



**GEOLOGICAL SURVEY OF CANADA**

**OPEN FILE 2870**

This document was produced  
by scanning the original publication.

Ce document a été produit par  
numérisation de la publication originale.

---

**Géologie des formations superficielles,  
région de Kuujuarapik-Whapmagoostui,  
Québec nordique**

---

**M. Parent, S.J. Paradis**

**1995**



Natural Resources  
Canada

Ressources naturelles  
Canada

**Canada**

**Géologie des formations superficielles,  
région de Kuujuarapik-Whapmagoostui, Québec nordique**

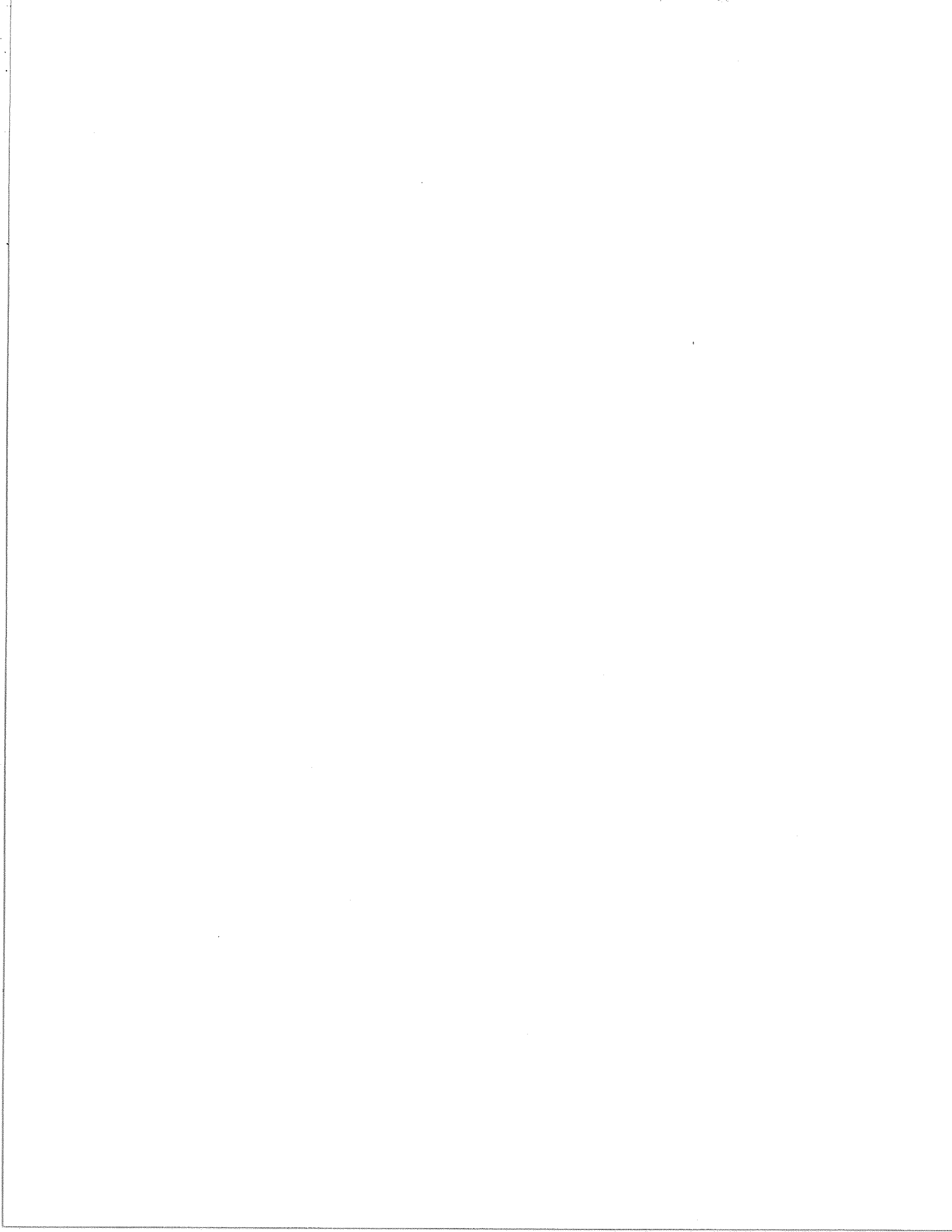
**Michel PARENT et Serge J. PARADIS**

**1995**

**Commission géologique du Canada / Geological Survey of Canada  
Centre géoscientifique de Québec / Quebec Geoscience Centre  
Ressources naturelles Canada / Natural Resources Canada**

**Dossier public / Open file**

**2870**

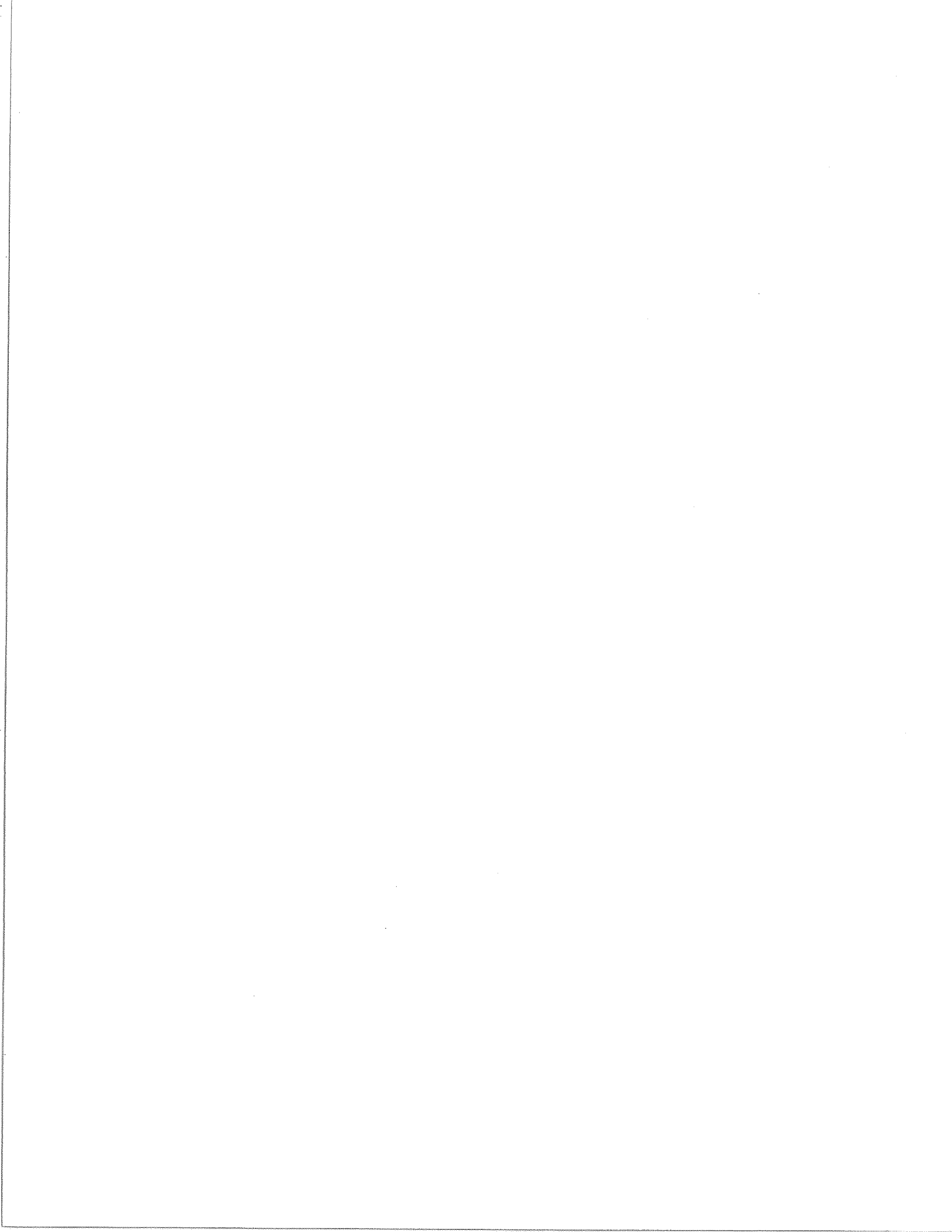


## TABLE DES MATIÈRES

1.	INTRODUCTION .....	4
2.	RÉGION ÉTUDIÉE .....	7
3.	TRAVAUX ANTÉRIEURS .....	7
4.	SÉDIMENTS QUATERNAIRES .....	8
4.1	Cadre lithostratigraphique .....	8
4.2	Till régional .....	10
4.3	Sédiments fluvioglaciaires .....	14
4.4	Sédiments glaciolacustres .....	15
4.5	Sédiments glaciomarins et marins .....	17
4.6	Sédiments fluviatiles .....	21
4.7	Sédiments éoliens .....	21
4.8	Sédiments organiques .....	21
5.	DIRECTIONS ET PHASES D'ÉCOULEMENT GLACIAIRE .....	22
5.1	Méthodologie .....	22
5.2	Mouvements glaciaires régionaux .....	24
5.3	Discussion .....	25
6.	DÉGLACIATION RÉGIONALE ET ÉPISODES GLACIOLACUSTRE ET MARIN .....	26
6.1	Moraine de Sakami et incursion du Lac Ojibway .....	27
6.2	Incursion de la Mer de Tyrrell .....	28
6.3	Exondation .....	30
7.	SOMMAIRE .....	30
8.	REMERCIEMENTS .....	31
9.	RÉFÉRENCES .....	31

*(HORS-TEXTE)*

CARTE 33 N/SW Géologie des formations superficielles, Kuujjuarapik-Whapmagoostui,  
Québec et Territoires du Nord-Ouest



### LISTE DES TABLEAUX ET DES ANNEXES

TABLEAU 1:	Cadre stratigraphique des formations superficielles de la région de Kuujjuarapik-Whapmagoostui. ....	9
TABLEAU 2:	Fossiles des sédiments de la Mer de Tyrrell dans la région de Kuujjuarapik-Whapmagoostui .....	18
ANNEXE 1:	Coordonnées UTM des sites échantillonnés: A) Échantillons de till B) Autres échantillons .....	38
ANNEXE 2:	Résultats granulométriques des analyses de till. ....	40
ANNEXE 3:	Résultats granulométriques des autres échantillons. ....	42

### LISTE DES FIGURES

FIGURE 1:	Carte de localisation et principaux toponymes de la région de Kuujjuarapik-Whapmagoostui. ....	5
FIGURE 2:	Carte de localisation des échantillons de sédiments quaternaires de la région de Kuujjuarapik-Whapmagoostui. ....	6
FIGURE 3:	(A) Diagramme ternaire de la granulométrie du till et (B) courbe moyenne et enveloppe granulométrique de la matrice du till (fraction < 2 mm) de la région de Kuujjuarapik-Whapmagoostui. ....	12
FIGURE 4:	Surface de tendance quadratique et distribution spatiale de la moyenne granulométrique ( $M_2$ ) de la matrice des tills, région de Kuujjuarapik-Whapmagoostui. ....	13
FIGURE 5:	Décroissance granulométrique enregistrée dans une séquence d'épandage proglaciaire subaquatique observée sur la rive droite de l'estuaire de la Grande rivière de la Baleine .....	16
FIGURE 6:	Directions et phases d'écoulement glaciaire dans la région de la Grande rivière de la Baleine et le sud-est de la baie d'Hudson. ...	23
FIGURE 7:	Séquences d'épandages proglaciaires subaquatiques et de till associées à la Moraine de Sakami dans la région de Kuujjuarapik-Whapmagoostui. ....	29

## 1. INTRODUCTION

La géologie des formations superficielles de la région de Kuujjuarapik-Whapmagoostui (Figure 1) a été étudiée dans le cadre du volet terrestre du projet Hudsonie, un projet multidisciplinaire visant à caractériser les environnements et processus géomorphologiques et géochimiques dans une région où d'importantes infrastructures de développement hydroélectrique pourraient éventuellement être aménagées (complexe Grande-Baleine). Le volet terrestre du projet, réalisé principalement par des chercheurs du Centre géoscientifique de Québec, porte sur les aspects suivants: géologie et géochimie des formations superficielles, répartition et dynamique du pergélisol, stabilité et dynamique des versants meubles. Ce rapport préliminaire fait partie d'une série de dossiers publics portant sur le volet terrestre du projet (Parent et Paradis, 1994; Michaud *et al.*, 1994; Bégin *et al.*, 1994; Parent *et al.*, 1994).

Les thèmes de recherche abordés dans le cadre des volets côtier et marin du projet ont été présentés sommairement dans un rapport antérieur (Parent et Paradis, 1994) et ils ont aussi fait l'objet de plusieurs rapports préliminaires (Amos *et al.*, 1992; Amos, Sutherland et Zevenhuizen, 1993; Zevenhuizen, 1993; Buckley *et al.*, 1993) et de quelques articles (Josenhans *et al.*, 1988; Josenhans et Zevenhuizen, 1989; Josenhans, Zevenhuizen et Veillette, 1991).

Les levés de géologie du Quaternaire, accompagnés d'un levé géochimique régional, ont été effectués principalement en août 1993. Quelques levés complémentaires ont été effectués à l'été 1994, notamment dans la vallée de la Grande rivière de la Baleine. Étant donné l'absence d'accès routier dans cette région nordique, sauf pour quelques pistes aux environs du village de Kuujjuarapik-Whapmagoostui, les travaux sur le terrain ont été réalisés à l'aide d'un hélicoptère opérant principalement à partir de l'aéroport local de Kuujjuarapik et accessoirement, à partir d'un camp temporaire, le camp PBA. Étant donné la nature multidisciplinaire du projet, l'échantillonnage a porté sur plusieurs types de sédiments quaternaires (Figure 2): (1) échantillonnage régional du till, (2) échantillonnage ponctuel (en coupe) de sédiments glaciolacustres, glaciomarins et marins, (3) échantillonnage de sites fossilifères et (4) échantillonnage ponctuel de profils pédologiques.

Les objectifs du présent rapport sont (1) de fournir un aperçu lithostratigraphique, sédimentologique et géomorphologique des formations superficielles et (2) de présenter sommairement de nouvelles observations et des interprétations originales qui viennent dans une large mesure appuyer le cadre quaternaire régional établi lors d'une série d'études antérieures (Hillaire-Marcel, 1976; Hardy, 1976, 1982; Hillaire-Marcel et Vincent, 1980; Vincent *et al.*, 1987).





