus prononcé et une position protégée par rapport aux vents dominants expliquent cette différence. On note quelques exceptions, notamment le long de la vallée de la rivière Foucault (figure 71).

Dans l'état actuel de nos connaissances, nous estimons que les variations de la limite marine sur l'ensemble du territoire sont principalement reliées au moment de leur formation. Ainsi, c'est dans les zones où l'on a mesuré les âges ^{14}C les plus vieux que les plus hautes limites marines sont observées et inversement. La limite marine est plus élevée dans la partie nord de la péninsule ainsi que dans le Déroit d'Hudson (149-182 m) et plus basse dans la partie est (Kangiqsujuaq; 119-148 m) et ouest (Mer de Tyrrell; 107- 152 m; figure 70). De même, dans chacun de ces secteurs, la limite marine est plus élevée le long du littoral actuel, que plus profondément à l'intérieur de la péninsule (Gray et Lauriol, 1985; Gray *et al.*, 1993; Daigneault, 1993).

Dans la zone occupée par le Déroit de Tyrrell, malgré des limites marines plus hautes que dans la zone envahie par la Mer de Tyrrell, le relief plus prononcé explique la faible superficie occupée par cette invasion marine. Cette dernière a couvert une frange côtière généralement inférieure à 5 km, sauf dans la région plus basse au sud-ouest du Cap de Nouvelle-France, où elle atteint environ 10 km. Cependant, les eaux du Déroit de Tyrrell ont pénétré profondément à l'intérieur de certaines vallées, notamment celles des

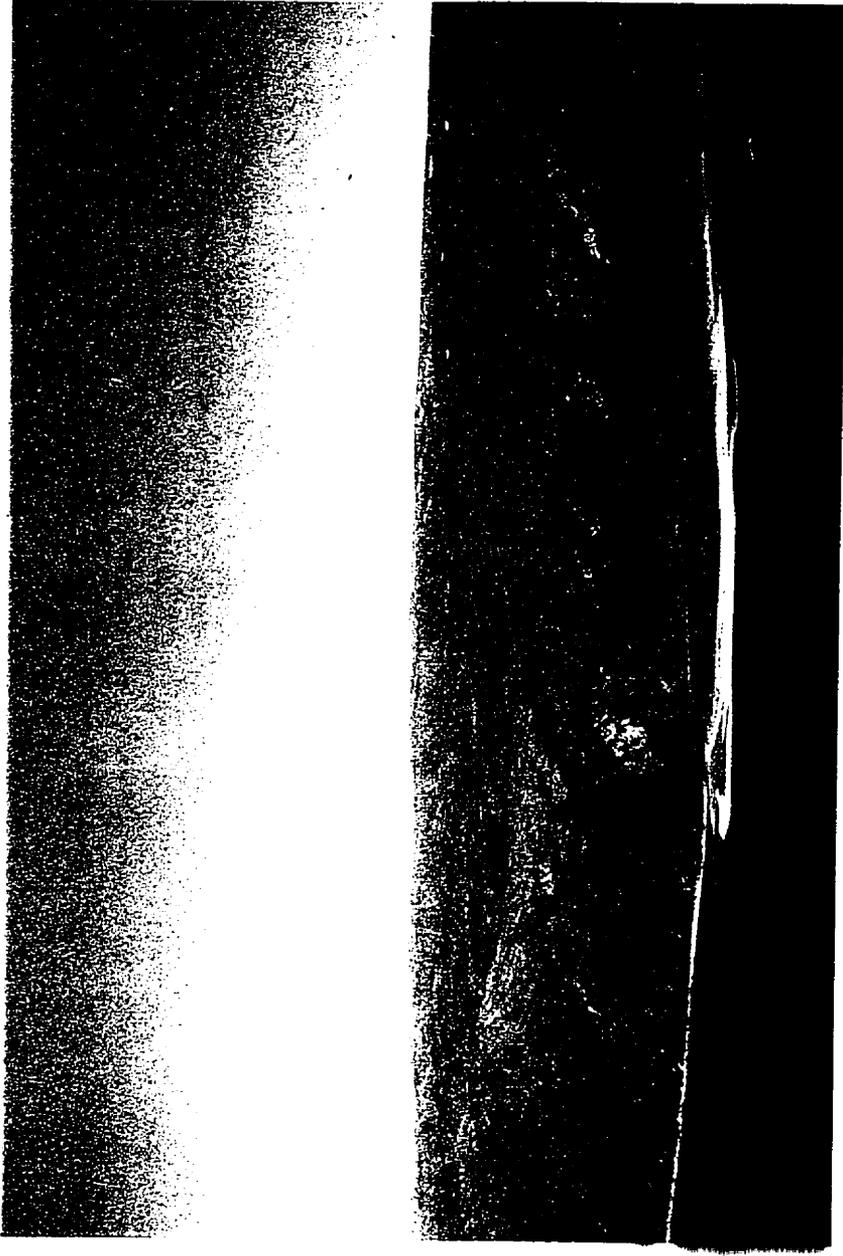


Figure 71 : Limite marine (LM) indiquée par la limite supérieure du délavage du roc, vallée de la rivière Foucault. Vue vers l'est.

rivières Guichaud, Foucault, Déception, Wakeham, Laflau, Lataille et des lacs François-Malherbe et Watts. Dans ces vallées, la canalisation des eaux de fonte ou la vidange des paléolacs ont permis la construction de deltas. Ces derniers se sont étagés lors du relèvement du continent.

La Mer de Tyrrell a occupé une frange côtière relativement continue variant généralement entre 15 et 50 km et couvrant une superficie totale d'environ 3000 km². La partie la plus large se situe à l'est de la Baie Kovik.

5.3.2.2 Âge et variations du niveau marin

Dans la zone couverte par le Déroit de Tyrrell, les datations ¹⁴C proviennent des 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). La localisation et la référence bibliographique des datations sont présentées à l'annexe D et sur les cartes 1861A, 1862A et 1863A. Mises à part quelques datations sporadiquement distribuées dans le secteur du Déroit de Tyrrell, la plupart des nouvelles datations présentées ici proviennent du territoire couvert par la Mer de Tyrrell.

Les âges ¹⁴C les plus anciens proviennent de la Baie Déception et principalement d'une coupe initialement décrite par Gray et Lauriol (1985) et présentée à la figure 21. Une série de datations sur un même niveau de *Portlandia sp.* en biocénose montre un étalement des âges entre 8,5 ka et 10,7 ka BP (Gray *et al.* 1993). Ces âges ont été obtenus par méthode conventionnelle ou par 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. Ces datations indiquent néanmoins une déglaciation antérieure à

8,5 ka BP. Une autre datation de $10\,450 \pm 250$ (I-488), sur des coquilles de *Hiatella arctica*. et des *Mya truncata* échantillonnées dans un site situé plus en aval, a été considérée trop vieille 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 s'est déglacé plus tardivement. On croit qu'une langue de glace localisée dans la dépression du lac François-Malherbe couvrait ce secteur et empêchait le drainage des eaux de la rivière Déception. Un lac d'obturation glaciaire s'est donc développé 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 ^{14}C obtenus par accélérateur de particules (Bruneau et Gray, 1991, Gray *et al.* 1993, cette étude) montrent que la déglaciation s'est effectuée avant 9,3 ka BP. Entre ces deux régions, sur le plateau non couvert par l'invasion marine, nous avons obtenu une date de 8,1 ka, sur une base de séquence lacustre indiquant une déglaciation vers la même période (figure 69A). En résumé, il apparaît évident que la déglaciation de la région s'est amorcée antérieurement à 9 ka et possiblement, aussi tôt que vers 10,7 ka BP.

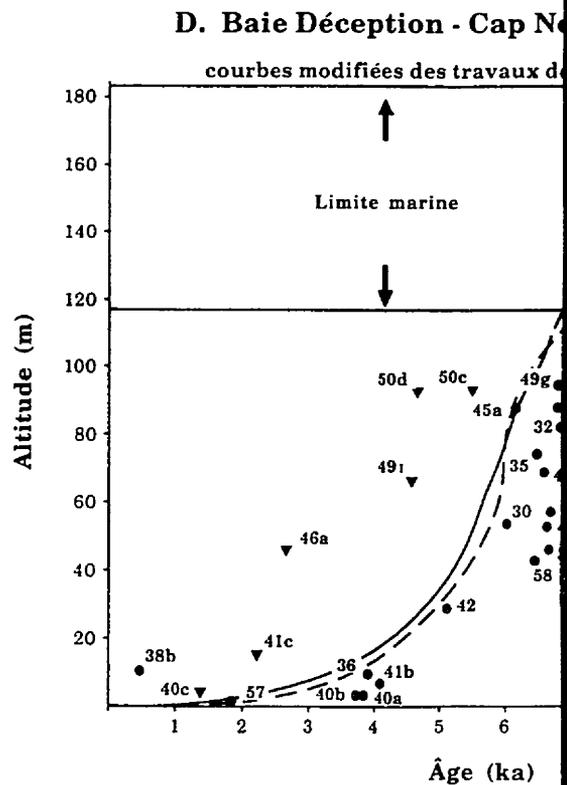
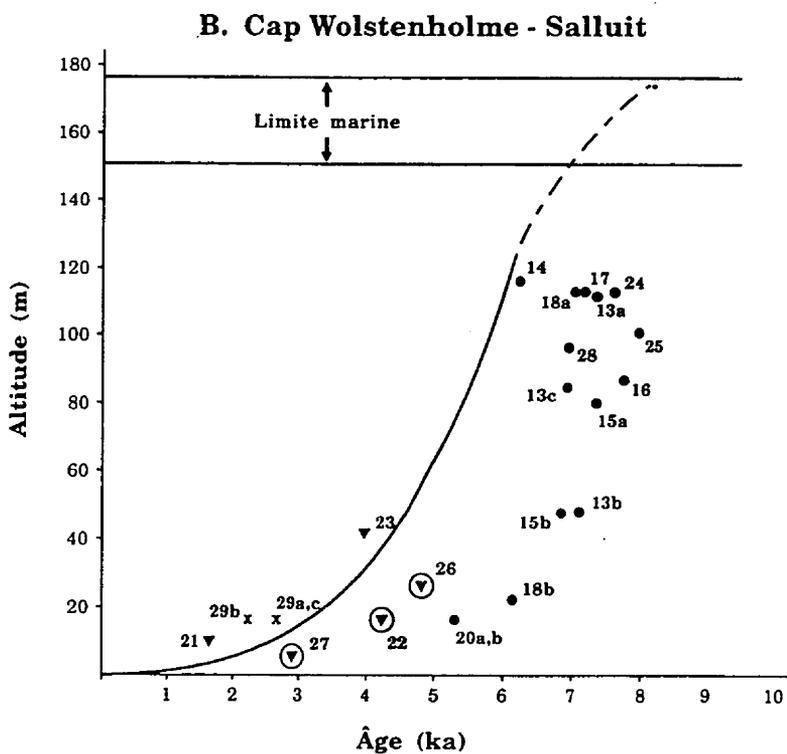
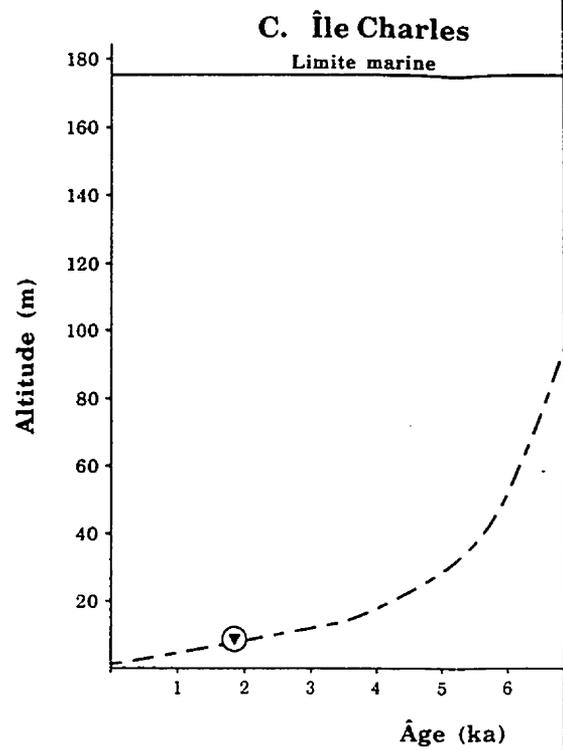
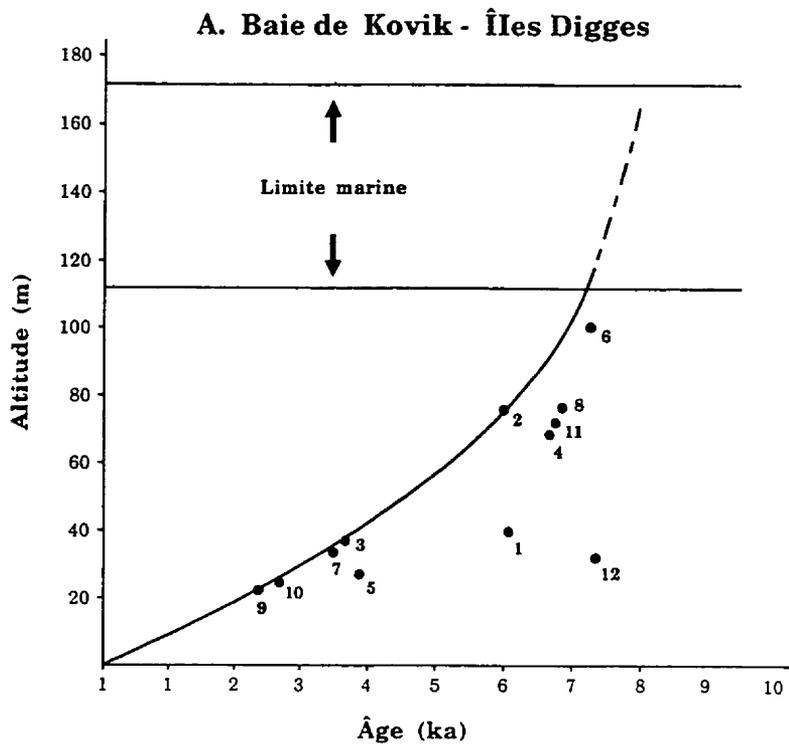
De part et d'autres de ces zones, les âges sont plus récents. À l'est, entre le lac Tasialujjuak et la Baie Wakeham, les âges les plus anciens sont de 7 ka BP. Gray *et al.* (1993) estiment que la déglaciation tardive de la tête des fjords correspondant au lac Tasialujjuaq, Douglas Harbour et à la Baie 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 10 à 12 ka BP.

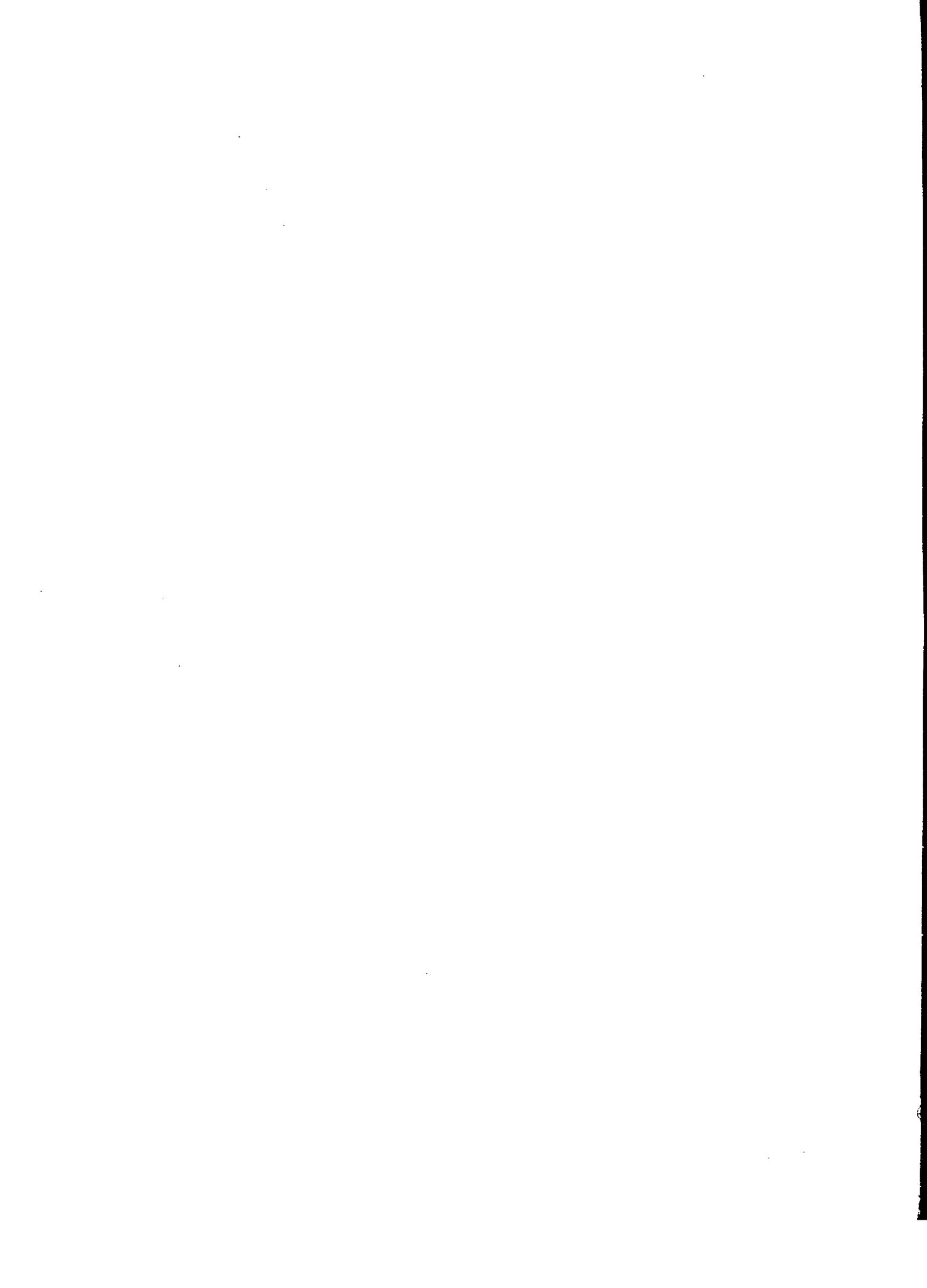
Entre le Cap Wolstenholme et Salluit, les dates ^{14}C obtenues sont plus jeunes que 8 ka BP et dans la zone couverte par la Mer de Tyrrell, elles sont plus récentes que 7,4 ka BP. Au nord de l'île Charles, l'âge le plus vieux obtenu sur les coquilles de l'unité glaciomarine d'origine distale présente est de 8,1 ka (Vilks *et al.*, 1989; MacLean *et al.*, 1992).

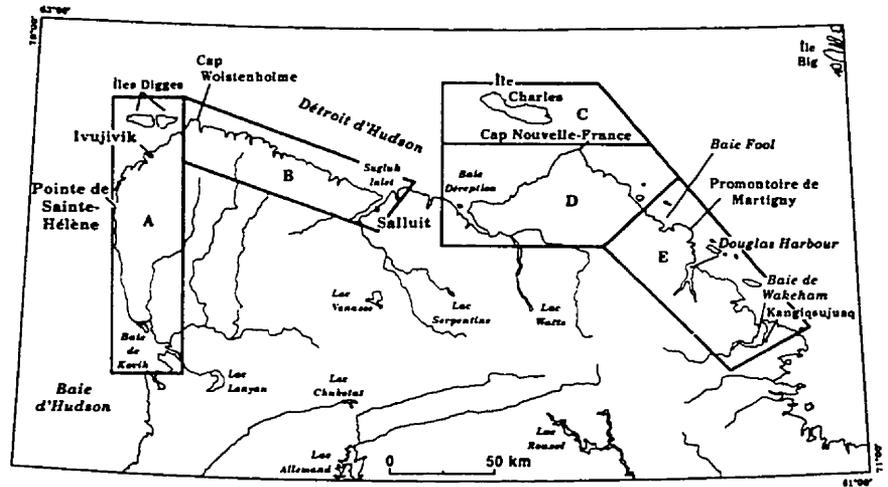
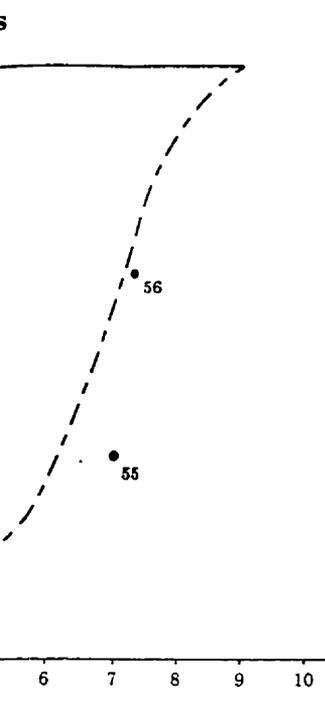
Plusieurs courbes d'émersion ont été proposées pour différentes portions du territoire (Matthews, 1967; Laymon, 1988; Ricard, 1989; Gray *et al.* 1993). Nous avons subdivisé ce dernier en cinq grandes régions: A- baie-de Kovik-île Digges; B- Cap Wolstenholme- Salluit; C- île Charles; D- rivière Déception-Cap de Nouvelle-France et E- Baie Fool-Baie Wakeham (figure 72). Nos travaux ont porté principalement sur l'établissement de la courbe d'émergence dans la région A où aucune donnée n'existait.

La zone A couvre le territoire envahi par la Mer de Tyrrell. La courbe d'émersion proposée est basée sur douze datations de coquilles marines. Cinq de celles-ci ont été effectuées sur des *Mytilus edulis* (GSC-5312, GSC-5322, GSC-5344, GSC-5399, GSC-5412) en thanatocénose dans des sédiments littoraux dont l'altitude est inférieure ou égale à 73 m. La préservation de ces fragiles coquilles caractéristiques de la zone intertidale (Hillaire-Marcel, 1980) a été interprétée comme une indication d'un faible transport. Ces coquilles nous permettent donc d'estimer l'âge du niveau marin du site d'échantillonnage. Les autres coquilles sont des *Hiatella arctica* (GSC-5310, GSC-5353, GSC-5409, GSC-5420, GX-12035) en thanatocénose dans les sables ou sur des ostioles silteuses et une biocénose de *Mya pseudoarenaria* (GSC-5423) dans des sédiments deltaïques basaux. Elles ne peuvent servir à définir avec exactitude le niveau marin contemporain à leur mise en place mais nous renseignent sur l'âge minimum de la déglaciation. Celui-ci serait antérieur 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'émergence du secteur A est similaire à celle présentée par Gray *et al.* (1993) pour la région du village de Povungnituk, lequel est situé à environ 200 km au sud, le long de la Baie d'Hudson. Elle témoigne d'une émersion à un taux relativement plus constant que dans la partie nord de la région, comme nous le verrons plus loin. Il serait 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.





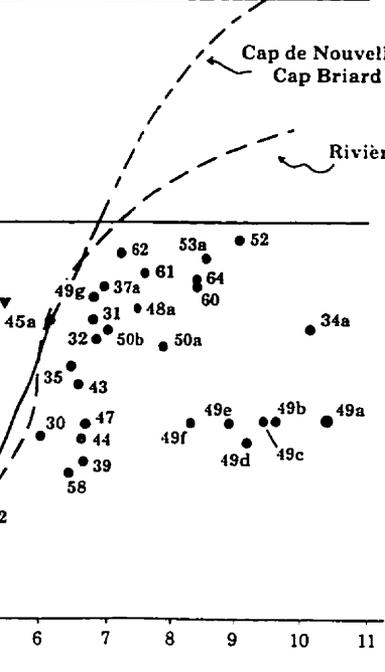


- Coquilles marines, algues
- ▼ Tourbe
- ⊙ Débris végétaux dans les sédiments
- x Os de mammifère marin
- Os de mammifère terrestre
- charbon de bois, bois

ka)

Cap Nouvelle-France

travaux de Gray et al. 1993



ka)

E. Baie Foul - Baie de Wakeham

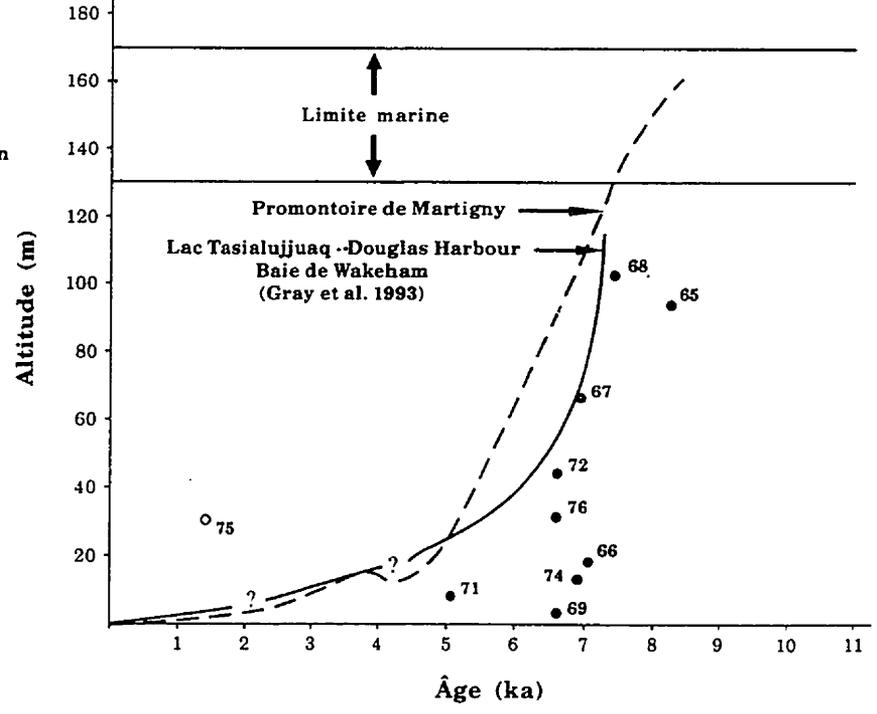
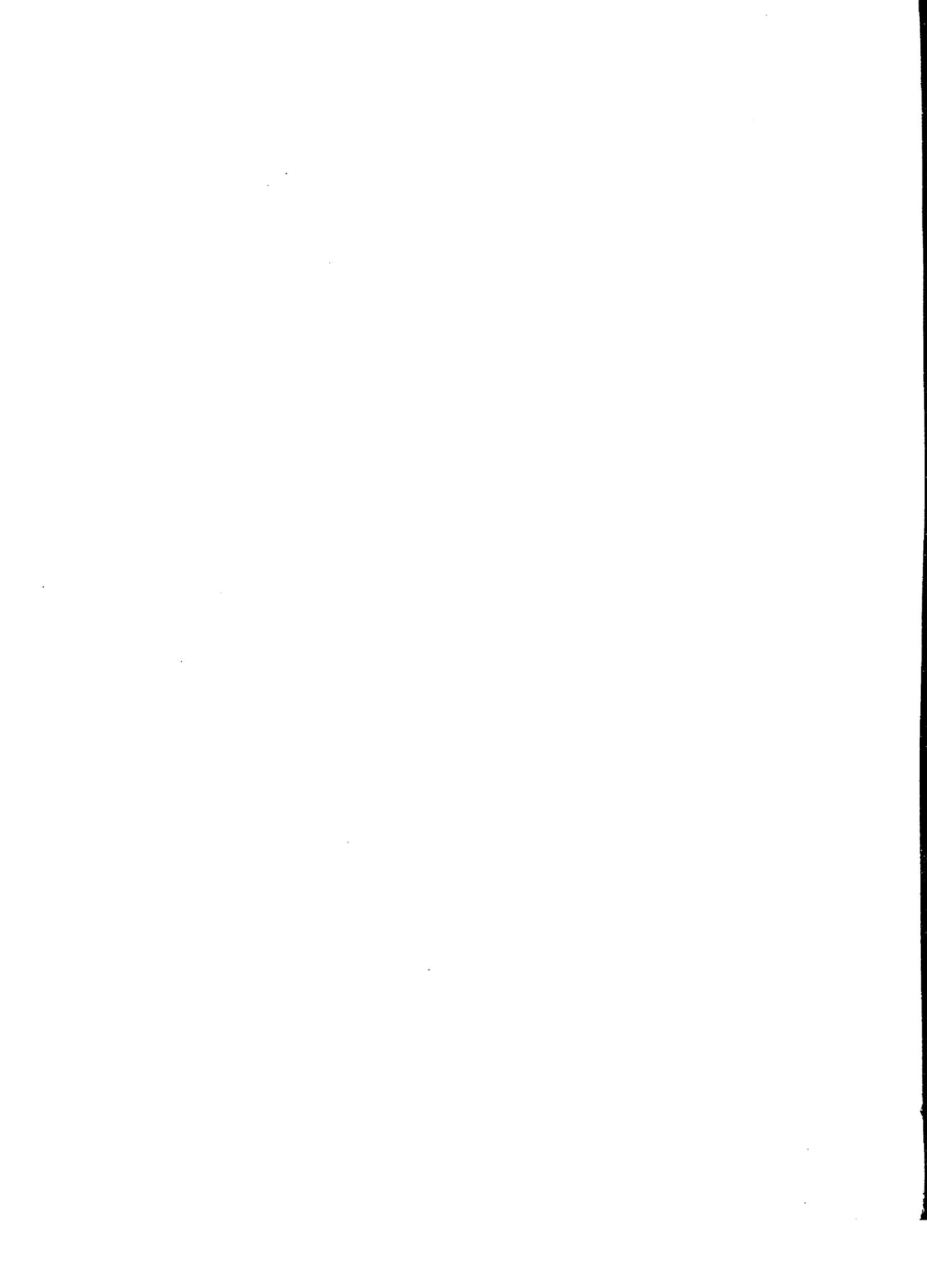


Figure 72: Courbes d'émersion regionale



Dans le secteur B, les limites de délavage du till sont généralement plus élevées (149-175 m) que dans la zone A (111-170 m). Malgré l'absence de datations dont l'âge est antérieur à 7,9 ka BP, on ne saurait exclure une invasion marine légèrement plus ancienne soit entre 8,5 et 9 ka BP. Pour appuyer 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 *P. arctica* (Hillaire-Marcel, 1980) observées plus à l'est. Deuxièmement, la date de 8,1 ka BP obtenue par MacLean *et al.* (1992) dans le tiers supérieur d'une séquence glaciomarine distale au nord de l'île Charles suggère une déglaciation plus précoce que ce qui est proposé par Gray *et al.* (1993). En effet, cette datation vient nuancer celle de 7.9 ka BP obtenue plus à l'est sur des sédiments glaciomarins proximaux, et utilisée par ces auteurs pour suggérer que la position de la marge glaciaire dans le Détroit d'Hudson à 8 ka se situait près du Cap de Nouvelle-France. Nous estimons que le front glaciaire, à cette période, pouvait se localiser beaucoup plus à l'ouest, et que les plus hautes limites marines pourraient dater au minimum de 8,5 ka BP (figure 69A). 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 qui s'apparente à celle établie par Gray *et al.* (1993) pour les régions du Cap Briard-Cap Nouvelle-France et du Promontoire de Martigny où la déglaciation a été précoce (figure 72). Nous en discuterons plus loin. On y observe d'abord une phase d'émersion lente de la déglaciation jusqu'à 6 ka BP à un taux d'environ 2,5 m par siècle. Par la suite, l'émersion s'accélère jusqu'à 4,0 ka BP atteignant 5 m par siècle. Enfin, on observe une décélération de l'émersion jusqu'à l'actuel (0,7 m par siècle).

Sur l'île Charles (C), les rares données ne permettent d'établir 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 établi plusieurs courbes d'émersion. Tel que mentionné précédemment, nous n'ajoutons que peu de nouvelles datations à ces secteurs; aussi le lecteur est prié de se référer à l'article de Gray *et al.* (1993) pour le détail des courbes d'émersion, lesquelles sont reproduites à la figure 72. Cependant, des modifications ont été apportées au tracé proposé par ces auteurs, pour la région de Cap de Nouvelle-France-Cap Briard et pour celle de la rivière Déception, afin de tenir compte des limites marines mesurées, soit respectivement 182 m et 144 m. Selon Gray *et al.* (1993) les courbes de la rivière Déception, du Cap de Nouvelle-France-Cap Briard (région D) et du Promontoire de Martigny (région E) se distinguent des autres courbes d'émersion établies ailleurs sur la péninsule d'Ungava par leur forme sigmoïde. Ces courbes présentent en particulier, une phase initiale d'émersion lente jusqu'à 7 ka, 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 l'Ungava"(Gray *et al.* 1993, p.1676). D'une part, il nous apparaît que le tracé de la courbe d'émersion 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 marquée par une moraine frontale bien définie. De plus, les observations sur les paléolacs et leur évolution ainsi que la date de 6,9 ka près du cratère du Nouveau-Québec, nous indiquent que la déglaciation de la péninsule était pratiquement complétée vers 7 ka. Nous estimons plutôt que le nord de la péninsule d'Ungava entre le Cap Wolstenholmes et le Cap de Nouvelle-France, à tout le moins, s'est relevé sous des conditions similaires, c'est à dire précocement, et que c'est l'important poids de la glace à cette époque qui ralentissait l'émersion des terres.

5.3.3 Les épisodes glaciolacustres

5.3.3.1 Étendue et âge

Environ 30 % du territoire a été occupé par des lacs d'obturation glaciaire. Ceux-ci se sont développés, probablement indépendamment, dans trois principaux secteurs: la partie amont du bassin versant de la rivière Povungnituk incluant la région des lacs Saint- Germain, Laflamme, Rouxel et Nantais; la partie amont du bassin versant de la rivière Kovic et enfin la partie amont des bassins versants des rivières Frichet, Durouvray et Derville (figure 70). On présente à la figure 69 (C à G), quelques positions de la marge glaciaire à l'intérieur de la péninsule et les étendues des lacs d'obturation glaciaire correspondants. La formation de ces rivages lacustres s'échelonne entre environ 8,5 ka et 7 ka BP soit entre l'âge minimum de la déglaciation du secteur nord et est de la péninsule et celui du secteur ouest, dans la région à l'ouest du lac Chassé et du lac Chukotat, où disparurent les dernières masses de glace obstruant le drainage naturel des rivières vers la Baie d'Hudson. Lauriol et Gray (1987) ont proposé un intervalle de temps similaire pour le lac glaciaire Nantais, lequel constitue, selon nous, une phase à l'intérieur de la série de lacs proglaciaires qui ont occupé le territoire. Les niveaux glaciolacustres correspondant aux positions glaciaires présentées à la figure 69 (C à G) sont généralement bien marqués dans le paysage et constituent des niveaux intermédiaires dans une succession de rivages plus éphémères. La délimitation de ces phases glaciolacustres est rendue particulièrement difficile en raison de l'oblitération totale ou partielle des phénomènes littoraux par les coulées de gélifluxion (figure 73).

La présence de phénomènes littoraux à la même altitude, sur de grandes distances, nous indique un faible taux de gauchissement. Gray *et al.* (1993) suggèrent d'ailleurs une absence de gauchissement pour les rivages du paléolac Nantais. Nous avons tenté de vérifier cette observation dans la partie amont du bassin versant de la rivière Kovic (figure 74). Dans ce secteur, une masse de glace a retenu, durant un certain temps, un paléolac se drainant vers le nord par la rivière Guichaud. L'altitude maximale atteinte



Figure 73: Coulée de gélifluxion affectant une plage glaciolacustre, 10 km au nord du lac Amarurttuq. Vue vers le sud-sud-ouest.