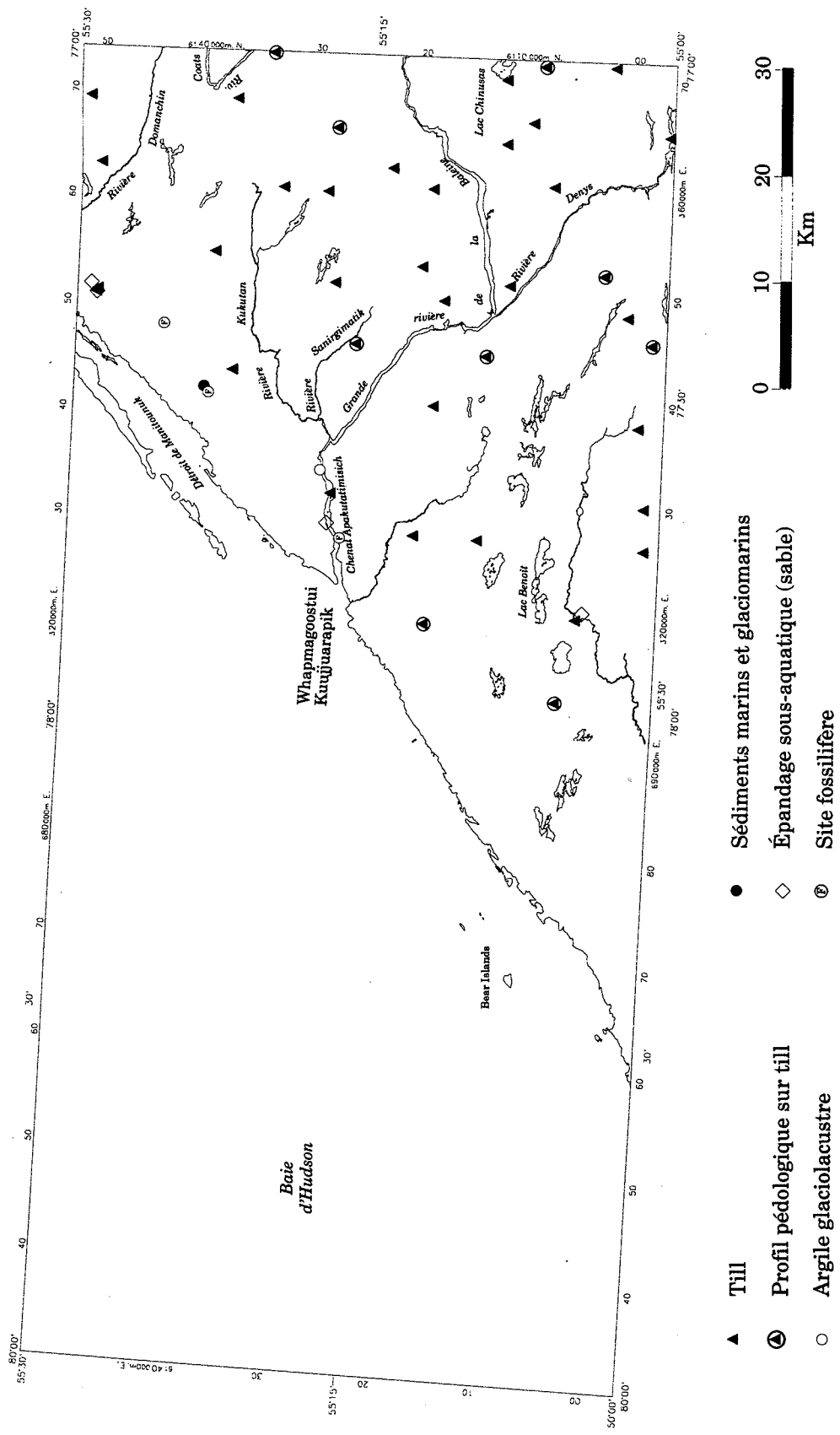


FIGURE 2: Carte de localisation des échantillons de sédiments quaternaires de la région de Kuujuarapik-Whapmagoostui.

## 2. RÉGION ÉTUDIÉE

La région de Kuujjuarapik-Whapmagoostui est située au sud-est de la baie d'Hudson (Figure 1). Le territoire étudié s'étend sur quelque 3000 km<sup>2</sup>, compris entre les latitudes de 55°00'N et 55°30'N et entre les longitudes de 77°00'W et 78°30'W; il est couvert par 5 feuillets SNRC à 1:50 000: 33 N/3, 4, 5, 6 et 33 M/1. Cette région comprend la vallée inférieure de la Grande rivière de la Baleine. En outre, deux affluents de celle-ci, les rivières Denys et Kukutan, ainsi que deux cours d'eau se déversant directement dans de la baie d'Hudson, les rivières Domanchin et Sasapimakwananistikw, traversent la région.

Le substratum rocheux de la région de Kuujjuarapik-Whapmagoostui est constitué de deux domaines géologiques distincts (Eade, 1966; Ciesielski, 1991): (1) celui de la sous-province archéenne de Bienville, composé surtout d'orthogneiss et sous-jacent à la très grande majorité du territoire étudié, et (2) celui de la couverture sédimentaire protérozoïque, composé de roches sédimentaires arénacées et carbonatées, coiffées de roches basaltiques dans les îles Manitounuk et sur l'île Bear. Cette plate-forme protérozoïque, à pendage incliné vers la baie, forme une bande étroite et discontinue le long de la côte; elle est marquée par des cuestas dans les quelques îles où les basaltes du Groupe de Nastapoka forment les couches sommitales. Sauf pour cette zone côtière dont la géologie a été assez bien étudiée (Chandler, Ciesielski et St-Michel, 1982; Ciesielski, 1983), la région n'a pas fait l'objet de levés détaillés de sorte que les seules cartes géologiques disponibles sont des cartes de reconnaissance régionale (Eade, 1966; Ciesielski, 1991).

À l'exception des quelques cuestas insulaires, le modelé de la région étudiée est celui d'une pénéplaine ondulée dont les replats rocheux sommitaux oscillent autour de 150 m d'altitude et dont le grain topographique est orienté ESE-WNW, parallèlement à la direction structurale des gneiss archéens (Eade, 1966; Ciesielski, 1991). Les dénivellations ne dépassent que rarement 50 m, sauf dans les collines côtières au nord-est de Kuujjuarapik où elles atteignent souvent 100 m. Sauf aux abords de la Grande rivière de la Baleine et de la rivière Denys dont les vallées étroites sont communément encaissées d'une centaine de mètres, le relief est plutôt doux et le socle rocheux est masqué sur de grandes surfaces par une mince couverture de sédiments quaternaires. Toute la région, même les hautes collines au nord-est de Kuujjuarapik, a été inondée par les eaux de la Mer de Tyrrell, de sorte que plusieurs des dépressions sont partiellement comblées par les sédiments marins et que les replats sommitaux et les versants sont formés de surfaces rocheuses délavées par l'action des vagues.

## 3. TRAVAUX ANTÉRIEURS

Seule la vallée inférieure de la Grande rivière de la Baleine avait fait l'objet de levés quaternaires détaillés, portant principalement sur la stratigraphie des coupes exposées sur les berges de l'estuaire (Hillaire-Marcel, 1976; Hillaire-Marcel et Vincent, 1980; Bilodeau, 1990) et sur les glissements de terrain (Bégin et Fillion, 1987). Ailleurs, la

région de Kuujjuarapik-Whapmagoostui n'a pas fait l'objet de levés de géologie du Quaternaire; quelques données relatives aux directions régionales d'écoulement glaciaire étaient disponibles, par exemple les stries compilées sur la Carte glaciaire du Canada (Prest *et al.*, 1968) et celles rapportées par Hillaire-Marcel (1976) montrant un écoulement glaciaire orienté en général vers l'ouest.

Les unités quaternaires exposées sur les berges de l'estuaire de la Grande rivière de la Baleine présentent plusieurs éléments clés pour la reconstitution des événements relatifs à la déglaciation, à l'invasion marine et à l'émersion subséquente dans la région du sud-est de la baie d'Hudson (Archer, 1968; Hillaire-Marcel, 1976, 1980; Hillaire-Marcel et Vincent, 1980; Hillaire-Marcel, Occhietti et Vincent, 1981; Hardy, 1982; Allard et Tremblay, 1983; Vincent *et al.*, 1987; Bilodeau, 1990).

#### 4. SÉDIMENTS QUATERNAIRES

##### 4.1 Cadre lithostratigraphique

Le cadre stratigraphique des sédiments quaternaires de la région (Tableau 1) est semblable à celui établi antérieurement dans la région adjacente au nord, celle de la Petite rivière de la Baleine (Parent et Paradis, 1994). Comme dans la région voisine, l'avancée glaciaire du Wisconsinien supérieur semble avoir érodé tout témoin sédimentaire des événements quaternaires antérieurs, tels ceux observés ailleurs au sud-ouest de la baie d'Hudson (McDonald, 1971; Skinner, 1973; Shilts, 1982; Andrews, Shilts et Miller, 1983; Thorleifson et Kristjansson, 1993).

La séquence stratigraphique observée est caractéristique de celle attendue dans le contexte d'une déglaciation caractérisée par le retrait d'une marge glaciaire baignant en eaux marines profondes, puis de l'émersion graduelle des terres sous le contrôle d'un relèvement glacio-isostatique rapide (Parent et Occhietti, 1988). Comme toute la région étudiée est située sous la limite marine, le till et les sédiments d'épandage proglaciaire subaquatique sont généralement très remaniés en surface. Dans la vallée de la Grande rivière de la Baleine, ils sont surmontés localement par des rythmites glaciolacustres. En dehors de cette vallée et peut-être de quelques vallées affluentes, les sédiments glaciaires et fluvioglaciaires sont surmontés par les argiles et silts de la Mer de Tyrrell. D'après l'âge  $^{14}\text{C}$  obtenu à la base des argiles marines dans la coupe amont de l'estuaire (Hillaire-Marcel, 1976, p. 192), le début de la sédimentation tyrrellienne est estimé à 7 800 - 8 000 ans BP. Dans quelques coupes le long de la Grande rivière de la Baleine et dans quelques forages au large de Kuujjuarapik, les sédiments marins francs sont directement superposés aux varves glaciolacustres alors que dans d'autres, un lit de vidange de quelque 30 cm d'épaisseur sépare les deux unités (Hillaire-Marcel, 1976; Hardy, 1976, 1982; Bilodeau, 1990; Gonthier, d'Anglejean et Josenhans, 1993). Les sédiments glaciolacustres ont été reconnus un peu au nord de la région étudiée, dans le détroit de Manitounuk (Zevenhuizen, 1993) et le long de l'un de ses affluents, la rivière Domanchin (Parent et Paradis, 1994). Enfin, les unités quaternaires superposées aux

sédiments de la Mer de Tyrrell sont constituées de la séquence typique de sédiments fluviatiles, éoliens et organiques.

TABLEAU 1: Cadre stratigraphique des formations superficielles de la région de Kuujuarapik-Whapmagoostui.

<b>Climato-stratigraphie</b>	<b>Événements géologiques</b>	<b>Unités litho-stratigraphiques</b>	<b>Sous-unités (et code cartographique)</b>	
<b>POST-GLACIAIRE</b>	Milieux terrestres actuels	Sédiments organiques	(O)	
		Sédiments éoliens		
		Sédiments fluviatiles	Alluvions récentes (Ab) Alluvions des terrasses fluviales (At)	
	Mer de Tyrrell	Sédiments marins	Sédiments littoraux et pré-littoraux	(Mb)
			Sédiments deltaïques et prodeltaïques	(Md)
			Sédiments pré-littoraux minces et till remanié	(Mv)
			Sédiments d'eau profonde	(Ma)
			Sédiments glaciomarins	(Mg)
	Lac Ojibway	Sédiments glaciolacustres	Sédiments glaciolacustres varvés	(Lg)
	<b>DERNIÈRE GLACIATION</b>	Retrait glaciaire	Sédiments fluvioglaciaires	Sédiments d'épandages proglaciaires subaériens
Sédiments d'épandages proglaciaires subaquatiques				(Gs)
Sédiments juxtaglaciaires				(Gx)
Inlandsis laurentidien		Sédiments glaciaires	Till en couverture généralement continue	(Tb)
			Till en couverture discontinue	(Tv)

## 4.2 Till régional

Dans la région de Kuujjuarapik-Whapmagoostui, contrairement à la région située immédiatement au nord où presque toute la couverture de till a été érodée par les vagues sous la limite marine (Parent et Paradis, 1994), le till n'a pas été complètement délavé lors de l'incursion marine et cela, malgré le fait que la région étudiée (Figure 1) soit entièrement sise sous la limite atteinte par la Mer de Tyrrell. Cette meilleure préservation de la couverture de till semble due à des effets topographiques; de toute évidence, le till des bas plateaux de l'intérieur a été en partie protégé lors des tempêtes par les collines côtières. C'est ainsi qu'à l'est des premières collines, là où les fetchs étaient limités par ces îles qui émergeaient dans la Mer de Tyrrell, de grandes aires caractérisées par un remaniement incomplet du matériel glaciaire (unité Mv sur la carte hors-texte) ont échappé à ce délavage intense par les actions littorales. Il en est de même pour de grandes aires de till mince et la plupart des moraines de De Geer,

Le till régional est un diamicton sablo-graveleux, généralement peu compact, rarement fissile, grisâtre à l'état frais et gris-brun pâle lorsqu'oxydé. À l'exception de quelques coupes dans des drumlins et au voisinage de la Moraine de Sakami<sup>1</sup>, le till n'a que très rarement pu être observé en coupe naturelle, de sorte que les structures fines les plus significatives ont dû passer inaperçues. L'épaisseur du till varie de quelques centimètres à une dizaine de mètres, ceci étant une valeur estimée à partir de la taille de quelques drumlins. Le plus communément, le till est mince et discontinu, ne masquant à peu près pas les irrégularités du roc sous-jacent. Les quelques aires de till plus épais, en couverture continue, sont principalement situées dans la moitié est de la région. À quelque 15 km au sud-ouest de Kuujjuarapik-Whapmagoostui, une grande zone de drumlins rocheux orientés à environ 280° est recouverte de till mince, communément remanié jusqu'à 30 et parfois 50 cm de profondeur par les eaux de la Mer de Tyrrell.

L'un des traits particuliers de la région est l'existence de grands champs de moraines de De Geer dans tout le territoire situé à l'est de la Moraine de Sakami. Dans la région, il s'agit de crêtes morainiques étroites mais très nettes, quoiqu'elles n'y dépassent que rarement 5 m de hauteur et 500 m de longueur. Présentes surtout dans les dépressions et sur les grands replats où elles sont le plus souvent posées presque directement sur le roc ou parfois superposées à des drumlins, ces crêtes morainiques discontinues sont généralement espacées d'environ 200 m. Certaines séries de moraines de De Geer sont partiellement couvertes de dépôts organiques (Carte hors-texte). Dans tous les cas (14) où des trous y ont été creusés, ces crêtes morainiques étaient constituées de till, le plus souvent surmonté d'une zone remaniée épaisse de quelques décimètres. Ces crêtes semblent s'être formées immédiatement à la marge d'un glacier dont le front baignait dans une nappe d'eau proglaciaire, donc selon le modèle conventionnel de mise en place

---

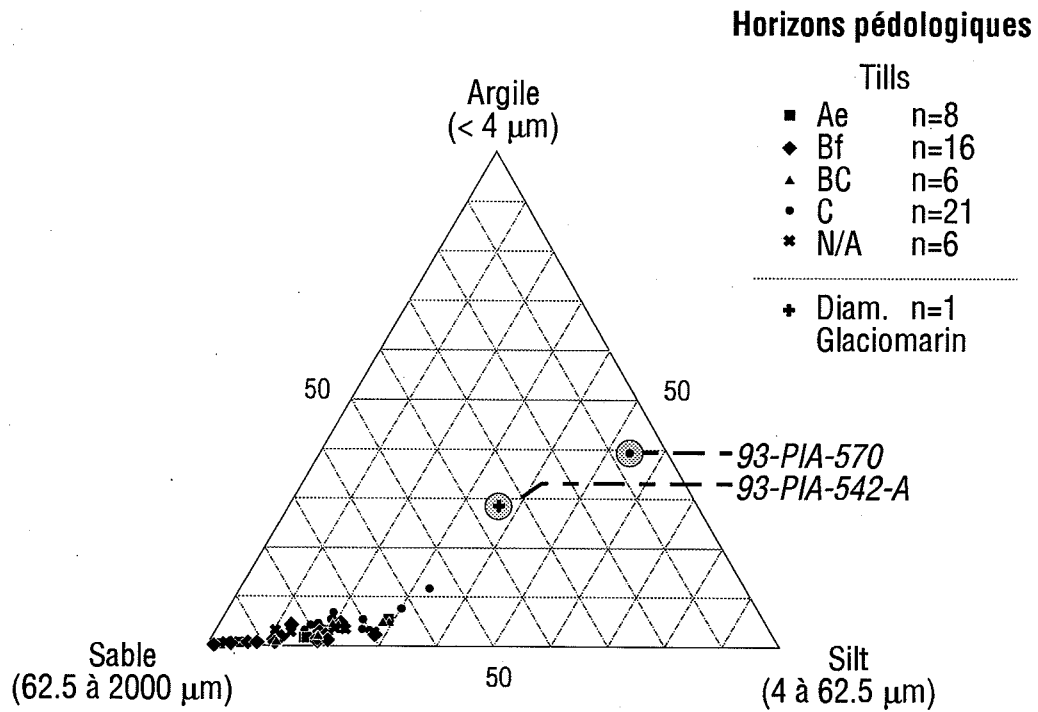
<sup>1</sup>Les caractéristiques de cette moraine sont sommairement décrites dans la section 6.1 (p. 27) et sa localisation est présentée à la Figure 7 (p.29).

pour ce type de moraine (Prest, 1968, 1970) et non pas selon le modèle de mise en place sous-glaciaire récemment préconisé par quelques auteurs (Beaudry et Prichonnet, 1991; Zilliacus, 1987).

Les graviers (fraction  $>2$  mm) ne constituent généralement que de 10 à 30 % du till; il s'agit donc d'un till à matrice dominante. Quant à la matrice (fraction  $<2$  mm), elle est typique des tills dérivés des gneiss granitiques du Bouclier canadien, variant généralement de silto-sableuse à sableuse (Figure 3A; Annexe 2). Une enveloppe granulométrique et une courbe moyenne (Figure 3B), préparées à partir de tous les résultats analytiques obtenus, révèlent que cette matrice est essentiellement unimodale et que le mode est relativement étalé, allant des sables grossiers (1 mm) aux sables fins (125  $\mu$ m). La courbe moyenne révèle aussi un mode secondaire au niveau des silts grossiers (31,5  $\mu$ m); sa signification est toutefois incertaine, étant donné la possibilité qu'il résulte en partie d'un artéfact analytique causé par l'usure prématurée du tamis de 63  $\mu$ m. Deux échantillons ont été spécifiquement identifiés sur le diagramme ternaire (Figure 3A): dans un cas (# 93-PIA-542-A), il s'agit d'une turbidite glaciomarine fossilifère sur laquelle nous reviendrons dans une section ultérieure de ce rapport et dans l'autre cas (# 93-PIA-570), il s'agit d'un till très silteux observé dans la crête d'une moraine de De Geer. À cet endroit, le front glaciaire a dû réavancer sur au moins quelques décamètres, réincorporant à la charge sous-glaciaire des silts et argiles déposés antérieurement en eaux profondes.

L'analyse spatiale des paramètres granulométriques de Folk et Ward (1957) révèle que la granulométrie du till de surface de la région varie régionalement, mais de façon assez faible. Ainsi, la distribution régionale de la moyenne graphique ( $M_z$ ) montre que la matrice du till est un peu plus grossière (environ 2  $\phi$  ou 250  $\mu$ m) au sein d'une bande de territoire parallèle à la côte et à peu près perpendiculaire à l'écoulement glaciaire régional (Figure 4). La surface de tendance polynomiale du 2<sup>ième</sup> ordre, illustrée avec les valeurs observées sur la carte, explique 41,0 % de la variance totale et est significative à plus de 99,5 % (test de signification effectué selon la méthode décrite dans Unwin, 1975). Cette tendance spatiale peut être attribuée soit à un vannage plus important de la matrice du till dans cette partie de la région soit à la prise en charge d'éléments plus grossiers dans la zone située juste à l'est (amont glaciaire) de la Moraine de Sakami. En fait, il est probable que ce sont ces deux facteurs combinés qui expliquent la tendance observée. Ce qui semble à peu près certain, c'est que cette tendance ne reflète pas des variations lithologiques au sein du socle rocheux. Ces variations sont en effet orientées selon une toute autre direction, comme le démontrent autant la carte géologique (Eade, 1966) que les cartes aéromagnétiques et géochimiques (Parent *et al.*, données non publiées).

A)



B)

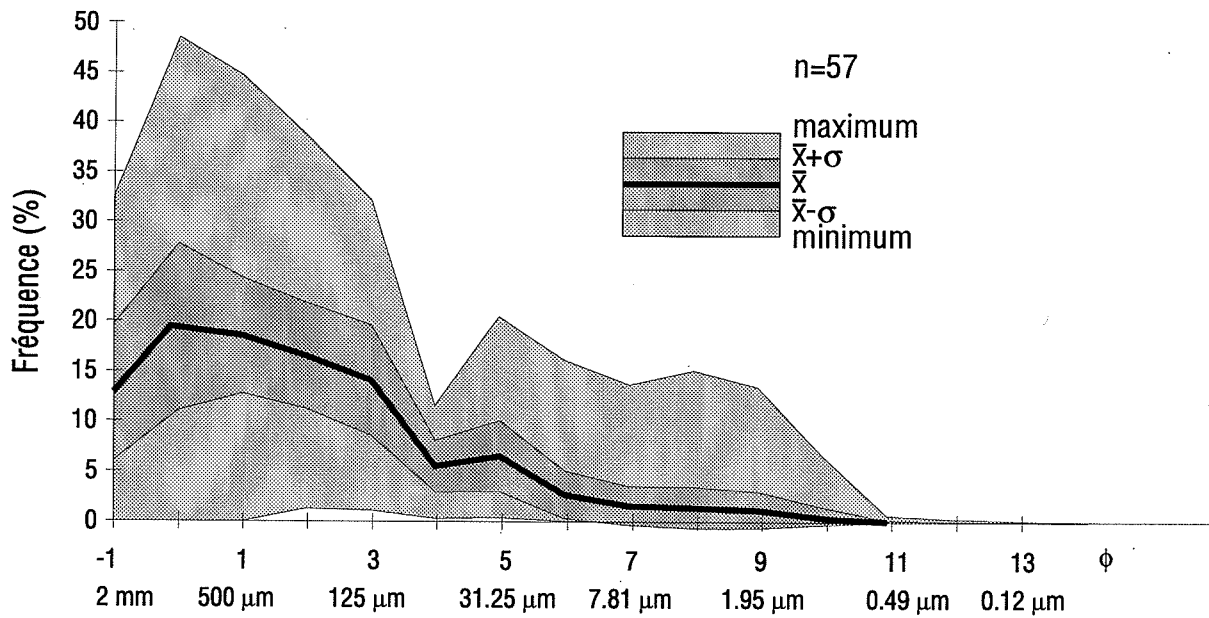


Figure 3 : (A) Diagramme ternaire de la granulométrie du till et (B) Courbe moyenne et enveloppe granulométrique du till (fraction < 2  $\mu\text{m}$ ) de la région de Kuujjuarapik-Whapmagoostui.

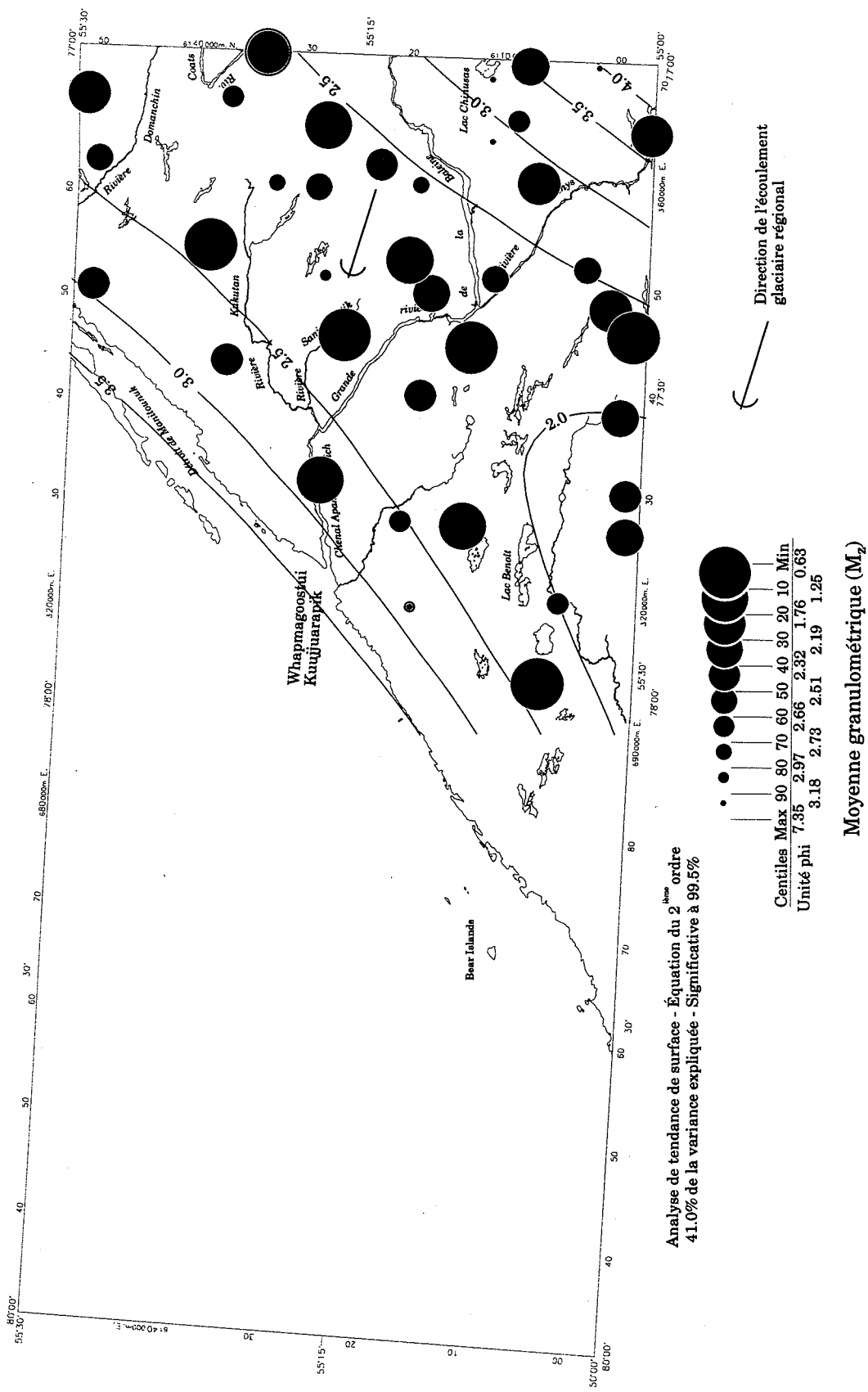


FIGURE 4: Surface de tendance quadratique et distribution spatiale de la moyenne granulométrique ( $M_z$ ) de la matrice des tills, région de Kuujuaarapik-Whapmagooski.



### 4.3 Sédiments fluvioglaciaires

Le retrait glaciaire s'étant effectué presque partout au contact de grandes nappes d'eau proglaciaires (Lac Ojibway ou Mer de Tyrrell), il y a absence presque généralisée des grands complexes linéaires de sédiments fluvioglaciaires qui caractérisent les régions plus à l'intérieur des terres (Parent et Paradis, 1994). Cette rareté des grands complexes fluvioglaciaires dans la région indique que l'inlandsis en récession n'y avait pratiquement pas de zone marginale d'ablation, présumément à cause du recul frontal excessif qu'entraînait le vêlage d'icebergs dans les nappes d'eau proglaciaires. Ainsi, ce contexte de déglaciation par vêlage en eaux profondes rend compte autant de la quasi-absence de sédimentation fluvioglaciaire dans la région que du rôle presque négligeable que semblent avoir joué les eaux de fonte lors de la mise en place des moraines de De Geer. Cependant il est probable qu'à quelques endroits, des sédiments juxtaglaciaires (eskers, kames, etc.) aient été enfouis lors de phases sédimentaires subséquentes, notamment lors de la mise en place d'épandages subaquatiques.

Les principaux sédiments fluvioglaciaires de la région sont de grands épandages proglaciaires subaquatiques qui se sont formés essentiellement au sud de la Grande rivière de la Baleine (Carte hors-texte). Dans ce secteur, une série d'épandages subaquatiques discontinus formant un alignement arqué constituent l'extrémité nord de l'un des grands complexes morainiques d'Amérique du Nord (Hillaire-Marcel *et al.*, 1981), nommé formellement Moraine de Sakami par Hardy (1982). Ces épandages, formés en eaux profondes à l'embouchure de cours d'eau sous- ou intraglaciaires, ont pu être observés en coupe à quelques endroits, principalement sur les berges de l'estuaire de la Grande rivière de la Baleine. L'une de ces coupes, située sur la rive droite à 5,8 km de l'embouchure de la Grande rivière de la Baleine, présente plusieurs des caractéristiques sédimentologiques qui sont typiques des épandages subaquatiques (Figure 5).

La séquence exposée, d'une épaisseur de 22 m, est en fait une mégaséquence positive ("*fining and thinning upward*") composée de turbidites dont la granulométrie va d'essentiellement sableuse à la base à sablo-silteuse au sommet (Figure 5). Vers la base, ces turbidites sont surtout composées de sable moyen et grossier à lamination parallèle et obliques, et donc dominées par des séquences de Bouma de type (A)B, B(C) et (A)(B)C. Vers le milieu de la séquence, ce sont les divisions C (rides migratoires) qui sont les plus fréquentes. Au sommet, les turbidites sont en partie convolutées et elles sont principalement composées de sable silteux et de silt sableux à lamination parallèle, où dominant donc les séquences de type (B)D et (C)D. La décroissance granulométrique vers le sommet est clairement exprimée par la séquence des courbes granulométriques F→E→D→C (Figure 5). L'interprétation est sans ambiguïté: il s'agit d'un environnement sédimentaire d'énergie décroissante. L'épandage subaquatique devait d'abord avoir remblayé une partie de la vallée, puis il a continué de s'aggrader alors que la vitesse des courants hypopycniaux et l'apport de sédiments diminuaient. Cet épandage enregistre donc l'éloignement progressif du front glaciaire alors que la vallée inférieure de la Grande

rivière de la Baleine et les terrains avoisinants étaient occupés par une grande nappe d'eau proglaciaire, probablement l'extrémité nord du Lac Ojibway.

#### 4.4 Sédiments glaciolacustres

Des rythmites glaciolacustres, probablement des varves, ont été observées sous des sédiments marins francs dans quelques coupes sur les deux rives de l'estuaire de la Grande rivière de la Baleine. Il s'agit d'ailleurs des coupes qui avaient été étudiées par Hillaire-Marcel et ses collaborateurs (Hillaire-Marcel, 1976; Hillaire-Marcel et Vincent, 1980; Vincent *et al.*, 1987; Bilodeau, 1990), de sorte que les quelques levés de reconnaissance que nous y avons effectués visaient surtout à permettre des comparaisons avec les séquences glaciolacustres observées plus au nord sur les berges de la rivière Domanchin (Parent et Paradis, 1994).