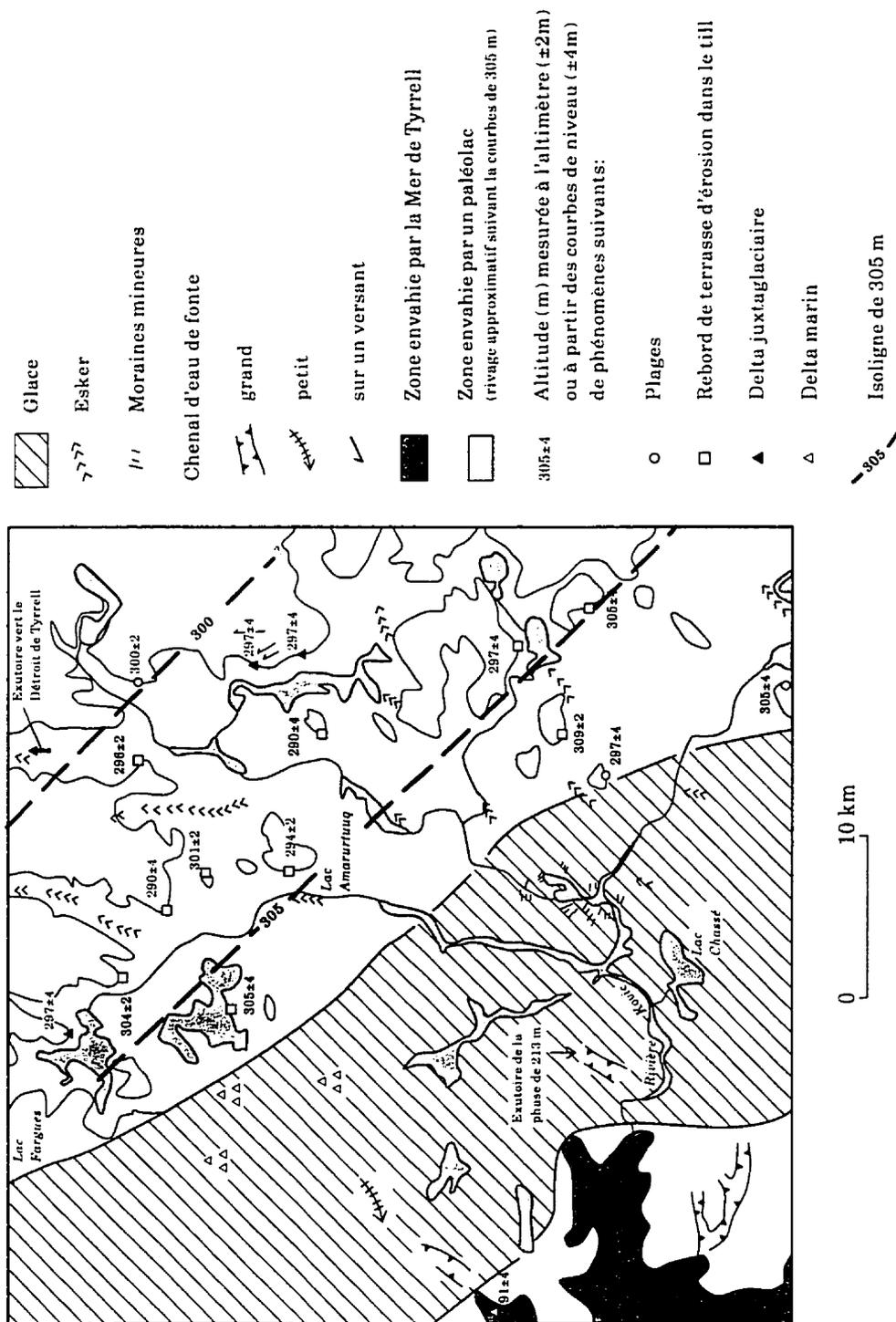


Figure 74: Gauchissement des paléorivages dans le bassin versant de la rivière Kovic.

par les eaux glaciolacustres est généralement marquée par des encoches d'érosion dans la nappe de till et, plus bas, par des deltas ou des plages soulevées. Nous avons déterminé l'altitude de ces phénomènes à l'aide d'un altimètre ou par interpolation à partir des courbes de niveaux dont l'intervalle est de 15 m. Considérant la faible précision des mesures obtenues par cette dernière approche, nous les présentons essentiellement afin de vérifier la tendance suggérée par les autres mesures. Les données, bien que peu nombreuses, indiquent un gauchissement inférieur à 1 m/ km (0,3 m/km) en direction généralement du nord-est. Ce taux est comparable à celui obtenu par Lauriol et Gray (1983) pour le paléolac Minto (0,12m/km) ou encore par Allard et Séguin (1985) pour le lac glaciaire à l'eau Claire (entre 0,25 et 0,3 m/km). Cependant, dans les deux cas, il s'agit d'un gauchissement en direction de l'ouest alors que celui que nous décrivons est vers le nord-est. Bien que plus de mesures soient nécessaires pour confirmer ces observations, il est intéressant de noter que la direction de ce gauchissement est dans la direction générale de celle des paléorivages marins mesurés par Matthews (nord-est-nord, 1967b) entre le Cap Wolstenholme et la Baie Déception, et formés à la même période, soit entre 8 et 6 ka BP. Cet auteur attribuait cet enfoncement à une calotte glaciaire située au sud des monts de Povungnituk. Pour conclure, on considère que le gauchissement des paléorivages dans le secteur étudié est faible. Ainsi, on croit que la délimitation des paléorivages présentée à la figure 69, à partir des courbes de niveaux topographiques, constitue une approximation raisonnable.

5.3.3.2 Le bassin versant de la rivière Povungnituk

Le long du bassin versant de la rivière Povungnituk et de la petite rivière Povungnituk, on observe des évidences de plusieurs hauts niveaux glaciolacustres sur environ 150 km. Au nord-est, dans la partie amont, près du camp minier de Raglan, des plages atteignent une altitude d'environ 549 m (figure 69c et carte 1863A; Prest 1975; Daigneault, 1993) tandis qu'à l'ouest, près du lac Allemand (1862A), elles ne sont que d'environ 230 m. L'altitude maximale atteinte par les eaux glaciolacustres, près de Raglan pourrait être

plus élevée: la présence d'une accumulation tabulaire en marge d'un esker au sud est du lac Raglan, probablement un delta d'esker, pourrait indiquer un niveau légèrement supérieur soit vers 564 m. Des plages peu développées et des sommets plats d'esker témoignent de l'existence de la phase à 549 m. Ce niveau glaciolacustre a occupé une superficie restreinte dans la partie amont de la rivière Povungnituk au sud de Raglan. La vidange de ce lac s'effectuait vers l'est, vers la Baie Joy, d'abord par des chenaux juxtaglaciaires canalisant l'eau vers le lac Itirviluajuk puis via 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 niveaux, mais l'écoulement des eaux a continué à s'effectuer vers l'est.

La phase glaciolacustre de 533 m est mieux marquée dans le paysage que celle de 549m et a occupé une superficie plus grande (figure 69D). Ce paléolac se drainait également vers l'est, par de larges chenaux à travers les hautes terres, jusqu'à la rivière Laflau. Nous croyons que le niveau le plus élevé, à près de 410 m, le long de la rivière Kimber pourrait lui être synchrone. Ce paléolac était retenu au sud par la glace bloquant la rivière Vachon et s'écoulait vers le nord, via la rivière Lataille (Lauriol et Gray, 1987).

La bordure du cratère du Nouveau Québec constitue un relief important compris entre environ 530 et 657 m nous permettant de mesurer l'étendue des phases lacustres les plus élevées. 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 est marquée par de nombreuses plages de graviers de part et d'autre de la partie sud du lac Saint-Germain (carte 1863A). A cette époque, la glace bloquait le drainage vers le sud par 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 plan d'eau jusqu'à l'altitude d'environ 410 m (figure 69F) est contrôlé par une série de chenaux juxtaglaciaires, développés d'abord sur le versant

nord 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 cet exutoire, un important épandage (delta?) s'est formé par la vidange du lac (carte 1862A). De nombreux rivages sont présents de part et d'autre de la rivière Povungnituk et particulièrement dans le secteur situé à environ 10 km au sud-est du lac Beuparlant (carte 1862). La phase glaciaire du paléolac Nantais (365-410 m) décrite par Lauriol et Gray (1987) débute vers cette période; son exutoire se trouvait plus à l'est, par la rivière Lataille. Dans les environs du lac Nantais, les plages sont rares et les vestiges glaciolacustres correspondent à des zones de till délavé.

À l'intérieur des Monts de Povungnituk, on observe au moins trois autres niveaux: 380 m, 305 m et le dernier à environ 230 m. L'absence de lignes de rivages et d'exutoires associés à la phase la plus élevée dans la région du lac Chukotat indique un drainage vers le sud-est, via le lac Nantais et la rivière Vachon. Le retrait glaciaire du flanc nord de la vallée de la rivière Chukotat a initié la phase de 305 m (figure 69G). Des chenaux juxtaglaciaires creusés dans le roc, à environ 10 km à l'ouest du lac Chukotat canalisent alors les eaux vers l'ouest (figure 75). 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 produisant un important épandage dans cette vallée (figure 75). Les derniers vestiges glaciolacustres dans cette région se localisent autour du lac Allemand à une altitude d'environ 230 m. Le drainage s'effectuait vers le sud par la rivière Povungnituk.

5.3.3.3 Le bassin versant de la rivière Kovic

Dans le bassin versant de la rivière Kovic des niveaux glaciolacustres s'échelonnent entre 396 et 213 m. Les phases les mieux développées et vraisemblablement les plus longues se situent à une altitude d'environ 350 et 305 m (figures 69 E et F). Le niveau le plus élevé a été observé dans la région du lac Perrault (1862A). Lors de cette phase



Figure 75: Chenaux juxtaglaciaires sur le flanc nord de la vallée de la rivière Chukotat. Ces chenaux constituaient des exutoires pour le paléolac de 305 m, s'étendant plus à l'est dans le bassin versant de la rivière Povungnituk. Vue vers l'ouest.

glaciolacustre de faible étendue, la vidange s'effectuait vers le nord, jusqu'à la rivière Foucault. On ne sait s'il existait un lien entre ce dernier et un autre plan d'eau à peu près à la même altitude, plus à l'est, dans la partie amont de la rivière Foucault.

De nombreuses plages se sont développées à 350 m d'altitude sur les bordures nord et est du bassin de la rivière Kovic. Aussi, à 10 km à l'ouest du lac Vanasse, des deltas se sont mis en place aux débouchés des eskers (figure 76). Le drainage de ce lac s'effectuait vers la rivière Foucault par une série de chenaux creusés dans le roc (figures 69E et 77). La déglaciation du secteur situé à 12 km au nord ouest du lac Amarurtuuq a permis l'abaissement du niveau de ce lac.

Le plan d'eau de 305 m était plus étendu que celui à 350 m: il occupait environ 1200 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 canalisait les eaux vers la rivière Guichaud où un important delta marin s'est formé. Plusieurs plages et limites de délavage du till comprises entre 290 et 320 m sont présentes entre le lac Fargues et Amarurtuuq et témoignent de phases intermédiaires entre les épisodes présentés aux figures 69 E et 69 F. Le retrait de la marge nord-est de cette masse de glace, est marqué par une série de moraines mineures (figure 34 et carte 1861 A). Le dernier niveau glaciolacustre de ce bassin se situe à une altitude d'environ 213 m, dans la région du lac Chassé (69G). Son existence suppose que la glace obstruait encore le drainage naturel vers l'ouest, par la rivière Kovic. La vidange de ce lac s'effectuait probablement entre des masses de glace résiduelles.

5.3.3.4 Les bassins versants des rivières Frichet, Durouvray et Derville

Matthews (1967a) a été le premier à reconnaître des évidences 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 (rivière Toundra) lui ont permis d'identifier

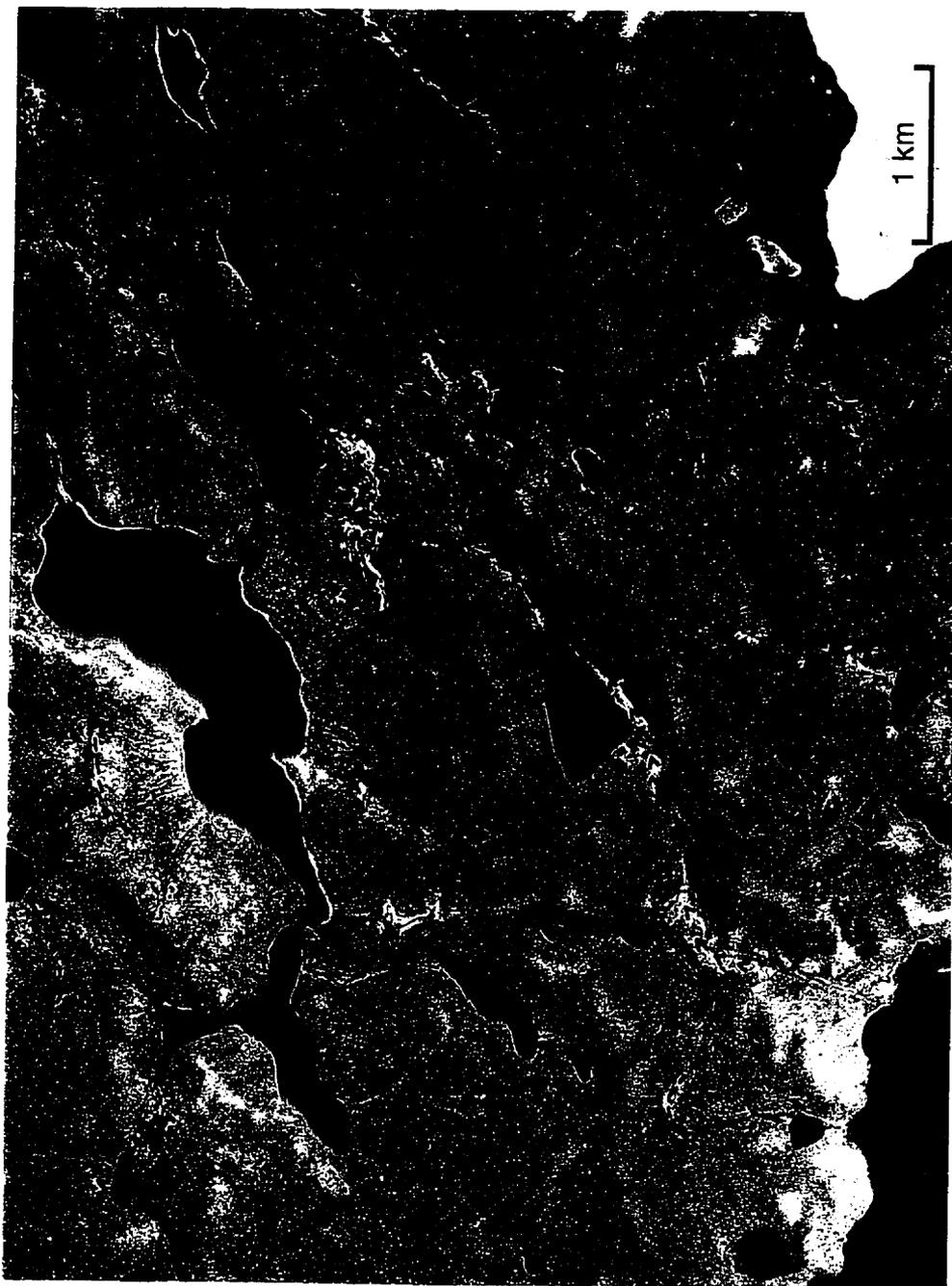


Figure 76: Delta juxtaglaciaire (D) au débouché d'un esker, à l'ouest du lac Vanasse. Noter la présence de littoraux glaciolacustres (L), plus au nord. (Photothèque nationale de l'air, A-16246-64)



Figure 77: Exutoire glaciolacustre à l'ouest de la vallée Narsajuaq. De part et d'autre de celui-ci on observe une zone couverte par des buttes de kames et des remplissages de crevasses (2c). Vue vers le sud.

des plages et des deltas associés à plusieurs niveaux glaciolacustres, dont le plus élevé était à 240 m. Il suggéra que la plupart des vallées à l'ouest de la rivière Derville (rivière du Silence) furent occupées par des lacs d'obturation glaciaire dont le drainage s'effectuait vers l'ouest par des chenaux développés sur les interfluves. 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 ont été observés à des altitudes variant entre 439 m à la tête du bassin versant de la rivière Durouvray et 132 m le long de la rivière Frichet. La présence des deltas et des chenaux juxtaglaciaires généralement sur les flancs est ou sud de ces vallées indique que le retrait de la marge glaciaire s'effectuait généralement vers le sud-ouest.

La phase la plus élevée, mesurée à 439 m sur un delta juxtaglaciaire, est délimitée par la courbe de 442 m sur la figure 69 C. Elle a occupé une superficie restreinte et se drainait vers le Détroit d'Hudson, par un col à travers l'actuelle ligne de partage des eaux. Elle est marquée par plusieurs lignes de rivage, comme par exemple à environ 20 km au sud-sud-ouest du Cap Qarliik Nuvua (carte 1861A). Le recul vers le sud-ouest de la marge glaciaire s'est accompagné d'une baisse graduelle du niveau de ce lac, à mesure que de nouveaux exutoires étaient libérés sur les interfluves. À une altitude d'environ 380 m, un paléolac occupait principalement la vallée de la rivière Durouvray (figure 69D). Il ne semble pas avoir atteint les vallées des rivières Frichet et Derville, où les limites de délavage mesurées sont de 367 et 356 m respectivement. Son drainage, comme celui des phases subséquentes à 335 m et 305 m, s'effectuait vers l'ouest.

La phase de 335 m a été la plus étendue et elle est bien marquée dans les trois vallées (figure 69E). Son exutoire se situait à environ 4 km au sud-sud-ouest du lac Ivitaarqiap (carte 1861A). Au débouché de cet exutoire, un épandage s'est formé. Le paléolac de 305 m d'altitude est marqué essentiellement par des plages et son exutoire se situait à 2 km au sud de celui de 335 m. Sous 305 m, la taille des deltas juxtaglaciaires augmente et l'on croit qu'ils témoignent de positions plus stables du front glaciaire.

La phase de 198 m est représentée par des plages et des deltas juxtaglaciaires dans les trois vallées. Elle représente cependant le dernier niveau glaciolacustre dans la vallée de la rivière Derville. Un exutoire localisé à 12 km au nord-nord-ouest du lac Siurartuuq drainait les eaux de cette phase glaciolacustre vers l'ouest, jusque dans une baie de la Mer de Tyrrell (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 de cette région (figure 78). Trois niveaux de deltas y ont été mesurés, soient à 150, 141 et 132 m. À cette époque, la glace devait occuper une bande de moins de 10 km, entre la zone envahie par la Mer de Tyrrell et ces bassins glaciolacustres. Le morcellement de cette glace résiduelle a éventuellement permis le drainage naturel des eaux le long des rivières Frichet et Durouvray.

5.3.3.5 Autres bassins glaciolacustres

Dans la région à l'ouest de 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 d'épisodes glaciolacustres d'étendue plus importante, tels que ceux suggérés par Laymon (1988) entre Erik Cove et Sugluk Inlet ou encore par Miller *et al.* (1988) et Stravers *et al.* (1992) dans le Déroit d'Hudson.

Le premier lac a été identifié par Matthews (1967a) à une altitude de 207 m dans une vallée drainée par la rivière dite des Erratiques (carte 1861A). L'absence de rivages dans le secteur au sud nous suggère qu'il s'agit d'un lac d'étendue restreinte. Le deuxième se localise dans la vallée immédiatement à l'ouest, à une altitude de 232 m. Un delta juxtaglaciaire allongé sur le flanc ouest indique la présence de glace à l'intérieur de cette vallée (carte 1861A). Quelques dépôts morainiques frontaux marquent également le



Figure 78: Delta glaciolacustre (D) à une altitude de 150 m. dans la vallée de la rivière Frichet. Noter la présence de chenaux juxtaposés à l'arrière. Vue vers le nord.

retrait vers le sud de cette masse de glace. L'exutoire de ce paléolac se situait au nord et drainait les eaux vers la vallée de la Baie Oblongue. Cette dernière était alors ennoyée par les eaux du Détroit de Tyrrell et non par un lac, tel que suggéré par 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 de sables et de silts stratifiés contenant des débris de coquilles marines. Ainsi, le vaste delta occupant la partie sud de ce bassin indiquerait 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'eaux de fusion, à l'intérieur desquels des épandages de blocs se sont mis en place.

Enfin, tel que mentionné précédemment, on croit que la partie amont de la rivière Déception a été occupée par un lac proglaciaire. On y observe en deux endroits des deltas juxtaglaciaires à une altitude de 152 m environ (carte 1862A). Le premier se situe à environ 10 km en aval 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 la rivière Déception, est intensément disséqué par les rivières. Cette morphologie suggère un abaissement du niveau de base depuis sa formation. Son altitude (environ 152 m) correspond à celle de deux autres deltas plus au nord. La vidange de ce lac s'effectuait vers le nord, par la vallée à l'est du lac Paumart.

5.4 La phase post-glaciaire

Depuis la déglaciation, le paysage de cette région évolue principalement sous l'influence des processus périglaciaires. Dans le substrat rocheux, la gélifraction 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 gélival. 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 littoraux glaciolacustres ou marins. Sur les substrats sablo-graveleux (deltas et eskers entre autres) des réseaux de polygones se sont développés. L'analyse des caractéristiques des polygones à coins de glace développés dans la vallée de la rivière Foucault a révélé une succession de périodes climatiques plus douces et plus rigoureuses depuis 5,2 ka BP (Kasper, 1995).

6.0 Conclusion

Dans le nord du Nunavik, on observe quelques vestiges d'évènements d'âge quaternaire mais antérieurs à la dernière glaciation dont l'impact météoritique à l'origine du cratère du Nouveau-Québec qui s'est produit il y a 1,4 Ma. Aussi, la séquence sédimentaire présente dans le lac du Cratère pourrait possiblement témoigner des évènements d'une grande partie du Quaternaire. Ensuite, l'ampleur ou l'altitude de certains cirques nous suggèrent que leur développement initial daterait de plus de 0,9 Ma. Enfin, les pollens contenus dans le till de la région du cratère du Nouveau-Québec témoignent d'une période interglaciaire où le climat était plus doux qu'actuellement (Richard *et al.*, 1991, Fréchette *et al.*, 1996).

En se basant sur la stratigraphie du Quaternaire de la Baie d'Hudson, on estime que le nord du Nunavik est demeuré englacé de l'Interglaciaire sangamonien *sensus stricto* (sous-étage isotopique 5e) jusqu'à l'Holocène. Durant cette dernière glaciation, trois phases d'écoulement glaciaire se sont succédées. Au début de l'englaciation, la calotte glaciaire Ungava s'est développée. Elle a généré des écoulements radiaux à partir d'une zone située au nord des monts de Povungnituk. La dispersion vers le sud des roches de la ceinture du Cap Smith, jusqu'à 65 km du contact proximal du socle archéen, lui est associée. Cette calotte s'est amalgamée par la suite, avec un centre de dispersion situé plus au sud, probablement celui de Payne. Lors de cette phase d'écoulement, les glaces s'écoulaient vers la périphérie de la péninsule. La dispersion vers le nord ou le nord-ouest, entre le lac Allemand et possiblement jusqu'à Ivujivik est reliée à cette phase d'écoulement. Enfin, une ligne de partage glaciaire s'est développée entre Ivujivik au nord-ouest et le lac Nantais au sud-est. Elle constitue le prolongement nordique de la ligne de partage glaciaire du Nouveau-Québec (LPGNQ). L'orientation de la quasi totalité de toutes les microformes et mésoformes d'érosion glaciaire ainsi que des formes fuselées dans le till sont associées à cette phase d'écoulement. Sur la péninsule, les écoulements étaient dirigés généralement vers l'ouest, à l'ouest de la ligne de partage glaciaire, et vers le nord-est, à l'est.

On estime que la LPGNQ s'est formée suite au développement du courant glaciaire dans le Déroit d'Hudson. En effet, ce dernier a occupé une frange côtière d'environ 10 km entre le Cap de Nouvelle-France et Douglas Harbour, antérieurement à la phase d'écoulement associée à LPGNQ.

L'analyse de la composition lithologique du till suggère que les écoulements glaciaires reliés à LPGNQ sont responsables des principaux vecteurs de transport des roches de la ceinture du Cap Smith. Ainsi, de part et d'autre de la LPGNQ, ces roches ont été dispersées 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. Ce transport est beaucoup plus important en périphérie, qu'au centre de la péninsule. En périphérie, les granules de la ceinture du Cap Smith constituent plus de 50 % de l'assemblage lithologique du till, à plus de 36 km du contact proximal de ces roches alors qu'au centre, plus près de la LPGNQ, ce pourcentage est atteint en 1 km.

Le transport glaciaire est également plus long pour les fractions plus fines du till. Ainsi, en périphérie de la péninsule, les valeurs maximales de la plupart des éléments chimiques associés aux roches de la ceinture du Cap Smith (Co, Cu, Fe, Ni, Zn) ont été observées à 28 km du contact distal de ces roches, soit à une distance supérieure à celles des blocs (-4 km) et des granules (8 km). On en conclut que le till a atteint un degré élevé de maturité lors de la phase d'écoulement reliée à LPGNQ. Cette dernière représente donc possiblement un événement de longue durée.

La déglaciation du territoire s'est amorcée entre 9 et 10,7 ka BP, sur la côte sud du Déroit d'Hudson. Suivant la marge en retrait, les eaux du Déroit de Tyrrell ont alors envahi le territoire déglacé. L'altitude maximale atteinte par cette mer post-glaciaire est de 182 m. La déglaciation se poursuivant rapidement le long du Déroit d'Hudson, les eaux marines ont par la suite atteint la Baie d'Hudson initiant l'épisode de la Mer de Tyrrell. La limite marine est de 152 m au nord et varie entre 91 et 121 m plus au sud,

dans la région de la Baie Kovik. On estime que les variations régionales de la limite marine s'expliquent principalement par le moment de leur formation et dépendent du relèvement isostatique déjà complété.

Cette invasion marine du territoire a permis la mise en place 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 une sédimentation de type deltaïque.

Le retrait glaciaire de la zone côtière, vers la zone où les dernières masses de glace ont disparu, s'est effectué sans période de stagnation importante. À l'intérieur des terres, l'orientation des eskers, la localisation des chenaux d'eaux de fusion marginaux, ainsi que les vestiges associés aux épisodes glaciolacustres nous indiquent que la marge glaciaire s'est retirée vers la région occupée antérieurement par la LPGNQ. Au front de cette marge glaciaire en retrait, des lacs d'obturation glaciaire se sont développés entre 549 m et 132 m. Ces paléolacs ont occupés trois bassins versants principaux soit d'ouest en est: rivières Frichet-Durouvray-Derville; rivière Kovic; petite rivière de Povungnituk et rivière de Povungnituk. De façon générale, les paléolacs des bassins versants des rivières Frichet-Durouvray-Derville se drainaient vers l'ouest, alors que ceux des rivières Kovic et Povungnituk se drainaient respectivement vers le nord et l'est. Cette succession de phases lacustres éphémères s'est échelonnée entre 8 et 7 ka BP. Elle s'est terminée lorsque les dernières masses résiduelles de glace ont libéré le drainage des eaux douces vers la Mer de Tyrrell. On estime que vers 7 ka BP, la péninsule d'Ungava était libre de glace.

Références bibliographiques

Allard, M. et Seguin, M.K.

1985: La déglaciation d'une partie du versant hudsonnien québécois: bassins des rivières Nastapoca, Sheldrake et à l'Eau Claire; Géographie physique et Quaternaire, v.39, p. 13-24.

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, Suppl., bd.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 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.

Andrews, J.T. et Miller, G.H.

1984: Quaternary glacial and non-glacial correlations for the eastern arctic; dans Quaternary Stratigraphy of Canada- a Canadian Contribution to IGCP Project 24, R.J. Fulton éditeur; Commission géologique du Canada, Étude 84-10, p. 101-116.

Aylsworth, J.M. et Shilts, W.W.

1989: Glacial features around the Keewatin Ice Divide, Districts of Mackenzie and Keewatin; Commission géologique du Canada, Étude 88-24, 21 p.

Aylsworth, J.M. et Shilts, W.W.

1991: Surficial Geology of Coats and Mansel Islands, Northwest Territories;
Commission géologique du Canada, Étude 89-23, 26 p.

Beaudry, L.M. et Prichonnet, 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; Commission géologique du Canada, Étude
66-26.

Bolviken, B. et Gleeson, C.F.

1979: Focus of the use of soils for geochemical exploration in glaciated terrane; *dans*
Geophysics and geochemistry in the search for metallic ores; P. J. Hood,
éditeur. Commission géologique du Canada, Economic Geology Report 31, p.
295-326.

Bouchard, M.A.

1989a: L'histoire naturelle du cratère du Nouveau-Québec: Introduction; M.A.
Bouchard, éditeur, Collection Environnement et Géologie, v. 7, Université de
Montréal, p.1- 21.

Bouchard, M.A.

1989b : Englaciation et Glaciation. *dans* L'histoire naturelle du Nouveau-Québec; M.A.
Bouchard, éditeur. Collection Environnement et Géologie, v. 7, p. 139-163.

Bouchard, M.A.,

1989c: Stratigraphie et sédimentation sous-et pro-glaciaire au lac du cratère du
Nouveau-Québec. *dans* L'histoire naturelle du Nouveau-Québec; M.A.
Bouchard, éditeur. Collection Environnement et Géologie, v. 7, p. 225-235.

Bouchard, M.A.

1989d: Subglacial landforms and deposits in central and northern Québec, Canada,
with emphasis on Rogen moraines; *Sedimentary Geology*, 62, p. 293-308.

Bouchard, M.A. et Marcotte, C.

1986: Regional glacial dispersal patterns in Ungava, Nouveau-Québec; Commission géologique du Canada, Étude 86-1B, p.295-304.

Bouchard, M.A. et Saarnisto, M.

1989: Déglaciation et paléo-drainages du cratère du Nouveau-Québec; *dans* L'histoire naturelle du cratère du Nouveau-Québec, M.A.Bouchard, éditeur, Collection Environnement et Géologie, v.7, Université de Montréal, p.165-189.

Bouchard, M.A. et Salonen, V.-P.

1990: Boulder transport in shield areas; *dans* Glacial indicator tracing, Kujansuu, R. et Saarnisto, M., éditeurs; chapitre 6, 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; *dans* L'histoire naturelle du Nouveau-Québec; M.A. Bouchard, éditeur. Collection Environnement et Géologie, v. 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. Fennoscandian Impact symposium, Otaniemi, Finlande, 29-31 mai 1990. Résumé.

Boulton, G.S.

1971: Till genesis and fabric in Svalbard, Spitsbergen; *dans* Till, a Symposium, R.P. Goldthwait, éditeur, Ohio State University Press, p.41-72.

1984: Development of a theoretical model of sediment dispersal by ice sheets; *dans* Prospecting in areas of Glaciated Terrain 1984, Institution of Mining and Metallurgy, London, p.213-224.

Brown, R.J.E.

1967: Permafrost map of Canada. Division of building research, Conseil de la Recherche national et Commission géologique du Canada, carte 1246A.

Bruneau, D., Gray, J.T., et Lauriol, B.

1990: Glacial flow patterns and chronology of ice-retreat in the Charles Island-Cap de Nouvelle-France sector of Hudson Strait; 19th Arctic Workshop, Institute of Arctic and Alpine Research, University du Colorado, Boulder, Colorado, 8-10 mars, 1990, Programme et Résumés, p. 15-17.

Bruneau, D., Gray, J.T., Lauriol, B., et Aitken, A.

1990: Paleo-environmental changes during the last deglaciation of northernmost Ungava and central Hudson Strait in the eastern arctic; Canadian Quaternary Association- American Quaternary Association First Joint Meeting, Waterloo, 4-6 juin, 1990, Programme et Résumés, p.15.

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.

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., 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 de Ressources du Québec, Séminaire d'information 1991, résumé des conférences, DV 91-26, p.43-44.

Coker, W.B. et DiLabio, R.N.W.

1989: Geochemical exploration in glaciated terrain: geochemical responses; *dans* Proceedings of exploration '87, G.D. Garland, éditeur, Ontario Geological Survey, Special V. 3, 1989.

Currie, K.L.

1965: The geology of the New Quebec Crater; *Revue canadienne des sciences de la Terre*, v.2, p.141-160.

Currie, K.L.

1966: Geology of the New Quebec Crater; Commission géologique du Canada; bulletin 150, 36 p.

Dahl, R.

1965: Plastically sculptured detail forms on rock surfaces in Nordland, Norway; *Geografiska Annaler*, 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; *dans* Recherches en cours, Partie C, Commission géologique du Canada, Étude 90-1C, p. 25-29, 1990.

1991: Aspects de la géologie du Quaternaire du nord-est de la péninsule d'Ungava dans le nord du Québec; Commission géologique du Canada, Forum des travaux en cours, Programme et résumés, janvier 1991, p. 8.

1992: Paléogéographie quaternaire de la région de Salluit et des lacs Nuvilik; Commission géologique du Canada, Forum des travaux en cours, programme et résumés, p. 30.

1993: Quaternary geology; *dans* Geology of the eastern Cape Smith Belt: Parts of the Kangiqsujaq, cratère du Nouveau-québec, and lacs Nuvilik map areas, Québec., par M.R. St-Onge and Lucas S.B., 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; 25th Arctic Workshop, Centre d'études nordiques, Université Laval, Québec, 16-18 mars 1995, résumés, 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.

1997: 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.

Delisle, C.E., Bouchard, M.A., et André, P.

1986: Les précipitations acides et leurs effets potentiels au nord du 55e parallèle du Québec; Collection Environnement et Géologie , v. 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, v. 32, p. 119-144.

1987: Tadpole rock (rockdrumlin): a glacial streamline moulded form; dans Drumlin Symposium, Menzies, J. et Rose, J., éditeurs, Rotterdam, A.A. Balkema, p. 145- 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; *dans* Quaternary geology and Climate, H.E.Jr. Wright, éditeur.; Washington, Nat. Acad. Sciences, p. 93-98.

Dreimanis, A. et Vagners, U.J.

1971: Bimodal distribution of rock and mineral fragments in basal tills; *dans* Till/ a symposium, R.F. Goldwait, éditeur, , p. 237-250.

Duval, B. et Therrien, F.

1982: Natalité, mortalité et morbidité chez les Inuit du Québec arctique. *Recherches Amérindiennes du Québec*, v. 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. deuxième édition, 573p.

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; *Revue canadienne des sciences de la Terre*, 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*, v. 50, p. 341-350.

Gagnon, R.M. et Ferland, M.

1967: *Climat du Québec septentrional*, Québec; Ministère des Richesses naturelles, M.P.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. et Lefèvre, C.

1986: Classification des indices minéralisés de la Fosse de l'Ungava; *dans* *Exploration en Ungava: données récentes sur la géologie et la gîtologie*, D. Lamothe, R. Gagnon et T. Clark éditeurs; Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DV 86-16, p.73-74.

Giovanazzo, 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.

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; 14th Arctic Workshop, Arctic Land-Sea Interaction, Bedford Institute of Oceanography, Dartmouth, Nouvelle-Écosse, 6-8 november, 1985, résumés, p. 150-153.

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, Québec; *Géographie physique et Quaternaire*, v. 45, p. 111-117.

Gray, J.T., Lauriol, B., Bruneau, D., et Ricard, J.

1993: Postglacial emergence of Ungava peninsula, and its relationship to glacial history. *Revue canadienne des sciences de la Terre*. 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; *dans*: L'histoire naturelle du cratère du Nouveau-Québec, M.A.Bouchard, éditeur; Collection Environnement et géologie, v. 7, Université de Montréal, p. 59-71.

Hare, F.K.

1959: A photo reconnaissance survey of Labrador-Ungava; Département des mines et des relevés techniques, Direction de la géographie, mémoire 6.

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 au 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*, v. 31, p. 81-106.
- 1980: Les faunes des mers post-glaciaires du Québec: quelques considérations paléoécologiques; *Géographie physique et Quaternaire*, v. 34, p. 3-59.
- 1981: Paléo-océanographie isotopique des mers post-glaciaires du Québec; *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, v. 35, p. 63-119.