Les séquences de rythmites ont été observées sur des épaisseurs allant de 2 à 4 m et elles sont essentiellement composées d'argiles silteuses très foncées dont les contrastes sédimentologiques sont à première vue assez faibles, si on les compare à ceux observées dans d'autres séquences varvées de l'Estrie (Parent, 1987a, 1987b) ou du Témiscamingue (Daigneault et Prichonnet, 1988). Par contre, les lits d'été silteux comportent beaucoup d'inter-lamines sableuses où d'abondantes traces fossiles de type *Pascichnia* ont été observées. Dans la grande coupe au pied des premiers rapides de la Grande rivière de la Baleine, les rythmites contiennent d'abondantes concrétions calcaires pour lesquelles Hillaire-Marcel (1976) a obtenu des âges  $^{14}\text{C}$  de  $7940 \pm 140$  ans BP (QU-281) et de  $8\,230 \pm 135$  ans BP (I-8363). Il faut toutefois noter qu'Hillaire-Marcel (1976) a interprété ces rythmites comme étant d'origine marine. Leur faciès est toutefois identique à celui des rythmites glaciolacustres observées dans les autres coupes de la région, sauf peut-être pour le fait que dans celles-ci, les rythmites ne contiennent que peu ou pas de concrétions. Une interprétation finale quant à leur origine devra donc attendre les résultats des analyses micropaléontologiques.

Alors que dans la coupe classique du pied des premières chutes (Hillaire-Marcel, 1976), les rythmites sont directement surmontées par les argilo-silts marins, datés à  $7625 \pm 120$  ans BP (I-9005), ailleurs celles-ci sont séparées des sédiments marins par un lit sableux, dit "de vidange", dont l'épaisseur varie d'environ 30 cm à 1 m. Ce lit de vidange est présumé représenter, tout comme ceux plus argileux de la région de la baie James (Hardy, 1982), le déversement très rapide des eaux du Lac Ojibway dans la Mer de Tyrrell.

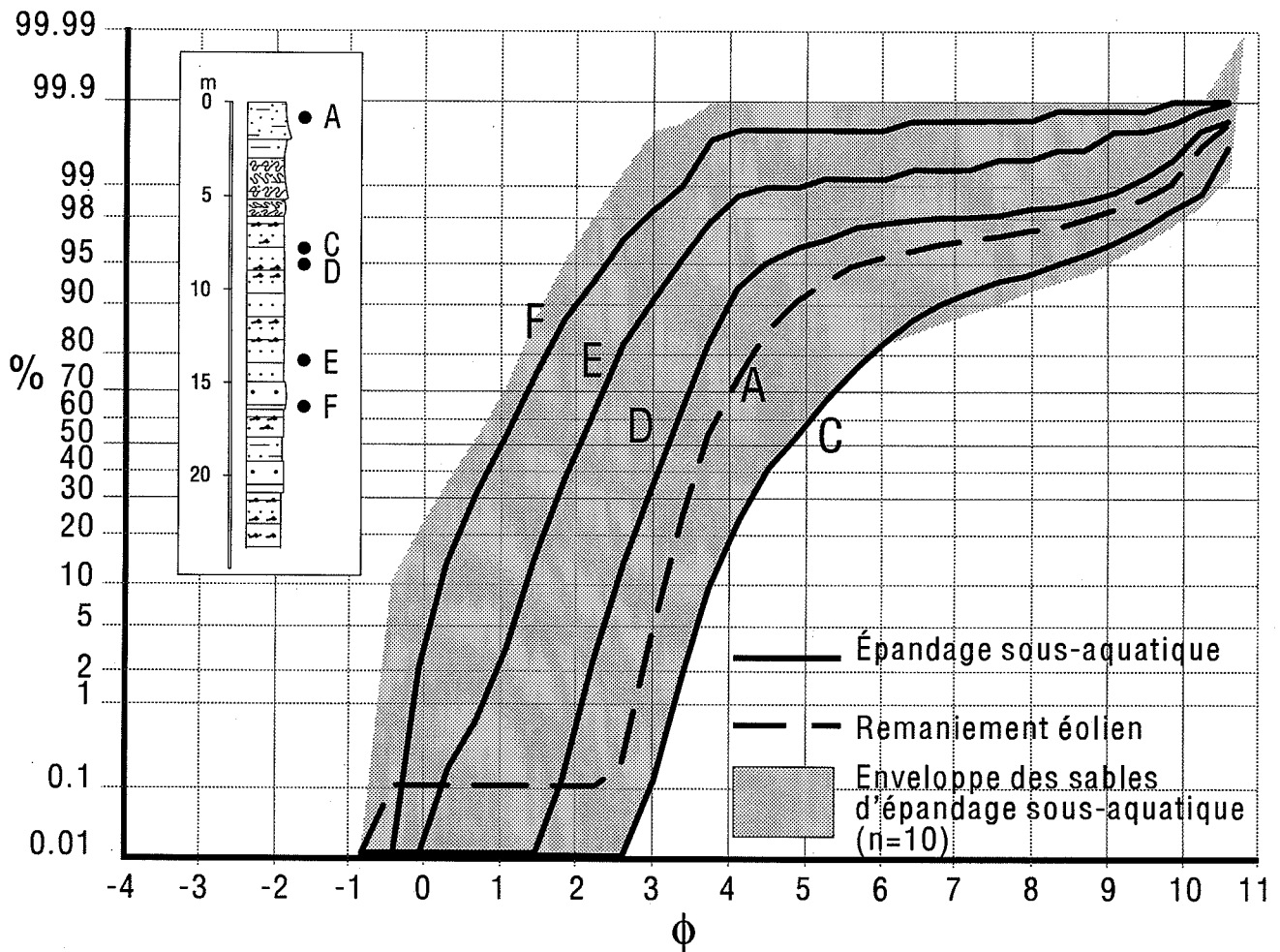


Figure 5 : Décroissance granulométrique enregistrée dans une séquence d'épandage proglaciaire subaquatique observée sur la rive droite de l'estuaire de la Grande rivière de la Baleine, à 5,8 km de son embouchure dans la baie d'Hudson.

#### 4.5 Sédiments glaciomarins et marins

Les sédiments glaciomarins et marins ont été observés dans plusieurs coupes le long des berges de la Grande rivière de la Baleine et des autres cours d'eau de la région. Ces sédiments ont été subdivisés en quatre principales sous-unités (Tableau 1): (1) sédiments glaciomarins, (2) sédiments d'eau profonde, (3) sédiments deltaïques et prodeltaïques et (4) sédiments littoraux et pré littoraux. Une cinquième sous-unité, formée de sédiments pré littoraux minces ou de till remanié, constitue un cas particulier puisqu'il s'agit de faciès très voisins de ceux de la sous-unité 4, mais beaucoup plus minces de sorte que c'est la topographie du roc ou du till sous-jacent qui en gouverne le modelé. Les divers types de sédiments marins sont présents partout sur le territoire cartographié.

Une liste des espèces fossiles observées dans les sédiments marins de la région, excluant les foraminifères, ostracodes et autres microfossiles, est présentée au Tableau 2; l'espèce la plus abondante, présente dans pratiquement tous les faciès, est *Hiatella arctica*.

À proximité des cours d'eau, les sédiments marins silto-argileux sont affectés par une série de phénomènes géomorphologiques (zones ravinées, glissements de terrain, coulées boueuses); il s'agit donc de terrains instables, tout comme dans la région voisine de la Petite rivière de la Baleine (Bégin *et al.*, 1994). Les sédiments marins de la vallée inférieure de la Grande rivière de la Baleine sont affectés par de grands glissements de terrain (Carte hors-texte; Bégin et Fillion, 1987). Près de la côte, la surface plutôt plane de ces sédiments silto-argileux est couverte d'une mince couche de tourbe et est affectée par des processus périglaciaires menant à la formation de palses, de plateaux palsiques et de dépressions thermokarstiques. En Hudsonie, ces phénomènes caractérisent la zone de pergélisol discontinu (Allard et Seguin, 1987; Michaud *et al.*, 1994). Plus à l'intérieur des terres, dans la partie est de la région, les phénomènes périglaciaires semblent se raréfier, tout comme dans la région voisine au nord (Michaud *et al.*, 1994).

Les aires de sédiments littoraux et pré littoraux sont marquées par des séries généralement discontinues de crêtes de plage formées lors de l'exondation des terrains. Dans les terrains plutôt ouverts, les sables et graviers deltaïques et prodeltaïques de même que les épandages proglaciaires subaquatiques ont souvent été intensément remaniés et remodelés en crêtes de plage, dont plusieurs sont dunifiées (Ruz et Allard, 1994).

TABLEAU 2: Fossiles des sédiments de la Mer de Tyrrell dans la région de Kuujjuarapik-Whapmagoostui\*

---

MOLLUSQUES

PÉLÉCYPODES (BIVALVES)

*Hiatella arctica*  
*Macoma calcarea*  
*Mya truncata*  
*Clinocardium ciliatum*  
*Mytilus edulis*  
*Serripes groenlandicus*  
*Chlamys islandica*  
*Placopecten magellanicus*  
*Nuculana tenuisulcata*

GASTÉROPODES

*Buccinum* sp.  
*Lunatia groenlandica*

ARTHROPODES

CIRRIPÈDES

*Balanus crenatus*

---

\*Cette liste ne comprend pas les microfossiles (foraminifères, ostracodes, diatomées, etc.)

### **Sédiments glaciomarins**

Dans la région étudiée, il n'est souvent possible de distinguer les faciès glaciomarins des faciès marins francs qu'à partir du contexte stratigraphique, géomorphologique ou sédimentologique des unités observées. En effet, la relative fréquence des turbidites et des rythmites dans plusieurs des séquences sédimentaires argileuses de la Mer de Tyrrell fait en sorte que la distinction ne peut s'appuyer sur ces seuls critères sédimentologiques. Ainsi, les sédiments glaciomarins sont généralement constitués de turbidites ou rythmites sableuses ou sablo-silteuses, parfois caillouteuses, peu ou pas fossilifères, et ils sont généralement surmontés par les silts argileux laminés typiques des faciès marins francs. Alors que les sédiments glaciomarins semblent absents des séquences exposées dans les coupes de l'estuaire de la Grande rivière de la Baleine et dans les régions plus au sud, ils sont fréquents dans les coupes des petites vallées débouchant dans le détroit de Manitousuk, au nord de la région. Ceci indique que la sédimentation marine dans ces vallées était fortement influencée par les eaux de fonte issues de l'inlandsis en retraite. Dans la vallée inférieure de la Grande rivière de la Baleine, il semble que les eaux de fonte n'aient pas exercé une action aussi importante sur la sédimentation marine qui a suivi la mise en place de la Moraine de Sakami. Étant donné leur position stratigraphique à la base des séquences marines, aucune unité de sédiments glaciomarins n'a pu être portée sur la carte géologique des formations superficielles.

### **Sédiments d'eau profonde**

Les sédiments d'eau profonde ont une assez grande extension dans la région et ils forment jusqu'à une altitude d'environ 200 m des plaines argileuses de toutes dimensions, et ponctuées d'innombrables boutons rocheux. Des champs de paises se sont développées surtout dans ces plaines argileuses, ce qui leur confère un paysage caractéristique dans la région. Ces sédiments sont typiquement constitués de silts argileux laminés, contenant des coquilles plutôt éparses. Leur épaisseur peut atteindre la vingtaine de mètres dans la vallée de la Grande rivière de la Baleine et dans les vallées au nord de celle-ci. Sur les bas plateaux plus au sud, aux environs du lac Benoît, leur épaisseur ne semble guère dépasser 10 m. Il s'agit de faciès marins francs (faciès d'inondation, dans Parent et Occhiotti, 1988) qui sont généralement assez monotones mais qui peuvent aussi inclure quelques lits turbiditiques sableux, notamment dans les vallées au nord de la Grande rivière de la Baleine. Ces lits turbiditiques contiennent souvent les plus riches faunes fossiles; il s'agit d'assemblages thanatocénétiques comprenant quelques espèces très fréquentes (*Hiatella arctica*, *Mya truncata*, *Clinocardium ciliatum*) et d'autres un peu plus rares (*Mya pseudoarenaria*, *Serripes groenlandicus*, *Chlamys islandica*, *Balanus crenatus*, *Mytilus edulis*, *Nuculana tenuisulcata*).

Les quelques analyses granulométriques effectuées jusqu'à maintenant (Annexe 3) sur ces faciès d'eau profonde donnent des contenus en silt (62,5 - 4 µm) allant d'environ 35

à 50 %, et des contenus en argile ( $< 4 \mu\text{m}$ ) allant d'environ 28 à 65 %. Quant au pourcentage de sable (2,0 - 0,0625 mm), il est très variable (0 à 40 %), dépendamment de l'importance des apports turbiditiques. Ces aspects ont été traités plus en détail dans un rapport antérieur (Parent et Paradis, 1994). Les cailloux ou graviers délestés sont omniprésents dans ces faciès marins francs, mais leur pourcentage est très faible.

### ***Sédiments deltaïques et prodeltaïques***

Les aires de sédiments deltaïques et prodeltaïques sont de faible extension dans la région, puisqu'elles sont restreintes à la vallée de la Grande rivière de la Baleine. Dans cette vallée, il s'agit de grandes nappes sableuses mises en place durant la régression de la Mer de Tyrrell et dont l'altitude s'échelonne depuis 150 jusqu'à 15 m. Dans les coupes visitées, l'épaisseur de ces sédiments varie autour de 15 m. La base de l'unité est généralement constituée de 4 ou 5 m de sables et silts prodeltaïques, caractérisés par des faciès turbiditiques de type AD, BCD, CD. La partie supérieure, franchement deltaïque, est constituée de sables fins et moyens à laminations parallèles et obliques (rides migratoires). Dans quelques coupes, des lits de matières organiques sont présents au contact des lits prodeltaïques et deltaïques.

L'absence de sédiments deltaïques en dehors de la vallée principale est attribuable à deux causes. D'abord, comme tout le territoire est situé sous la limite marine, il y a absence de deltas progradants associés à la limite marine; les deltas de ce type sont bien développés dans la région plus au nord (Parent et Paradis, 1994). Deuxièmement, il semble bien que seule la Grande rivière de la Baleine avait une charge sédimentaire suffisante pour mettre en place une série régressive de nappes deltaïques.

### ***Sédiments littoraux et pré littoraux***

Il existe des aires couvertes de sédiments littoraux et pré littoraux dans l'ensemble de la région couverte par la submersion tyrrellienne, mais elles sont particulièrement abondantes dans le secteur des collines côtières. La surface de ces sédiments est caractérisée par des séries de crêtes de plage plus ou moins discontinues. Dans les sites où le fetch était important, notamment autour de collines rocheuses bien exposées à l'ouest, les sédiments littoraux sont constitués de matériel très grossier, allant des graviers aux gros galets et aux petits blocs arrondis. Dans les deux derniers cas, ces sédiments n'ont pratiquement pas de matrice. Dans les sites plus abrités ou avec un fetch moindre, comme dans la grande baie qui s'était formée dans le secteur du lac Benoît lors de la régression, les sédiments littoraux sont constitués de graviers sableux ou de sables graveleux dont les cailloux sont assez bien émoussés. Malgré la grande abondance des sédiments littoraux, il y a peu de grandes constructions littorales. Il faut toutefois signaler que la surface des épandages proglaciaires subaquatiques associés à la Moraine de Sakami est en grande partie couverte de crêtes de plage. Dans ce secteur (lac Benoît), le till a subi un important vannage et il est généralement remanié jusqu'à une profondeur de 30 cm.