Hoffman, P.F.

- 1985: Is the Cape Smith Belt (northern Québec) a Klippe ?; *Revue canadienne des sciences de la Terre*, v.22, p. 1361-1369.
- 1989: Precambrian geology and tectonic history of North America; *dans* The geology of North America-An overview, A.W. Bally et A.R. Palmer, éditeurs; 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, 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 pages.

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. Université Laval. Thèse de doctorat. 277 p.

Kaszycki, C.A. et Shilts, W.W.

- 1979: Average depth of glacial erosion, Canadian Shield; *dans* Recherches en cours, Partie B, Commission géologique du Canada, Étude 79-1B, p. 395-396.

Klassen, R.A. et Thompson, F.J.

- 1987: Ice flow history and glacial dispersal in the Labrador Trough; *dans* Recherches en cours, Partie A, Commission géologique du Canada, Étude 87-1A, p. 61-71.
- 1988: Glacial studies in Labrador; *dans* Recherches en cours, Partie C, Commission géologique du Canada, Étude 88-1C, p. 109-116.
- 1989: The Payne Centre and a late-glacial ice-stream in southern Labrador. Association géologique du Canada, réunion annuelle, Montréal, 15-17 mai, 1989, programme et résumés, p. A131.
- 1993: Glacial history, drift composition, and mineral exploration, central Labrador; Commission géologique du 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; *dans* Exploration en Ungava: données récentes sur la géologie et la gîtologie, D. Lamothe, R. Gagnon et T. Clark éditeurs; Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DV 86-16, p. 73-74.

Lamothe, D.

- 1987: Géologie et minéralisations de la Fosse de l'Ungava. Ministère de l'Énergie, des Mines et des Ressources du Québec, Pro 87-03.

Lamothe, D., Picard, C., et Moorhead, J.

- 1984: Région du lac Beuparlant, bande de Cap-Smith-Maricourt, Nouveau-Québec; Ministère de l'Énergie, des Mines et des Ressources du Québec, DP 84-39. Carte à l'échelle du 1/50 000.

Lauriol, B. et Gray, J.T.

- 1983: Un lac glaciaire dans la région du lac Minto, Nouveau-Québec; Revue canadienne des sciences de la Terre, v. 20, p. 1488-1492.

1987: The decay and disappearance of the Late Wisconsin ice-sheet in the Ungava Peninsula, northern Québec, Canada; *Arctic and Alpine Research*, v.19, p. 109-126.

Laymon, C.A.

1988: Glacial geology of western Hudson Strait, Canada, with reference to Laurentide Ice Sheet dynamics; thèse de doctorat, University du Colorado, Boulder, 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.

Laverdière, C. et Bernard, C.

1969: Le vocabulaire de la géomorphologie glaciaire (Vième article). *La revue de géographie de Montréal*, 1969, v. 23, numéro 3. p. 351-358.

Lévesque, R., Allard, M., Séquin, 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*, v. 54, p. 207-213.

Low, A.P.

1899: Report on an exploration of part of the south shore of Hudson Strait and Ungava Bay; *Commission géologique du Canada, rapport annuel*, v. 11, partie L.

Lucas, S.B. et St-Onge, M.R.

1991: Evolution of Archean and early Proterozoic magmatic arcs in the northeastern Ungava, Québec; *dans Current Research, Part C, Commission géologique du Canada, Étude 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 Québec, Canada; *Geology*, v. 20, p.113-116.

Lunardini, V.J.

1993: Effect of temperature cycles on permafrost formation time. Fourth international symposium on thermal engineering and science for cold region. U.S. Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory, Hanover, New Hampshire, U.S.A. 28 septembre-1er octobre 1993, p.188-196.

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.; *dans* Recherches en cours, Partie B, Commission géologique du Canada, Étude 86-1B, p. 617-635.

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.

Matthews, B.

1962: Glacial and post-glacial geomorphology of the Sugluk-Wolstenholme area, northern Ungava; *McGill Sub-Arctic Research Papers*, 12, p.17-46

1963: Glacial geomorphology investigations in northern Ungava, Québec, Canada; *Ice*, 12, p. 9-10.

1966: Radiocarbon-dated postglacial land uplift in northern Ungava, Canada; *Nature*, 211, p.1164-1166.

1967a: Late Quaternary events in northern Ungava; thèse de doctorat non-publiée, Université McGill, 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; *McGill Sub-Arctic Research Papers*, 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, 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.

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; *dans* Données récentes sur la géologie et la gîtologie, D. Iamothé, R. Gagnon et T. Clark éditeurs; 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. carte au 1/50 000.

Moussawi, A. et Tessier, G.

1989: L'épaisseur des sédiments au fond du lac du cratère du Nouveau-Québec ; Relevés géophysiques ; *dans* L'histoire naturelle du Nouveau-Québec; M.A. Bouchard, éditeur. Collection Environnement et Géologie, v. 7, p. 199-224.

Olson, 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; Revue canadienne des sciences de la Terre, 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; *dans* Données récentes sur la géologie et la gîtologie, D. Lamothe, R. Gagnon et T. Clark, éditeurs; 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.

Pluritec Itée.

1981: Étude du sol, de la disposition des déchets solides et investigation préliminaire pour l'approvisionnement des eaux souterraines, pour l'administration régionale de Kativik, 1981, 13 volumes.

Polunin, N.

1948: Botany of Canadian Eastern Arctic; Natural Museum of Canada, Vegetation and Ecology, Partie III, bulletin 104, 304 p..

Prest, V.K.

1968: Géologie du Quaternaire au Canada; *dans* Géologie et ressources minérales du Canada. R.J.W. Douglas, éditeur. Commission géologique du Canada, série de la géologie économique du Canada, numéro 1, partie B, p. 753-852.

1969: Retreat of Wisconsin and recent ice in North America, Commission géologique du Canada, carte 1257A.

1975: Géologie du Quaternaire au Canada; *dans* Géologie et ressources minérales du Canada, Commission géologique du Canada, partie B, chapitre XII, p. 752-852.

Ricard, J.

1989: Reconstruction paléogéographique dans la région de la rivière Déception, péninsule d'Ungava, Québec; mémoire de maîtrise, 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; dans *L'histoire naturelle du cratère du Nouveau-Québec*, M.A. Bouchard, éditeur, Collection Environnement et Géologie, v. 7, Université de Montréal, 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 Déroit d'Hudson; *Revue canadienne de géographie*, v. 13, p. 147-154.

ROCHE:

1992: Projet Raglan; Étude environnementale, v. 2, Étude des caractéristiques physico-chimiques et biologiques, 357 p.

Rogerson, R.J.

1967: A study of the post-glacial emergence of the south shore of Hudson Strait, between Cap Weggs and Deception Bay; *McGill Sub-Arctic Research Paper*, 23, p. 26-41.

Rose, A.W., Hawkes, H.E., et Webb, J.S.

1979: *Geochemistry in Mineral exploration*; deuxième édition, Academic Press, 657 p.

Rousseau, C.

1974: *Géographie floristique du Québec-Labrador. Distribution des espèces vasculaires*. Presses de l'Université Laval, Québec, 799 pages.

Roy, C.

1984: Région du lac Bélanger, Fosse de l'Ungava; Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DP 85-15, échelle de 1/50 000.

Sanford, B.V., Grant, A.C., Wade, J.A., et Barss, M.S.

1979: Geology of eastern Canada and adjacent areas; Commission géologique du Canada, carte 1401 A, échelle de 1/200 000.

Scott, J.S.

1976: Geology of Canadian till; *dans* Glacial till, R.F. Legget, éditeur, Société Royale du Canada, publication spéciale, 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, Québec, Canada; *dans* Proceedings of the fifth 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; Commission géologique du Canada, Étude, 72-45, 34 p.

1976: Glacial till and mineral exploration; *dans* Glacial till, R.F. Legget, éditeur, Société Royale du Canada, publication spéciale, 12, p. 205-224.

1977: Geochemistry of till in perennially 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; *dans* Quaternary Stratigraphy of Canada- a Canadian Contribution to IGCP Project 24, R.J. Fulton éditeur; Commission géologique du Canada, Étude 84-10, p. 117-126.

- 1993: Geological Survey of Canada's contributions to understanding the composition of glacial sediments; *Revue canadienne des sciences de la Terre*, v. 30, p. 333-353.
- 1995: Geochemical partitioning in till; *dans* Drift exploration in the Canadian Cordillera, Bobrowsky, P.T *et al.*, éditeurs; British Columbia Ministry of Energy, Mines, Petroleum and Resources, étude 1995-2, p.149-164.
- Shilts, W.W., Aylsworth, J., Kaszycky, C.A., et Klassen, R.A.**
- 1987 Canadian Shield; *dans* Geomorphic system of North America, Graf, W.L., éditeur, Geological Society of America, v.2, p. 119-161.
- 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; *Revue canadienne des sciences de la Terre*, v. 29, p.1000-1017.
- St-Onge, M.R. et Lucas, S.B.**
- 1989a: Géologie, Lac Watts, Québec; Commission géologique du Canada, Carte 1721A, échelle de 1/50 000.
- 1989b: Géologie, Purtunig, Québec; Commission géologique du Canada, Carte 1722A, échelle de 1/50 000.
- 1989c: Géologie, Lac Lecorre, Québec; Commission géologique du Canada, Carte 1723A, échelle de 1/50 000.
- 1990a: Early Proterozoic collisional tectonics in the internal zone of the Ungava (Trans- Hudson) orogen: Lac Nuvilik and Sugluk map areas, Québec; *dans* Recherches en cours, partie C, Commission géologique du Canada, Étude 90-1c, p. 119-132.

- 1990b: Evolution of the Cape Smith Belt: Early Proterozoic continental underthrusting, ophiolite obduction and thick-skinned folding; *dans* The Early Proterozoic Trans- Hudson Orogen of North America, J.F.Lewry et M.R. Stauffer, éditeurs; Commission géologique du Canada, Étude 90-1C, p. 119-132.
- 1990c: Géologie, Lac des Deux-Îles, Québec; Commission géologique du Canada, Carte 1724A, échelle de 1/50 000.
- 1990d: Géologie, Lac Fleury, Québec; Commission géologique du Canada, Carte 1725A, échelle de 1/50 000.
- 1990e: Géologie, Lac Rinfret, Québec; Commission géologique du Canada, Carte 1726A, échelle de 1/50 000.
- 1990f: Géologie, Lac Wakeham, Québec; Commission géologique du Canada, Carte 1727A, échelle de 1/50 000.
- 1990g: Géologie, Mont Albert-Low, Québec; Commission géologique du Canada, Carte 1728A, échelle de 1/50 000.
- 1990h: Géologie, Wakeham Bay, Québec; Commission géologique du Canada, Carte 1729A, échelle de 1/50 000.
- 1990i: Géologie, Lac Forcier, Québec; Commission géologique du Canada, Carte 1730A, échelle de 1/50 000.
- 1990j: Géologie, Cratère du Nouveau-Québec, Québec; Commission géologique du Canada, Carte 1731A, échelle de 1/50 000.
- 1990k: Géologie, Lac Cournoyer, Québec; Commission géologique du Canada, Carte 1732A, échelle de 1/50 000.
- 1990m: Géologie, Lac Vicenza, Québec; Commission géologique du Canada, Carte 1733A, échelle de 1/50 000.
- 1990n: Géologie, Lac Samandré-Lac Charlery, Québec; Commission géologique du Canada, Carte 1734A, échelle de 1/50 000.
- 1990o: Géologie, Joy Bay-Burgoyne Bay, Québec; Commission géologique du Canada, Carte 1735A, échelle de 1/50 000.

1992: New insight on the crustal structure and tectonic history of the Ungava orogen, Kovik Bay and Cap Wolstenholme, Québec; *dans* Recherches en cours, partie C, Commission géologique du Canada, Étude 92-1C, p. 31-41.

1993: Geology the eastern Cape Smith Belt parts of Kangiqsujuaq, Cratère du Nouveau-Québec, and Lacs Nuvilik map areas, Québec; Commission géologique du Canada, mémoire 438, 110p.

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; *Revue canadienne des sciences de la Terre*, 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; *dans* Recherches en cours, partie C, Commission géologique du Canada, Étude 88-1C, p. 1-18.

St-Onge, D.A. et Scott, J.S.

1986: Notes on the geomorphology and Quaternary geology of northeastern Ungava peninsula, Nouveau-Québec; *dans* Recherches en cours, partie A, Commission géologique du Canada, Étude 86-1A, p. 783-785.

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; *Revue canadienne des sciences de la Terre*, v. 29, p. 1000-1017.

Sugden, D.E. et John, B.S.

1979: *Glaciers and landscape; a geomorphological approach*; Edward Arnold (Publishers) Ltd. 376 p.

Taylor, F.C.

1979: Kovik Bay (Québec-Northwest Territories). Commission géologique du Canada, Carte 1539A, échelle de 1/ 250 000.

1982: Reconnaissance geology of a part of the Canadian Shield, northern Québec and Northwest Territories; Commission géologique du Canada, Mémoire 399, 32 p.

Thorleifson, L.H., Wyatt, P.H., et Warman, T.A.

1993: Quaternary stratigraphy of the Severn and Winisk drainage bassins, northern Ontario; Commission géologique du Canada, bulletin 442. 59 p.

Tremblay, G.

1986: Géologie de la région des lacs Vanasse et Lessard, Fosse de l'Ungava, Nouveau- Québec; *dans* Exploration en Ungava: Données récentes sur la géologie et la gîtologie. D. Lamothe, R.Gagnon et T. Clark, éditeurs; 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, v. 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, 1987, v. 41, p. 199-213.

Virkkala, K.

1963: On ice-marginal features in southwestern Finland; Commission géologique de Finlande, Bulletin 210, 76 p.

Wilson, H., Bouchard, M.A., Delisle, C.E.

1986: Acid neutralizing capacity of glacial sediments in western Ungava; *dans* Les précipitations acides et leurs effets potentiels au nord du 55ième parallèle du Québec, C.E. Delisle et M.A. Bouchard, éditeurs; Collection Environnement et Géologie, v. 2. p. 87-132.

Zilliacus, H.

1987: The De Geer moraines in Finland; *dans* International Geomorphology 1986, Proceedings of the First International Conference on Geomorphology, V. Gardiner, éditeur; partie II, Wiley, p. 711-724

Allard, M. et Séguin, M.K.

1987: Le pergélisol au Québec nordique: bilan et perspectives; Géographie physique et Quaternaire, v. 41, p.141-152.

Summerhayes, C.P.

1986: Sealevel curves based on seismic stratigraphy: their chronostratigraphic significance; *dans*: Boundaries and events in the Paleogene, Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology, N.J. Shackelton éditeur; v. 57, p. 27-42.

Annexe A:
Localisation et paramètres sédimentologiques du till

Échantillon	UTM: zone 18 V		profondeur (m)	granulométrie			calcimétrie (moins de 0.063mm)			composition lithologique des granules (4-5,6mm)					
	Est	Nord		Sable (%)	Silt (%)	Argile (%)	Calcite (%)	Dolomite (%)	Total (%)	N de calcifur	Palcocraque (%)	Roches de la ceinture du Cap Smith			Autres roches
												Silicite (%)	BGU (1) (%)	Total (%)	
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	6813200	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	50.1	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

(1) zone 18V étendue

Echantillon	UTM: zone 18 V		profondeur (m)	granulométrie			calcaire (moins de 0.063mm)			composition lithologique des granules (4-5.6mm) rochers de la ceinture du Cap-Smith / Autres roches					
	Est	Nord		Sable (%)	Argile (%)	Total (%)	Calcaire (%)	Dolomite (%)	Total (%)	N de calcaire	Paléozoïque (%)	Sédimentaire (%)	BGU (%)	Total (%)	Cratiniennes (%)
89-DKA-111	494300	680800	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	680800	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	0.0	1.0	1.0	122	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	0.0	0.0	260	0.0	0.4	0.4	0.8	100.0
89-DKA-119	508000	6793000	0.35	57.2	40.2	2.7	0.0	0.0	0.0	75	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0
89-DKA-120	599109	6765900	0.15	53.6	39.3	7.1				55	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0
89-DKA-123	548350	6771600	0.30	64.7	28.9	6.5				198	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0
89-DKA-124	543600	6777300	0.15	69.0	26.6	4.5				188	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	508	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	228	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0
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
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	64.3	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	0.0	0.0	0.0	77	0.0	22.1	7.9	26.0	74.0
89-DKA-153	545800	6886200	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	538070	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	520350	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	6815100	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	569200	6897300	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	8.6	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	9.6	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

(1) zone 18V étendue

Échantillon	UTM: zone 18 V		profondeur (m)	granulométrie			calcaire (moins de 0.063mm)			composition lithologique des granules (4-5,6mm) Roches de la ceinture du Cap Smith Autres roches					
	Est	Nord		Sable (%)	Silt (%)	Argile (%)	Calcaire (%)	Dolomite (%)	Total (%)	N de calcul	Paléozoïque (%)	Sédimentaire (%)	BGu (1) (%)	Total (%)	crystallines (%)
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	6826150	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	36.8	13.2	36.8	358	0.0	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	614250	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	6028.10	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	5938.10	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	63.6	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	6798850	0.30							224	0.0	0.9	0.0	0.9	99.1
90 DKA 095.15	652500	6798600	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
90 DKA 095.18	649000	6799300	0.30							393	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0
90 DKA 095.19	649300	6791550	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	53.6	42.9	3.5				231	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0
90 DKA 096	627800	6774300	0.20							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		0.3	1.1	233	0.0	61.8	4.3	66.1	33.9
90 DKA 114	634750	6818050	0.10	60.1	35.6	4.1		0.8		313	0.0	0.0	0.3	0.3	99.7
90 DKA 119	631100	6795350	0.15	59.8	38.8	1.4				432	0.0	0.0	1.2	1.2	98.8
90 DKA 122	635300	6788450	0.40	46.5	52.0	1.5				609	0.0	1.5	94.4	95.9	4.1
90 DKA 123	593950	6848600	0.25	56.6	39.5	4.0				303	0.0	0.7	4.6	5.3	94.7
90 DKA 127.1	592550	6864900								299	0.0	0.0	19.1	19.1	80.9
90 DKA 133	605900	6864150	0.15	68.5	26.5	5.0	0.2	0.8	0.2						

(1) zone 18V étendue

Echantillon	UMH zone 18 V		profondeur (m)	granulométrie			calcaireté (moins de 0,063mm)			composition lithologique des granules (4-5,6mm)					
	Est	Nord		Sable (%)	Silt (%)	Argile (%)	Calcaire (%)	Dolomite (%)	Total (%)	N de cailloux	Paléozoïque (%)	Sédimentaire (%)	SGU (1) (%)	Total (%)	crystalines (%)
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	20.6	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	0.0	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	1.5	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	6829900	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	6834000	0.30	47.9	45.5	6.7				194	0.0	18.0	35.1	53.1	46.9
90 DKA-208	567550	6910000	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				318	0.0	3.1	0.0	3.1	96.9
90 DKA-216	643400	6820350	0.15	59.2	37.1	3.7				258	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	6779500	0.10	55.7	38.8	5.5				467	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0
90 DKA-262	617300	6799250	0.20	77.5	21.2	1.3				414	0.0	10.6	0.2	10.9	89.1
90 DKA-265	634250	6808500	0.30	54.1	42.6	3.3				394	0.0	27.9	1.0	28.9	71.1
90 DKA-266	646450	6809550	0.40	53.1	38.0	8.9				454	0.0	0.4	0.2	0.7	99.3
90 DKA-267	663550 (1)	6813650	0.30	65.0	30.9	4.1									

(1) zone 18V étendue

Échantillon	UTM: zone 18 V		profondeur (m)	granulométrie			calcimétrie (moins de 0.063mm)			composition lithologique des granules (4-5,6mm)					
	Est	Nord		sable (%)	Sil (%)	Argile (%)	Calcite (%)	Dolomite (%)	Total (%)	N de calcifère	Paléozoïque (%)	rochers de la ceinture du Cap-Smith			Autres rochers cristallins (%)
												équarimentaire (%)	BGU (1) (%)	Total (%)	
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	365	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

(1) zone 18V étendue

Échantillon	UTM: zone 18 V		profondeur (m)	granulométrie			calcimétrie (moins de 0.063mm)			composition lithologique des granules (4-5,6mm)					
	Est	Nord		Sable (%)	Sil (%)	Argile (%)	Calcite (%)	Dolomite (%)	Total (%)	N de calcaire	Polycroïque (%)	Roches de la ceinture du Cap-Smith			Autres roches cristallines (%)
												Schiste (%)	BCU (1) (%)	Total (%)	
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 I	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
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

(1) zone 18V blendue

Échantillon	UTM: zone 18 V		profondeur (m)	granulométrie			calcaire (moins de 0.063mm)			composition lithologique des granules (4-5,6mm) Roches de la ceinture du Cap-Smit					
	Est	Nord		Sable (%)	Silt (%)	Argile (%)	Calcaire (%)	Dolomie (%)	Total (%)	N de cailloux	Paléozoïque (%)	Sédimentaire (%)	BGU (1) (%)	Total (%)	crystallines (%)
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	6889700	0.20	65.3	32.2	2.5	0.0	0.0	0.0	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	489450	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	404650	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	6.6	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	66.6
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	378700	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:

Localisation et paramètres sédimentologiques des sédiments quaternaires excluant les tills.

Échantillon	UTM		profondeur (m)	granulométrie			calcimétrie		Total(%)
	Est	Nord		Sable (%)	Silt (%)	Argile (%)	Calcite (%)	Dolomite(%)	
Fluvioglacière de contact									
moraine frontale									
89-DKA-147	538900	6903000	0.03	76.3	15.5	8.1	7.3	3.7	11.0
kama									
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
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			
marin									
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 infra-littoral									
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 tills

Élément	Activation neutronique					Fluorescence X				
	Au	As	Co	Fe	U	Cr	Cu	Ni	Pb	Zn
	ppb	ppm	ppm	%	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Unité de mesure										
Seuil de détection	5	2*	1	0.1	0.5	4	4	3	5	5
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	<.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
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	<.5	130	41	41	9	66
89-DKA-160	32	4	35	6.1	<.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	<.5	412	62	98	<5	84
89-DKA-502	<5	<2	45	6.7	1.0	680	82	209	16	89

1) site n'apparaissant pas sur les cartes géochimiques; * seuil de détection de 1 ppm en 1991

Élément	Activation neutronique					Fluorescence 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
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	<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	<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
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	<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	<5	68	27	11	9	66
90-DKA-156	<5	<2	18	3.9	<5	156	34	26	<5	68
90-DKA-157	<5	<2	14	3.1	<5	105	20	9	<5	51
90-DKA-159	<5	<2	24	5.1	<5	132	36	28	8	94
90-DKA-166	<5	<2	12	2.9	<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	<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	<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
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

1) site n'apparaissant pas sur les cartes géochimiques; * seuil de détection de 1 ppm en 1991

Élément	Activation neutronique					Fluorescence 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
90-DKA-293	<5	9	13	4.4	1.9	72	38	13	16	74
90-DKA-295	<5	<2	9	2.3	<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	126	16	85
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	<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	<5	217	46	80	17	88
91-DKA-262	<5	<1	19	4.4	<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

1) site n'apparaissant pas sur les cartes géochimiques; * seuil de détection de 1 ppm en 1991

Élément	Activation neutronique					Fluorescence 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
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

1) site n'apparaissant pas sur les cartes géochimiques; * seuil de détection de 1 ppm en 1991

Annexe D:
Datations au ^{14}C

Secteur A: baie de Kovik- îles Digges									
Âge *	latitude N	longitude W	Numéro de laboratoire	matériel	altitude (m)	carte	site	numéro figure 72	références
7400 ± 110	62 08 25	77 52 45	GSC-5310	<i>Hiatella arctica</i>	98	1861A	6	6	Daigneault, 1996a
7370 ± 95	62 27	77 45	GX-12035	<i>Hiatella arctica</i>	28	1861A	12	12	Laymon, 1988
6960 ± 80	62 14 58	78 00 35	GSC-5409	<i>Hiatella arctica</i>	75	1861A	8	8	Daigneault, 1996a
6830 ± 80	62 33 55	77 58 41	GSC-5410	<i>Hiatella arctica</i>	70	1861A	11	11	Daigneault, 1996a
6800 ± 80	61 46 28	77 39 01	GSC-5353	<i>Hiatella arctica</i>	67	1861A	4	4	Daigneault, 1996a
6170 ± 90	61 29 14	77 29 08	GSC-5420	<i>Hiatella arctica</i>	38	1861A	1	1	Daigneault, 1996a
6110 ± 80	61 35 46	77 15 00	GSC-5312	<i>Mytilus edulis</i>	73	1861A	2	2	Daigneault, 1996a
3990 ± 90	61 56 06	78 00 00	GSC-5423	<i>Mya pseudoarenaria</i>	26	1861A	5	5	Daigneault, 1996a
3740 ± 80	61 43 46	77 50 17	GSC-5344	<i>Mytilus edulis</i>	36	1861A	3	3	Daigneault, 1996a
3580 ± 70	62 10 54	78 06 56	GSC-5399	<i>Mytilus edulis</i>	32	1861A	7	7	Daigneault, 1996a
2770 ± 50	62 34 38	78 05 25	GSC-5322	<i>Mytilus edulis</i>	22	1861A	10	10	Daigneault, 1996a
2480 ± 60	62 00 19	78 02 02	GSC-5412	<i>Mytilus edulis</i>	22	1861A	9	9	Daigneault, 1996a
Secteur B: cap Wolstenholme-Salluit									
7970 ± 250	62 12	75 38	GSC-672	<i>Hiatella arctica</i>	99	1862A	7	25	Matthews, 1967
7725 ± 190	62 22	76 23	GX-12037	<i>Hiatella arctica</i>	85	1861A	16	16	Laymon, 1988
7650 ± 250	62 14	75 42	I-729	<i>Hiatella arctica</i>	111	1862A	6	24	Matthews, 1967
7350 ± 150	62 33	77 23	GSC-327	<i>Mya truncata</i>	110	1861A	13	13a	Blake et al., 1968
7350 ± 150	62 26	76 31	L-702B	coquilles	78	1861A	15	15a	Matthews, 1967
7160 ± 195	62 25	76 20	I-726	coquilles marines	111	1861A	17	17	Matthews, 1967
7050 ± 150	62 17	76 03	L-702A	<i>Hiatella arctica</i>	111	1861A	18	18a	Matthews, 1967
7030 ± 150	62 33	77 23	N-281	coquilles marines	47	1861A	13	13b	Matthews, 1967
6990 ± 130	62 14	75 38	Beta-11127	coquilles marines	95	1862A	10	28	Brunoau et Gray, 1991
6900 ± 130	62 33	77 23	NPL-58	coquilles marines	83	1861A	13	13c	Matthews, 1967
6800 ± 150	62 26	76 31	L-702D	coquilles	46	1861A	15	15b	Matthews, 1967
6220 ± 240	62 27	76 44	GX-12036	<i>Hiatella arctica</i>	115	1861A	14	14	Laymon, 1988
6070 ± 140	62 17	76 03	N-285	<i>Hiatella a. et Mya t.</i>	21	1861A	18	18b	Matthews, 1967
5230 ± 130	62 11	75 52	N-284	coquilles marines	15	1862A	2	20a	Matthews, 1967
5220 ± 130	62 11	75 52	N-282	coquilles marines	15	1862A	2	20b	Matthews, 1967
4770 ± 140	62 13	75 38	GSC-812	macrorestes végétaux	24	1862A	8	26	Lowdon et Blake, 1968
4120 ± 90	62 07 19	75 46 37	GSC-4978	macrorestes végétaux	15	1862A	4	22	Daigneault, 1996b
3990 ± 140	62 07	75 45	NPL-114	tourbe	39	1862A	5	23	Bartley et Matthews, 1969
2840 ± 160	62 13	75 39	GSC-81B	macrorestes végétaux	4	1862A	9	27	Lowdon et Blake, 1968
2670 ± 130	62 15 30	75 33 40	GSC-701	os marin	15	1862A	11	29a	Lowdon et al., 1969
2630 ± 130	62 15 30	75 33 40	GSC-703	os marin	15	1862A	11	29b	Lowdon et al., 1969
2200 ± 130	62 15 30	75 33 40	GSC-702	os marin	15	1862A	11	29c	Lowdon et al., 1969
1625 ± 175	62 10	75 57	I-727	tourbe	117	1862A	1	19	Bartley et Matthews, 1969
1600 ± 140	62 10	75 48	GSC-537	tourbe	9	1862A	3	21	Matthews, 1967

* non corrigé pour les coquilles sauf les datations récentes de la GSC qui sont à 0‰; (1) date corrigée à 0‰ en soustrayant 410 ans à celle à -25 ‰

Secteur C: Ile Charles				Secteur D: baie Déception-cap-de-Nouvelle-France					
age*	latitude N	longitude W	Numéro de laboratoire	matériel	altitude (m)	carte	site	numéro figure 72	références
7320 ± 100	62 40	74 06	GSC-4745	<i>Hiatella a. et Mya</i>	113	1862A	38	56	Brunneau et Gray, 1991; Gray et al., 1993
7030 ± 100	62 38	74 11	GSC-4756	<i>Hiatella arctica</i>	60	1862A	37	55	Brunneau et Gray, 1991; McNeely et Jørgensen, 1992
1880 ± 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									
10675 ± 100	62 07	74 16	AAL-7562	<i>Portlandia arctica</i>	58	1862A	31	49a	Kautman et al., 1992; Gray et al., 1993
10450 ± 250	62 09	74 45	I-488	<i>Hiatella a. et Mya t.</i>	86	1862A	16	34a	Matthews, 1967
9610 ± 140	62 07	74 16	Beta-13861	<i>Yoldiella f. et Portlandia a.</i>	58	1862A	31	49b	Ricard, 1988
9535 ± 90	62 07	74 16	Beta-29085	<i>Yoldiella f. et Portlandia a.</i>	58	1862A	31	49c	Ricard, 1988
9400 ± 200 (1)	62 07	74 16	Beta-11121	<i>Portlandia arctica</i>	52	1862A	31	49d	Ricard, 1988
9300 ± 180 (1)	62 13	74 13	Beta-19853	<i>Portlandia arctica</i>	114	1862A	34	52	Brunneau et Gray, 1991; Gray et al., 1993
9000 ± 60	62 07	74 16	To-1397	<i>Portlandia arctica</i>	58	1862A	31	49e	Gray et al., 1993
8800 ± 70	62 18	74 02	To-1274	<i>Portlandia arctica</i>	108	1862A	35	53a	Brunneau et Gray, 1991; Gray et al., 1993
8765 ± 80	62 18	74 02	AAL-7561	<i>Portlandia arctica</i>	100	1862A	35	53a	Gray et al., 1993
8690 ± 70	62 25	73 47	To-1275	coquilles marines	100	1863A	4	60	Brunneau et Gray 1991
8660 ± 110 (1)	62 17 19	73 23 30	To-3314	coquilles marines	100	1863A	8	64	Daigneault, 1996c
8510 ± 230	62 07	74 16	GSC-4335	<i>Yoldiella f. et Portlandia a.</i>	58	1862A	31	49f	Ricard, 1988
8090 ± 170	62 19 12	73 41 16	GSC-5209	<i>gylja</i>	267	1863A	7		Daigneault, 1996c
8050 ± 130	62 07	74 16	Beta-19020	<i>Mya truncata</i>	81	1862A	32	50a	Ricard, 1988
7930 ± 100	62 23	73 45	Beta-19011	coquilles marines	104	1863A	5	61	Brunneau et Gray 1991
7630 ± 150	62 07	74 17	Beta-19018	<i>Mya truncata</i>	93	1862A	30	48a	Ricard, 1988
7300 ± 110	62 27	73 43	Beta-19012	coquilles marines	110	1863A	6	62	Brunneau et Gray 1991
7240 ± 90	62 07	74 17	Beta-13859	<i>Mya truncata</i>	70	1862A	30	50b	Ricard, 1988
7220 ± 160	62 07	74 16	Beta-19019	<i>Macoma calcarata</i>	83	1862A	32	50b	Ricard, 1988
7130 ± 100	62 07	74 38	GSC-3947	<i>Mya truncata</i>	83	1862A	16		Ricard, 1988
7130 ± 90	62 06	74 36	GSC-4782	<i>Hiatella a. et Mya t.</i>	97	1862A	19		McNeely et McCueilig, 1991; Gray et al., 1993
7130 ± 100	62 06	74 36	GSC-4780	<i>Hiatella arctica</i>	100	1862A	19	37a	McNeely et Jørgensen, 1992
6980 ± 150	62 06	74 35	N-283	<i>Hiatella arctica</i>	84	1862A	14	32	McNeely et Jørgensen, 1992
6970 ± 150	62 07	74 16	Beta-13860	<i>Hiatella arctica</i>	97	1862A	31	49g	Matthews, 1967
6820 ± 100	62 07	74 38	NPL-85	<i>Hiatella arctica</i>	90	1862A	13	31	Ricard, 1988
6800 ± 80	62 08	74 16	GSC-4358	<i>Mya truncata</i>	54	1862A	26	44	Matthews, 1967
6760 ± 140	62 02	74 32	GSC-4319	<i>Mytilus edulis</i>	59	1862A	29	47	Ricard, 1989; McNeely et McCueilig, 1991
6740 ± 150	62 07	74 16	Beta-11122	coquilles marines	45	1862A	21	39	Matthews, 1967
6730 ± 80	62 06 03	74 24 41	GSC-4938	<i>Macoma calcarata</i>	66	1862A	31		Ricard, 1988
6660 ± 130	62 07	74 38	NPL-84	<i>Mya truncata o.</i>	60	1862A	25	43	Daigneault, 1996b
6660 ± 125	62 07	74 38	NPL-83	coquilles marines	74	1862A	15		Matthews, 1967
6580 ± 125	62 07	74 38	I-2444	coquilles marines	75	1862A	17	35	Matthews, 1967
6300 ± 90	62 06	74 30	Beta-19021	<i>Hiatella a. et Mya t.</i>	44	1863A	2	58	Rogerson, 1968
6280 ± 120	62 06	74 17	Beta-11125	<i>Cinocardium c.</i>	13	1862A	23		Ricard, 1989
6260 ± 130	62 06	74 17	Beta-11125	<i>Mya truncata</i>	90	1862A	27	45a	Ricard, 1989
6080 ± 160	62 08	74 41	Beta-19022	<i>Mya truncata</i>	90	1862A	27		Ricard, 1989
5655 ± 140	62 07	74 16	Beta-11500	<i>Mya truncata</i>	55	1862A	12	30	Lowdon et Blake, 1968
5210 ± 90	62 07	74 23	GSC-4380	tourbe	94	1862A	32	50c	Ricard, 1988
4745 ± 120	62 07	74 16	Beta-11501	<i>Macoma c. et Hiatella a.</i>	30	1862A	24	42	Ricard, 1989; McNeely et McCueilig, 1991
4620 ± 110	62 07	74 16	Beta-11123	tourbe	94.5	1862A	32	50d	Ricard, 1988
4110 ± 110	62 06	74 30	Beta-11126	tourbe	66	1862A	31	49f	Ricard, 1988
4010 ± 80	62 07	74 17	Beta-19017	<i>Mya pseudosolenaria</i>	6	1862A	23	41b	Ricard, 1989
				tourbe	100	1862A	30		Ricard, 1988

* non corrigé pour les coquilles sauf les datations récentes de la GSC qui sont à 0‰; (1) date corrigée à 0‰ en soustrayant 410 ans à celle à -25 ‰