La plus belle série de plages soulevées est celle de l'embouchure de la Grande rivière de la Baleine, sur le site même des villages de Kuujjuarapik-Whapmagoostui. À l'instar des sédiments deltaïques, les sédiments littoraux et pré-littoraux ne contiennent que très peu de fossiles marins, autant à cause de leur rareté habituelle dans ces types de sédiments qu'à cause de la dissolution subséquente des coquilles.

#### **4.6 Sédiments fluviaux**

Les sédiments fluviaux n'occupent que des aires très restreintes dans l'ensemble de la région étudiée. Étant donné la taille et le débit important de la Grande rivière de la Baleine, cela étonne à première vue. L'explication la plus plausible semble la suivante: la présence de nombreux seuils rocheux dans le lit de la rivière fait en sorte que la dynamique de l'alluvionnement est compartimentée par ces seuils et que la correspondance entre les limites latérales du lit majeur et du lit mineur est tellement étroite que l'essentiel de la charge sédimentaire en traction sur le lit fluvial est évacuée régulièrement lors des crues. Quant à la charge en suspension, elle est de toute évidence aisément évacuée. En outre, la rapidité de l'exondation dans la région (Hillaire-Marcel, 1976, 1980) fait en sorte que ces conditions ont dû exister durant l'ensemble de la période postglaciaire.

Les alluvions observées sur les terrasses fluviales sont constituées de graviers subarrondis ou de sables graveleux, ne contenant à peu près pas de matières organiques; les épaisseurs observées varient de 1 à 3,5 m. Des alluvions récentes existent presque partout le long des cours d'eau actuels, mais leur superficie est le plus souvent insuffisante pour qu'elles puissent être cartographiées. Ces alluvions sont constituées de graviers ou de sables graveleux le long des tronçons fluviaux à écoulement plus vif, le long de la Grande rivière de la Baleine ou de la rivière Denys par exemple. Le long des petits cours d'eau, les alluvions sont plutôt sableuses.

#### **4.7 Sédiments éoliens**

Il existe dans la région plusieurs zones sableuses (sédiments littoraux et deltaïques, sédiments d'épandages proglaciaires subaériens) dont la surface a été et est encore remaniée par les actions éoliennes: les vents les plus efficaces, responsables de la déflation et de la formation de dunes parapoliques dans la région côtière, sont des vents du sud-est, une observation qui est en accord avec les observations antérieures (Filion et Morissette, 1983). Les vents provenant d'autres directions, quoiqu'ils arrivent à remanier les surfaces éolisées, n'arrivent pas à produire des formes caractéristiques bien orientées.

#### **4.8 Sédiments organiques**

Dans la région, les sédiments organiques sont très fréquents mais ils ne forment de grandes aires que sur les bas plateaux au sud de la Grande rivière de la Baleine.



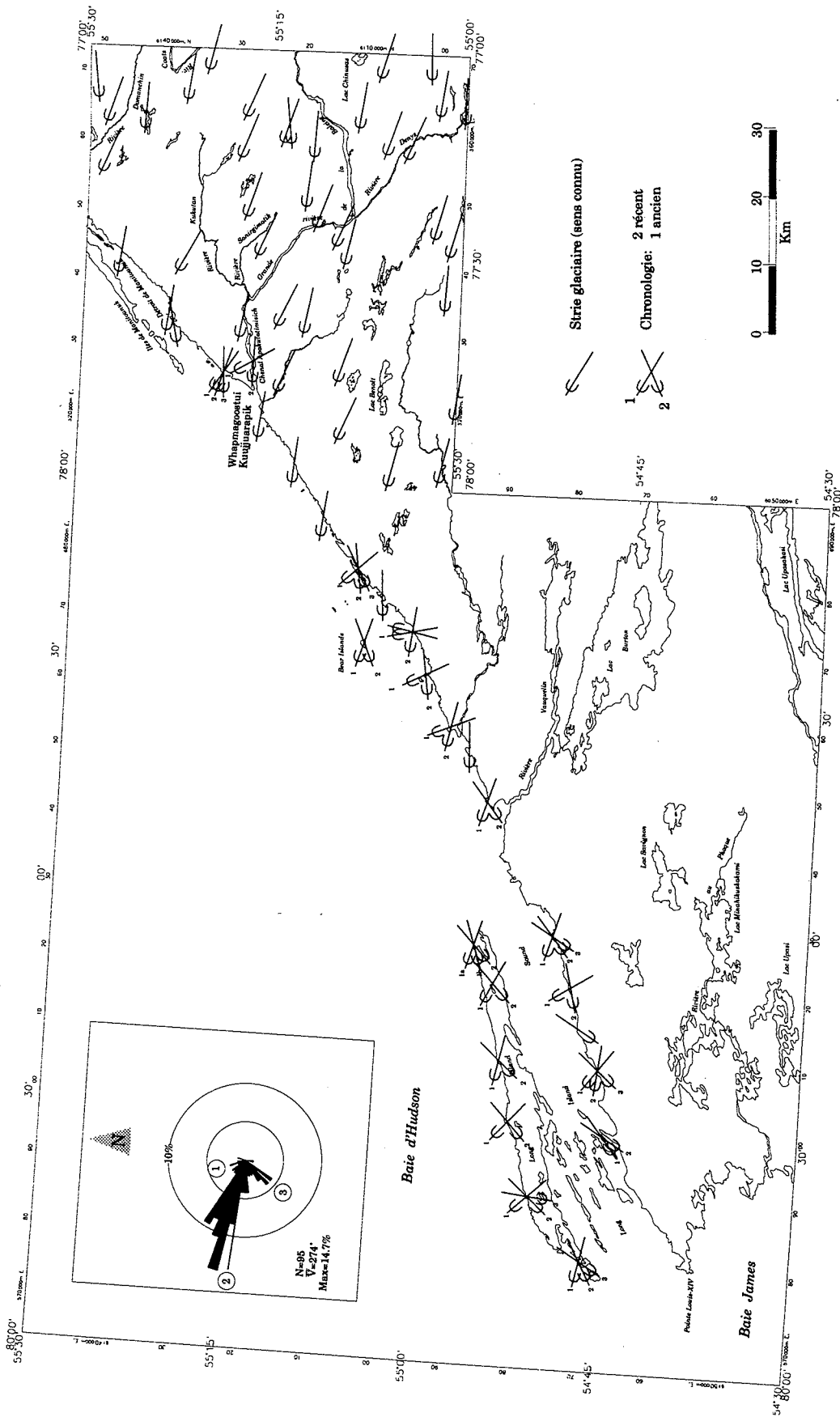
Ailleurs ils occupent toutes sortes de petites dépressions soit dans le roc soit dans les formations superficielles détritiques; leur épaisseur maximale est de l'ordre de 2,5 m. Ces sédiments sont principalement constitués de tourbe de sphaigne brunâtre dont le niveau de décomposition s'accroît avec la profondeur; le plus souvent, la tourbe est minérotrophe et contient beaucoup de cypéracées. Outre dans les dépressions, il existe de grandes zones de sédiments organiques trop minces (de 30 à 40 cm) pour être cartographiés, mais couvrant la surface des plaines argileuses de la région. Plus l'on approche de la côte, plus la surface de ce tapis organique devient bosselée par les paises et trouée par les mares thermokarstiques, comme dans la région de la Petite rivière de la Baleine (Michaud *et al.*, 1994).

## 5. DIRECTIONS ET PHASES D'ÉCOULEMENT GLACIAIRE

### 5.1 Méthodologie

Les surfaces rocheuses striées ont été soigneusement observées à quelque 60 sites répartis dans toute la région, incluant un levé de reconnaissance le long de la côte jusqu'aux environs de la pointe Louis XIV (Figure 6). Comme nous l'avons mentionné dans un article antérieur (Parent et Paradis, 1993), les conditions d'atterrissage étant plus propices sur les replats sommitaux, là où les arbres sont plus clairsemés ou même absents, les sites de ce type sont peut-être un peu surreprésentés dans notre échantillonnage. Toutefois, plusieurs surfaces striées ont été observées sur les berges de lacs et de rivières et les directions d'écoulement glaciaire mesurées s'y sont avérées être les mêmes que celles mesurées sur les replats avoisinants. Comme la plupart des points d'atterrissage devaient aussi servir à l'échantillonnage du till, les surfaces striées observées étaient souvent de dimension restreinte et devaient être dégagées sous une mince couche de till. De toute façon, la météorisation des surfaces rocheuses dénudées est telle dans la région que les surfaces striées y sont pour la plupart trop dégradées pour faire l'objet de mesures d'orientation. Quant aux sites le long du littoral de la baie, les conditions d'observation y sont exceptionnellement bonnes.

Sauf dans le cas d'un site localisé sur un îlot dans la Grande rivière de la Baleine, tous les sites où plusieurs générations de stries ont été observées sont localisés sur des affleurements le long de la côte de la baie d'Hudson (Figure 6), le plus souvent sur des basaltes protérozoïques mais aussi sur les granito-gneiss archéens. Comme nous l'avons établi antérieurement (Parent et Paradis, 1993), la présence de plusieurs générations de stries glaciaires sur les affleurements côtiers indique que celles-ci ne résultent pas de phénomènes relativement aléatoires ou occasionnels mais qu'il y a bel et bien eu une succession de phases glaciaires dans la région, contrairement à ce que plusieurs chercheurs avaient affirmé (Hillaire-Marcel et Vincent, 1980).



**FIGURE 6: Directions et phases d'écoulement glaciaire dans la région de la Grande rivière de la Baleine et le sud-est de la Baie d'Hudson. Une phase ancienne d'écoulement vers le NW (1) a été suivie d'une phase principale d'écoulement vers l'WNW (2) qui a subi une déflexion tardiglaciaire marquée vers le SW (3) dans la zone côtière.**

Afin d'établir la polarité des stries glaciaires observées, deux grands types de critères ont été utilisés: (1) ceux fondés sur les micro-formes d'érosion glaciaire, telles les queues-de-rat, les stries en tête de clou, les broutures et les fractures de broutage; (2) ceux fondés sur le profilage et le façonnement général des affleurements, l'exemple typique étant celui des roches moutonnées. Comme l'indique la Figure 6, nous avons pu déterminer la polarité de toutes les surfaces striées observées. A l'intérieur des terres, le critère le plus communément utilisé était le profilage des affleurements: en effet, l'intensité de l'érosion glaciaire a été telle dans la région que presque tous les affleurements rocheux montrent soit de belles surfaces d'abrasion, bien polies et bien striées, faisant face à l'amont glaciaire, soit des surfaces de débitage tournées vers l'aval glaciaire, soit les deux. Dans tous les sites de la zone côtière ainsi qu'à plusieurs sites de l'intérieur, diverses micro-formes d'érosion glaciaire viennent s'ajouter aux critères de profilage général des affleurements.

La chronologie relative des écoulements glaciaires s'établit à partir des recoupements et surimpositions observés sur les surfaces striées. Dans le cas d'un recoupement, une surface striée antérieure est préservée, en position relativement abritée, de l'érosion causée par un mouvement glaciaire subséquent (Parent et Paradis, 1993: figure 3). Typiquement, le recoupement est marqué par une troncature séparant deux surfaces striées selon des directions distinctes (Veillette, 1983), la plus ancienne étant celle qui est située en contrebas de la troncature. Dans le cas d'une surimposition, les stries plus récentes sont formées à même une surface striée antérieure, mais sans qu'il y ait oblitération complète de cette dernière. Dans ce cas, ce sont les stries de la première génération qui occupent l'essentiel de la surface de l'affleurement rocheux alors que dans le cas d'un recoupement, ce sont les stries de la deuxième génération qui occupent presque toute la surface de l'affleurement.

## 5.2 Mouvements glaciaires régionaux

La carte et la rosette des directions d'écoulement glaciaire font ressortir trois phases glaciaires régionales (Figure 6): (1) une première phase, relativement ancienne, représentée par plusieurs sites et caractérisée par un mouvement glaciaire dirigé vers le NW, et (2) une seconde phase, appartenant à un mouvement régional majeur représenté à tous les sites et caractérisé par un écoulement dirigé vers l'WNW ( $280^\circ$ ), (3) puis (3) une troisième phase, celle-là dirigée vers le SW, représentant une importante déflexion tardiglaciaire.

### *Mouvement glaciaire ancien vers le NW*

A une vingtaine de sites côtiers compris entre Long Island et le détroit de Manitounuk (Figure 6), un mouvement glaciaire ancien dirigé vers le NW ( $300^\circ - 340^\circ$ ) est enregistré sur des surfaces striées sises en position abritée par rapport au mouvement régional

dominant. Malgré d'attentives recherches dans le but de trouver des indices de ce mouvement glaciaire ancien sur tous les affleurements de la région, les sites côtiers demeurent pratiquement les seuls où la qualité et l'étendue des affleurements permettent de l'identifier.

### ***Mouvement glaciaire dominant vers l'WNW***

Le mouvement glaciaire dominant est orienté à environ 280° dans l'ensemble de la région. Compte tenu de l'étendue et du relief de la région, la dispersion des orientations par rapport à la tendance générale de ce mouvement est assez faible. C'est à ce mouvement dominant que sont associés les grandes formes glaciaires de la région, tels les rochers profilés, les rochers dissymétriques, les roches moutonnées, les drumlins et drumlinoïdes (Carte hors-texte).

### ***Déflexion tardiglaciaire vers le SW***

Pratiquement partout le long de la côte, à basse altitude, le mouvement glaciaire régional est suivi d'une déflexion marquée vers le SW (Figure 9). Cette déflexion antihoraire de l'écoulement tardiglaciaire, mise en évidence pour la première fois dans la région par Parent et Paradis (1993), est enregistrée surtout par des recouvrements de surfaces striées mais aussi par des surimpositions, notamment dans la partie nord de la région. Dans la plupart des sites observés, la réorientation de l'écoulement est de l'ordre de 30° à 40°.

## **5.3 Discussion**

Compte tenu des divers modèles, parfois très divergents, relatifs à la dynamique d'ensemble de l'Inlandsis laurentidien (Shilts, 1980; Prest, 1984; Dyke et Prest, 1987; Fisher, Reeh et Langley, 1985; Boulton *et al.*, 1985; Hughes, 1987), il est pertinent de s'interroger sur la signification de ces mouvements régionaux. Dans un premier temps, faut-il encore signaler que les données recueillies dans la région étudiée ne supportent aucunement les modèles d'inlandsis présentant un dôme central au-dessus de la baie d'Hudson lors du dernier maximum glaciaire (Hughes, 1987). En effet, non seulement n'existe-t-il aucun indice d'écoulement ou de transport glaciaire vers l'est mais toutes les données concordent pour indiquer que le mouvement glaciaire vers l'ouest a été de longue durée. A ce sujet deux observations s'imposent: (1) tout le modelé du socle rocheux est relié à ce mouvement glaciaire; (2) de longues traînées de dispersion glaciaire vers l'WNW ont été mises en évidence dans la région (Parent *et al.*, données inédites). Les observations supportent plutôt la présence d'une ligne de partage ou d'un centre de dispersion situé loin à l'est de la région durant presque tout le dernier hémicycle glaciaire (Shilts, 1980; Prest, 1984; Dyke et Prest, 1987).