âge*	latitude N	longitude W	Numéro de laboratoire	matériel	altitude (m)	carte	site	numéro figure 72	références
3900 ± 125	62 07	74 38	NPL-71	coquilles marines	10	1862A	18	36	Matthews, 1967
3850 ± 60	62 02	74 30	GSC-4529	<i>Mya pseudoarenaria</i>	3	1862A	22	40a	Ricard, 1989; McNeely et McCuaig, 1991
3710 ± 100	62 06	74 30	Beta-19855	<i>Mytilus edulis</i>	3	1862A	22	40b	Ricard, 1989
3130 ± 110	62 07	74 16	Beta-11502	tourbe	95	1862A	32		Ricard, 1988
2630 ± 130	62 06	74 17	Hel-2492	tourbe	46	1862A	28	46a	Seppala et al. 1988
2210 ± 130	62 06	74 17	Hel-2494	tourbe	46	1862A	28		Seppala et al. 1988
2190 ± 130	62 06	74 17	Hel-2493	tourbe	46	1862A	28		Seppala et al. 1988
2110 ± 70	62 06	74 30	Beta-19854	tourbe	15	1862A	23	41c	Ricard, 1989
1900 ± 120	62 06	74 17	Hel-2366	tourbe	46	1862A	28		Seppala et al. 1988
1900 ± 130	62 06	74 17	Hel-2365	tourbe	46	1862A	28		Seppala et al. 1988
1800 ± 50	62 21 40	73 59 55	GSC-4800	algues	2	1863A	1	57	McNeely et Jorgensen, 1992
1780 ± 100	62 06	74 17	Hel-2371	tourbe	46	1862A	28		Seppala et al. 1988
1760 ± 80	62 07	74 17	GSC-4540	tourbe	106	1862A	30		Ricard, 1989; McNeely et McCuaig, 1991
1760 ± 80	62 07	74 16	Beta-11503	tourbe	95.5	1862A	32		Ricard, 1988
1700 ± 140	62 06	74 17	Hel-2373	tourbe	46	1862A	28		Seppala et al. 1988
1680 ± 140	62 06	74 17	Hel-2368	tourbe	46	1862A	28		Seppala et al. 1988
1650 ± 60	62 05	74 02	Beta-11124	tourbe	165	1862A	33		Gray et Seppala, 1991
1560 ± 120	62 06	74 17	Hel-2364	tourbe	46	1862A	28		Seppala et al. 1988
1550 ± 110	62 06	74 17	Hel-2372	tourbe	46	1862A	28		Seppala et al. 1988
1260 ± 70	62 06	74 30	Beta-19856	tourbe	4	1862A	22	40c	Ricard, 1989
1190 ± 210	62 06	74 17	Hel-2367	tourbe	46	1862A	28		Seppala et al. 1988
1170 ± 120	62 06	74 17	Hel-2369	tourbe	46	1862A	28		Seppala et al. 1988
1090 ± 120	62 06	74 17	Hel-2370	tourbe	46	1862A	28		Seppala et al. 1988
1090 ± 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
620 ± 80	62 04	74 34	Gak-1036	os terrestre	12	1862A	20		Matthews, 1967
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, 1967
310 ± 50	62 21	73 50	GSC-4341	bois	65	1863A	3		McNeely et McCuaig, 1991
Secteur E: baie Fool- baie Wakeham									
37000 ± 3400	61 52	72 05	UQ-967	coquilles marines	200	1863A	17	s.o.	Gray et Lauriol, 1985
25210 ± 390	62 02	72 17	Beta-19016	coquilles marines	230	1863A	14	s.o.	Bruneau et Gray 1991
8470 ± 70	62 09	73 04	To-1738	coquilles marines	91	1863A	9	65	Bruneau et Gray 1991
7600 ± 180	62 06	72 50	UQ-37	coquilles marines	100	1863A	12	68	Bruneau et Gray 1991
7220 ± 110	62 09 50	72 59 40	GSC-5211	<i>Mya truncata f.</i>	15	1863A	10	66	Daigneault, 1996c
7020 ± 90	62 05	73 13	Beta-34762	<i>Mya et Macoma</i>	64	1863A	11	67	Gray et al. 1993
7000 ± 110	61 33	72 20	GSC-5202	<i>Mya et Macoma</i>	10	1863A	18	74	Gray et al. 1993
6760 ± 90	61 33 10	72 15 50	GSC-5135	<i>Hiatella a. et Mya t.</i>	29	1863A	20	76	Daigneault, 1996c
6740 ± 100	61 47	72 36	Beta-11101	<i>Macoma calcarea</i>	42	1863A	16	72	Gray et al. 1993
6690 ± 90	62 01	72 36	Beta-11104	coquilles marines	0	1863A	13	69	Lauriol et Gray 1987
5110 ± 110	61 49	72 48	GSC-5207	<i>Mya pseudoarenaria</i>	6	1863A	15	71	Daigneault, 1996c
1300 ± 60	61 32 50	72 17 15	GSC-5210	bois	30	1863A	19	75	Daigneault, 1996c
Intérieur de la péninsule									
6920 ± 90	61 16	73 41	To-1441	gyttja	512	1863A	23	79b	Richard et al. 1991
6080 ± 100	61 16	73 41	To-1440	gyttja	512	1863A	23	79a	Richard et al. 1991
5030 ± 70	61 17	73 41	To-539	gyttja	494	1863A	22	78b	Bouchard et al., 1989
4750 ± 100	61 17	73 41	To-540	gyttja	494	1863A	22	78a	Bouchard et al., 1989
4600 ± 100	61 50 02	73 54 46	GSC-5205	gyttja	527	1863A	21	77	Daigneault, 1996c

* non corrigé pour les coquilles sauf les datations récentes de la GSC qui sont à 0‰; (1) date corrigée à 0‰ en soustrayant 410 ans à celle à -25 ‰

NOTE TO USERS

Oversize maps and charts are microfilmed in sections in the following manner:

**LEFT TO RIGHT, TOP TO BOTTOM, WITH
SMALL OVERLAPS**

UMI



30'

15'

77°00'

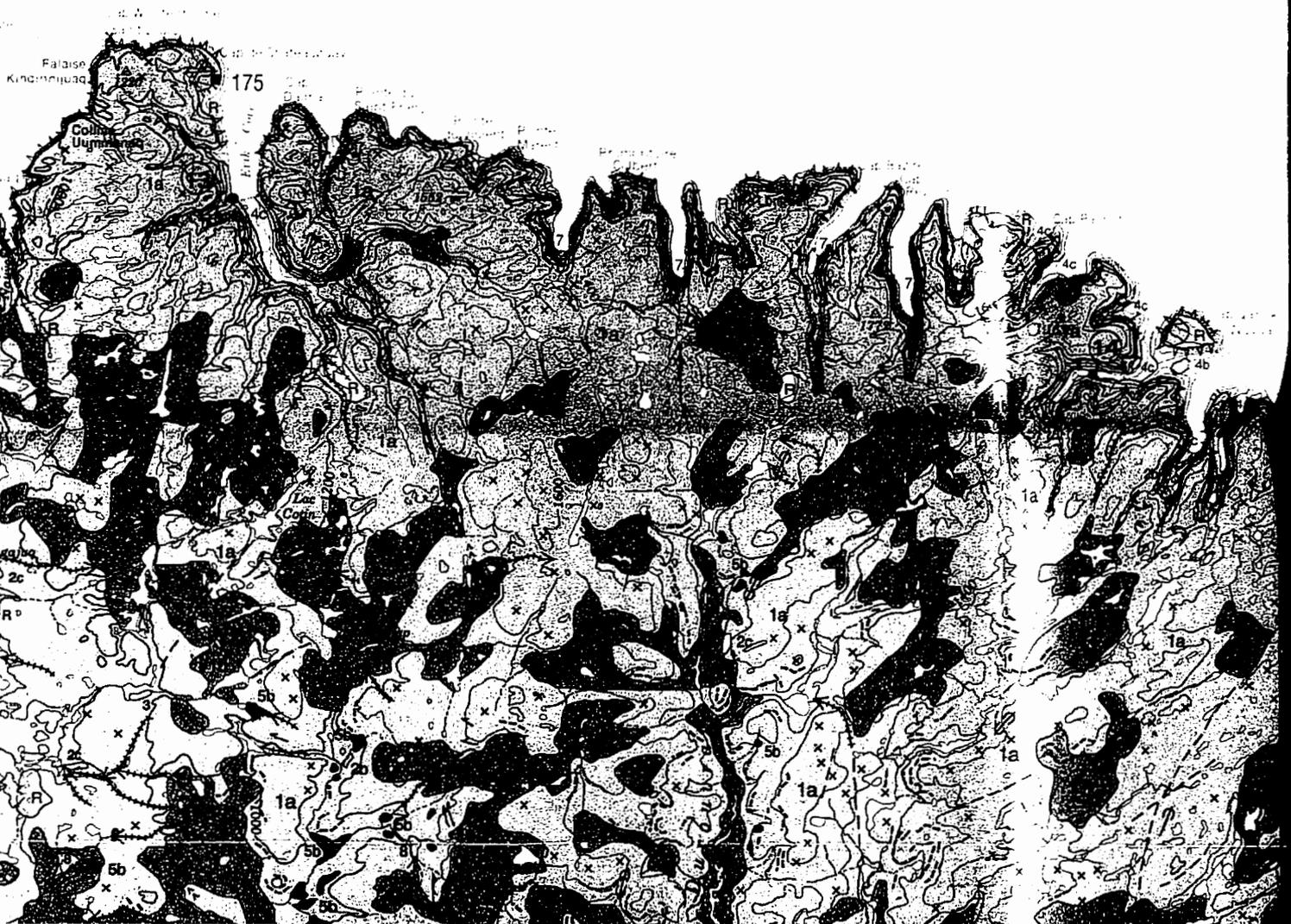
45'

É T R O I T

D H U D S O N

H U D S O N

S T R A I T



30'

15'

76°00'

62°45'

Cette légende
symboles

QUATE

8

6

4c

4b

3

O N

T

30



76°00'

62°45'

LÉGENDE

Cette légende est commune aux cartes 1861A, 1862A et 1863A. Il est possible que certains symboles ou dépôts n'apparaissent pas sur cette carte.

QUATERNAIRE

POST-GLACIAIRE

8

DÉPÔTS ORGANIQUES: accumulation de mousse et d'herbes dans les zones mal drainées; épaisseur inférieure à 0,5 m



DÉPÔTS COLLUVIAUX: blocs et cailloux anguleux formant des talus au pied d'escarpements rocheux; épaisseur de 1 à 50 m

6

DÉPÔTS ALLUVIAUX: sable et gravier stratifiés comprenant parfois des blocs imbriqués; dépôts de 1 à 3 m d'épaisseur mis en place dans la plaine alluviale actuelle ou récente, quelquefois sous forme de deltas ou de cônes alluviaux

DERNIÈRE GLACIATION

DÉPÔTS GLACIOLACUSTRES: sédiments stratifiés mis en place en milieu deltaïque ou littoral dans des lacs proglaciaires éphémères



Sédiments deltaïques: sable, gravier et blocs formant des accumulations tabulaires; sédiments mis en place par les eaux de fonte glaciaires ou déposés à l'embouchure des rivières lors du retrait des eaux glaciolacustres; épaisseur de 1 à 20 m; réseau polygonal de fentes de gel parfois observable à la surface des dépôts



Sédiments littoraux: sable et gravier mis en place sous forme de plages lors du retrait des eaux glaciolacustres ou lacustres; épaisseur de 1 à 2 m

DÉPÔTS GLACIOMARINS ET MARINS: sédiments massifs ou stratifiés mis en place en milieu deltaïque, littoral, pré-littoral ou profond dans les mers bordières post-glaciaires; localement fossilifères et légèrement carbonatés; parfois recouverts d'un placage discontinu de sable éolien d'une épaisseur moyenne inférieure à 1 m

4c

Sédiments deltaïques: sable silteux ainsi que sable et gravier stratifiés formant des accumulations tabulaires; sédiments mis en place par les eaux de fonte glaciaires ou déposés à l'embouchure des rivières lors de la régression marine; épaisseur maximale observée de 40 m; réseau polygonal de fentes de gel parfois observable à la surface des dépôts

4b

Sédiments littoraux et pré-littoraux: sable et gravier stratifiés mis en place lors de la régression marine sous forme de cordons, flèches ou placages; épaisseur de 1 à 3 m



Sédiments d'eau profonde: silt argileux ou silt sableux massifs ou stratifiés formant des plaines; présence sporadique de galets de déstagement; épaisseur de 1 à 10 m; surface des plaines souvent couverte d'ostioles et entaillée par un réseau fluvial de type dendritique; présence locale de rythmites glaciomarines constituées de sable fin et de silt argilleux sous ce faciès

DÉPÔTS FLUVIOGLACIAIRES: sédiments stratifiés mis en place par les eaux de fonte au contact ou à proximité du glacier; fréquemment couverts d'un réseau polygonal de fentes de gel

3

Sédiments proglaciaires: gravier et blocs subarrondis formant des plaines d'épandage; épaisseur maximale observée de 10 m; surface des dépôts marquée de chenaux abandonnés pouvant atteindre 1 m de profondeur; unité comprenant également des épandages produits par la vidange des eaux glaciolacustres et les accumulations tabulaires observées à l'intérieur des chenaux d'eau de fonte

Sédiments de contact glaciaire (2a-2c): matériaux formant des accumulations au



30'

HUDSON
BAY

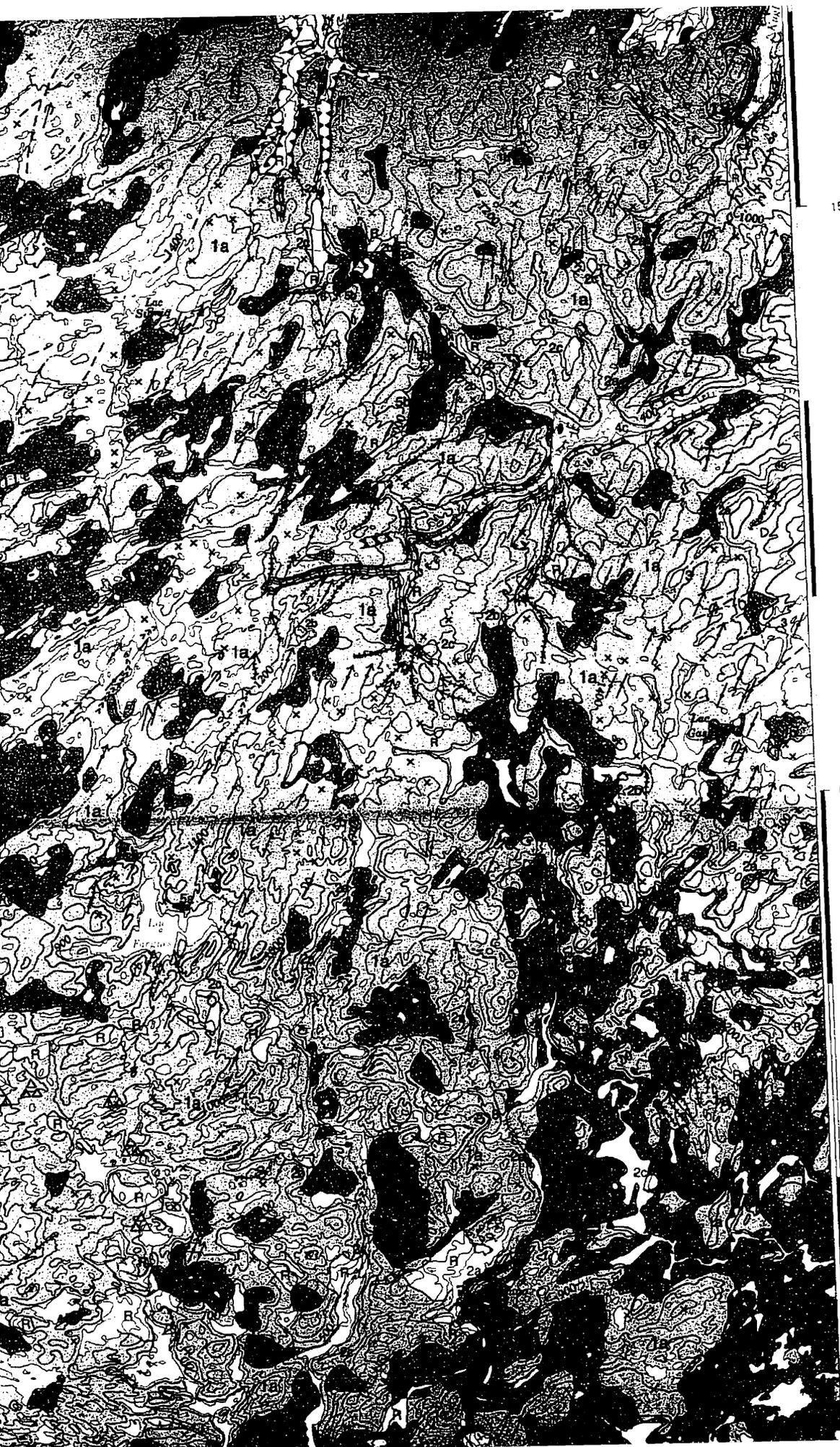
15'

62°00'

45'







15'

62°00'

45'

- 3
- 2c
- 2b
- 1c
- 1b
- 1a
- PRÉ-C
- Limit
- Ravir
- Esca
- Plage
- Esca
- Limit
- Cher
- (gran
- Delta
- Kettle
- Esker
- Mora

DÉPÔTS FLUVIOGLACIAIRES: sédiments stratifiés mis en place par les eaux de fonte au contact ou à proximité du glacier; fréquemment couverts d'un réseau polygonal de fentes ou de gel

3

Sédiments proglaciaires: gravier et blocs subarrondis formant des plaines d'épandage; épaisseur maximale observée de 10 m; surface des dépôts marquée de chenaux abandonnés pouvant atteindre 1 m de profondeur; unité comprenant également des épandages produits par la vidange des eaux glaciolacustres et les accumulations tabulaires observées à l'intérieur des chenaux d'eau de fonte

Sédiments de contact glaciaire (2a-2c): matériaux formant des accumulations au sommet tabulaire lorsque situés sous la limite de submersion marine ou lacustre

2c

Sable, gravier et blocs mis en place sous la forme de buttes ou de terrasses de kames; unité comprenant également des buttes résiduelles de till et des remplissages de crevasses; épaisseur de 1 à 8 m

2b

Sable, gravier et blocs se présentant sous la forme de bourrelets de sédiments morainiques mis en place à la marge glaciaire lors du retrait; épaisseur de 2 à 20 m



Sable, gravier et blocs mis en place sous forme d'eskers, généralement constitués d'une seule crête disposée parallèlement à l'écoulement glaciaire; unité incluant des deltas d'esker; épaisseur de 5 à 25 m

DÉPÔTS GLACIAIRES: diamicton mis en place directement par le glacier et composé uniquement de débris de roches précambriennes; matrice généralement de couleur olivâtre lorsque humide et de texture sablo-silteuse, bien que plus fine dans les dépôts reposant sur les roches de la ceinture du Cap Smith (silt + argile = 49%) que dans ceux mis en place sur les autres roches (silt + argile = 38%); généralement, omniprésence d'ostioles sur les replats et dominance de traînées minérales et de terrasses de solifluxion sur les pentes

1c

Complexe de sédiments associé aux moraines de De Geer, groupe de crêtes parallèles à la marge glaciaire lors du retrait et constituées de till, sédiments marins fins, dépôts organiques et occasionnellement affleurements rocheux observés entre les crêtes; hauteur des crêtes variant de 0,5 à 10 m



Till formant une couverture continue d'une épaisseur moyenne supérieure à 1 m et comprenant moins de 10% d'affleurements rocheux; terrains morainiques généralement sans forme définie, parfois bosselés, fuselés ou côtelés

1a

Till formant un placage discontinu d'une épaisseur moyenne inférieure à 1 m, 10 à 80% d'affleurements rocheux, fréquents blocs perchés

PRÉ-QUATERNAIRE

SUBSTRAT ROCHEUX: roches précambriennes recouvertes d'un placage discontinu de sédiments d'une épaisseur inférieure à 0,2 m



Roches de la ceinture du Cap Smith: roches métavolcaniques et métasédimentaires d'âge protérozoïque principalement; quelques intrusions mafiques ou ultramafiques

R

Roches archéennes ou protérozoïques: gneiss tonalitiques, granodioritiques ou granitiques principalement

Limite géologique	
Ravinement	
Escarpelement de terrasse fluviale	
Plage, flèche et cordon littoraux	
Escarpelement de terrasse marine	
Limite de délavage d'origine marine, mesurée (altitude en m)	
Chenal d'eau de fonte ou exutoire glaciolacustre (grand, petit; sur un versant)	
Delta d'esker	
Kettle (grand, petit)	
Esker	
Moraine de De Geer	

15

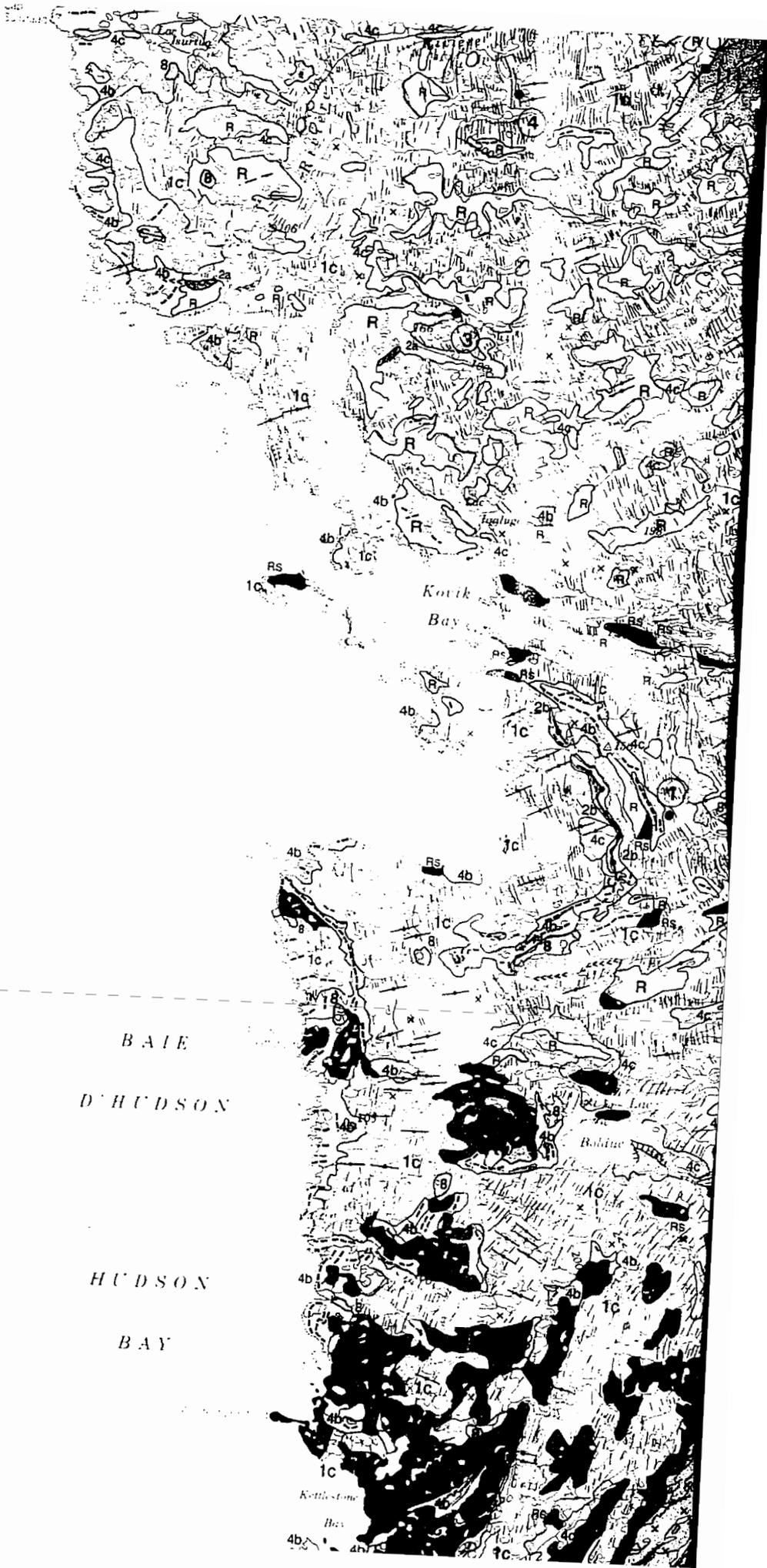
62°00'

45'

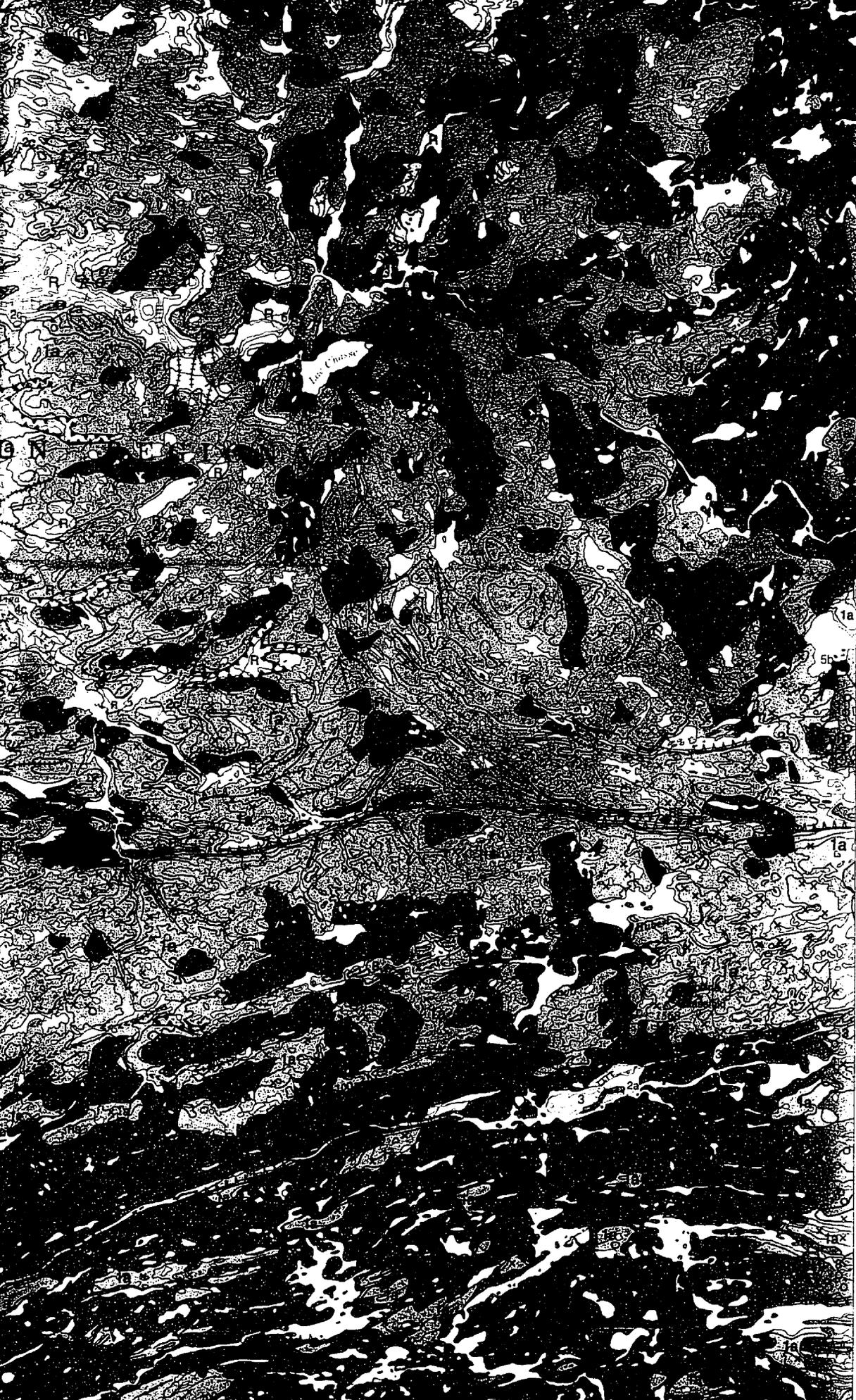
45'

30'

15'







45'

30'

15'



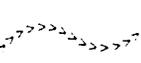
Chenal d'eau de fonte ou exutoire glaciolacustre
(grand, petit; sur un versant)



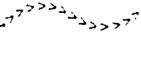
Delta d'esker



Kettle (grand, petit)



Esker



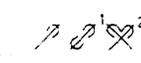
Moraine de De Geer



Crête morainique (majeure, mineure)



Zone de moraine bosselée



P-forms



Stries (direction de l'écoulement glaciaire
connue, inconnue; chronologie relative. 1 = plus âgé)



Traînée morainique



Drumlin, drumlinoïde, rocher profile



Cirque



Champs de blocs



Canyon dans le roc



Escarpe rocheux



Dépression linéaire le long d'un élément structural



Affleurements rocheux



Endroit d'où provient un matériel daté en âge absolu par la
méthode du radiocarbone; le numéro du site réfère au tableau
des datations répertoriées sur le territoire couvert par la présente carte



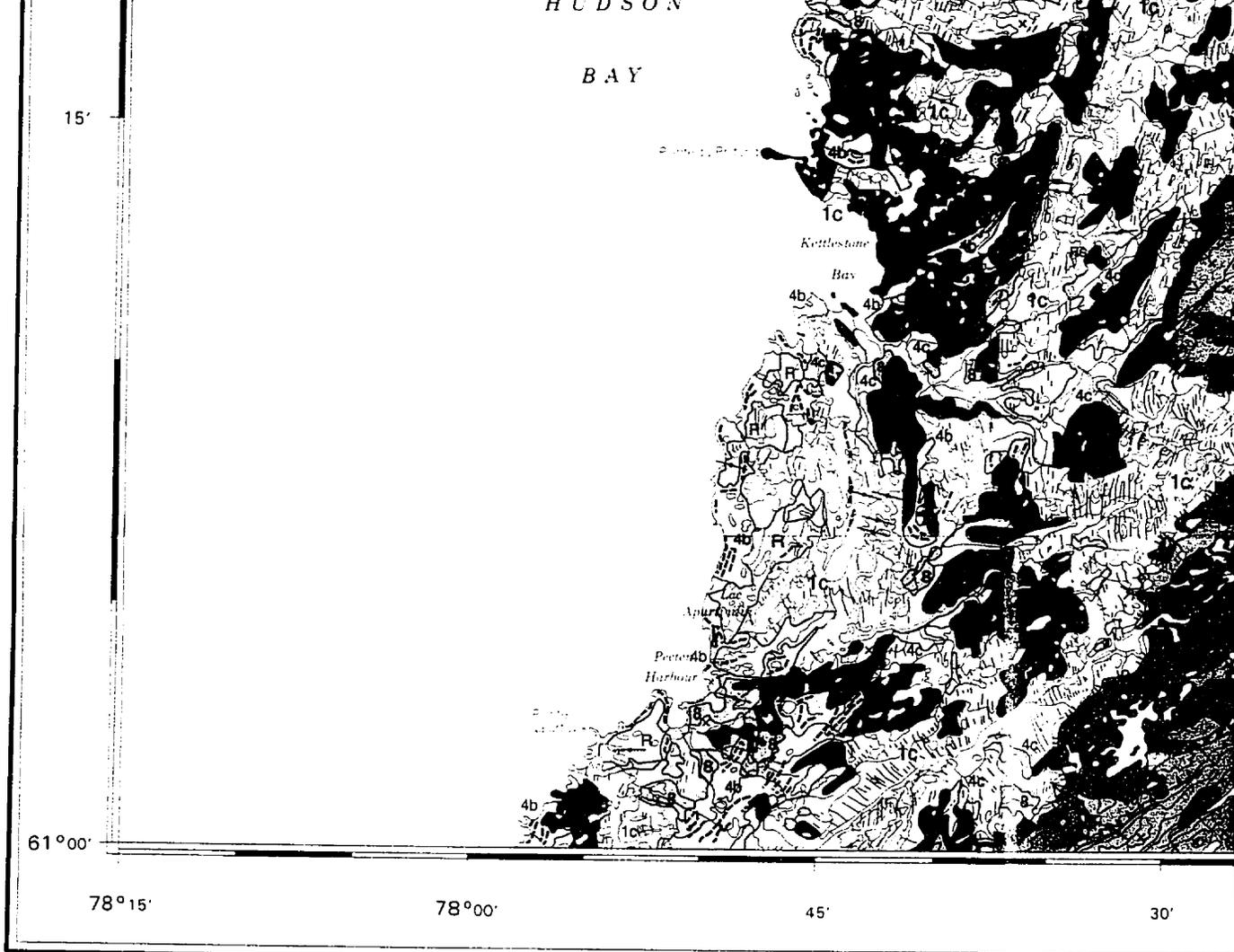
DATATIONS¹⁴C

Numero sur la carte	Âge	Numero de laboratoire	Matériel	Altitude (m)	Références
1	6 170 ± 90	GSC-5420	Ha	38	cette carte
2	6 110 ± 80	GSC-5312	Me	73	cette carte
3	3 740 ± 80	GSC-5344	Me	36	cette carte
4	6 800 ± 80	GSC-5353	Ha	67	cette carte
5	3 990 ± 90	GSC-5423	Mp	26	cette carte
6	7 400 ± 110	GSC-5310	Ha	98	cette carte
7	3 580 ± 70	GSC-5399	Me	32	cette carte
8	6 960 ± 80	GSC-5409	Ha	75	cette carte
9	2 480 ± 60	GSC-5412	Me	22	cette carte
10	2 770 ± 50	GSC-5322	Me	22	cette carte
11	6 830 ± 80	GSC-5410	Ha	70	cette carte
12	7 370 ± 95	GX-12035	Ha	28	Laymon, 1988
13	7 350 ± 150	GSC-327	Mt	110	Blake et al., 1968
	7 030 ± 150	N-281	Ha, Mt, Cc, Mc	47	Matthews, 1967
	6 900 ± 130	NPL-58	Mc, Mt, Mb, Ha	83	Matthews, 1967
14	6 220 ± 240	GX-12036	Ha	115	Laymon, 1988
15	7 350 ± 150	L-702B	coquilles marines	78	Matthews, 1967
	6 800 ± 150	L-702D	coquilles marines	46	Matthews, 1967
16	7 725 ± 190	GX-12037	Ha	85	Laymon, 1988
17	7 160 ± 195	I-726	Mt, Ma, Mc, Bb	111	Matthews, 1967
18	7 050 ± 150	L-702A	Ha	111	Matthews, 1967
	6 070 ± 140	N-285	Ha, Mt	21	Matthews, 1967

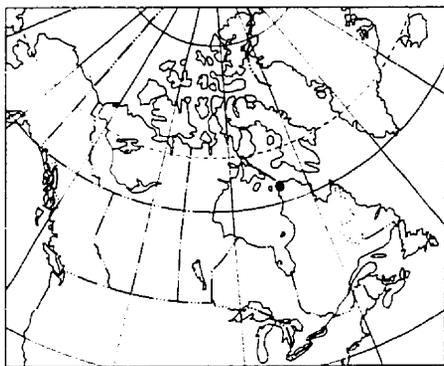
Coquilles marines : Bb = *Balanus balanus* ; Cc = *Clinocardium ciliatum* ; Ha = *Hiatella arctica* ;
Mb = *Macoma balthica* ; Mc = *Macoma calcarea* ; Me = *Mytilus edulis* ;
Mp = *Mya pseudoarenaria* ; Mt = *Mya truncata*

RÉFÉRENCES

Barrette, P.D.
1988: Géologie de la région du lac Bilson, Fosse de l'Ungava; Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DP 87-23, 1 carte à l'échelle de 1/50 000