D'après les reconstructions de Dyke et Prest (1987), l'écoulement vers l'ouest dans la partie orientale de la baie d'Hudson n'aurait vraiment débuté qu'après 9000 ans BP, et sa formation serait partiellement reliée à la formation de courants glaciaires dans le sud de la baie d'Hudson. Or, les nouvelles observations provenant autant des régions de la Petite rivière de la Baleine et du lac Guillaume-Delisle (Parent et Paradis, 1993) que du sud-est de la baie d'Hudson indiquent que ce n'est pas le mouvement régional vers l'WNW qui est relié à la formation de courants glaciaires dans la baie d'Hudson, mais que c'est plutôt la déflexion tardive vers le SW qu'il faut relier à ces courants glaciaires. L'ensemble de nos observations indique clairement que l'écoulement régional vers l'WNW avait débuté bien avant que n'aient lieu les réorientations tardiglaciaires. De toute évidence, le mouvement régional vers l'WNW est le résultat à long terme de la dynamique du Secteur labradoréen de l'Inlandsis laurentidien, et non pas le résultat d'une réorientation de l'écoulement glaciaire en réponse à l'invasion de la Mer de Tyrrell dans la baie d'Hudson comme l'avaient préconisé plusieurs auteurs (Andrews et Falconer, 1969; Hillaire-Marcel, 1976; Hughes, 1987).

Enfin, le mouvement ancien vers le NW pourrait être relié à la formation de courants glaciaires dans le nord de la baie d'Hudson ou à celle d'une ligne de partage glaciaire quelque part au sud du 54<sup>e</sup> parallèle. Ce mouvement pourrait bien être corrélatif d'un mouvement dirigé vers le NNW dans les îles Ottawa (Andrews et Falconer, 1969), quelque 400 km au nord de la région étudiée. Il se pourrait aussi que ce mouvement soit en partie relié au mouvement ancien vers le NW identifié par Veillette et Pomarès (1991) dans la région de Matagami-Chapais, quelque 400 km au sud de la région de la Grande rivière de la Baleine. À l'échelle de la dynamique d'ensemble de l'Inlandsis laurentidien, ce mouvement ancien vers le NW indique que de grands dômes glaciaires antérieurs au dernier maximum glaciaire, et donc associés à la croissance de l'inlandsis, étaient centrés sur le nord du Québec, mais en position plus méridionale que ceux associés au paroxysme de la dernière glaciation. Ainsi, il semble bien que les centres de dispersion glaciaire aient migré vers le nord au cours de la dernière glaciation.

## 6. DÉGLACIATION RÉGIONALE ET ÉPISODES GLACIOLACUSTRE ET MARIN

L'Inlandsis laurentidien s'est de toute évidence retiré vers l'est dans la région de Kuujuarapik-Whapmagoostui et le front glaciaire devait être orienté à peu près nord-sud, parallèlement à la Moraine de Sakami et aux moraines de De Geer mises en place subséquemment à l'est de celle-ci. La déglaciation régionale a été marquée par l'incursion de deux grandes nappes d'eau, le Lac proglaciaire Ojibway et la Mer de Tyrrell, et par la mise en place d'un grand complexe morainique, celui de la Moraine de Sakami. Ces interprétations ne sont pas nouvelles, puisque ce sont dans l'ensemble celles qui avaient été retenues lors de la préparation de la Carte glaciaire du Canada (Prest *et al.*, 1968) et lors de travaux subséquents dans la région (Hillaire-Marcel, 1976, 1980; Hardy, 1982). Ce qui est nouveau, c'est d'être en mesure de démontrer que

l'écoulement glaciaire régional vers l'ouest précède de beaucoup la déglaciation et qu'il n'y a pas de liens de causalité entre cet écoulement régional et l'incursion de la Mer de Tyrrell dans la partie orientale de la baie d'Hudson. Des liens de causalité s'établissent plutôt entre l'épisode du Lac Ojibway dans la région de la baie James et la déflexion de l'écoulement tardiglaciaire dans le sud-est de la baie d'Hudson. Cette déflexion vers le SW résulte selon toute évidence de la formation de courants glaciaires qui devaient alimenter les crues de Cochrane lors de l'épisode du Lac Ojibway au sud de la baie James.

### 6.1 Moraine de Sakami et incursion du Lac Ojibway

Depuis les articles de Hillaire-Marcel *et al.* (1981) et de Hardy (1982), l'on admet généralement que la formation de la Moraine de Sakami résulte d'un ré-équilibre du front glaciaire qui se serait effectuée lors du drainage du Lac Ojibway dans la Mer de Tyrrell. Or, assez peu de choses sont connues de cette moraine, sinon qu'elle est constituée d'un alignement arqué de grands amas fluvioglaciaires allant des environs du lac Mistassini jusqu'à la Grande rivière de la Baleine et qu'elle est antérieure à  $7\ 880 \pm 160$  années BP (QU-122), soit l'âge le plus ancien provenant de coquilles marines présentes dans des sédiments glaciomarins superposés à la moraine (Hardy, 1977).

Lors de nos travaux, quatre coupes ont été levées dans des amas sédimentaires associés à la Moraine de Sakami (Figure 7); trois de ces coupes (identifiées A, B, C sur la figure) sont situées immédiatement à l'amont glaciaire de la Moraine de Sakami ou de son prolongement, la quatrième (D) est située sur la rive droite de la Grande rivière de la Baleine, juste en aval de la moraine. Dans les coupes situées à l'amont de la moraine, un diamicton sableux, comparable au till régional mais moins compact, est intercalé dans les séquences d'épandage proglaciaire subaquatique. Selon toute évidence, il s'agit d'une couche de till mise en place lors de l'épisode de Sakami. Les séquences proglaciaires dans lesquelles le till s'interpose sont constituées de sédiments dont les faciès et les structures sédimentaires (sables granoclassés, à stratification parallèle et à rides de courant) indiquent qu'ils ont été mis en place par des courants de fond, probablement dans une nappe d'eau douce. De plus, l'absence de coquillages dans le till indique probablement que le glacier n'avait pas incorporé de sédiments marins. Ces observations indiquent que le front glaciaire a probablement réavancé dans un lac proglaciaire lors de l'épisode de Sakami, une interprétation qui va à l'encontre du modèle de mise en place lors d'un ré-équilibre du front glaciaire en contact avec les eaux de la Mer de Tyrrell. Cette interprétation, qui tient compte des données présentement disponibles, constitue une hypothèse de travail que l'on doit mettre à l'épreuve à l'aide de données sédimentologiques, microfauniques et géochimiques dans les séquences sédimentaires où la transition du milieu glaciolacustre au milieu marin peut être documentée.

Les nouvelles observations présentées plus haut, notamment celles relatives à la déflexion régionale de l'écoulement tardiglaciaire et au contexte de mise en place de la Moraine de Sakami, ainsi que la mise en évidence antérieure de varves glaciolacustres dans la région côtière du détroit de Manitounuk (Parent et Paradis, 1994), viennent remettre en question une partie des interprétations courantes sur les processus de déglaciation et sur le rôle des nappes d'eau tardiglaciaires dans la région. En effet, la présence probable de varves du Lac Ojibway au nord de la région étudiée accroît l'aire d'extension de ce lac jusque dans une région située à l'amont glaciaire de la Moraine de Sakami, ce qui tend aussi à indiquer que cette dernière s'est mise en place entièrement durant l'épisode du Lac Ojibway. De plus, l'extension du Lac Ojibway jusque vers le milieu du détroit de Manitounuk ainsi que l'existence d'une déflexion de l'écoulement tardiglaciaire vers le sud-ouest indiquent que c'est ce lac, et non pas la Mer de Tyrrell, qui a exercé un rôle prépondérant sur la déglaciation initiale du sud-est de la baie d'Hudson. Ainsi ce sont la formation de grands courants glaciaires au contact du Lac Ojibway et leur démantèlement rapide par l'action combinée des crues glaciaires et du vélage qui constituent quelques-uns des éléments clés de la déglaciation régionale.

## 6.2 Incursion de la Mer de Tyrrell

La Mer de Tyrrell est le nom donné par Lee (1968) pour désigner la transgression marine postglaciaire qui a envahi les territoires limitrophes de la baie d'Hudson lors de la dernière déglaciation. Cette transgression, à l'instar des autres transgressions marines postglaciaires, résulte de l'effet combiné de trois phénomènes interreliés: (1) l'importante subsidence glacio-isostatique entraînée par la surcharge de l'Inlandsis laurentidien sur la croûte continentale, (2) l'ampleur du relèvement isostatique déjà accompli au moment de la déglaciation et (3) la valeur, positive ou négative, du niveau marin glacio-eustatique au moment où le territoire a été déglacié. Dans la région, l'incursion de la Mer de Tyrrell s'est d'abord effectuée dans la région côtière où elle a immédiatement suivi l'épisode du Lac Ojibway, vers 7 800 - 8 000 ans BP selon les chronologies proposées par Hillaire-Marcel (1976) et par Hardy (1976, 1977, 1982). De plus, tel qu'indiqué dans la section précédente, il y a lieu de croire que l'incursion marine n'a eu lieu qu'après que le front glaciaire ait eu abandonné la position de la Moraine de Sakami.

Comme nous l'avons déjà mentionné à quelques reprises, la région étudiée a été entièrement submergée par la Mer de Tyrrell de sorte qu'il faut recourir aux observations provenant des régions voisines pour évaluer l'ampleur de la submersion marine. D'après les observations disponibles dans les régions au nord et à l'est de la région étudiée (Archer, 1968; Parent et Paradis, 1994, et données inédites), la limite marine maximale atteindrait une altitude d'environ 275 m.

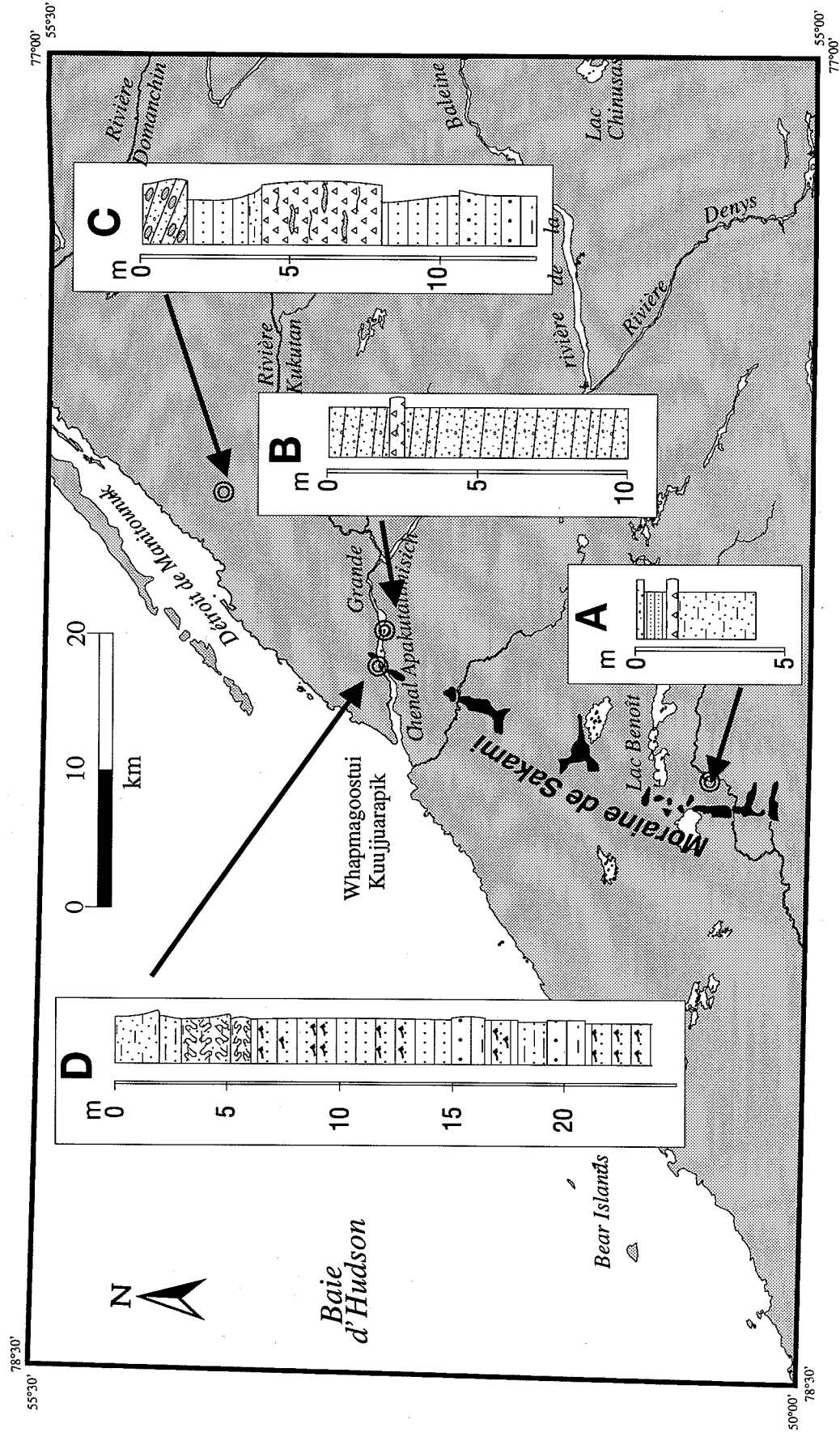


FIGURE 7: Séquences d'épandages proglaciaires subaquatiques et de till associées à la Moraine de Sakami dans la région de Kuujuarapik-Whapmagoostui.



### 6.3 Exondation

L'émersion des terres a probablement débuté vers 7 000 ans BP, comme dans la région voisine du lac Guillaume-Delisle (Hillaire-Marcel, 1976), laissant des séries discontinues de plages sur les versants les plus ouverts de la région, en particulier ceux des collines côtières (Carte hors-texte). Selon les courbes d'émersion dressées pour les régions adjacentes (Hillaire-Marcel, 1976; Allard et Tremblay, 1983), l'exondation s'est poursuivie en continuité jusqu'à nos jours. Des fluctuations secondaires du taux d'émersion, présumément dues à des fluctuations eustatiques mineures, se superposent à la tendance générale de l'émersion (Hillaire-Marcel, 1980). Celle-ci se poursuit encore à un rythme de 10 à 15 mm par an (Walcott, 1980; Hillaire-Marcel, 1980). La datation  $^{14}\text{C}$  (en cours) de divers assemblages fauniques présents dans les sédiments de la Mer de Tyrrell nous permettra d'établir l'âge de plusieurs événements qui ont marqué l'épisode marin et l'exondation subséquente.

## 7. SOMMAIRE

Dans la région, la glaciation du Wisconsinien supérieur est marquée par une phase majeure d'écoulement glaciaire dirigé vers l'WNW, phase au cours de laquelle s'est déposée une nappe de till discontinue et d'épaisseur variable. Cette phase régionale avait été précédée d'une phase d'écoulement glaciaire vers le NW, laquelle avait été reconnue antérieurement jusque dans la région du lac Guillaume-Delisle (Parent et Paradis, 1993).

La déglaciation a été précédée d'une importante déflexion de l'écoulement tardiglaciaire vers le SW, présumément en réponse à la formation de courants glaciaires dirigés vers le Lac Ojibway, lequel devait alors s'être étendu jusque dans la région au sud de la baie James. Ce lac proglaciaire s'est par la suite étendu jusque dans la région de Kuujuarapik-Whapmagoostui, contribuant de façon majeure à la déglaciation rapide, probablement accélérée par le vêlage, de la région sud-est de la baie d'Hudson. C'est essentiellement lors de cet épisode glaciolacustre que semble s'être mise en place la Moraine de Sakami.