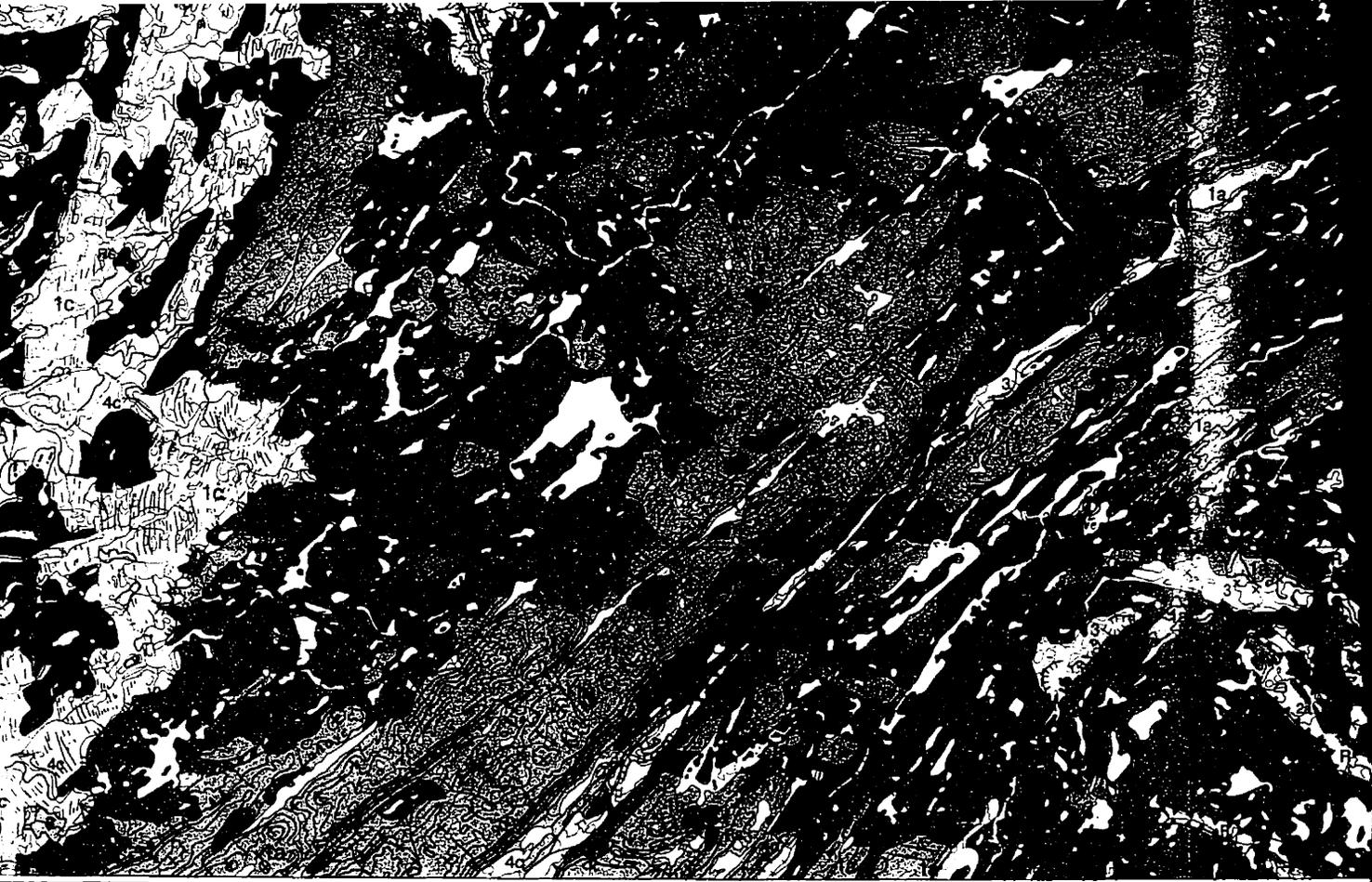


On peut obtenir des exemplaires de cette carte en s'adressant à la Commission géologique du Canada aux adresses suivantes:
 601 rue Booth, Ottawa, Ontario K1A 0E8
 3303-33rd Street, N.W., Calgary, Alberta T2L 2A7
 2535, boulevard Laurier, C.P. 7500, Sainte-Foy (Québec) G1V 4C7



LOCALISATION DE LA CARTE

Canada



30'

15'

77°00'

45'

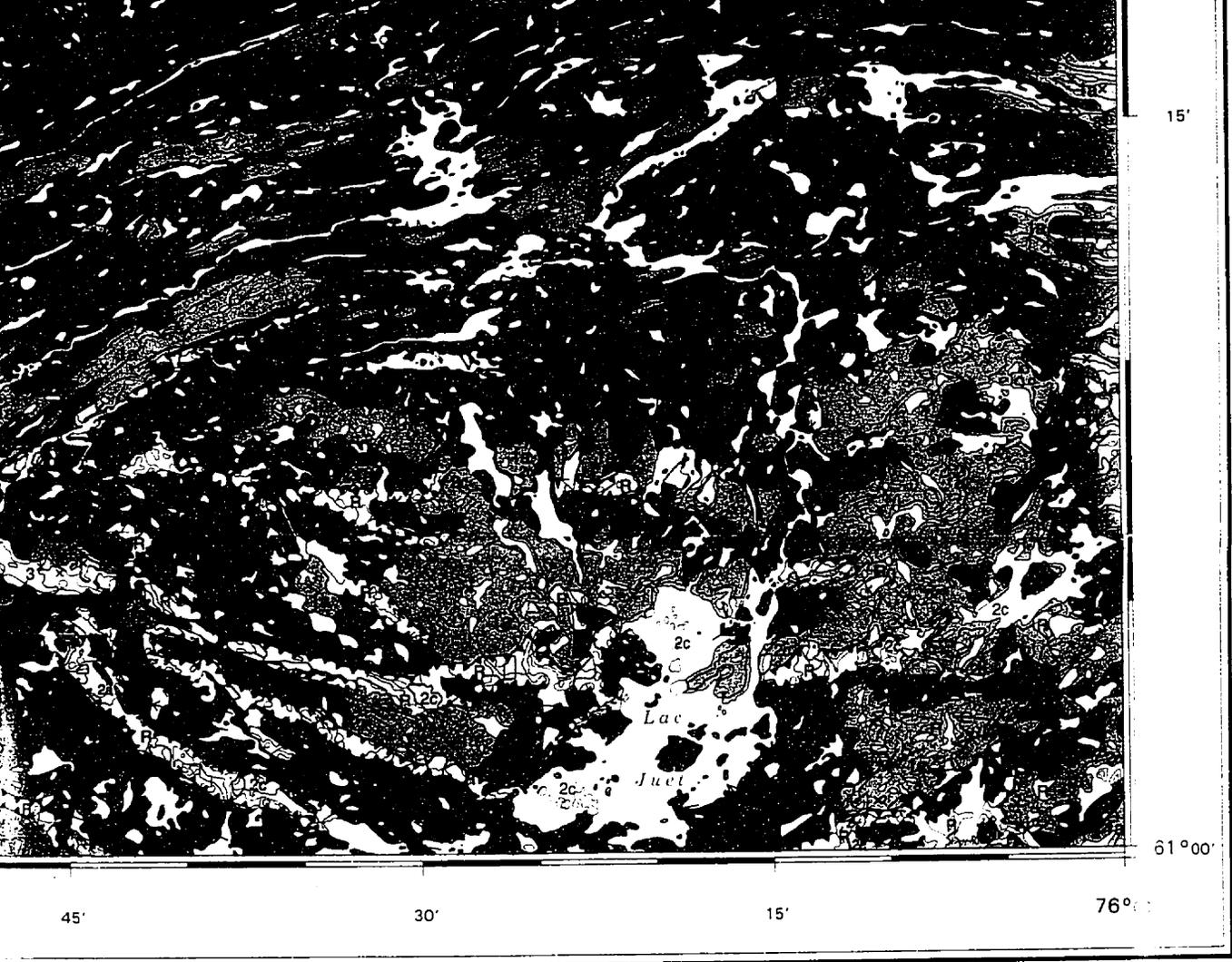
CARTE 1861A
GÉOLOGIE DES FORMATIONS EN SURFACE
**RÉGION DU CAP WOLSTENHOLME
ET DE KOVIK BAY**
QUÉBEC - TERRITOIRES DU NORD-OUEST

Échelle 1/250 000 - Scale 1:250 000

Kilomètres 5 0 5 10 15 20 Kilometres

Projection transverse de Mercator
MC 77°07'30", facteur d'échelle 1
Droits de la Couronne réservés

Transverse Mercator Projection
CM 77°07'30", Scale Factor 1
Crown copyrights reserved



Publie en 1996

35 K et 35 L	35 J	35 I	35 H
1861A	1862A	1863A	1864A
35 F et 35 E	35 G	35 H	25 G et 25 F
35 C et 35 D	35 B	35 A	35 D

SYSTEME NATIONAL DE REFERENCE CARTOGRAPHIQUE
 ET INDEX DES CARTES ATTENANTES PUBLIEES PAR
 LA COMMISSION GEOLOGIQUE DU CANADA

Coquilles marines : *Bb* = *Balanus balanus* ; *Cc* = *Clinocardium ciliatum* ; *Ha* = *Hiatella arctica* ;
Mb = *Macoma balthica* ; *Mc* = *Macoma calcarea* ; *Me* = *Mytilus edulis* ;
Mp = *Mya pseudoarenaria* ; *Mt* = *Mya truncata*



15'

61°00'

76°00'

Publié en 1996

RÉFÉRENCES

- Barrette, P.D.
 1988: Géologie de la région du lac Bilson. Fosse de l'Ungava; Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec. DP 87-23. 1 carte à l'échelle de 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 à l'échelle de 1/50 000
- Blake, W., Jr., Dyck, W., Fyles, J.G., and Lowdon, J.A.
 1966: Geological Survey of Canada-Radiocarbon dates V. Geological Survey of Canada. Paper 66-48. 32 p.
- Laymon, C.A.
 1988: Glacial geology of western Hudson Strait, Canada, with reference with the Laurentide Ice Sheet dynamics; Ph.D thesis, University of Colorado. 345 p
- Mathews, B.
 1967: Late Quaternary events in northern Ungava; Ph.D. thesis, McGill University, Montréal. 283 p.
- Moorhead, J.
 1987: Géologie de la région du lac Hubert. Fosse de l'Ungava; Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec. DP 86-31. 1 carte à l'échelle de 1/50 000
- St-Onge, M.R. and Lucas, S.B.
 1992: New insights on the crustal structure and tectonic history of the Ungava orogen (Québec), Kovik bay and Cap Wolstenholme map areas; in Current Research, Part C; Geological Survey of Canada. Paper 92-1C. p. 31-41
- Taylor, F.C.
 1982: Reconnaissance geology of a part of the Canadian Shield, northern Québec and Northwest Territories. Geological Survey of Canada. Memoir 399. 32 p.

*Géologie du Quaternaire par Robert-André Daigneault (1991).
 Géologie du substrat rocheux par F.C. Taylor (1982), P.D. Barrette (1988, 1989).
 J. Moorhead (1987), et M.R. St-Onge, et S.B. Lucas (1992)*

Cartographie numérique effectuée par Louis P. Renaud, Division de l'information géoscientifique

35 J	35 I	25 L	
1862A	1863A	25 E	25 F
35 G	35 H		
35 B	35 A	25 D	

NATIONAL DE RÉFÉRENCE CARTOGRAPHIQUE
 DES CARTES ATTENANTES PUBLIÉES PAR
 COMMISSION GÉOLOGIQUE DU CANADA

Les utilisateurs sont priés de faire connaître à la Commission géologique du Canada les erreurs ou omissions de nature géologique qu'ils auront pu constater

Fond de carte assemblé par la Commission géologique du Canada à partir des feuilles de cartes 35K et une partie de 35L (1983), 35F et une partie de 35E (1983), publiées à la même échelle par la Direction des levés et de la cartographie, ministère de l'Énergie, des Mines et des Ressources

On peut obtenir des exemplaires des éditions topographiques de la région représentée sur la carte en s'adressant au Bureau des cartes du Canada, ministère des Ressources naturelles du Canada, Ottawa, Ontario, K1A 0E9

Déclinaison magnétique 1996, 30°28' W, diminuant 10,7' par année. Les valeurs varient de 27°10' W dans le coin S.-W. à 32°54' W dans le coin N.-E.

Altitudes en pieds au-dessus du niveau de la mer

Notation bibliographique conseillée :
 Daigneault, R.-A.

1996: 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 de 1:250 000

NOTE TO USERS

Oversize maps and charts are microfilmed in sections in the following manner:

**LEFT TO RIGHT, TOP TO BOTTOM, WITH
SMALL OVERLAPS**

UMI



76°00'

45'

30'

15'

62°45'

DATATIONS ¹⁴C

Numero sur la carte	Age	Numero de laboratoire	Matériel	Altitude (m)	Références	
1	1 625 ± 175	I-727	tourbe	117	Bartley et Mathew 1969	1 900
2	5 230 ± 130	N-284	<i>Mt. Cc. Sg</i>	15	Matthews. 1967	1 900
	5 220 ± 130	N-282	<i>Ha. Mp. Mt. Cc. Ci. B sp.</i>	15	Matthews. 1967	1 780
3	1 600 ± 140	GSC-537	tourbe	9	Matthews. 1967	1 700
4	4 120 ± 90	GSC-4978	macrorestes végétaux	15	cette carte	1 680
5	3 990 ± 140	NPL-114	tourbe	39	Bartley et Mathew 1969	1 550
6	7 650 ± 250	I-729	<i>Ha</i>	111	Matthews. 1967	1 190
7	7 970 ± 250	GSC-672	<i>Ha</i>	99	Matthews. 1967	1 170
8	4 770 ± 140	GSC-812	macrorestes végétaux	24	Lowdon et Blake. 1963	1 090
9	2 840 ± 160	GSC-816	macrorestes végétaux	4	Lowdon et Blake. 1963	29 6 800
10	6 990 ± 130	Beta-11127	coquilles marines	95	Bruneau et Gray. 1967	30 7 630
11	2 670 ± 130	GSC-701	os marin: phoque	15	Lowdon et al. 1963	7 240
	2 630 ± 130	GSC-703	os marin: morse	15	Lowdon et al. 1963	4 010
	2 200 ± 130	GSC-702	os marin: morse et phoque	15	Lowdon et al. 1963	1 760
12	6 080 ± 160	GSC-801	<i>Mt</i>	55	Lowdon et Blake. 1963	31 10 675
13	6 970 ± 150	NPL-85	<i>Ha</i>	90	Matthews. 1967	9 610
14	6 980 ± 150	N-283	<i>Ha</i>	84	Matthews. 1967	9 535
15	6 600 ± 130	NPL-84	<i>Mt. Ha. Mc. Cc. Bc. Sg</i>	74	Matthews. 1967	9 400
16	10 450 ± 250	I-488	<i>Ha. Mt</i>	86	Matthews. 1967	9 000
	7 130 ± 100	GSC-3947	<i>Mt</i>	83	McNeely et McCuaig. 1991 Gray et al. 1993	8 510
17	6 680 ± 125	NPL-83	<i>Ha. Mt. Cc. Mc</i>	75	Matthews. 1967	6 980
18	3 900 ± 125	NPL-71	<i>Mt. Mp. Cc. Sg</i>	10	Matthews. 1967	6 740
19	7 130 ± 100	GSC-4780	<i>Mt</i>	100	McNeely et Jorger. 1992	4 620
	7 130 ± 90	GSC-4782	<i>Ha. Mt</i>	97	McNeely et Jorger. 1992	32 8 050
20	620 ± 80	Gak-1036	os terrestre.			7 220
	330 ± 100	Y-1717	canbou et lievre arctique	12	Matthews. 1967	5 655
21	6 760 ± 140	NPL-82	charbon de bois	12	Matthews. 1967	4 745
	3 850 ± 60	GSC-4529	<i>Mt. Ha. B sp</i>	45	Matthews. 1967	3 130
22	3 710 ± 100	Beta-19855	<i>Mp</i>	3	Ricard. 1989; McNeely et McCuaig. 1991	1 760
	1 260 ± 70	Beta-19856	<i>Me</i>	3	Ricard. 1989	33 1 650
	6 300 ± 90	Beta-19021	<i>Cc</i>	13	Ricard. 1989	740
23	4 110 ± 110	Beta-11126	<i>Mp</i>	6	Ricard. 1989	34 9 300
	2 110 ± 70	Beta-19854	tourbe	15	Ricard. 1989	35 8 800
24	5 210 ± 90	GSC-4380	<i>Mc. Ha</i>	30	Ricard. 1989; McNeely et McCuaig. 1991	36 8 765
25	6 730 ± 80	GSC-4938	<i>Mp</i>	60	cette carte	37 7 030
26	6 820 ± 100	GSC-4358	<i>Mt</i>	54	Ricard. 1989; McNeely et McCuaig. 1991	38 7 320
27	6 280 ± 120	Beta-11125	<i>Mt</i>	90	Ricard. 1989	
	6 260 ± 130	Beta-19022	<i>Mt</i>	90	Ricard. 1989	
28	2 630 ± 130	Hel-2492	tourbe	46	Seppala et al. 1988	
	2 210 ± 130	Hel-2494	tourbe	46	Seppala et al. 1988	
	2 190 ± 130	Hel-2493	tourbe	46	Seppala et al. 1988	

(1) date corrigée :
Coquilles marine

30'





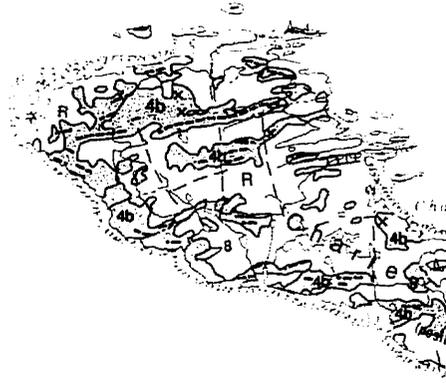
15'

75°00'

45'

30'

	1 900 ± 130	Hel-2365	tourbe	46	Seppala et al. 1988
	1 900 ± 120	Hel-2366	tourbe	46	Seppala et al. 1988
	1 780 ± 100	Hel-2371	tourbe	46	Seppala et al. 1988
	1 700 ± 140	Hel-2373	tourbe	46	Seppala et al. 1988
	1 680 ± 140	Hel-2368	tourbe	46	Seppala et al. 1988
	1 560 ± 120	Hel-2364	tourbe	46	Seppala et al. 1988
	1 550 ± 110	Hel-2372	tourbe	46	Seppala et al. 1988
	1 190 ± 210	Hel-2367	tourbe	46	Seppala et al. 1988
	1 170 ± 120	Hel-2369	tourbe	46	Seppala et al. 1988
	1 090 ± 110	Hel-2363	tourbe	46	Seppala et al. 1988
	1 090 ± 120	Hel-2370	tourbe	46	Seppala et al. 1988
	470 ± 120	Hel-2495	tourbe	46	Seppala et al. 1988
29	6 800 ± 80	GSC-4319	Me	59	Ricard. 1989; McNeely et McCuaig. 1991
30	7 630 ± 150	Beta-19018	Mt	93	Ricard. 1988
	7 240 ± 90	Beta-13859	Mt	70	Ricard. 1988
	4 010 ± 80	Beta-19017	tourbe	100	Ricard. 1988
	1 760 ± 90	GSC-4540	tourbe	106	Ricard. 1989; McNeely et McCuaig. 1991
31	10 675 ± 100	AAL-7562	Pa	58	Kaulman et al. 1992; Gray et al. 1993
	9 610 ± 140	Beta-13861	Yf, Pa	58	Ricard. 1988
	9 535 ± 90	Beta-29085	Yf, Pa	58	Ricard. 1988
	9 400 ± 200 (1)	Beta-11121	Pa	52	Ricard. 1988
	9 000 ± 60	To-1397	Pa	58	Gray et al. 1993
	8 510 ± 230	GSC-4335	Yf, Pa	58	Ricard. 1988
	6 980 ± 110	Beta-13860	Ha	97	Ricard. 1988
	6 740 ± 150	Beta-11122	Mc	66	Ricard. 1988
	4 620 ± 110	Beta-11123	tourbe	66	Ricard. 1988
32	8 050 ± 130	Beta-19020	Mt	81	Ricard. 1988
	7 220 ± 160	Beta-19019	Mc	83	Ricard. 1988
	5 655 ± 140	Beta-11500	tourbe	94	Ricard. 1988
	4 745 ± 120	Beta-11501	tourbe	94.5	Ricard. 1988
	3 130 ± 119	Beta-11502	tourbe	95	Ricard. 1988
	1 760 ± 80	Beta-11503	tourbe	95.5	Ricard. 1988
33	1 650 ± 60	Beta-11124	tourbe	165	Gray et Seppala. 1991
	740 ± 80	Hel-2217	tourbe	165	Gray et Seppala. 1991
34	9 300 ± 180 (1)	Beta-19853	Pa	114	Bruneau et Gray. 1991; Gray et al. 1993
35	8 800 ± 70	To-1274	Pa	108	Bruneau et Gray. 1991; Gray et al. 1993
	8 765 ± 80	AAL-7561	Pa	100	Gray et al. 1993
36	1 880 ± 60	GSC-5197	macrorestes végétaux	15	cette carte
37	7 030 ± 100	GSC-4756	Ha	60	Bruneau et Gray. 1991; McNeely et Jorgensen. 1992
38	7 320 ± 100	GSC-4745	Ha, M spp.	113	Bruneau et Gray. 1991; Gray et al. 1993

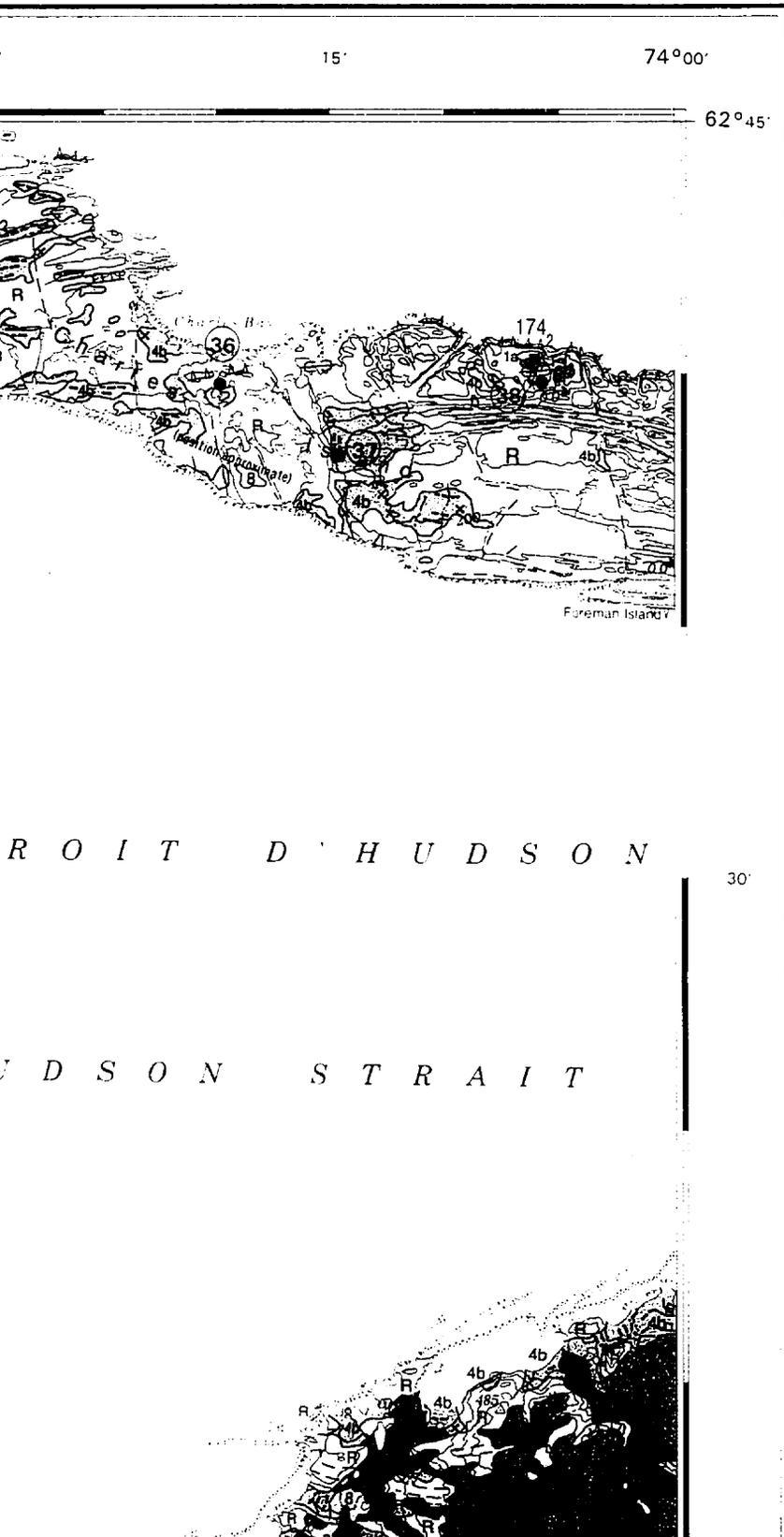


D É T R O I T

H U D S O

(1) date corrigée à 0 ‰ en soustrayant 410 ans à celle normalisée à -25 ‰

Coquilles marines : Bc = *Balanus crenatus* ; B sp = *Balanus* ; Cc = *Clinocardium ciliatum* ; Ci = *Chlamys islandicus* ; Ha = *Hiattella arctica* ; M spp. = *Mya* spp. ; Mc = *Macoma calcarea* ; Me = *Mytilus edulis* ; Mp = *Mya pseudoarenaria* ; Mt = *Mya truncata* ; Pa = *Portlandia arctica* ; Sg = *Serripes groenlandicus* ; Yf = *Yoldiella fraterna*



Cette légende est commune aux cartes 18
 symboles ou dépôts n'apparaissent pas sur

QUATERNAIRE

8. DÉPÔTS ORGANIQUES
 mal drainés; épaisseur

7 DÉPÔTS COLLUVIAUX
 d'escarpements rocheux

6 DÉPÔTS ALLUVIAUX
 imbriqués; dépôts de 1
 actuelle ou récente, que

DEF

DÉPÔTS GLACIOLACU
 deltaïque ou littoral dans

Sédiments deltaïques: sa
 tabulaires; sédiments mis
 déposés à l'embouchure
 épaisseur de 1 à 20 m; ré
 à la surface des dépôts

Sédiments littoraux: sable
 du retrait des eaux glaciol

DÉPÔTS GLACIOMARIN
 en place en milieu deltaïque
 bordières post-glaciaires; l
 parfois recouverts d'un pla
 moyenne inférieure à 1 m

4c Sédiments deltaïques: sa
 des accumulations tabula
 glaciaires ou déposés à l
 marine; épaisseur maxim
 de gel parfois observable

4b Sédiments littoraux et pré
 lors de la régression marin
 épaisseur de 1 à 3 m

Sédiments d'eau profonde
 des plaines; présence spor
 surface des plaines souven
 de type dendritique; présen
 sable fin et de silt argilleux

DÉPÔTS FLUVIOGLACIAI
 de fonte au contact ou à pr
 polygonal de fentes de gel

3 Sédiments proglaciaires: g
 d'épandage; épaisseur m
 de chenaux abandonnés p
 également des épandages
 accumulations tabulaires o

Sédiments de contact glaci
 sommet tabulaire lorsque s

Sable, gravier et blocs min

LÉGENDE

Cette légende est commune aux cartes 1861A, 1862A et 1863A; il est possible que certains symboles ou dépôts n'apparaissent pas sur cette carte

QUATERNAIRE

POST-GLACIAIRE

8

DÉPÔTS ORGANIQUES: accumulation de mousse et d'herbes dans les zones mal drainées; épaisseur inférieure à 0,5 m

7

DÉPÔTS COLLUVIAUX: blocs et cailloux anguleux formant des talus au pied d'escarpements rocheux; épaisseur de 1 à 50 m

6

DÉPÔTS ALLUVIAUX: sable et gravier stratifiés comprenant parfois des blocs imbriqués; dépôts de 1 à 3 m d'épaisseur mis en place dans la plaine alluviale actuelle ou récente, quelquefois sous forme de deltas ou de cônes alluviaux

DERNIÈRE GLACIATION

DÉPÔTS GLACIOLACUSTRES: sédiments stratifiés mis en place en milieu deltaïque ou littoral dans des lacs proglaciaires éphémères

Sédiments deltaïques: sable, gravier et blocs formant des accumulations tabulaires; sédiments mis en place par les eaux de fonte glaciaires ou déposés à l'embouchure des rivières lors du retrait des eaux glaciolacustres; épaisseur de 1 à 20 m; réseau polygonal de fentes de gel parfois observable à la surface des dépôts

Sédiments littoraux: sable et gravier mis en place sous forme de plages lors du retrait des eaux glaciolacustres ou lacustres; épaisseur de 1 à 2 m

DÉPÔTS GLACIOMARINS ET MARINS: sédiments massifs ou stratifiés mis en place en milieu deltaïque, littoral, pré-littoral ou profond dans les mers bordières post-glaciaires; localement fossilifères et légèrement carbonatés, parfois recouverts d'un placage discontinu de sable éolien d'une épaisseur moyenne inférieure à 1 m

4c

Sédiments deltaïques: sable silteux ainsi que sable et gravier stratifiés formant des accumulations tabulaires; sédiments mis en place par les eaux de fonte glaciaires ou déposés à l'embouchure des rivières lors de la régression marine; épaisseur maximale observée de 40 m; réseau polygonal de fentes de gel parfois observable à la surface des dépôts

4b

Sédiments littoraux et pré-littoraux: sable et gravier stratifiés mis en place lors de la régression marine sous forme de cordons, flèches ou placages; épaisseur de 1 à 3 m

Sédiments d'eau profonde: silt argileux ou silt sableux massifs ou stratifiés formant des plaines; présence sporadique de galets de délestage; épaisseur de 1 à 10 m; surface des plaines souvent couverte d'ostioles et entaillée par un réseau fluvial de type dendritique; présence locale de rythmites glaciomarines constituées de sable fin et de silt argileux sous ce faciès

DÉPÔTS FLUVIOGLACIAIRES: sédiments stratifiés mis en place par les eaux de fonte au contact ou à proximité du glacier; fréquemment couverts d'un réseau polygonal de fentes de gel

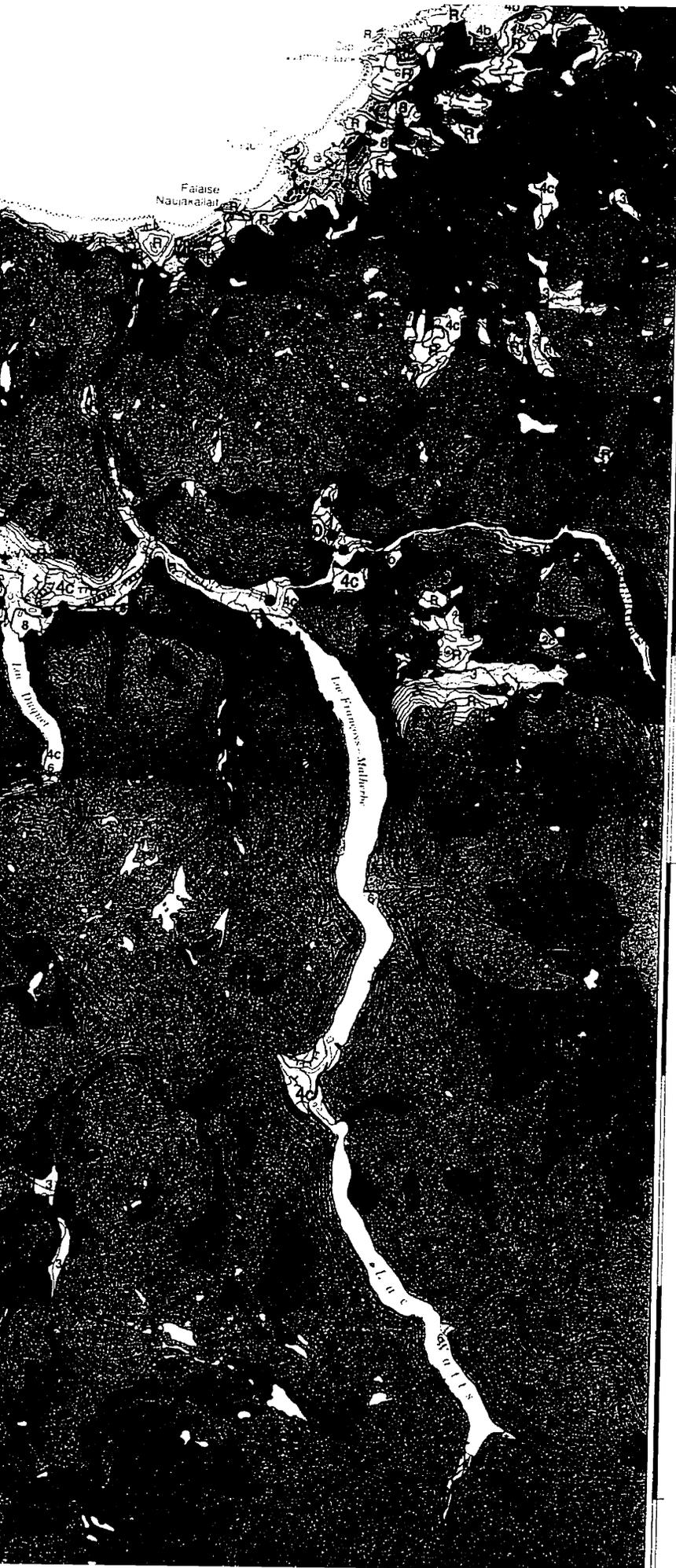
3

Sédiments proglaciaires: gravier et blocs subarrondis formant des plaines d'épandage; épaisseur maximale observée de 10 m; surface des dépôts marquée de chenaux abandonnés pouvant atteindre 1 m de profondeur; unité comprenant également des épandages produits par la vidange des eaux glaciolacustres et les accumulations tabulaires observées à l'intérieur des chenaux d'eau de fonte

Sédiments de contact glaciaire (2a-2c): matériaux formant des accumulations au sommet tabulaire lorsqu'ils sont situés sous la limite de submersion marine ou lacustre

Sable, gravier et blocs mis en place sous la forme de buttes ou de terrasses





3 d'épanda
de chena
égaleme
accumula

Sédiment
sommel ta

2c Sable, gra
de kames;
remplissag

2b Sable, grav
morainique

Sable, grav
d'une seule
des deltas

DÉPÔTS C
uniquemen
olivâtre lors
reposant s
ceux mis e
présence d
de soliflux

1c Complexe
à la marge
organique
hauteur de

Till formant
comprena
sans forme

1a Till formant
d'affieurem

PRÉ-QUATÉNAIRE
SUBSTRAT
de sédiments

Roches de
d'âge prot

R Roches ar
granitiques

* Dans les îles du détroit d'H

- Limite géologique
- Ravinement
- Escarpe ment de terrasse fluviale
- Plage, flèche et cordon littoral
- Escarpe ment de terrasse marine
- Limite de délavage d'origine marine
- Chenal d'eau de fonte ou exutoire
(grand, petit, sur un versant)
- Delta d'esker
- Kettle (grand, petit)
- Esker
- Moraine de De Geer
- Crête morainique (majeure, mineure)
- Zone de moraine bosselée

15'

62°00'

45'

3

d'épandage: épaisseur maximale observée de 10 m; surface des dépôts marquée de chenaux abandonnés pouvant atteindre 1 m de profondeur; unité comprenant également des épandages produits par la vidange des eaux glaciolacustres et les accumulations tabulaires observées à l'intérieur des chenaux d'eau de fonte

Sédiments de contact glaciaire (2a-2c): matériaux formant des accumulations au sommet tabulaire lorsque situés sous la limite de submersion marine ou lacustre

2c

Sable, gravier et blocs mis en place sous la forme de buttes ou de terrasses de kames, unité comprenant également des buttes résiduelles de till et des remplissages de crevasses; épaisseur de 1 à 8 m

2b

Sable, gravier et blocs se présentant sous la forme de bourrelets de sédiments morainiques mis en place à la marge glaciaire lors du retrait; épaisseur de 2 à 20 m



Sable, gravier et blocs mis en place sous forme d'eskers, généralement constitués d'une seule crête disposée parallèlement à l'écoulement glaciaire; unité incluant des deltas d'esker; épaisseur de 5 à 25 m

DÉPÔTS GLACIAIRES: diamicton mis en place directement par le glacier et composé uniquement de débris de roches précambriennes; matrice généralement de couleur olivâtre lorsque humide et de texture sablo-silteuse, bien que plus fine dans les dépôts reposant sur les roches de la ceinture du Cap Smith (silt + argile = 49%) que dans ceux mis en place sur les autres roches (silt + argile = 38%); généralement, omniprésence d'ostioles sur les replats et dominance de trainées minérales et de terrasses de solifluxion sur les pentes

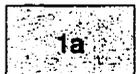
1c

Complexe de sédiments associé aux moraines de De Geer; groupe de crêtes parallèles à la marge glaciaire lors du retrait et constituées de till, sédiments marins fins, dépôts organiques et occasionnellement affleurements rocheux observés entre les crêtes; hauteur des crêtes variant de 0.5 à 10 m



Till formant une couverture continue d'une épaisseur moyenne supérieure à 1 m et comprenant moins de 10% d'affleurements rocheux; terrains morainiques généralement sans forme définie, parfois bosselés, fuselés ou côtelés

1a



Till formant un placage discontinu d'une épaisseur moyenne inférieure à 1 m; 10 à 80% d'affleurements rocheux; fréquents blocs perchés

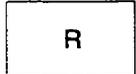
PRÉ-QUATERNAIRE

SUBSTRAT ROCHEUX: roches précambriennes recouvertes d'un placage discontinu de sédiments d'une épaisseur inférieure à 0.2 m



Roches de la ceinture du Cap Smith: roches métavolcaniques et métasédimentaires d'âge protérozoïque principalement, quelques intrusions mafiques ou ultramafiques

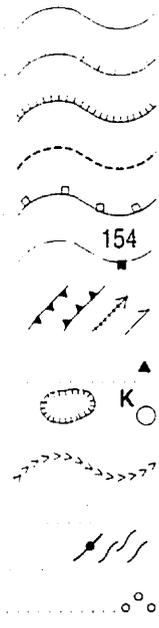
R



Roches archéennes ou protérozoïques: gneiss tonalitiques, granodioritiques ou granitiques principalement

* Dans les îles du détroit d'Hudson, le till est composé en partie de roches paléozoïques

- Limite géologique
- Ravinement
- Escarpement de terrasse fluviale
- Plage, flèche et cordon littoraux
- Escarpement de terrasse marine
- Limite de délavage d'origine marine, mesurée (altitude en m)
- Chenal d'eau de fonte ou exutoire glaciolacustre (grand, petit, sur un versant)
- Delta d'esker
- Kettle (grand, petit)
- Esker
- Moraine de De Geer
- Crête morainique (majeure, mineure)
- Zone de moraine bosselée



15'

62°00'

45'

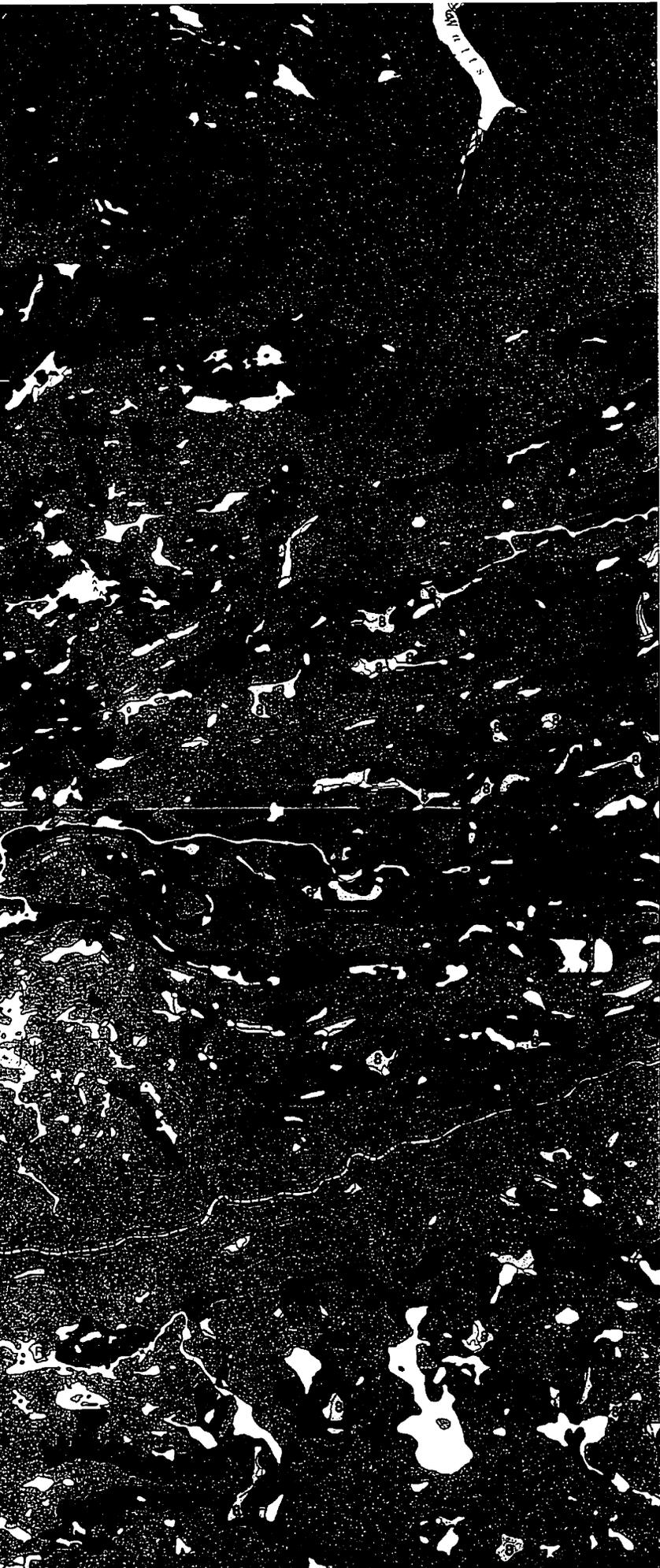
45'

30'

15'







45'

30'

15'

(grand, petit; sur un versant) ...
Delta d'esker
Kettle (grand, petit)
Esker
Moraine de De Geer
Crête morainique (majeure, mineure)
Zone de moraine bosselée
P-forms
Stries (direction de l'écoulement connue, inconnue, chronologie connue, inconnue)
Trainée morainique
Drumlin, drumlinoïde, rocher profilé
Cirque
Champs de blocs
Canyon dans le roc
Escarpement rocheux
Dépression linéaire le long d'un rocher
Aflèvements rocheux
Endroit d'où provient un matériel glaciaire; méthode du radiocarbone; le nombre de datations répertoriées sur le terrain

Bartley, D.D. and Matthews, B.
1969 A palaeobotanical investigation of the northern Ungava (Québec)

Bruneau, D. et Gray, J.T.
1991 Géologie des formations glaciaires de la région de la Grande Vallée de la France, Québec. Commission de la géologie, Québec, 1:250 000

Gray, J.T. and Seppalä, M.
1991 Deeply dissected tundra on the northern Ungava Peninsula, Québec. *Canadian Journal of Earth and Planetary Sciences*, p. 111-117

Gray, J.T., Lauriol, B., Bruneau, D.
1993 Postglacial emergence of the northern Ungava Peninsula. *Canadian Journal of Earth and Planetary Sciences*, p. 111-117

Kaufman, D.S., Miller, G.H., Gray, J.T.
1992 Chronology and configuration of the ice dome at the mouth of Hudson Bay. *Journal of Alpine Research*, University of Alberta, p. 78-80

Lowdon, J.A. and Blake, W., Jr.
1968 Geological Survey of Canada Paper 68-2, Part B, 245 p.

Lowdon, J.A., Wilmeth, R., and Blake, W., Jr.
1969 Geological Survey of Canada Paper 69-2, Part B, 21 p.

Matthews, B.
1967 Late Quaternary events in the St. Lawrence Valley. *Canadian Journal of Earth and Planetary Sciences*, p. 283

McNeely, R. and Jorgensen, P.K.
1992 Geological Survey of Canada Paper 90-7, 84 p.

McNeely, R. and McQuaig, S.
1991 Geological Survey of Canada Paper 89-7, 134 p.

Ricard, J.
1989 Reconstruction paléogéographique de l'Ungava. Québec: Mémoires de la Société de géologie et de géologie appliquée, 10, 100 p.

(grand, petit: sur un versant)

Delta d'esker

Kettle (grand, petit)

Esker

Moraine de De Geer

Crête morainique (majeure, mineure)

Zone de moraine bosselée

P-forms

Stries (direction de l'écoulement glaciaire connue, inconnue, chronologie relative, 1 = plus âgé)

Trainée morainique

Drumlin, drumminoïde, rocher profilé

Cirque

Champs de blocs

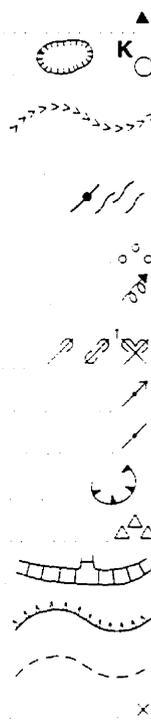
Canyon dans le roc

Escarpement rocheux

Dépression linéaire le long d'un élément structural

Affleurements rocheux

Endroit d'où provient un matériel daté en âge absolu par la méthode du radiocarbone; le numéro du site réfère au tableau des datations répertoriées sur le territoire couvert par la présente carte



18

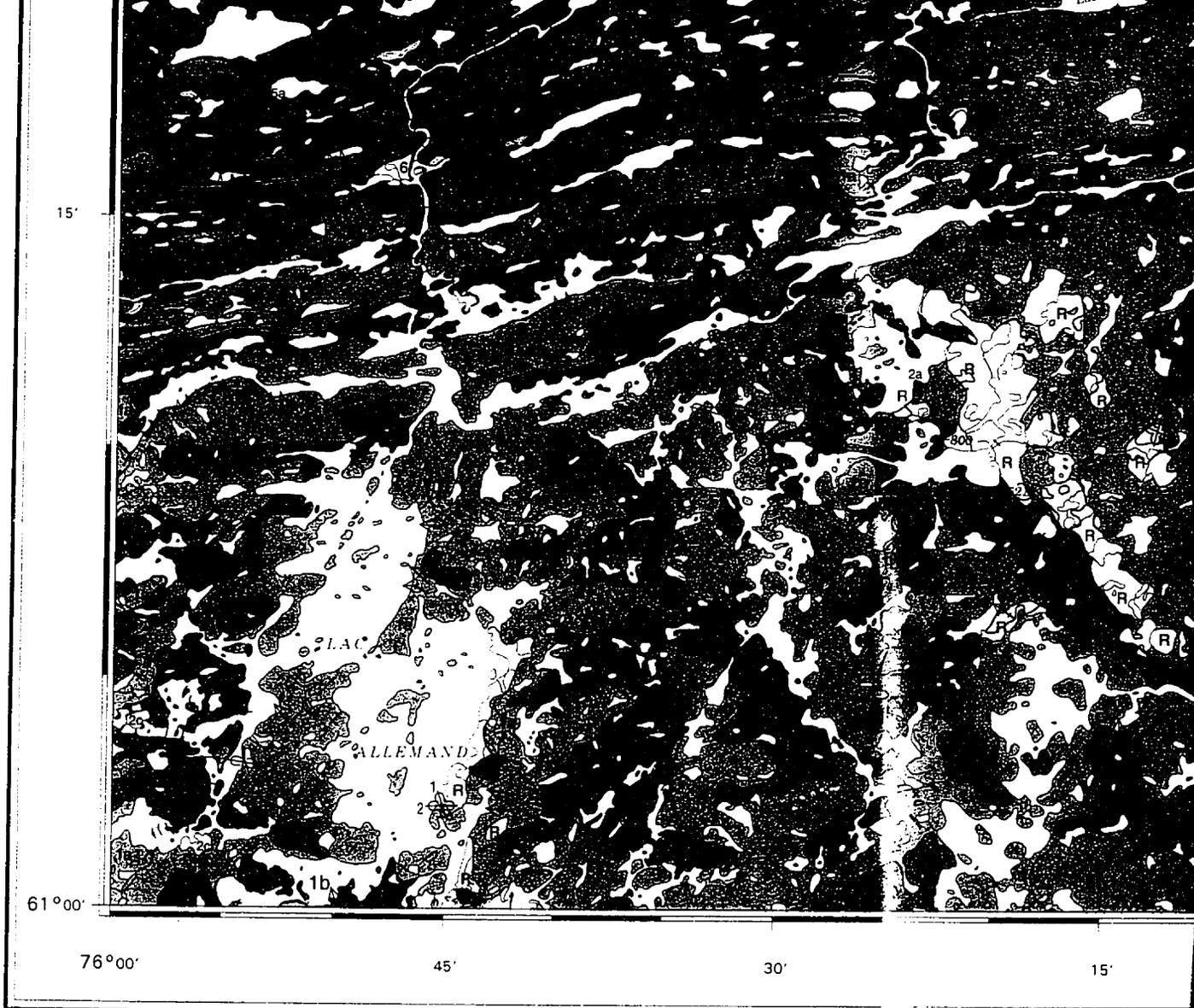
RÉFÉRENCES

- Bartley, D. D. and Matthews, B.
1969: A palaeobotanical investigation of postglacial deposits in the Sugluk area of northern Ungava (Quebec). *Review of Paleobotany and Palynology*, v. 9, p. 45-61
- 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 de 1:250 000
- Gray, J. T. and Seppälä, M.
1991: Deeply dissected tundra polygons on a glacio-fluvial outwash plain, Northern Ungava Peninsula, Québec; *Géographie physique et Quaternaire*, v. 45, no. 1, p. 111-117
- Gray, J. T., Lauriol, B., Bruneau, D., and Ricard, J.
1993: Postglacial emergence of Ungava Peninsula, and its relationship to glacial history. *Canadian Journal of Earth Sciences*, Volume 30, p. 1676-1696
- Kaufman, D. S., Miller, G. H., Gray, J. T., Stravers, J. A., Lauriol, B., Bruneau, D., and Jull, T.
1992: Chronology and configuration of late-glacial (12-8 ka) fluctuations of the Labrador dome at the mouth of Hudson Strait. 22nd Arctic Workshop, Institute of Arctic and Alpine Research, University of Colorado, Boulder, Colo., March 5-7, 1992. Program of Abstracts, pp. 78-80
- Lowdon, J. A. and Blake, W., Jr.
1968: Geological Survey of Canada-Radiocarbon dates VII; Geological Survey of Canada, Paper 68-2, Part B, 245 p.
- Lowdon, J. A., Wilmeth, R., and Blake, W., Jr.
1969: Geological Survey of Canada-Radiocarbon dates VIII; Geological Survey of Canada, Paper 69-2, Part B, 21 p.
- Matthews, B.
1967: Late Quaternary events in northern Ungava. Ph. D. thesis, McGill University, Montréal, 283 p.
- McNeely, R. and Jorgensen, P. K.
1992: Geological Survey of Canada-Radiocarbon dates XXX; Geological Survey of Canada, Paper 90-7, 84 p.
- McNeely, R. and McQuaig, S.
1991: Geological Survey of Canada-Radiocarbon dates XXIX; Geological Survey of Canada, Paper 89-7, 134 p.
- 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.

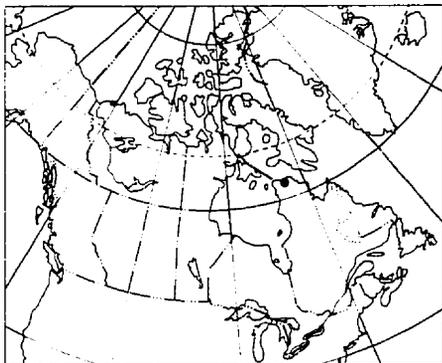
45'

30'

15'



On peut obtenir des exemplaires de cette carte en s'adressant
 à la Commission géologique du Canada aux adresses suivantes:
 601 rue Booth, Ottawa, Ontario K1A 0E8
 3303-33rd Street, N.W., Calgary, Alberta T2L 2A7
 2535, boulevard Laurier, C.P. 7500, Sainte-Foy (Québec) G1V 4C7



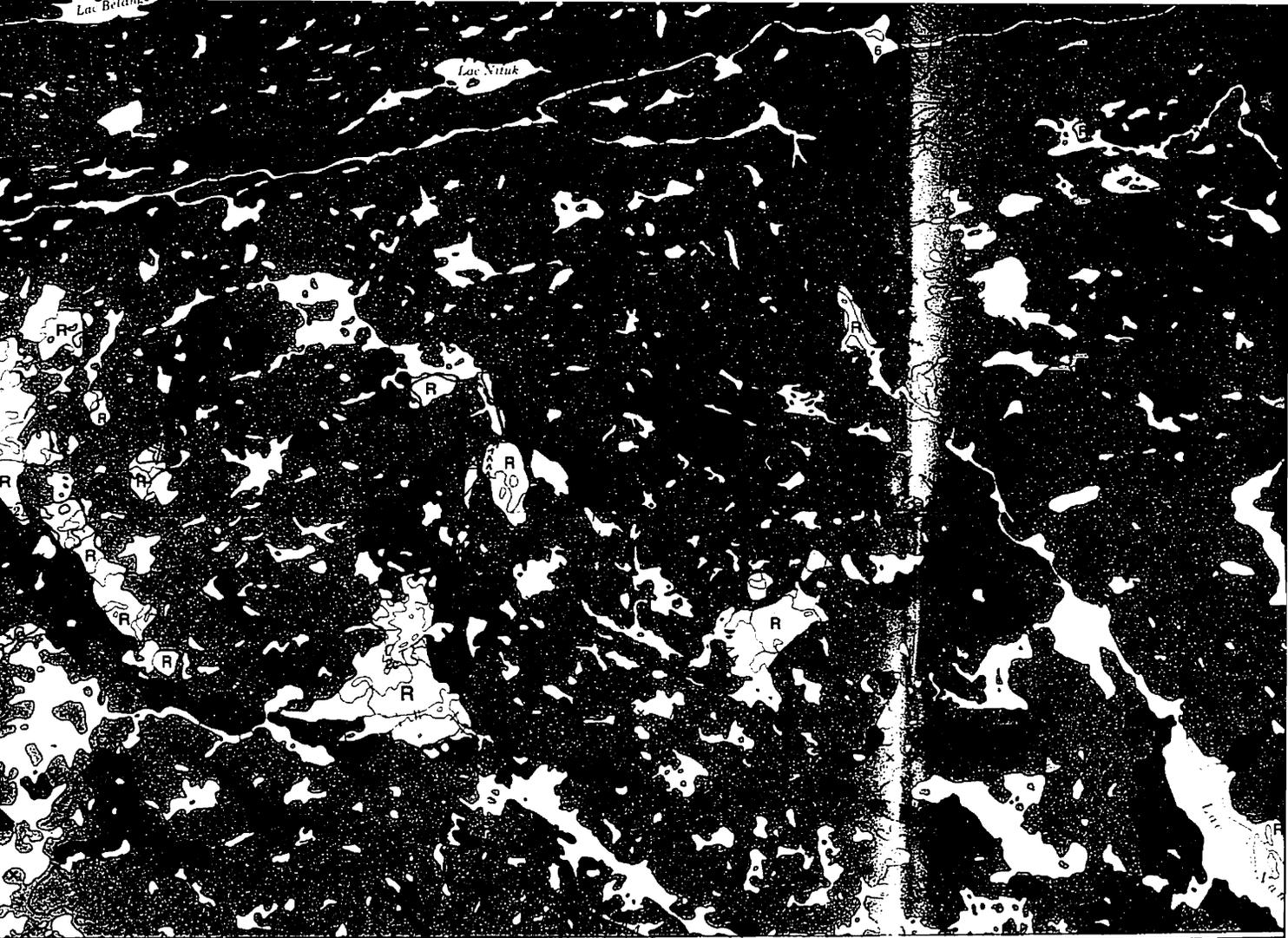
LOCALISATION DE LA CARTE

GÉ
RÉGION DE
 QUÉ

Kilomètres 5

Projection
 MC 75°
 Droits c

Canada



15'

75°00'

45'

30'

CARTE 1862A

GÉOLOGIE DES FORMATIONS EN SURFACE

ION DE SALLUIT ET DES LACS NUVIK

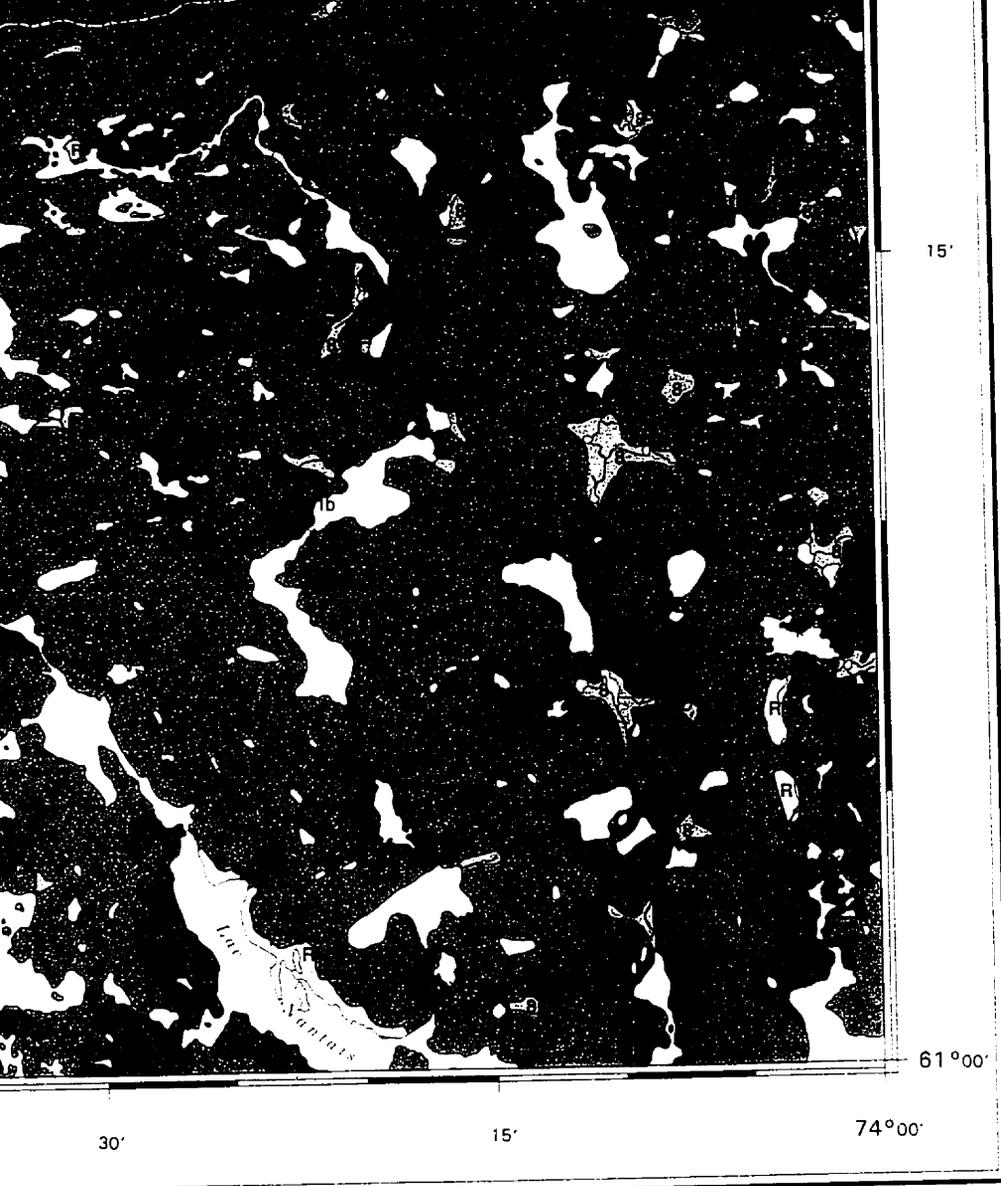
QUÉBEC - TERRITOIRES DU NORD-OUEST

Échelle 1/250 000 - Scale 1:250 000

Kilomètres 5 0 5 10 15 20 Kilometres

Projection transverse de Mercator
MC 75°00', facteur d'échelle 1
Droits de la Couronne réservés

Transverse Mercator Projection
CM 75°00', Scale Factor 1
Crown copyrights reserved



15'

61°00'

30'

15'

74°00'

Publié en 1996

Lowdon, J. A., Wilmeth, R., and B.
 1969: Geological Survey of Canada Paper 69-2, Part B, 21 p.

Matthews, B.
 1967: Late Quaternary events in Montréal, 283 p.

McNeely, R. and Jorgensen, P. K.
 1992: Geological Survey of Canada Paper 90-7, 34 p.

McNeely, R. and McQuaig, S.
 1991: Geological Survey of Canada Paper 89-7, 134 p.

Ricard, J.
 1989: Reconstruction paléogéographique d'Ungava. Québec: Mémoires de la Société de géologie, 10, 1-10.

Seppälä, M., Gray, J. T., and Ricard, J.
 1988: The development of deep-sea fans on the northern peninsula, Québec. Canadian Geological Conference, Trondheim, Norway, 1-10.

St-Onge, M. R. and Lucas, S. B.
 1990: Early Proterozoic collision (Hudson) orogen. Lacs Nord. Part C: Geological Survey of Canada, 1-10.

Taylor, F. C.
 1982: Reconnaissance géologique du Nord-Ouest. Northwest Territories: Geological Survey of Canada, 1-10.

Géologie du Quaternaire
 Géologie du substrat rocheux par l'ère glaciaire

Cartographie numérique effectuée par le Service géologique du Canada

Les utilisateurs sont priés de signaler les erreurs ou omissions

Fond de carte assemblé par la Commission géologique du Canada à partir de cartes 35J (1983) et 35G (1983) levés et de la cartographie, n° 1862A

On peut obtenir des exemplaires de cette carte en s'adressant au Bureau des cartes géologiques naturelles du Canada

Déclinaison magnétique 1996. 32° de 29°30' W dans le Nord-Ouest

Altitudes en mètres

35 K et 35 L	35 J	35-I	25 L
1861A	1862A	1863A	
35 F et 35 E	35 G	35 H	25 E et 25 F
35 C et 35 D	35 B	35 A	25 D

SYSTEME NATIONAL DE REFERENCE CARTOGRAPHIQUE
 ET INDEX DES CARTES ATTENANTES PUBLIÉES PAR
 LA COMMISSION GÉOLOGIQUE DU CANADA

N



Lowdon, J. A., Wilmeth, R., and Blake, W., Jr.
 1969: Geological Survey of Canada-Radiocarbon dates VIII: Geological Survey of Canada, Paper 69-2, Part B, 21 p.

Matthews, B.
 1967: Late Quaternary events in northern Ungava. Ph.D. thesis, McGill University, Montréal, 283 p.

McNeely, R. and Jorgensen, P. K.
 1992: Geological Survey of Canada-Radiocarbon dates XXX: Geological Survey of Canada, Paper 90-7, 84 p

McNeely, R. and McQuaig, S.
 1991: Geological Survey of Canada-Radiocarbon dates XXIX, Geological Survey of Canada, Paper 89-7, 134 p.

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

Seppälä, M., Gray, J. T., and Ricard, J.
 1988: The development of depressed-centre ice-wedge polygons on the Northernmost Ungava peninsula, Québec, Canada. In Proceedings of the fifth international permafrost conference, Trondheim, Norway, p.862-866

St-Onge, M.R. and Lucas, S.B.
 1990: Early Proterozoic collisional tectonics on 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

Taylor, F.C.
 1982: Reconnaissance geology of a part of the Canadian Shield, northern Québec and Northwest Territories. Geological Survey of Canada, Memoir 399, 32 p.

*Géologie du Quaternaire par Robert-André Daigneault (1989).
 Géologie du substrat rocheux par F.C. Taylor (1982), et M.R. St-Onge, et S.B. Lucas (1990)*

Cartographie numérique effectuée par Louis P. Renaud, Division de l'information géoscientifique

Les utilisateurs sont priés de faire connaître à la Commission géologique du Canada les erreurs ou omissions de nature géologique qu'ils auront pu constater

Fond de carte assemblé par la Commission géologique du Canada à partir des feuilles de cartes 35J (1983) et 35G (1983), publiées à la même échelle par la Direction des levés et de la cartographie, ministère de l'Énergie, des Mines et des Ressources

Publié en 1996

On peut obtenir des exemplaires des éditions topographiques de la région représentée sur la carte en s'adressant au Bureau des cartes du Canada, ministère des Ressources naturelles du Canada, Ottawa, Ontario, K1A 0E9

Déclinaison magnétique 1996, 32°23' W, diminuant 11,8' par année. Les valeurs varient de 29°30' W dans le coin S.-W. à 34°24' W dans le coin N.-E.

Altitudes en pieds au-dessus du niveau de la mer

35-I	25 L
1863A	25 E et 25 F
35 H	
35 A	25 D

REFERENCIE CARTOGRAPHIQUE
 TENANTES PUBLIÉES PAR
 OLOGIQUE DU CANADA

Notation bibliographique conseillée :
 Daigneault, R.-A.
 1996: Géologie des formations en surface, région de Salluit et des lacs Nuvilik, Québec - Territoires du Nord-Ouest: Commission géologique du Canada, Carte 1862A, échelle de 1/250 000

NOTE TO USERS

Oversize maps and charts are microfilmed in sections in the following manner:

**LEFT TO RIGHT, TOP TO BOTTOM, WITH
SMALL OVERLAPS**

UMI



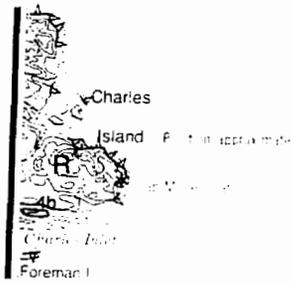
74°00'

45'

30'

15'

62°45'



30'



15'



15'

73°00'

45'

30'

0000
10000





30'

15'

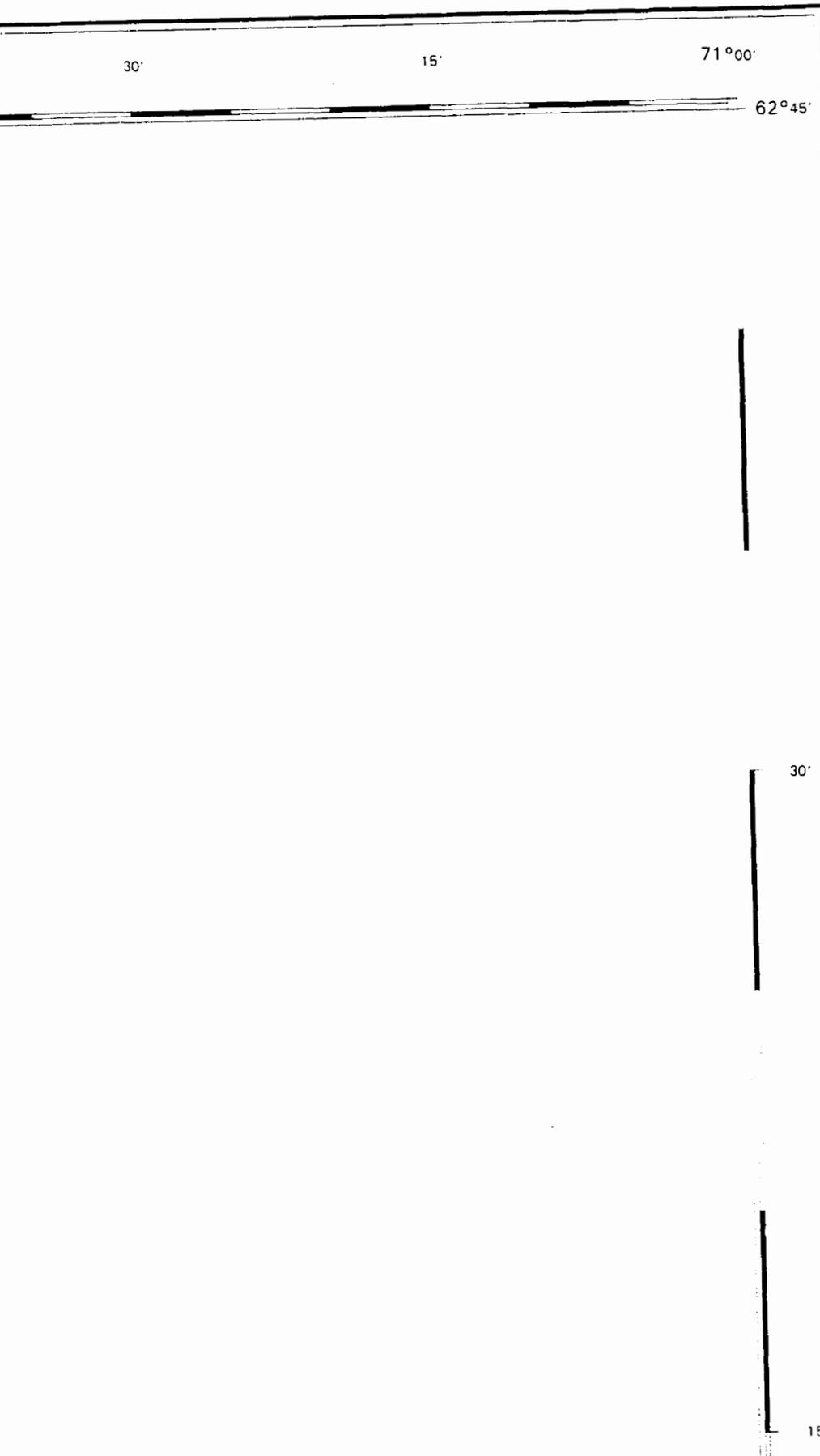
72°00'

45'

30'

D
E
T
R
O
I
T
H
U
D
S
O
N

D



Cette légende est commune
symboles ou débits n'app

QUATERNAIRE

- 8

DÉPÔTS
mal drainés
- DÉPÔTS**
d'escarpement
- 6

DÉPÔTS
*morainiques
actuelle ou*
- DÉPÔTS**
deltaiques
- Sédiments**
*tabulaires:
déposés à
épaisseur
à la surface*
- Sédiments**
du retrait de
- DÉPÔTS G**
*en place en
bordières p
parfois reco
moyenne in*
- 4c

Sédiments
*des accumu
glaciaires ou
marine. épa
de gel part*
- 4b

Sédiments
*lors de la ré
épaisseur*
- Sédiments**
*des plaines:
surface des
de type dend
sable fin et d*
- DÉPÔTS FL**
*de fonte au d
polygonal de*
- 3

Sédiments p
*d'épandage
de chenaux
également d
accumulation*
- 2c

Sédiments
sommet tabu
- 2b

Sable, gravie
*de kames, ur
remplissages*
- 2b

Sable, gravie
morainiques

LÉGENDE

Cette légende est commune aux cartes 1861A, 1862A et 1863A, il est possible que certains symboles ou dépôts n'apparaissent pas sur cette carte

QUATERNAIRE

POST-GLACIAIRE

8

DÉPÔTS ORGANIQUES: accumulation de mousse et d'herbes dans les zones mal drainées; épaisseur inférieure à 0,5 m

DÉPÔTS COLLUVIAUX: blocs et cailloux anguleux formant des talus au pied d'escarpements rocheux; épaisseur de 1 à 50 m

6

DÉPÔTS ALLUVIAUX: sable et gravier stratifiés comprenant parfois des blocs imbriqués; dépôts de 1 à 3 m d'épaisseur mis en place dans la plaine alluviale actuelle ou récente, quelquefois sous forme de deltas ou de cônes alluviaux

DERNIÈRE GLACIATION

DÉPÔTS GLACIOLACUSTRES: sédiments stratifiés mis en place en milieu deltaïque ou littoral dans des lacs proglaciaires éphémères