Une incursion marine, celle de la Mer de Tyrrell, a immédiatement succédé à l'épisode glaciolacustre vers 7 800 - 8 000 ans BP et à la formation de la Moraine de Sakami. Les modalités de la transition Ojibway-Tyrrell demeurent toutefois à préciser, autant à l'échelle locale que régionale. À l'est de la Moraine de Sakami, l'incursion marine suivait le retrait progressif de l'inlandsis au front duquel se sont déposées des séries de moraines de De Geer. L'incursion marine est donc diachronique en direction ouest-est. Divers sédiments marins, d'épaisseur très variable et dont les faciès les plus fréquents sont les silts argileux déposés en eaux profondes et les sables et graviers littoraux, sont présents dans la région. La distribution régionale de ces sédiments marins est très importante du point de vue de l'aménagement du territoire puisque c'est elle qui gouverne en grande partie la stabilité des terrains et la distribution du pergélisol (Bégin *et al.*, 1994; Michaud *et al.*, 1994).

L'émersion postglaciaire des terres, très rapide au moment de la déglaciation, se poursuit encore à un rythme de 10 à 15 mm par an, selon les meilleures données disponibles (Hillaire-Marcel, 1976, 1980).

## 8. REMERCIEMENTS

Nos remerciements s'adressent d'abord à la société Hydro-Québec et à l'Étude du plateau continental polaire (RNCAN) qui nous ont accordé un appui logistique très apprécié. Nous remercions aussi le Programme de partenariat industriel de la CGC pour sa contribution financière à nos recherches. La collaboration du Centre d'études nordiques (Université Laval), qui nous a hébergé à sa station de recherche de Kuujuarapik durant une partie des saisons 1993 et 1994, nous a été d'une grande utilité. Michel Allard (Université Laval) a bien voulu effectuer la lecture critique du manuscrit. La numérisation cartographique a été réalisée par Luce Dubé. Enfin, nous ne saurions passer sous silence la collaboration enthousiaste des autres membres du projet Hudsonie, Yves Michaud, Christian Bégin, Marc R. La Flèche et, plus récemment, Éric Boisvert. Ce dernier s'est chargé de préparer la version finale des figures et annexes du présent rapport.

## 9. RÉFÉRENCES

Allard, M., et Seguin, M. K., 1985:

La déglaciation d'une partie du versant hudsonien québécois; bassin des rivières Nastapoca, Sheldrake et A l'eau Claire. Géographie physique et Quaternaire, v.39, p. 13-24.

Allard, M., et Seguin, M. K., 1987:

The Holocene evolution of permafrost near the tree line, on the eastern coast of Hudson Bay (Northern Québec). Canadian Journal of Earth Sciences, v. 24, p. 2206-2222

Allard, M., et Tremblay, G., 1983:

La dynamique littorale des îles Manitounuk durant l'Holocène. Zeitschrift für geomorphologie, Supp. Bd. 47, p. 61-95.

Amos, C.L., Ardiles, B., Bentham, K., Davis, C., Hardy, I., LeBlanc, W., Johnson, L., Lockhart, L., MacLean, B., Michaud, Y., Murphy, R., Robertson, A., Ruz, M.H., Sparkes, R., Sutherland, T. and Zevenhuizen, J., 1992:

CSS Hudson and MV Septentrion cruises - Grande-Baleine region: a multidisciplinary survey of the coastal and nearshore regions. Geological Survey of Canada, Open file 2603, 208 p.

- Amos, C.L., Sutherland, T. and Zevenhuizen, J., 1993:  
Sea Carousel measurements of seabed stability in Manitounuk Sound, Grande Baleine, Hudson Bay. Geological Survey of Canada, Open file 2765, 165 p.
- Andrews, J.T., and Falconer, G., 1969:  
Late glacial and post-glacial history and emergence of the Ottawa Islands, Hudson Bay, Northwest Territories: Evidence on the deglaciation of Hudson Bay. Canadian Journal of Earth Sciences, v. 6, p. 1263-1276
- Andrews, J.T., Shilts, W.W., and Miller, G.H., 1983:  
Multiple deglaciations of the Hudson Bay Lowlands, Canada, since deposition of the Missinaibi (Last-Interglacial ?) Formation. Quaternary Research, v. 19, p. 18-37
- Archer, D.R., 1968:  
The upper marine limit in the Little Whale River area, New Quebec. Arctic, v. 21, p. 153-160
- Beaudry, L. M. and Prichonnet, G., 1991:  
Late Glacial De Geer moraines with glaciofluvial sediment in the Chapais area, Québec (Canada). Boreas, 20: 377-394.
- Bégin, C. et Filion, L., 1987:  
Morphologie et interprétation des glissements de terrain de la région de Poste-de-la-Baleine, Québec subarctique. Géographie physique et Quaternaire, vol. 41, p. 19-32
- Bégin, C., Paradis, S.J., Parent, M. et Michaud, Y., 1994:  
Stabilité relative des terrains meubles dans la région de la Petite rivière de la Baleine, Québec nordique. Commission géologique du Canada, Dossier public 2848, 36 p., Annexes, 1 carte h.-t.
- Bilodeau, G., 1990:  
Environnements postglaciaires de la baie d'Hudson par l'analyse micropaléontologique. Mémoire M.Sc., Université du Québec à Montréal, 165 p.
- Boulton, G.S. *et al.*, 1985:  
Glacial geology and glaciology of the last mid-latitude ice sheets. Journal of the Geological Society of London, v. 142, p. 447-474
- Buckley, D.E. *et al.*, 1993:  
Inorganic geochemical data for marine sediments from Hudson and James Bay: delta of Grande Baleine River, Manitounuk Sound, and delta of La Grande River. Geological Survey of Canada, Open File 2720, 126 p.

- Chandler, F.W. and Schwarz, E.J., 1980:  
Tectonics of the Richmond Gulf area, northern Quebec - A hypothesis; Current Research, Geological Survey of Canada, Paper 80-1C, p. 59-68
- Chandler, F.W., Ciesielski, A. and St-Michel, R., 1982:  
Geological map of the southeastern margin of the Richmond Gulf Graben, lac Guillaume-Delisle, New Quebec. Geological Survey of Canada, Open File 840, 1 carte à 1:50 000
- Chandler, F.W., 1988:  
The Early Proterozoic Richmond Gulf Graben, east coast of Hudson Bay, Quebec. Geological Survey of Canada, Bulletin 362, 76 p.
- Ciesielski, A., 1983:  
Géologie d'une portion sud de l'arc Nastapoka, baie d'Hudson, Québec. Commission géologique du Canada, Dossier public 896, 1 carte à 1:250 000
- Ciesielski, A., 1991:  
Geology of the eastern Superior Province, James Bay and Bienville subprovinces, Quebec. Geological Survey of Canada, Open File 2398, 8 p.
- Daigneault, R.-A. et Prichonnet, G., 1988:  
Séquences varvaires du Lac Barlow et Moraine de Laverlochère: déglaciation tardive de la partie nord du lac Témiscamingue. Géographie physique et Quaternaire, vol. 42, p. 107-120
- Dyke, A.S., and Prest, V.K., 1987:  
Late Wisconsinan and Holocene history of the Laurentide Ice Sheet. Géographie physique et Quaternaire, v. 41, p. 237-263
- Eade, K.E., 1966:  
Fort George River and Kaniapiskau River (west half) map-areas, New Quebec. Geological Survey of Canada, Memoir 339, 84 p.
- Filion, L. et Morissette, P., 1983:  
Eolian landforms along the eastern coast of Hudson Bay, northern Québec. Centre d'études nordiques, Universit  Laval, Nordica, v. 47, p. 73-94
- Fisher, D.A., Reeh, N., and Langley, K., 1985:  
Objective reconstructions of the Late Wisconsinan Laurentide Ice Sheet and the significance of deformable beds. Géographie physique et Quaternaire, v. 39, p. 229-238

- Folk, R.L., and Ward, W.C.: 1957  
Brazos River bar: A study in the significance of grain size parameters. Journal of Sedimentary Petrology, v. 27, p. 3-27
- Gonthier, N., d'Anglejean, B., and Josenhans, H.W., 1993:  
Seismo-stratigraphy and sedimentology of Holocene sediments off Grande rivière de la Baleine, southeastern Hudson Bay, Québec. Géographie physique et Quaternaire, v. 47, p. 147-166
- Hardy, L., 1976:  
Contribution à l'étude géomorphologique de la portion québécoise des basses terres de la baie de James. Thèse de Ph.D., McGill University (Montréal, P.Q.), 264 p.
- Hardy, L., 1977:  
La déglaciation et les épisodes lacustre et marin sur le versant québécois des basses terres de la baie de James. Géographie physique et Quaternaire, vol. 31, p. 261-273
- Hardy, L., 1982:  
Le Wisconsinien supérieur à l'est de la baie James (Québec). Naturaliste canadien, v. 109, p. 333-351
- Hillaire-Marcel, C., 1976:  
La déglaciation et le relèvement isostatique sur la côte est de la baie d'Hudson. Cahiers de Géographie de Québec, v. 20, p. 185-220
- Hillaire-Marcel, C., 1980:  
Multiple component postglacial emergence, eastern Hudson Bay, Canada. In Earth Rheology, Isostasy and Eustasy. N.-A. Mörner (Editor), John Wiley & Sons, Chichester, p. 215-230
- Hillaire-Marcel, C. et Vincent, J.-S., 1980:  
Stratigraphie de l'Holocène et évolution des lignes de rivage au sud-est de la baie d'Hudson, Canada / Holocene stratigraphy and sea level changes in southeastern Hudson Bay, Canada. Paléo-Québec, vol. 11, 165 p.
- Hillaire-Marcel, C., Occhietti, S. and Vincent, J.-S., 1981:  
Sakami moraine, Quebec: A 500-km-long moraine without climatic control. Geology, v. 9, p. 210-214
- Hughes, T., 1987:  
Ice dynamics and deglaciation models when ice sheets collapsed. In The Geology of North America. Ruddiman, W.F. and Wright, H.E. Jr. (Editors), The Geological

Society of America, Boulder, Colorado, v. K-3, North America and Adjacent Oceans During the Last Deglaciation. p. 183-220

Josenhans, H.W., Balzer, S., Henderson, P., Nielson, E., Thorleifson, L.H. and Zevenhuizen, J., 1988:

Preliminary seismostratigraphic and geomorphic interpretations of the Quaternary sediments of Hudson Bay. Current Research, Geological Survey of Canada, Paper 88-1B, p. 271-286

Josenhans, H.W. and Zevenhuizen, J., 1989:

Dynamics of the Laurentide Ice Sheet in Hudson Bay, Canada. Marine Geology, vol. 92, p. 1-26

Josenhans, H.W., Zevenhuizen, J. and Veillette, J.J., 1991:

Baseline marine geological studies off Grande rivière de la Baleine and Petite rivière de la Baleine, southeastern Hudson Bay. Current Research, Geological Survey of Canada, Paper 91-1E, p. 347-354

Lee, H.A. 1968:

Tyrrell Sea. *in*: R.W. Fairbridge (ed.) The encyclopedia of geomorphology, Reinhold, New York, p. 1179-1181

McDonald, B.C., 1971:

Late Quaternary stratigraphy and deglaciation in Eastern Canada. *in* K.K. Turekian (Editor) The Late Cenozoic glacial ages. Yale University Press, New Haven, Conn., p. 331-353

Michaud, Y., Allard, M., Parent, M., Paradis, S.J., Ménard, É., Fortin, M. et Bégin, C., 1994:

Cartographie préliminaire des zones pergélisolées dans le secteur du détroit de Manitousuk et de la Petite rivière de la Baleine, Hudsonie. Commission géologique du Canada, Dossier public 2845, 33 p., Annexes, 1 carte h.-t.

Parent, M., 1987a:

Late Pleistocene stratigraphy and events in the Asbestos-Valcourt Region, southeastern Québec. Thèse de Ph.D. (géologie), University of Western Ontario, 320 p.

Parent, M., 1987b:

The Asbestos-Valcourt and Sherbrooke areas. *In*: M. Lamothe, réd., Pleistocene Stratigraphy in the St. Lawrence Lowland and the Appalachians of Southern Québec: a field guide. Université de Montréal, Collection Environnement et Géologie, vol. 4, p. 102-139.

Parent, M., and Occhietti, S., 1988:

Late Wisconsinan deglaciation and Champlain Sea invasion in the St. Lawrence valley, Québec. Géographie physique et Quaternaire, v. 42, p. 215-246

Parent, M. et Paradis, S.J., 1993:

Interprétation préliminaire des écoulements glaciaires dans la région de la Petite rivière de la Baleine, région subarctique du Québec. Recherches en cours, Commission géologique du Canada, Étude 93-1C, p. 359-365

Parent, M. et Paradis, S.J., 1994:

Géologie des formations superficielles, région de la Petite rivière de la Baleine, Québec nordique. Commission géologique du Canada, Dossier public 2643, 48 p., 2 cartes h.-t.

Parent, M., LaFlèche, M.R., Paradis, S.J., Tremblay, C. et Boisvert, É., 1994:

Géochimie régionale du till, région de la Petite rivière de la Baleine, Québec nordique. Commission géologique du Canada, Dossier public 2871, 82 p.

Prest, V.K., 1968:

Nomenclature of moraines and ice-flow features as applied to the Glacial Map of Canada. Geological Survey of Canada, Paper 67-57, 32 p.

Prest, V.K. 1970:

Quaternary geology of Canada. In R.J.W. Douglas, ed., Geology and economic minerals of Canada. 5<sup>th</sup> Ed., Geological Survey of Canada, Economic Geology Report No. 1, p. 676-764

Prest, V.K., 1984:

The Late Wisconsinan glacier complex. In Quaternary Stratigraphy of Canada - A Canadian Contribution to IGCP Project 24. R.J. Fulton (Editor), Geological Survey of Canada, Paper 84-10, p. 21-36

Prest, V.K., Grant, D.R. and Rampton, V.N., 1968:

Glacial map of Canada. Geological Survey of Canada, Map 1253A, 1:5 000 000

Ruz, M.-H. et Allard, M., 1994:

Foredune development along a subarctic emerging coastline, eastern Hudson Bay, Canada. Marine Geology, vol. 117, p. 57-74

Ruz, M.-H., Michaud, Y., Allard, M., Sutherland, T. et Ardiles, B.