Sédiments deltaïques: sable, gravier et blocs formant des accumulations tabulaires; sédiments mis en place par les eaux de fonte glaciaires ou déposés à l'embouchure des rivières lors du retrait des eaux glaciolacustres; épaisseur de 1 à 20 m; réseau polygonal de fentes de gel parfois observable à la surface des dépôts

Sédiments littoraux: sable et gravier mis en place sous forme de plages lors du retrait des eaux glaciolacustres ou lacustres; épaisseur de 1 à 2 m

DÉPÔTS GLACIOMARINS ET MARINS: sédiments massifs ou stratifiés mis en place en milieu deltaïque, littoral, pré-littoral ou profond dans les mers bordières post-glaciaires; localement fossilifères et légèrement carbonatés; parfois recouverts d'un placage discontinu de sable éolien d'une épaisseur moyenne inférieure à 1 m

4c

Sédiments deltaïques: sable silteux ainsi que sable et gravier stratifiés formant des accumulations tabulaires; sédiments mis en place par les eaux de fonte glaciaires ou déposés à l'embouchure des rivières lors de la régression marine; épaisseur maximale observée de 40 m; réseau polygonal de fentes de gel parfois observable à la surface des dépôts

4b

Sédiments littoraux et pré-littoraux: sable et gravier stratifiés mis en place lors de la régression marine sous forme de cordons, fleches ou placages; épaisseur de 1 à 3 m

Sédiments d'eau profonde: silt argileux ou silt sableux massifs ou stratifiés formant des plaines; présence sporadique de galets de délestage; épaisseur de 1 à 10 m; surface des plaines souvent couverte d'ostioles et entaillée par un réseau fluvial de type dendritique; présence locale de rythmites glaciomarines constituées de sable fin et de silt argileux sous ce faciès

DÉPÔTS FLUVIOGLACIAIRES: sédiments stratifiés mis en place par les eaux de fonte au contact ou à proximité du glacier; fréquemment couverts d'un réseau polygonal de fentes de gel

3

Sédiments proglaciaires: gravier et blocs subarrondis formant des plaines d'épandage; épaisseur maximale observée de 10 m; surface des dépôts marquée de chenaux abandonnés pouvant atteindre 1 m de profondeur; unité comprenant également des épandages produits par la vidange des eaux glaciolacustres et les accumulations tabulaires observées à l'intérieur des chenaux d'eau de fonte

Sédiments de contact glaciaire (2a-2c): matériaux formant des accumulations au sommet tabulaire lorsque situés sous la limite de submersion marine ou lacustre

2c

Sable, gravier et blocs mis en place sous la forme de buttes ou de terrasses de kames; unité comprenant également des buttes résiduelles de till et des remplissages de crevasses; épaisseur de 1 à 8 m

2b

Sable, gravier et blocs se présentant sous la forme de bourrelets de sédiments morainiques mis en place à la marge glaciaire lors du retrait; épaisseur de 2 à 20 m

71°00'

62°45'

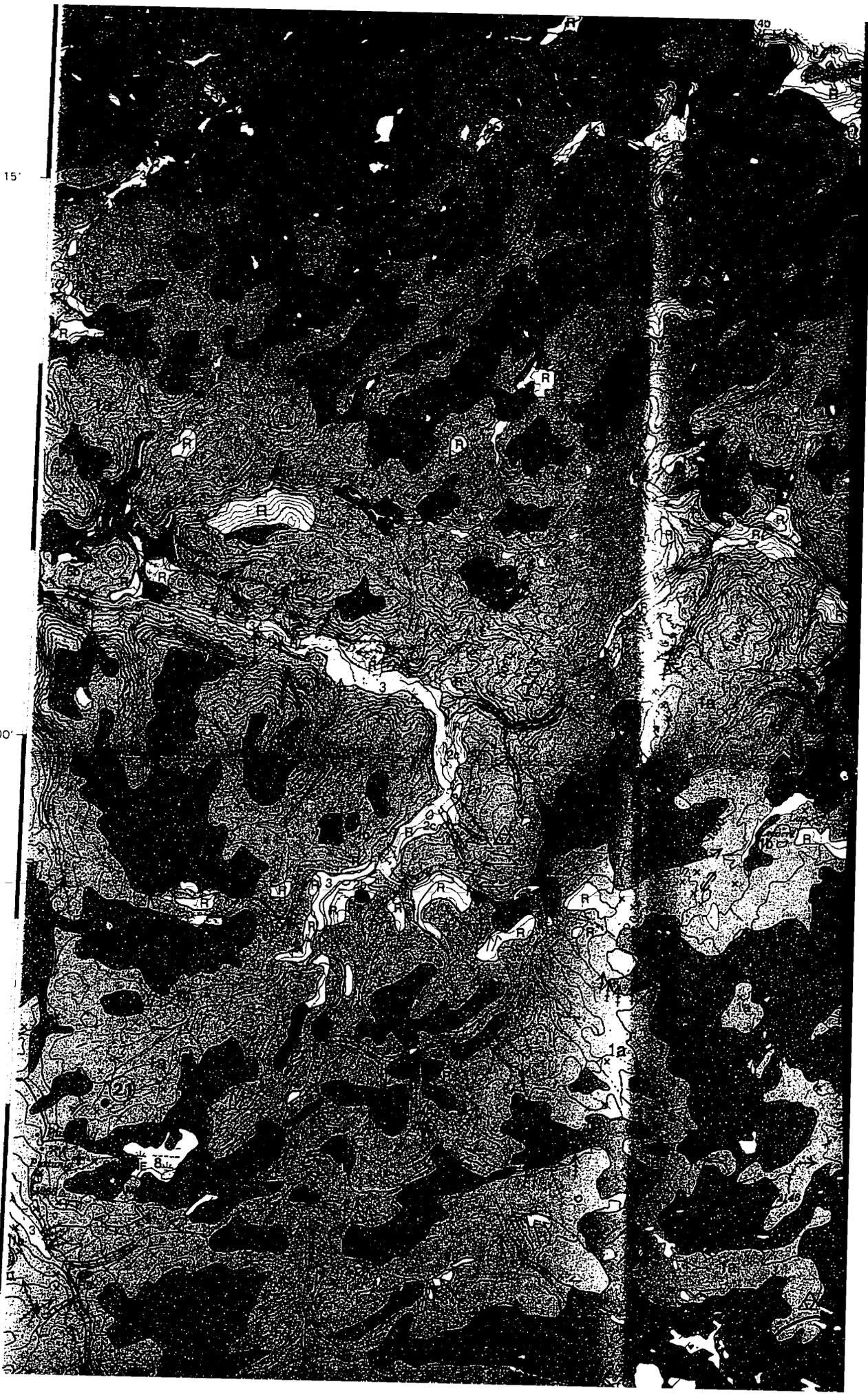
30'

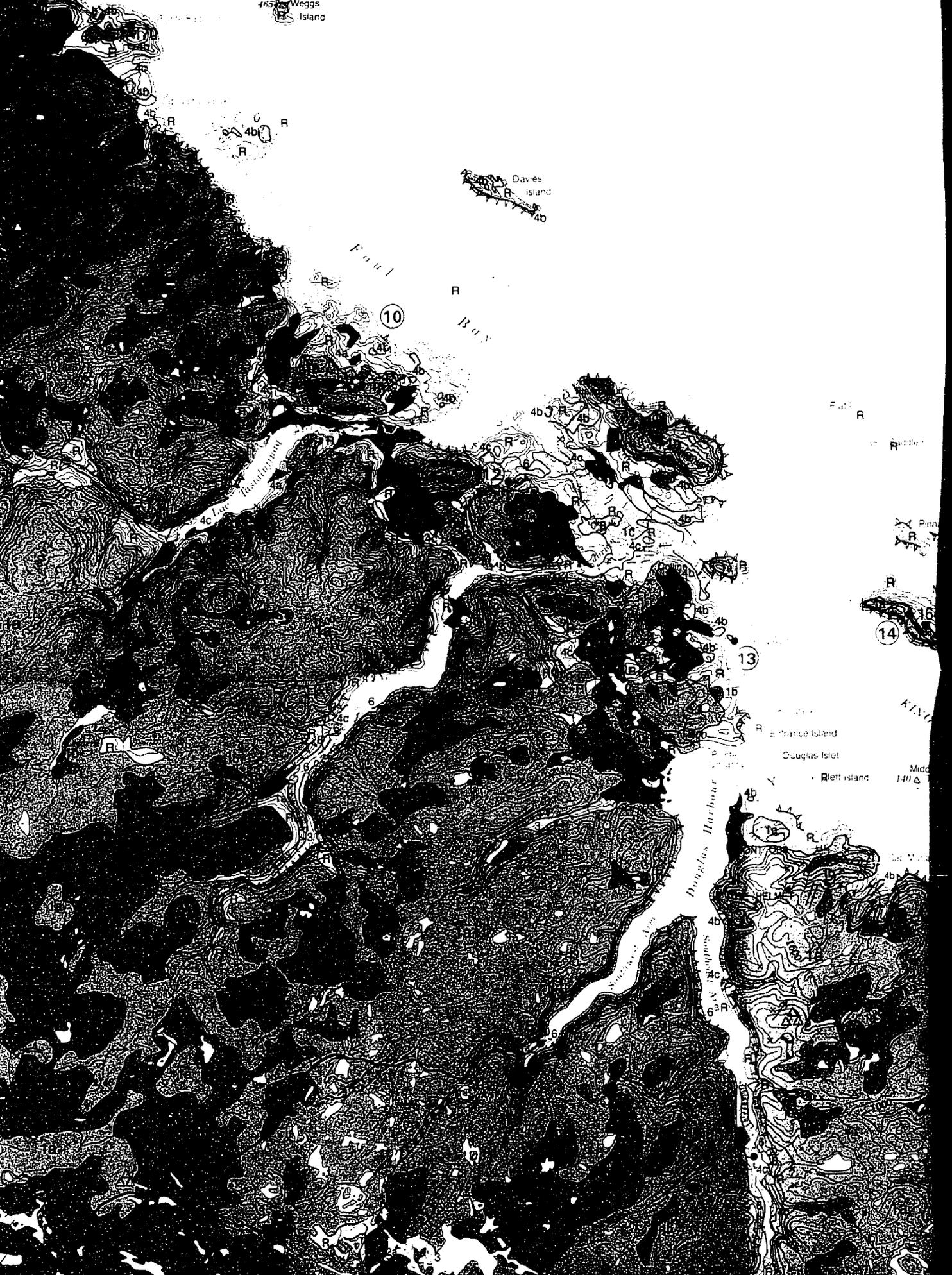
15'

15'

62°00'

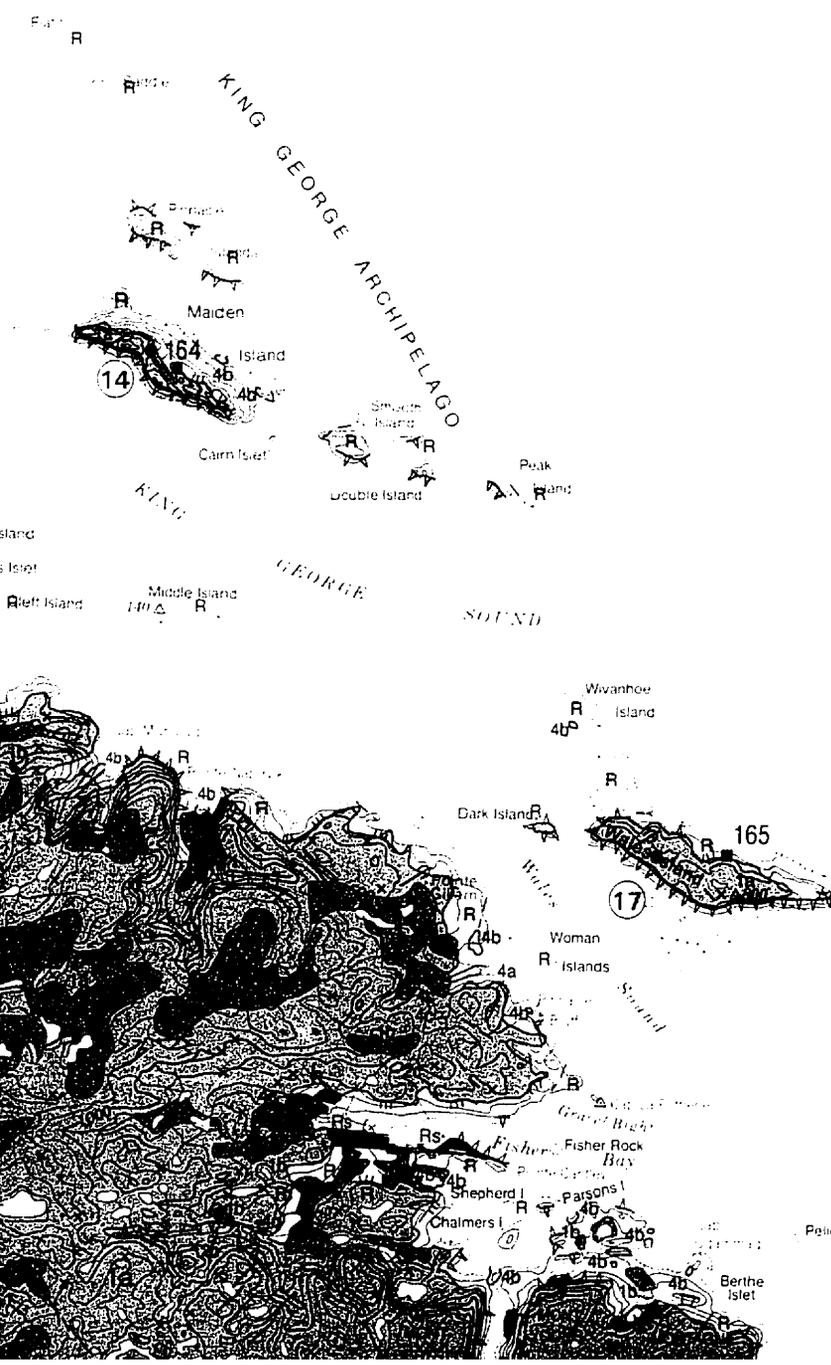
45'





O
N

D
H
U
D
S
O
N
S
T
R
A
I
T



accumulé
Sédiment
sommel

2c

Sabie, gr
de kame,
rempliss

2b

Sabie, gr
morainiq

2a

Sabie, gr
d'une sé
des delta

DÉPÔT
uniquem
olivâtre
reossan
ceux mi
présenc
de solite

1c

Comple
à la mar
organiq
nateur

Till form
compre
sans for

1a

Till form
d'afflu

PRÉ-QUATÉRNAIRE

SUBST
de séd

Roches
d'âge pr

R

Roches
granitiq

* Dans les lies du détroit

15'

62°

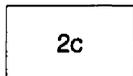
45'

- Limite géologique
- Ravinement
- Escarpeement de terrasse
- Plage, flèche et cordon littoral
- Escarpeement de terrasse
- Limite de délavage d'origine
- Chenal d'eau de fonte (grand, petit, sur un versant)
- Delta d'esker
- Kettle (grand, petit)
- Esker
- Moraine de De Geer
- Crête morainique (majeu)
- Zone de moraine bosselée

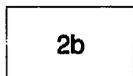
S
O
Z

accumulations tabulaires observées à l'intérieur des chenaux d'eau de fonte

Sédiments de contact glaciaire (2a-2c): matériaux formant des accumulations au sommet tabulaire lorsque situés sous la limite de submersion marine ou lacustre



Sable, gravier et blocs mis en place sous la forme de buttes ou de terrasses de kames: unité comprenant également des buttes résiduelles de till et des remplissages de crevasses: épaisseur de 1 à 8 m

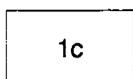


Sable, gravier et blocs se présentant sous la forme de bourrelets de sédiments morainiques mis en place à la marge glaciaire lors du retrait: épaisseur de 2 à 20 m



Sable, gravier et blocs mis en place sous forme d'eskers, généralement constitués d'une seule crête disposée parallèlement à l'écoulement glaciaire, unité incluant des deltas d'esker, épaisseur de 5 à 25 m

DÉPÔTS GLACIAIRES: diamicton mis en place directement par le glacier et composé uniquement de débris de roches précambriennes; matrice généralement de couleur olivâtre lorsque humide et de texture sablo-silteuse, bien que plus fine dans les dépôts reposant sur les roches de la ceinture du Cap Smith (silt + argile = 49%) que dans ceux mis en place sur les autres roches (silt + argile = 38%); généralement, omniprésence d'ostioles sur les replats et dominance de traînées minérales et de terrasses de solifluxion sur les pentes



Complexe de sédiments associé aux moraines de De Geer; groupe de crêtes parallèles à la marge glaciaire lors du retrait et constituées de till; sédiments marins fins, dépôts organiques et occasionnellement affleurements rocheux observés entre les crêtes, hauteur des crêtes variant de 0,5 à 10 m



Till formant une couverture continue d'une épaisseur moyenne supérieure à 1 m et comprenant moins de 10% d'affleurements rocheux, terrains morainiques généralement sans forme définie, parfois bosselés, fuselés ou côtelés



Till formant un piacage discontinu d'une épaisseur moyenne inférieure à 1 m; 10 à 80% d'affleurements rocheux, fréquents blocs perchés

PRÉ-QUATERNAIRE

SUBSTRAT ROCHEUX: roches précambriennes recouvertes d'un piacage discontinu de sédiments d'une épaisseur inférieure à 0,2 m



Roches de la ceinture du Cap Smith: roches métavolcaniques et métasédimentaires d'âge protérozoïque principalement; quelques intrusions mafiques ou ultramafiques



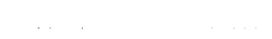
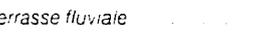
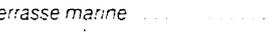
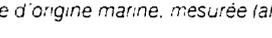
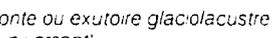
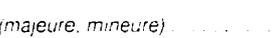
Roches archéennes ou protérozoïques: gneiss tonalitiques, granodioritiques ou granitiques principalement

* Dans les îles du détroit d'Hudson, le till est composé en partie de roches paléozoïques

15°

62°00'

45°

- Limite géologique 
- Ravinement 
- Escarpement de terrasse fluviale 
- Plage, flèche et cordon littoraux 
- Escarpement de terrasse marine 
- Limite de délavage d'origine marine, mesurée (altitude en m) 
- Chenal d'eau de fonte ou exutoire glaciolacustre (grand, petit, sur un versant) 
- Delta d'esker 
- Kettle (grand, petit) 
- Esker 
- Moraine de De Geer 
- Crête morainique (majeure, mineure) 
- Zone de moraine bosselée 

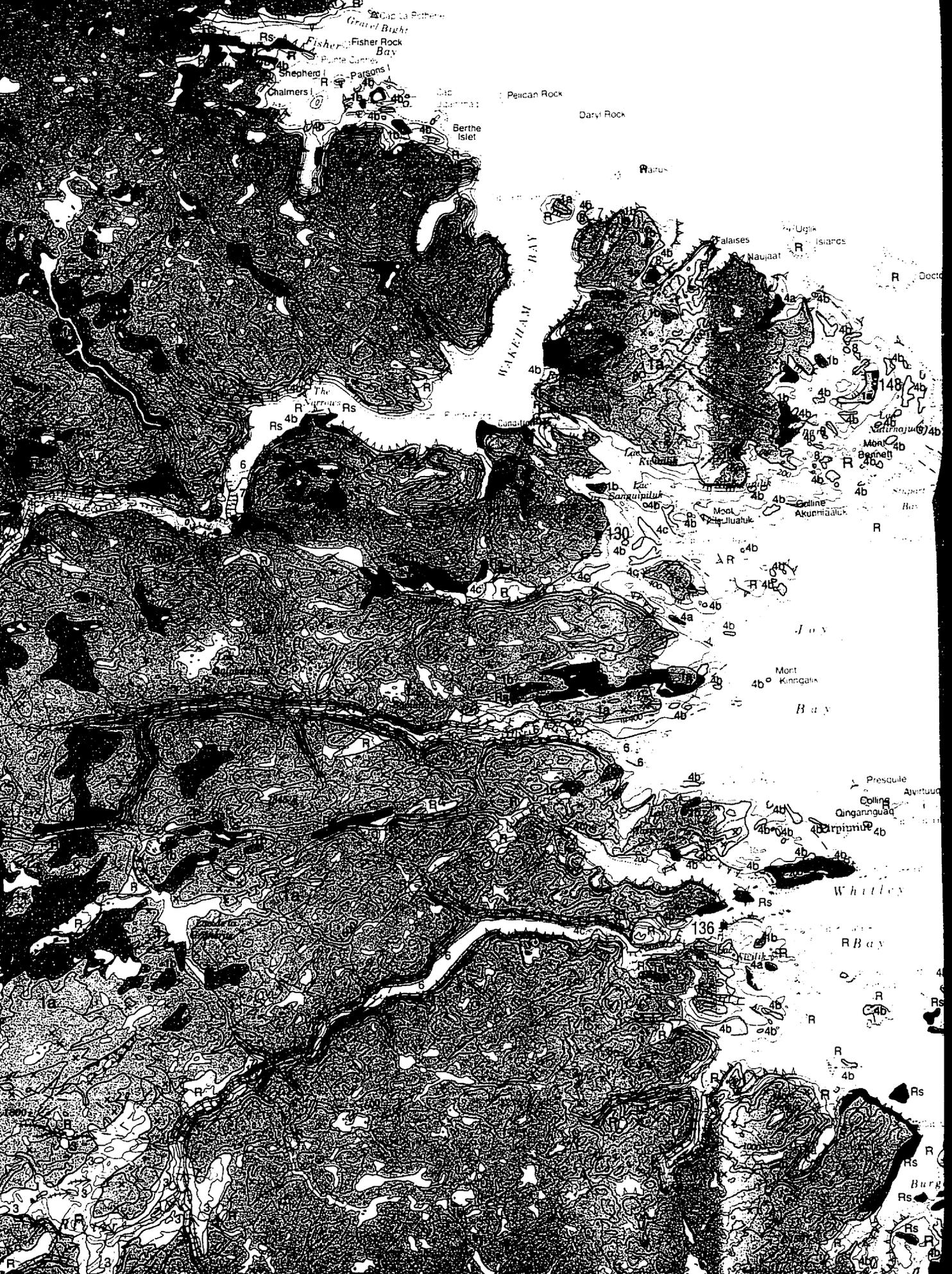
45°

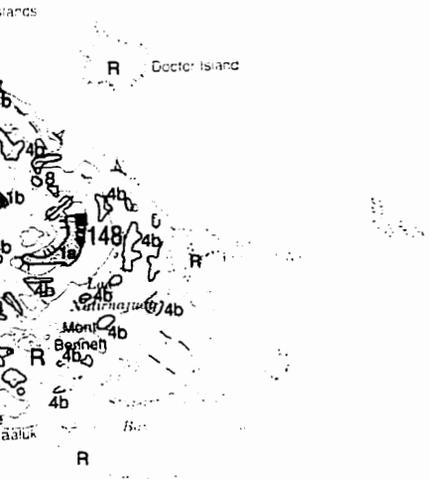
30°

15°









45'

30'

15'

- (grand, petit, sur un...)
- Delta d'esker
- Kettle (grand, petit)
- Esker
- Moraine de De Geer
- Crête morainique (ma...)
- Zone de moraine boss...
- P-forms
- Stries (direction de l'éc...
connue, inconnue, ch...)
- Trainée morainique
- Drumlin, drumlinoïde, ...
- Cirque
- Champs de blocs
- Canyon dans le roc
- Escarpement rocheux
- Depression linéaire le l...
- Affleurements rocheux
- Endroit d'où provient u...
méthode du radiocarbo...
des datations réperto...

Numero sur la carte	Âge
1	1 800 ± 50
2	6 580 ± 125
3	310 ± 50
4	6 690 ± 70
5	7 830 ± 100
6	7 300 ± 110
7	8 090 ± 170
8	8 660 ± 110 (1)
9	8 470 ± 70
10	7 220 ± 110
11	7 020 ± 90
12	7 600 ± 180
13	6 690 ± 90
14	25 210 ± 390
15	5 110 ± 110
16	6 740 ± 100
17	37 000 ± 3400
18	7 000 ± 110
19	1 300 ± 60
20	6 760 ± 90
21	4 600 ± 100
22	4 750 ± 100
	5 030 ± 70
23	6 080 ± 100
	6 920 ± 90

(1) date corrigée à 0‰ en
Coquilles marines : $H_a = M$
 $Mt = M$

Chenaux à eau de fonte ou exutoire glaciaire
(grand, petit; sur un versant)

Delta d'esker

Kettle (grand, petit)

Esker

Moraine de De Geer

Crête morainique (majeure, mineure)

Zone de moraine bosselée

P-forms

Stries (direction de l'écoulement glaciaire
connue, inconnue, chronologie relative. 1 = plus âgé)

Trainée morainique

Drumlin (druminoïde, rocher profilé)

Craue

Champs de blocs

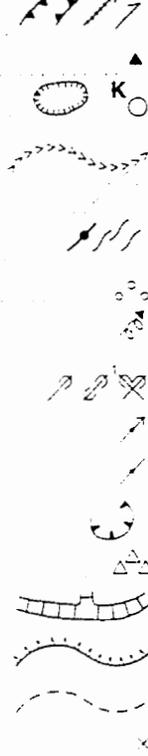
Canyon dans le roc

Escarpe rocheux

Depression linéaire le long d'un élément structural

Affleurements rocheux

Endroit d'où provient un matériel daté en âge absolu par la
méthode du radiocarbone. Le numéro du site réfère au tableau
des datations répertoriées sur le territoire couvert par la présente carte

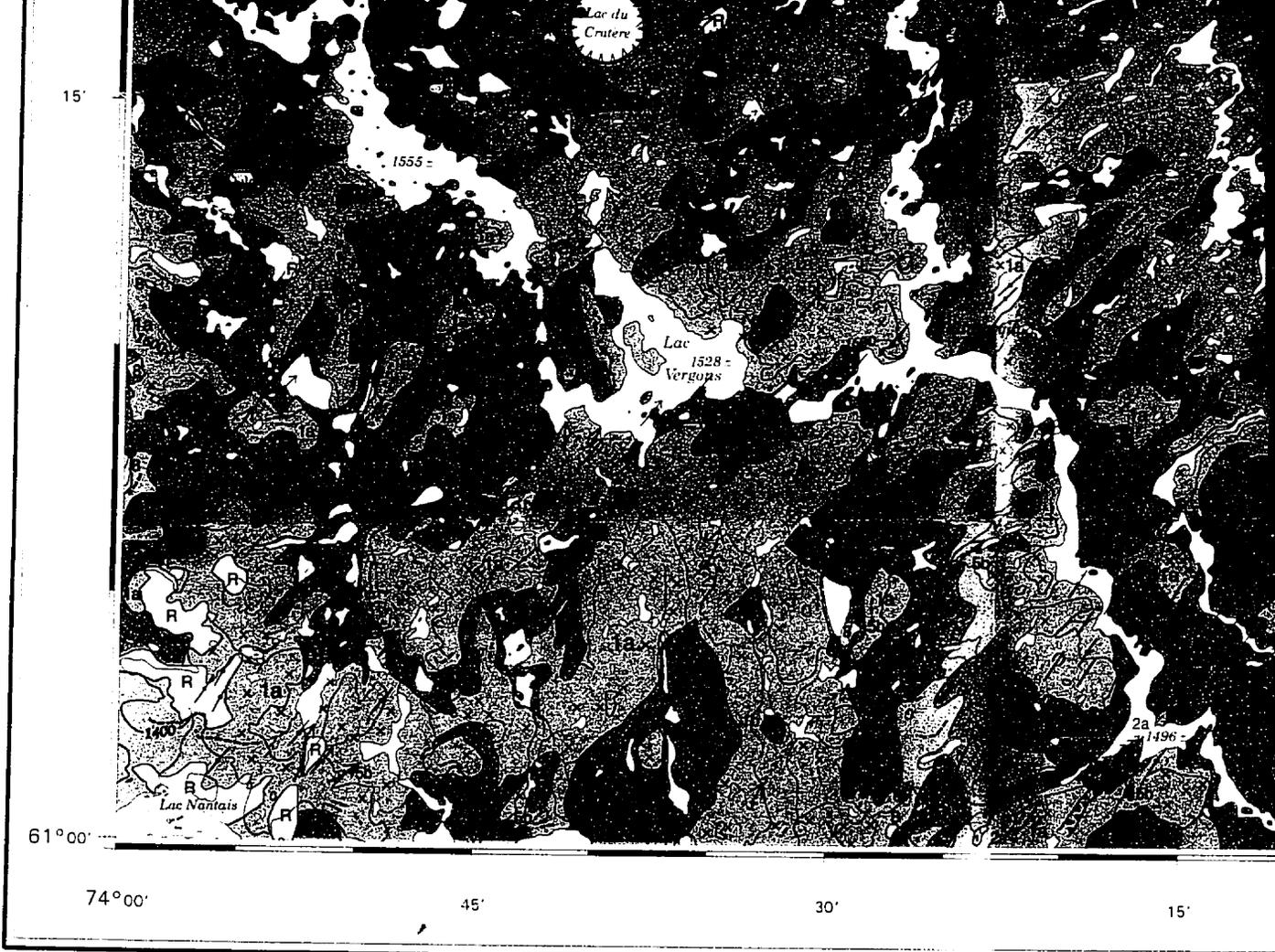


18

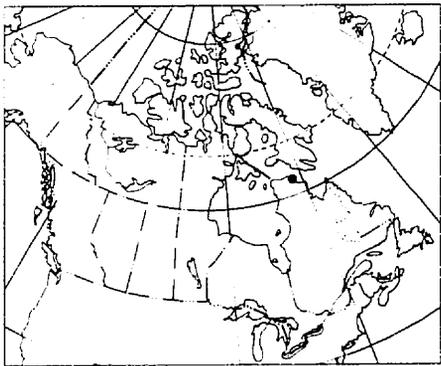
DATATIONS ¹⁴C

Numero sur la carte	Âge	Numero de laboratoire	Matériel	Altitude (m)	References
1	1 800 ± 50	GSC-4800	aigues	2	McNeely et Jorgensen, 1992
2	6 580 ± 125	I-2444	<i>Ha. Mt</i>	44	Rogerson, 1968
3	310 ± 50	GSC-4341	bois <i>Picea</i>	65	McNeely et McCuag, 1991
4	8 690 ± 70	To-1275	<i>Pa</i> spp.	100	Bruneau et Gray, 1991. Gray et al., 1993
5	7 830 ± 100	Beta-19011	coquilles marines	104	Bruneau et Gray, 1991
6	7 300 ± 110	Beta-19012	coquilles marines	110	Bruneau et Gray, 1991
7	8 090 ± 170	GSC-5209	gyttja	267	cette carte
8	8 660 ± 110 (1)	To-3314	coquilles marines	100	cette carte
9	8 470 ± 70	To-1738	<i>Pa</i> spp.	91	Bruneau et Gray, 1991. Gray et al., 1993
10	7 220 ± 110	GSC-5211	<i>Mt</i>	15	cette carte
11	7 020 ± 90	Beta-34762	<i>MM</i> spp.	64	Gray et al., 1993
12	7 600 ± 180	UQ-37	coquilles marines	100	Bruneau et Gray, 1991
13	6 690 ± 90	Beta-11104	coquilles marines	0	Launot et Gray, 1987
14	25 210 ± 390	Beta-19016	coquilles marines	230	Bruneau et Gray, 1991
15	5 110 ± 110	GSC-5207	<i>Mp</i>	6	cette carte
16	6 740 ± 100	Beta-11101	<i>Mc</i>	42	Gray et al., 1993
17	37 000 ± 3400	UQ-967	coquilles marines	200	Gray et Launot, 1985
18	7 000 ± 110	GSC-5202	<i>MM</i> spp.	10	Gray et al., 1993
19	1 300 ± 60	GSC-5210	bois <i>Salix</i>	30	cette carte
20	6 780 ± 90	GSC-5135	<i>Ha. Mt</i>	29	cette carte
21	4 600 ± 100	GSC-5205	gyttja	527	cette carte
22	4 750 ± 100	To-540	gyttja	494	Bouchard et al., 1989
	5 030 ± 70	To-539	gyttja	494	Bouchard et al., 1989
23	6 080 ± 100	To-1440	gyttja	512	Richard et al., 1991
	6 920 ± 90	To-1441	gyttja	512	Richard et al., 1991

(1) date corrigée à 0‰ en soustrayant 410 ans à celle normalisée à -25 ‰
 Coquilles marines : *Ha* = *Hiatella arctica* ; *Mc* = *Macoma calcarea* ; *Mp* = *Mya pseudoarenaria* ;
Mt = *Mya truncata* ; *Pa* spp. = *Portlandia arctica* spp. ; *MM* spp. = *Mya* et *Macoma* spp.



On peut obtenir des exemplaires de cette carte en s'adressant à la Commission géologique du Canada aux adresses suivantes:
 601 rue Booth, Ottawa, Ontario K1A 0E8
 3303-33rd Street, N.W., Calgary, Alberta T2L 2A7
 2535, boulevard Laurier, C.P. 7500, Sainte-Foy (Québec) G1V 4C7



LOCALISATION DE LA CARTE

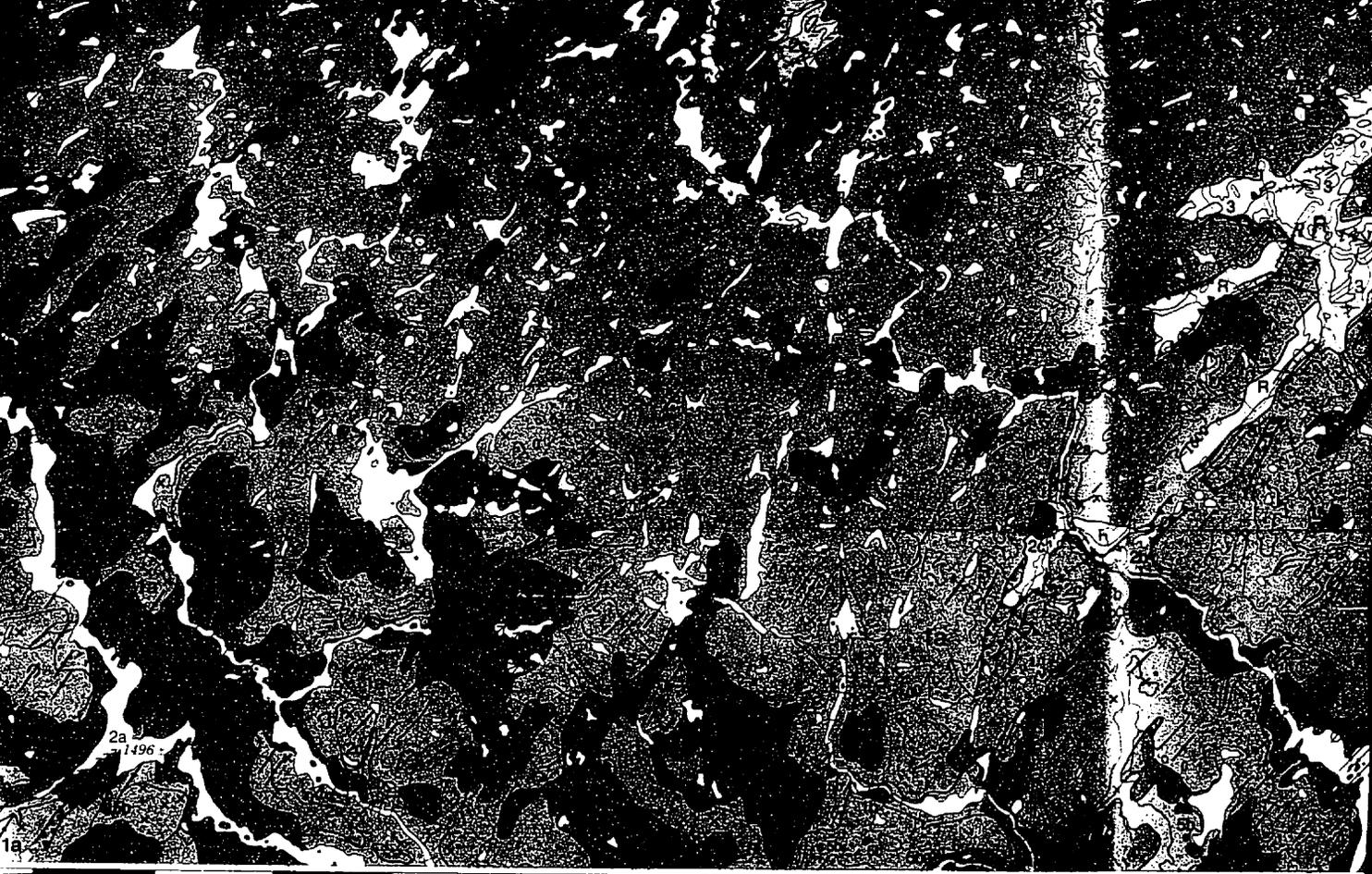
Géologie du Quaternaire par Robert-André Daigneault (1990)
 Géologie du substrat rocheux par F. C. Taylor (1982), M. R. St-Onge et S. B. L.