1994 Morpho-sédimentologie et évolution des estrans de la partie centrale du détroit de Manitousuk. Commission géologique du Canada, Dossier public 2882, 57 p., Annexes

- Shilts, W.W., 1980:  
Flow patterns in the central North American ice sheet. Nature, v. 286, p. 213-218
- Shilts, W.W., 1982:  
Quaternary evolution of the Hudson/James Bay region. Naturaliste canadien, v. 109, p. 309-332
- Skinner, R.G., 1973:  
Quaternary stratigraphy of the Moose River basin, Ontario. Geological Survey of Canada, Bulletin 225, 77 p.
- Thorleifson, L.H., and Kristjansson, F.J., 1993:  
Quaternary geology and drift proaspecting, Beardmore-Geraldton area, Ontario. Geological Survey of Canada, Memoir 435, 146 p. (Map 1768A)
- Unwin, D.J., 1975:  
An introduction to trend surface analysis. University of East Anglia, Norwich, U.K., CATMOG No. 5, 40 p.
- Veillette, J.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
- Veillette, J.J. et Pomares, J.-S., 1991:  
Older ice-flows in the Matagami-Chapais area, Québec. Current Research, Geological Survey of Canada, Paper 91-1C, p. 135-142
- Vincent, J.-S., Veillette, J.J., Allard, M., Richard, P.J.H., Hardy, L. et Hillaire-Marcel, C., 1987: Dernier cycle glaciaire et retrait des glaces de la vallée supérieure de l'Outaouais jusqu'au sud-est de la Baie d'Hudson. XII congrès international de l'INQUA, 31 juillet au 9 août 1987, Livret-guide excursion C-10, 87 p.
- Walcott, R.I. 1980:  
Rheological models and observational data of glacio-isostatic rebound. *in* Earth Rheology, Isostasy and Eustasy. N.-A. Mörner (Editor), John Wiley & Sons, Chichester, p. 3-10
- Zevenhuizen, J. 1993:  
Surficial marine geology, southeastern Hudson Bay. Geological Survey of Canada, Open File 2770, 53 p.
- Zilliacus, H. 1987:  
De Geer moraines in Finland and the annual moraine problem. Fennia, vol. 165, p. 145-239



## ANNEXE 1 : Coordonnées UTM des sites échantillonnés

## A) Échantillons de till

Echantillon	Zone	UTMx	UTMy
93-PIA-543-C,D	18	350579	6150677
93-PIA-544	18	362771	6150203
93-PIA-545	18	369010	6151253
93-PIA-548	18	343311	6137804
93-PIA-549	18	354435	6139473
93-PIA-550	18	368729	6137451
93-PIA-551-A,B,C,D	18	373006	6134111
93-PIA-552	18	360493	6133129
93-PIA-553-B,C,D	18	345788	6126372
93-PIA-554	18	331656	6128632
93-PIA-557	18	351547	6128303
93-PIA-558	18	360116	6129018
93-PIA-559-B,C,D	18	366064	6128163
93-PIA-560	18	351314	6111797
93-PIA-561	18	349878	6117970
93-PIA-562	18	360371	6119089
93-PIA-563	18	362315	6122912
93-PIA-564	18	353087	6120110
93-PIA-565-A,B,C,D	18	319354	6119899
93-PIA-566	18	327682	6120862
93-PIA-567	18	339962	6118971
93-PIA-568-A,B,C,D	18	344657	6114050
93-PIA-569	18	364610	6112156
93-PIA-570	18	370581	6112188
93-PIA-571-B,C,D	18	371840	6108610
93-PIA-572	18	371730	6102002
93-PIA-573	18	365283	6096896
93-PIA-574-A,B	18	366591	6109656
93-PIA-575	18	360608	6107693
93-PIA-576	18	327272	6114796
93-PIA-577-C,D	18	352230	6102999
93-PIA-578	18	348297	6100744
93-PIA-579-B,C,D	18	345706	6098532
93-PIA-580	18	337875	6099750
93-PIA-581	18	330251	6099225
93-PIA-582	18	326250	6099250
93-PIA-583-B,C,D	18	311908	6107518
93-PIA-584-B	18	319766	6105628

## Annexe 1: Coordonnées UTM des sites échantillonnés

## B) Autres échantillons

Échantillon	Description	Fossile	Zone	UTMx	UTMy
93-PIA-542-A	Diamicton glaciomarin	✓	18	341167	6140128
93-PIA-542-A-FO	Fossile	✓	18	341167	6140128
93-PIA-542-B	Argile rythmiques	✓	18	341167	6140128
93-PIA-542-C	Argile rythmiques	✓	18	341167	6140128
93-PIA-543-A	Sable littoral		18	350579	6150677
93-PIA-543-B	Sable turbiditique		18	350579	6150677
93-PIA-543-E	Sable fin rythmique		18	350579	6150677
93-PIA-543-F	Sable grossier		18	350579	6150677
93-PIA-546-FO	Fossile	✓	18	347629	6144331
93-PIA-547-A	Sable éolien		18	328866	6129081
93-PIA-547-B	Paléosol		18	328866	6129081
93-PIA-547-C	Sable silteux		18	328866	6129081
93-PIA-547-D	Sable fin		18	328866	6129081
93-PIA-547-E	Sable moyen		18	328866	6129081
93-PIA-547-F	Sable grossier		18	328866	6129081
93-PIA-551-A	Sol sur till (Horizon Ah)		18	373006	6134111
93-PIA-553-A	Sol sur till (Horizon H-Ah)		18	345788	6126372
93-PIA-555-FO	Fossile	✓	18	327440	6127870
93-PIA-556	Argile		18	333880	6129710
93-PIA-559-A	Sol sur till (Horizon Ah)		18	366064	6128163
93-PIA-565-A	Sol sur till (Horizon Ah)		18	319354	6119899
93-PIA-568-A	Sol sur till (Horizon Ah)		18	344657	6114050
93-PIA-571-A	Sol sur till (Horizon Ah)		18	371840	6108610
93-PIA-577-B	Sol sur till (Horizon Ah)		18	352230	6102999
93-PIA-579-A	Sol sur till (Horizon Ah)		18	345706	6098532
93-PIA-583-A	Sol sur till (Horizon Ah)		18	311908	6107518
93-PIA-584-A	Rythmite sableuse		18	319766	6105628
93-PIA-584-C	Sable fin		18	319766	6105628

ANNEXE 2 : Résultats granulométriques des analyses de till (suite)

Échantillon	Prof. (m)	Horizon pédologique	Matrice (< 2 mm)			Paramètres granulométriques (fraction < 2 mm)				
			Sable > 62.5 µm (%)	Silt 4-62.5 µm (%)	Argile < 4 µm (%)	Md (φ)	Mz (φ)	σ <sub>i</sub> (φ)	Asymétrie	Angulosité KG
93-PIA-543-C	-5.50	N/A	84.0	13.1	2.9	2.54	2.45	1.79	0.04	1.20
93-PIA-543-D	-7.70	N/A	69.3	27.8	2.9	3.23	2.97	2.19	-0.11	0.85
93-PIA-544	-0.40	N/A	74.0	22.5	3.5	2.35	2.64	2.37	0.22	0.95
93-PIA-545	-0.85	N/A	96.3	3.0	0.7	2.28	2.07	1.21	-0.27	1.09
93-PIA-548	-0.50	Bf	80.4	18.7	0.9	2.47	2.45	1.86	0.01	0.94
93-PIA-549	-0.70	Bf	98.8	1.1	0.1	0.61	0.63	0.92	0.11	1.04
93-PIA-550	-0.60	C	78.4	17.0	4.6	2.46	2.73	2.29	0.25	1.25
93-PIA-551-B	-0.02	Ae	82.3	15.9	1.8	1.81	2.02	2.01	0.22	0.92
93-PIA-551-C	-0.10	Bf	86.5	12.0	1.5	1.33	1.68	1.87	0.33	0.91
93-PIA-551-D	-0.70	C	75.7	18.9	5.4	2.79	2.97	2.31	0.23	1.23
93-PIA-552	-0.70	C	74.3	22.2	3.5	2.63	2.86	2.22	0.19	1.04
93-PIA-553-B	-0.10	Ae	94.3	5.0	0.7	0.93	1.19	1.48	0.30	0.95
93-PIA-553-C	-0.39	Bf	95.7	3.9	0.4	0.96	1.21	1.38	0.28	0.95
93-PIA-553-D	-0.60	BC	75.1	20.9	4.0	2.49	2.73	2.37	0.21	1.03
93-PIA-554	-2.50	N/A	86.5	10.3	3.2	0.89	1.43	2.12	0.50	1.12
93-PIA-557	-0.60	BC	65.9	29.5	4.6	3.00	3.18	2.44	0.16	0.84
93-PIA-558	-6.00	C	78.4	17.6	4.0	2.28	2.59	2.32	0.27	1.16
93-PIA-559-B	-0.10	Ae	93.2	6.1	0.7	1.41	1.48	1.31	0.23	1.48
93-PIA-559-C	-0.25	Bf	87.9	10.9	1.2	1.50	1.76	1.74	0.28	1.00
93-PIA-559-D	-0.60	C	77.9	18.6	3.5	2.37	2.66	2.25	0.23	1.11
93-PIA-560	-0.70	C	78.4	17.9	3.7	2.29	2.58	2.28	0.25	1.10
93-PIA-561	-0.70	C	81.5	15.3	3.2	2.19	2.32	2.08	0.19	1.08
93-PIA-562	-0.70	C	74.6	18.6	6.8	2.41	2.87	2.60	0.33	1.18
93-PIA-563	-0.50	Bf	79.0	18.1	2.9	2.01	2.44	2.20	0.31	1.01
93-PIA-564	-0.50	Bf	92.6	6.7	0.7	1.42	1.54	1.60	0.18	0.97
93-PIA-565-B	-0.10	Ae	65.6	29.0	5.4	3.13	3.29	2.43	0.17	0.88
93-PIA-565-C	-0.30	Bf	69.5	28.2	2.3	2.87	2.97	2.14	0.08	0.80
93-PIA-565-D	-0.70	C	62.3	30.1	7.6	3.29	3.56	2.64	0.21	0.93
93-PIA-566	-0.70	C	77.1	19.7	3.2	2.42	2.71	2.16	0.23	1.12
93-PIA-567	-0.50	BC	79.8	18.4	1.8	2.17	2.32	2.10	0.15	0.93
93-PIA-568-B	-0.10	Ae	97.9	1.7	0.4	1.28	1.25	0.78	-0.04	0.99
93-PIA-568-C	-0.30	Bf	86.2	12.0	1.8	1.54	1.78	1.88	0.28	1.01

ANNEXE 2 : Résultats granulométriques des analyses de till (suite)

Échantillon	Prof. (m)	Horizon pédologique	Matrice (< 2 mm)				Paramètres granulométriques (fraction < 2 mm)					
			Sable > 62.5 µm (%)	Silt 4-62.5 µm (%)	Argile < 4 µm (%)		Md (φ)	Mz (φ)	σ <sub>1</sub> (φ)	SK I	Asymétrie	Angulosité KG
93-PIA-568-D	-0.50	BC	75.9	19.8	4.3	2.22	2.57	2.49	0.27	1.05		
93-PIA-569	-0.60	BC	67.0	28.4	4.6	3.22	3.34	2.30	0.13	0.93		
93-PIA-570	-0.60	C	6.6	54.0	39.4	7.19	7.35	2.10	0.05	0.88		
93-PIA-571-B	-0.10	Ae	81.8	16.4	1.8	2.16	2.28	1.97	0.16	1.02		
93-PIA-571-C	-0.20	Bf	80.1	18.4	1.5	2.38	2.51	1.89	0.12	0.99		
93-PIA-571-D	-0.60	C	71.2	25.3	3.5	2.92	3.11	2.23	0.16	0.96		
93-PIA-572	-0.65	C	55.3	32.9	11.8	3.79	4.37	2.56	0.31	1.37		
93-PIA-572	-0.65	C	60.6	28.7	10.7	3.60	4.03	2.50	0.31	1.12		
93-PIA-573	-0.50	C	87.1	10.8	2.1	2.06	2.13	1.68	0.17	1.14		
93-PIA-574-A	-1.50	C	75.4	19.2	5.4	2.37	2.73	2.53	0.28	1.17		
93-PIA-574-B	-3.50	C	75.1	21.4	3.5	2.93	2.97	2.15	0.09	1.27		
93-PIA-575	-0.30	Bf	83.2	12.5	4.3	1.89	2.19	2.02	0.38	1.22		
93-PIA-576	-0.50	Bf	91.0	8.3	0.7	1.27	1.49	1.72	0.25	0.92		
93-PIA-577-C	-0.20	Bf	78.2	19.5	2.3	2.42	2.63	2.08	0.17	1.06		
93-PIA-577-D	-0.50	C	70.1	24.5	5.4	2.94	3.14	2.41	0.19	1.06		
93-PIA-578	-0.40	Bf	87.9	11.4	0.7	1.77	1.84	1.77	0.13	0.91		
93-PIA-579-B	-0.09	Ae	94.0	5.3	0.7	1.14	1.25	1.39	0.23	1.19		
93-PIA-579-C	-0.20	Bf	74.3	20.9	4.8	2.72	2.97	2.31	0.22	1.26		
93-PIA-579-D	-0.50	C	77.1	19.4	3.5	2.57	2.76	2.22	0.18	1.16		
93-PIA-580	-0.40	BC	87.6	11.7	0.7	2.35	2.24	1.62	-0.04	0.98		
93-PIA-581	-0.50	C	79.8	15.9	4.3	1.96	2.44	2.35	0.36	1.17		
93-PIA-582	-0.65	C	79.0	17.5	3.5	1.91	2.29	2.38	0.30	1.00		
93-PIA-583-B	-0.10	Ae	97.7	1.9	0.4	0.68	0.74	0.97	0.23	1.43		
93-PIA-583-C	-0.35	Bf	78.4	20.4	1.2	2.19	2.51	1.91	0.24	0.85		
93-PIA-583-D	-0.80	C	70.1	26.7	3.2	2.66	2.79	2.35	0.12	0.78		
93-PIA-584-B	-1.25	N/A	75.9	20.4	3.7	2.45	2.66	2.34	0.19	1.02		

ANNEXE 3 : Résultats granulométriques des autres échantillons

Échantillon	Prof (m)	Matrice (< 2 mm)			Paramètres granulométriques (fraction < 2 mm)						
		Sable 62.5 - 2000 um (%)	Silt 4- 62.5 um (%)	Argile < 4 um (%)	Médiane Md (φ)	Moyenne Mz (φ)	Ecart type σ <sub>1</sub> (φ)	Asymétrie SK <sub>1</sub>	Angulosité KG		
93-PIA-542-A	-2.5	35.0	36.5	28.5	6.30	6.26	2.59	-0.02	0.74		
93-PIA-542-B	-3.5	0.2	49.0	50.8	8.00	7.97	1.73	0.02	0.92		
93-PIA-542-C	-4.8	37.0	34.5	28.5	5.79	6.15	2.45	0.22	0.68		
93-PIA-543-A	-0.8	99.9	0.0	0.1	0.62	0.57	0.79	-0.06	0.89		
93-PIA-543-B	-2.5	37.8	59.3	2.9	4.23	4.34	0.88	0.29	1.22		
93-PIA-543-E	-10.5	99.6	0.0	0.4	1.21	1.20	0.75	0.01	0.99		
93-PIA-543-F	-12.7	90.7	7.2	2.1	1.84	2.02	1.52	0.17	1.36		
93-PIA-547-A	-1.0	67.0	30.1	2.9	3.71	3.80	0.75	0.36	1.47		
93-PIA-547-B	-1.8	34.7	60.2	5.1	4.33	4.63	1.25	0.49	1.30		
93-PIA-547-C	-8.5	19.7	74.3	6.0	4.78	4.93	1.28	0.35	1.34		
93-PIA-547-D	-8.9	89.3	8.9	1.8	3.17	3.20	0.61	0.13	1.11		
93-PIA-547-E	-10.7	98.2	0.9	0.9	2.03	2.06	0.62	0.13	1.10		
93-PIA-547-F	-16.0	99.3	0.3	0.4	1.01	1.04	0.70	0.12	1.05		
93-PIA-551-A	0.0	86.8	12.0	1.2	2.08	2.09	1.72	0.10	0.98		
93-PIA-556	-	0.0	37.5	62.5	8.43	8.43	1.54	0.07	1.10		
93-PIA-565-A	0.0	96.0	3.6	0.4	1.38	1.41	1.24	0.08	1.05		
93-PIA-568-A	0.0	91.3	7.8	0.9	1.39	1.44	1.42	0.22	1.59		
93-PIA-584-A	-0.8	59.8	31.7	8.5	3.66	4.05	2.16	0.35	1.18		
93-PIA-584-C	-2.5	96.3	2.5	1.2	2.84	2.87	0.54	0.11	1.03		