Cartographie numérique effectuée par Paul St-Amour, Division d'information

Les utilisateurs sont priés de faire connaître à la Commission géologique
 les erreurs ou omissions de nature géologique qu'ils auront pu constater.

Fond de carte assemblé par la Division d'information géoscientifique à partir
 des cartes 25-L (1980), 25E et 25F (1983), 35-I (1983) et 35H (1984),
 la même échelle par la Direction des levés et de la cartographie, ministère
 de l'Énergie, des Mines et des Ressources

Canada



15'

73°00'

45'

30'

CARTE 1863A

GÉOLOGIE DES FORMATIONS ET

**RÉGION DU CAP DE NOUVEAU-FRANCE
DU CRATÈRE DU NOUVEAU-FRANCE
ET DE KANGIQUAN**

QUÉBEC - TERRITOIRES DU NORD

Robert-André Daigneault (1990)
1982), M.R. St-Onge et S.B. Lucas (1991 et 1993)

St-Amour, Division d'information géoscientifique

à la Commission géologique du Canada
géologique qu'ils auront pu constater

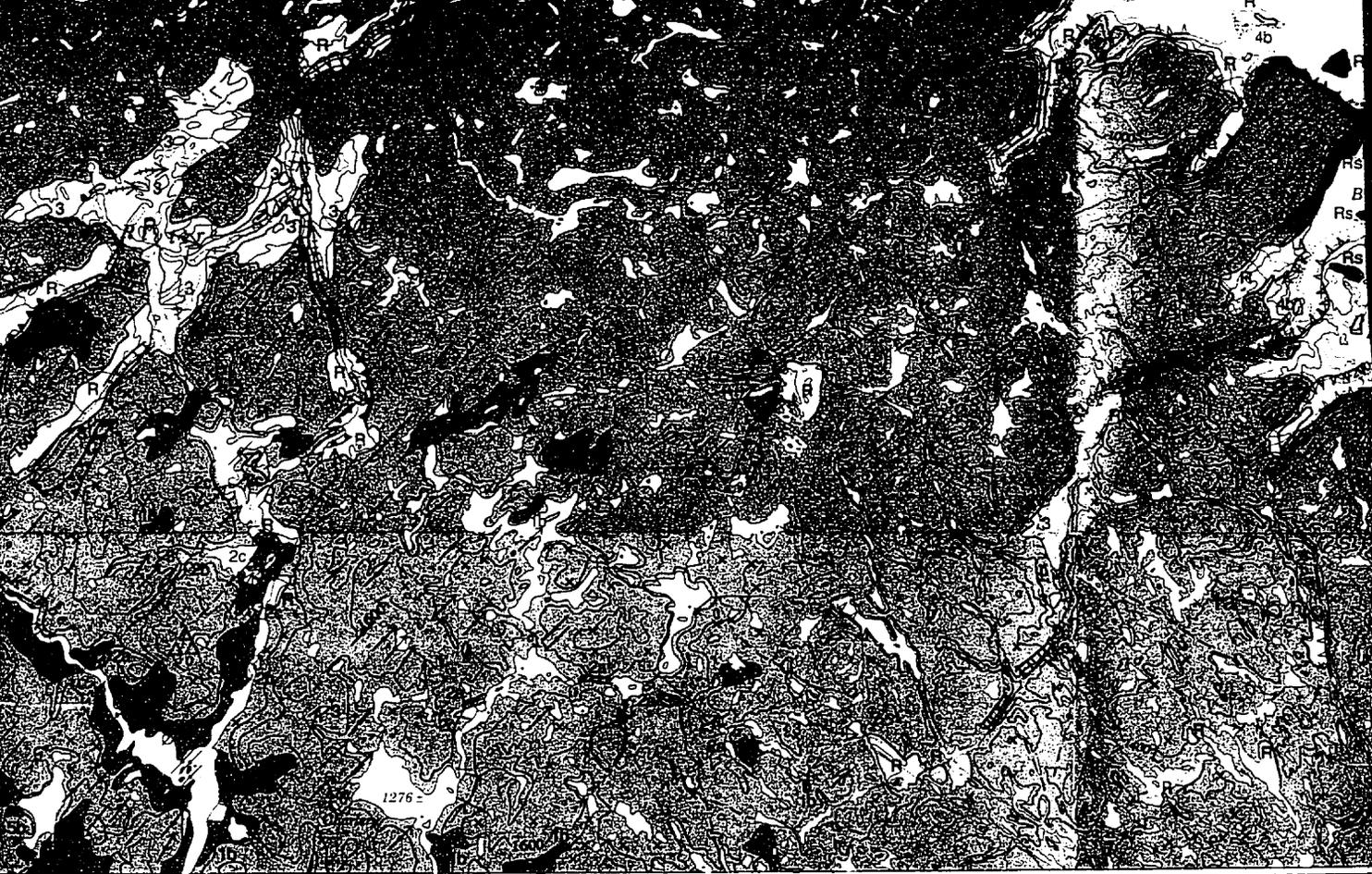
information géoscientifique à partir de feuilles
1983), 35-I (1983) et 35-H (1984), publiées à
levés et de la cartographie, ministère de
des Ressources

Échelle 1/250 000 - Scale 1:250 000



Projection transverse de Mercator
MC 72°30', facteur d'échelle :
Droits de la Couronne réservés

Transverse
CM 72°
Crow



30'

15'

72°00'

45'

CARTE 1863A

INFORMATIONS EN SURFACE

LE NOUVELLE-FRANCE, LE NOUVEAU-QUÉBEC NUNAVUT

PROVINCES DU NORD-OUEST

1:250 000 - Scale 1:250 000

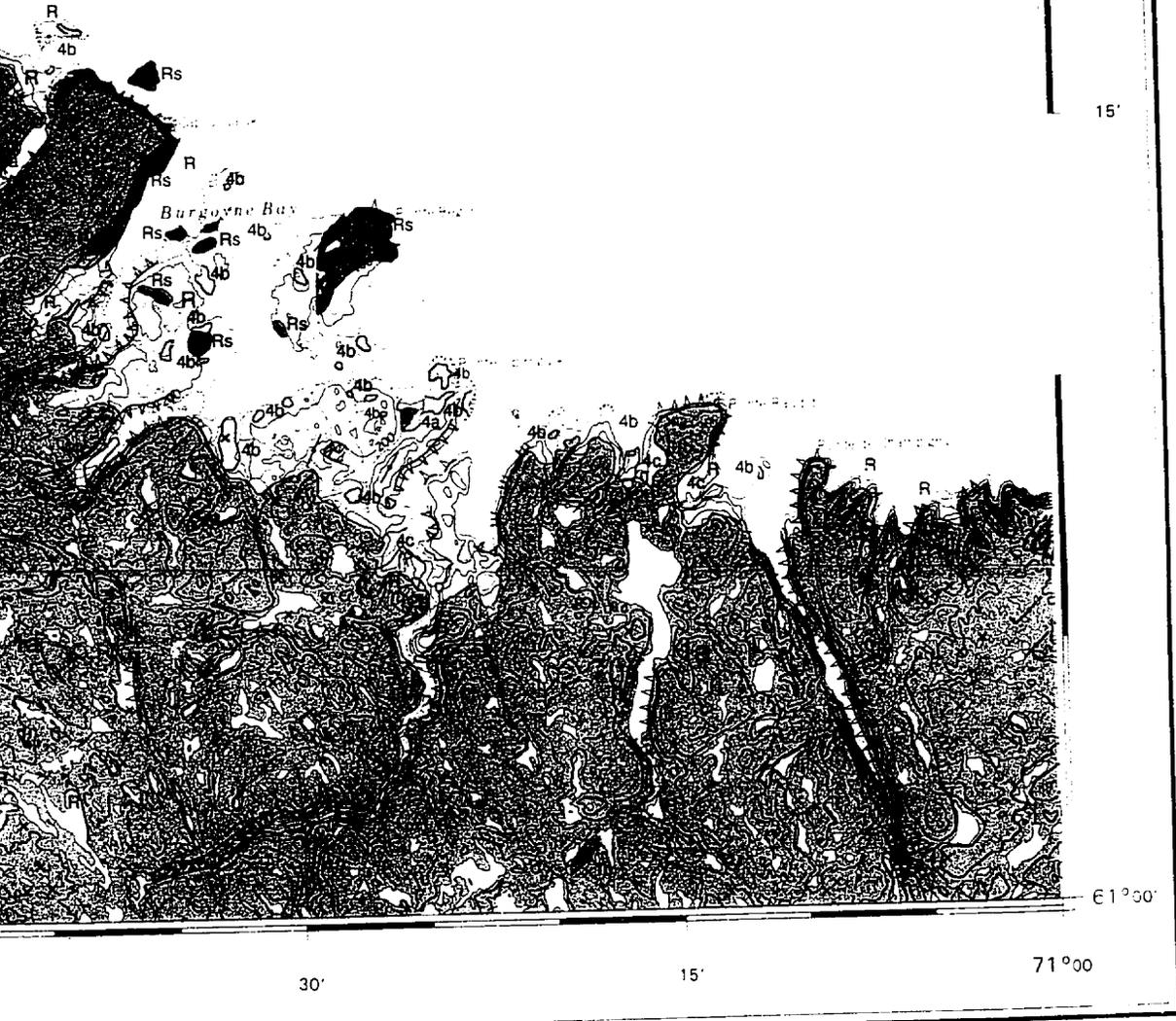
10 15 20 Kilometres

Transverse Mercator Projection
 CM 72°30', Scale Factor 1
 Crown copyrights reserved

*On peut obtenir des exemplaires des éditions topographiques
 sur la carte en s'adressant au Bureau des cartes du Canada,
 Cartes géographiques du Canada, Ottawa, Ontario, K1A 0S8.*

*Déclinaison magnétique 1997, 32° 49' W, diminuant 13.4' par an
 de 30° 26' W dans le coin S-W à 34° 58' W dans le coin N-E.*

Altitudes en pieds au-dessus du niveau de la mer.



21	4600 = 100
22	4750 = 100
	5030 = 70
23	6080 = 100
	6920 = 90

(1) date corrigée à 0%
Coquilles marines : H&M

Bouchard, M.
David, P.P. et
1989 Géologie
du cr.
Environ.

Bruneau, D. a
1991 Géologie
Nouveau
11-15

Gray, J. T. and
1985 Dynamique
inter
Recherche

Gray, J. T., La
1993 Post-glaciaire
histoire

Lauriol, B. and
1987 The coast
Peninsula
no. 2

McNeely, R. a
1992: Géologie
Canada

McNeely, R. a
1991 Géologie
Canada

Richard, P.J.H.
1991 The sediment
du Nord

Rogerson, R.,
1967. A study
betwe
no. 2

St-Onge, M.R.
1991 Evolution
Unge
of Canada

1993: Géologie
Nouveau
of Canada

Taylor, F.C.
1982 Recce
and f

ditions topographiques de la région représentée
ureau des cartes du Canada. Ressources
a. Ottawa, Ontario. K1A 0E9

l, diminuant 13,4' par année. Les valeurs varient
-W à 34°58' W dans le coin N-E.

-dessus du niveau de la mer

35 K ET 35 L	35 J	35 I	
1861A	1862A	1863A	
35 F ET 35 E	35 G	35 H	25 E
35 C ET 35 D	35 B	35 A	25 D

SYSTEME NATIONAL DE REFERENCE CARTOGRAPHIQUE
ET INDEX DES CARTES ATTENANTES PUBLIÉES PAR
LA COMMISSION GÉOLOGIQUE DU CANADA

21	4 600 = 100	GSC-5205	gytja	527	cette carte
22	4 750 = 100	To-540	gytja	494	Bouchard et al. 1989
	5 030 = 70	To-539	gytja	494	Bouchard et al. 1989
23	6 080 = 100	To-1440	gytja	512	Richard et al. 1991
	6 920 = 90	To-1441	gytja	512	Richard et al. 1991

(1) date corrigée à 0‰ en soustrayant 410 ans à celle normalisée à -25 ‰
 Coquilles marines : *Ha* = *Hiatella arctica* ; *Mc* = *Macoma calcarea* ; *Mp* = *Mya pseudoarenaria* ;
Mt = *Mya truncata* ; *Pa* spp. = *Portlandia arctica* spp. ; *MM* spp. = *Mya et Macoma* spp.

RÉFÉRENCES

Bouchard, M.A., Marsan, B., Pélouquin, S., Fortin, G., Saarnisto, M., Shirts, W.W., David, P.P. et Fliszar, A.
 1989 : Géologie glaciaire du cratère du Nouveau-Québec, dans L'histoire naturelle du cratère du Nouveau-Québec, (éditeur) M.A. Bouchard; Collection Environnement et Géologie, Université de Montréal, vol. 7, p. 101-136

Bruneau, D. and 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 de 1/250 000

Gray, J.T. and Lauriol, B.
 1985 : Dynamics of the Late Wisconsin ice sheet in the Ungava Peninsula interpreted from geomorphological evidence, Arctic and Alpine Research, v. 17, no. 3, p. 289-310

Gray, J.T., Lauriol, B., Bruneau, D. and Ricard, J.
 1993 : Postglacial emergence of Ungava Peninsula, and its relationship to glacial history, Canadian Journal of Earth Sciences, v. 30, p. 1676-1696

Lauriol, B. and Gray, J.T.
 1987 : The decay and disappearance of the Late Wisconsin Ice Sheet in the Ungava Peninsula, northern Québec, Canada, Arctic and Alpine Research, v. 19, no. 2, p. 109-126

McNeely, R. and Jorgensen, P.K.
 1992 : Geological Survey of Canada-Radiocarbon dates XXX, Geological Survey of Canada, Paper 90-7, 84 p

McNeely, R. and McCuaig, S.
 1991 : Geological Survey of Canada-Radiocarbon dates XXIX, Geological Survey of Canada, Paper 89-7, 134 p

Richard, P.J.H., Bouchard, M.A., and Gangloff, P.
 1991 : The significance of the pollen-rich inorganic lake sediments in the Cratère du Nouveau-Québec area, Ungava, Canada; Boreas, v. 20, p. 135-149

Rogerson, R.J.
 1967 : A study of the postglacial emergence of the south shore of Hudson Strait between Cape Weggs and Deception Bay; McGill Sub-Arctic Research Papers, no. 23, p. 26-41

St-Onge, M.R. and Lucas, S.B.
 1991 : Evolution of archean and early proterozoic magmatic arcs in the northeastern Ungava Peninsula, Québec, in Current Research, Part C, Geological Survey of Canada, Paper 91-1C, p. 109-119

1993 : Geology of the eastern Cape Smith belt: parts of the Kangiqsujuaq, Cratère du Nouveau-Québec, and lacs Nuvitk map areas, Québec; Geological Survey of Canada, Memoir 438, 110 p.

Taylor, F.C.
 1982 : Reconnaissance geology of a part of the Canadian Shield, northern Québec and Northwest Territories; Geological Survey of Canada, Memoir 399, 32 p



Publiee en 1997

35 J	35 I	25 L
1862A	1863A	
35 G	35 H	25 E ET 25 F
35 B	35 A	25 D

ONAL DE REFERENCE CARTOGRA...
 S CARTES ATTENANTES PUBLIEES...
 MISSION GÉOLOGIQUE DU CANADA

Notation bibliographique conseillée
 Daigneault, R.-A.
 1997 : 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 de 1/250 000

Colature du Cap Smith

☐ Groupe de Wala
basalte, gabbro,
péridotite, pyroxénite

☐ Groupe de Barent
angélite, rhyolite, trachédolite,
tuffe mafique et felsique,
agglomérats

☐ Groupe de Svanen
poisses, sémipelites,
quartzites, gabbros

☐ basalte, basaltes andésitiques,
tuffe mafique

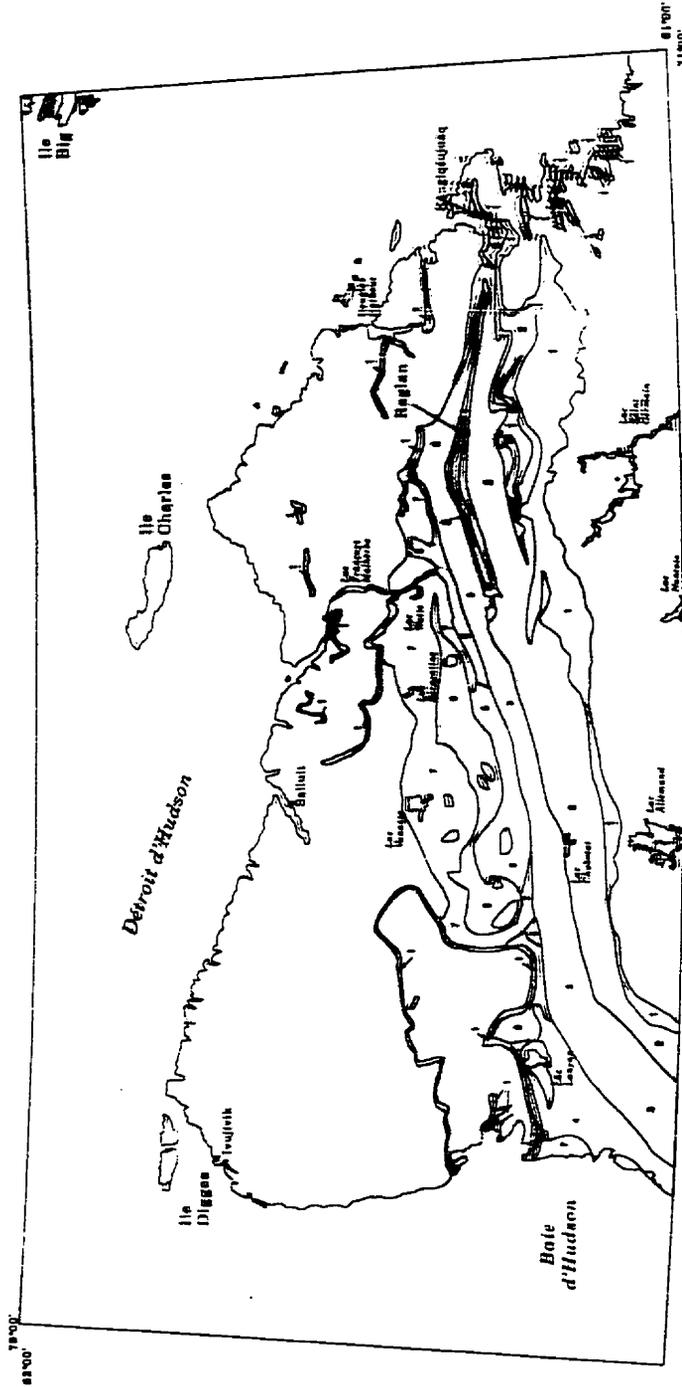
Groupe de Chabotet

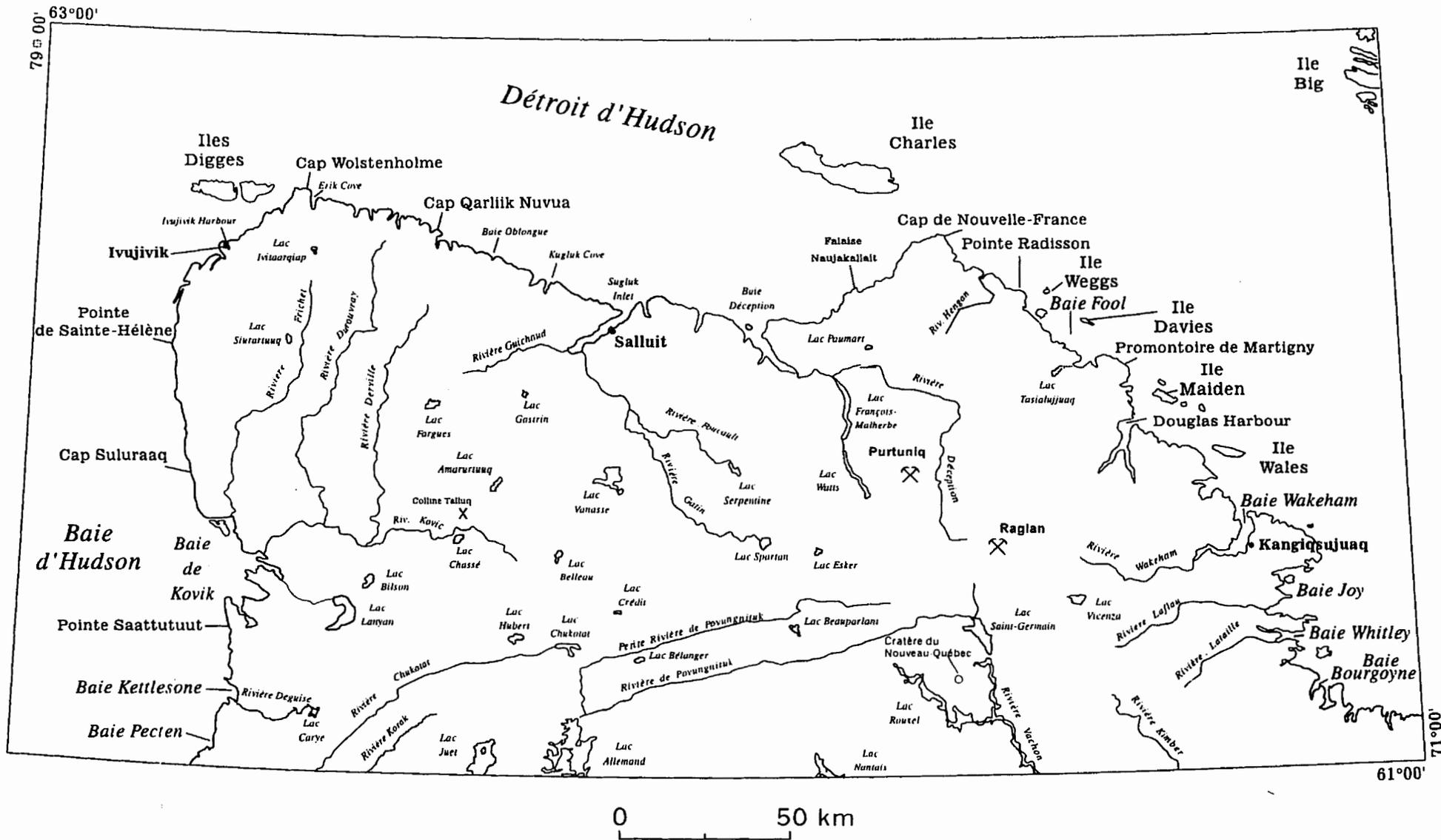
☐ basalte, gabbro, péridotite

Groupe de Pasmocalluk

☐ basalte, gabbro, péridotite
sémipelites, quartzites, sédiments ferrugineux,
poisses, basaltes, gabbros, péridotites

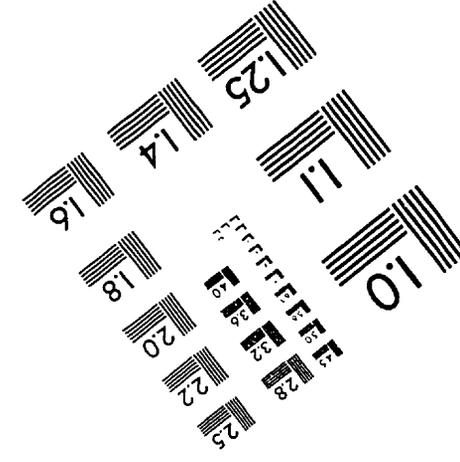
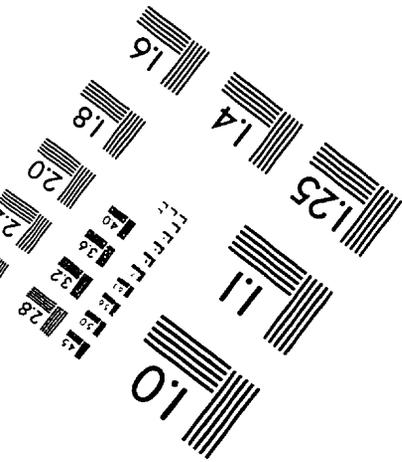
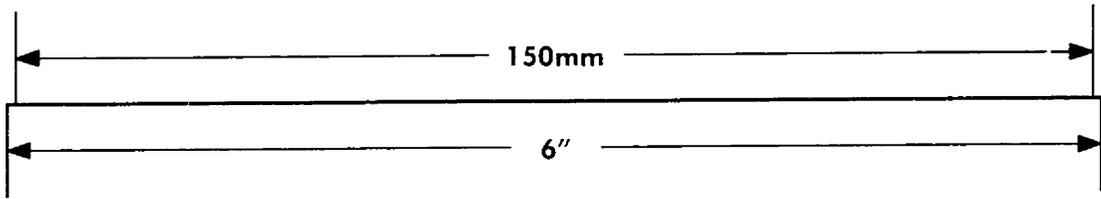
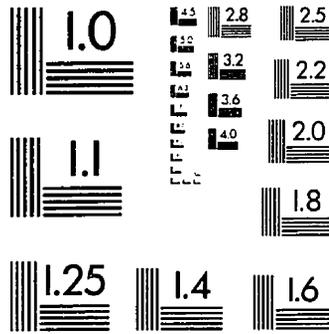
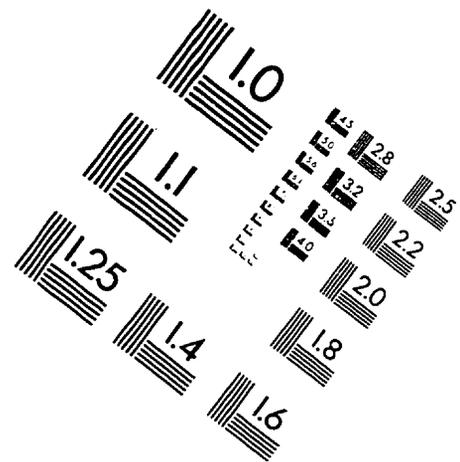
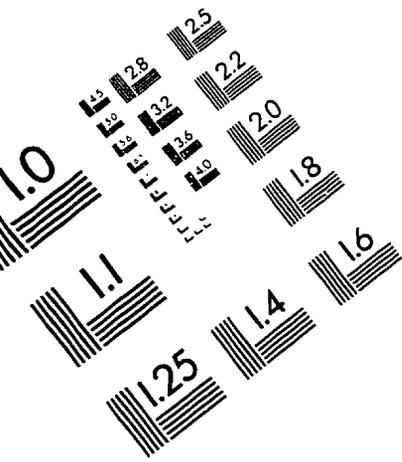
☐ Ombres tonaliques et granitiques principalement





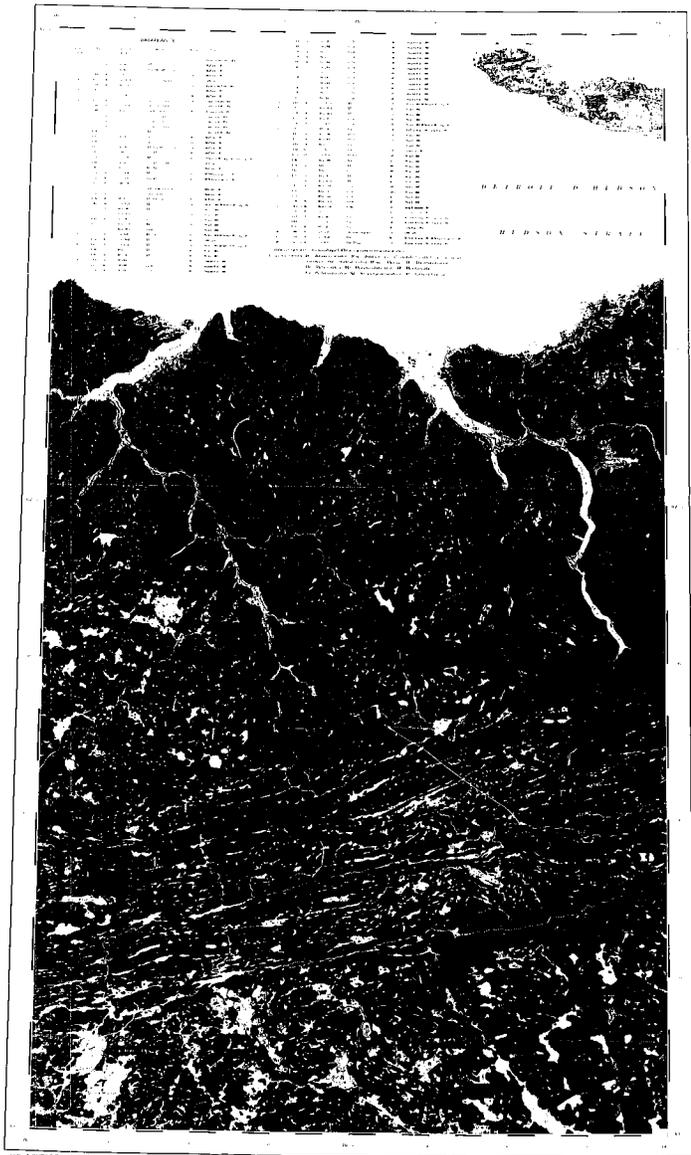
Carte des noms de lieux

IMAGE EVALUATION TEST TARGET (QA-3)



APPLIED IMAGE, Inc
1653 East Main Street
Rochester, NY 14609 USA
Phone: 716/482-0300
Fax: 716/288-5989

© 1993, Applied Image, Inc., All Rights Reserved



LEGÈNDRE

ROCHERS

- 1. Gneiss, schistes, etc.
- 2. ...
- 3. ...
- 4. ...
- 5. ...
- 6. ...
- 7. ...
- 8. ...
- 9. ...
- 10. ...
- 11. ...
- 12. ...
- 13. ...
- 14. ...
- 15. ...
- 16. ...
- 17. ...
- 18. ...
- 19. ...
- 20. ...
- 21. ...
- 22. ...
- 23. ...
- 24. ...
- 25. ...
- 26. ...
- 27. ...
- 28. ...
- 29. ...
- 30. ...
- 31. ...
- 32. ...
- 33. ...
- 34. ...
- 35. ...
- 36. ...
- 37. ...
- 38. ...
- 39. ...
- 40. ...
- 41. ...
- 42. ...
- 43. ...
- 44. ...
- 45. ...
- 46. ...
- 47. ...
- 48. ...
- 49. ...
- 50. ...
- 51. ...
- 52. ...
- 53. ...
- 54. ...
- 55. ...
- 56. ...
- 57. ...
- 58. ...
- 59. ...
- 60. ...
- 61. ...
- 62. ...
- 63. ...
- 64. ...
- 65. ...
- 66. ...
- 67. ...
- 68. ...
- 69. ...
- 70. ...
- 71. ...
- 72. ...
- 73. ...
- 74. ...
- 75. ...
- 76. ...
- 77. ...
- 78. ...
- 79. ...
- 80. ...
- 81. ...
- 82. ...
- 83. ...
- 84. ...
- 85. ...
- 86. ...
- 87. ...
- 88. ...
- 89. ...
- 90. ...
- 91. ...
- 92. ...
- 93. ...
- 94. ...
- 95. ...
- 96. ...
- 97. ...
- 98. ...
- 99. ...
- 100. ...

ÉLÉMENTS DE LA TOPOGRAPHIE

- 1. ...
- 2. ...
- 3. ...
- 4. ...
- 5. ...
- 6. ...
- 7. ...
- 8. ...
- 9. ...
- 10. ...
- 11. ...
- 12. ...
- 13. ...
- 14. ...
- 15. ...
- 16. ...
- 17. ...
- 18. ...
- 19. ...
- 20. ...
- 21. ...
- 22. ...
- 23. ...
- 24. ...
- 25. ...
- 26. ...
- 27. ...
- 28. ...
- 29. ...
- 30. ...
- 31. ...
- 32. ...
- 33. ...
- 34. ...
- 35. ...
- 36. ...
- 37. ...
- 38. ...
- 39. ...
- 40. ...
- 41. ...
- 42. ...
- 43. ...
- 44. ...
- 45. ...
- 46. ...
- 47. ...
- 48. ...
- 49. ...
- 50. ...
- 51. ...
- 52. ...
- 53. ...
- 54. ...
- 55. ...
- 56. ...
- 57. ...
- 58. ...
- 59. ...
- 60. ...
- 61. ...
- 62. ...
- 63. ...
- 64. ...
- 65. ...
- 66. ...
- 67. ...
- 68. ...
- 69. ...
- 70. ...
- 71. ...
- 72. ...
- 73. ...
- 74. ...
- 75. ...
- 76. ...
- 77. ...
- 78. ...
- 79. ...
- 80. ...
- 81. ...
- 82. ...
- 83. ...
- 84. ...
- 85. ...
- 86. ...
- 87. ...
- 88. ...
- 89. ...
- 90. ...
- 91. ...
- 92. ...
- 93. ...
- 94. ...
- 95. ...
- 96. ...
- 97. ...
- 98. ...
- 99. ...
- 100. ...

ÉLÉMENTS DE LA TOPOGRAPHIE (suite)

- 1. ...
- 2. ...
- 3. ...
- 4. ...
- 5. ...
- 6. ...
- 7. ...
- 8. ...
- 9. ...
- 10. ...
- 11. ...
- 12. ...
- 13. ...
- 14. ...
- 15. ...
- 16. ...
- 17. ...
- 18. ...
- 19. ...
- 20. ...
- 21. ...
- 22. ...
- 23. ...
- 24. ...
- 25. ...
- 26. ...
- 27. ...
- 28. ...
- 29. ...
- 30. ...
- 31. ...
- 32. ...
- 33. ...
- 34. ...
- 35. ...
- 36. ...
- 37. ...
- 38. ...
- 39. ...
- 40. ...
- 41. ...
- 42. ...
- 43. ...
- 44. ...
- 45. ...
- 46. ...
- 47. ...
- 48. ...
- 49. ...
- 50. ...
- 51. ...
- 52. ...
- 53. ...
- 54. ...
- 55. ...
- 56. ...
- 57. ...
- 58. ...
- 59. ...
- 60. ...
- 61. ...
- 62. ...
- 63. ...
- 64. ...
- 65. ...
- 66. ...
- 67. ...
- 68. ...
- 69. ...
- 70. ...
- 71. ...
- 72. ...
- 73. ...
- 74. ...
- 75. ...
- 76. ...
- 77. ...
- 78. ...
- 79. ...
- 80. ...
- 81. ...
- 82. ...
- 83. ...
- 84. ...
- 85. ...
- 86. ...
- 87. ...
- 88. ...
- 89. ...
- 90. ...
- 91. ...
- 92. ...
- 93. ...
- 94. ...
- 95. ...
- 96. ...
- 97. ...
- 98. ...
- 99. ...
- 100. ...



RÉGION DE SALLUIT ET DES LACS NUVILLEK
 QUÉBEC - TERRITOIRES DU NORD-OUEST





REGION DU CAP DE NOUVELLE-FRANCE,
DU CRATÈRE DU NOUVEAU-QUÉBEC
ET DE KANGISUJUAQ