



**GEOLOGICAL SURVEY OF CANADA**  
**COMMISSION GÉOLOGIQUE DU CANADA**

**ETUDE 76-19**

This document was produced  
by scanning the original publication.

Ce document est le produit d'une  
numérisation par balayage  
de la publication originale.

**LE QUATERNAIRE RECENT DE  
LA REGION DU COURS INFÉRIEUR  
DE LA GRANDE RIVIERE, QUEBEC**

**JEAN-SERGE VINCENT**



Energy, Mines and  
Resources Canada

Énergie, Mines et  
Ressources Canada

1977



**COMMISSION GÉOLOGIQUE  
ÉTUDE 76-19**

**LE QUATERNAIRE RECENT DE  
LA REGION DU COURS INFÉRIEUR  
DE LA GRANDE RIVIERE, QUEBEC**

**JEAN-SERGE VINCENT**

1977

© Ministre des Approvisionnements et Services Canada 1977

En vente par la poste:

Imprimerie et Edition  
Approvisionnement et Services Canada,  
Ottawa, Canada K1A 0S9

Commission géologique du Canada,  
601 rue Booth, Ottawa, K1A 0E8

ou chez votre libraire.

N° de catalogue M44-76-19	Prix: Canada: \$2. 00
ISBN 0-660-00809-2	Autres pays: \$2. 40

Prix sujet à changement sans avis préalable

TABLE DES MATIERES

	Page
Résumé/Abstract .....	v
Introduction .....	1
Remerciements .....	1
Localisation .....	2
Géologie de la roche en place .....	2
Géologie du Quaternaire .....	3
Travaux antérieurs .....	3
Description des sédiments quaternaires .....	3
Introduction .....	3
Les sédiments glaciaires .....	3
Les drumlins et les "crag-and-tail" .....	4
La moraine de fond .....	4
Les moraines de De Geer .....	5
Les sédiments fluvio-glaciaires .....	5
Les eskers et formes connexes .....	5
La moraine frontale de Sakami .....	5
Les sédiments marins .....	7
Les sédiments marins fins .....	7
Les sédiments marins littoraux .....	7
La zone tidale; la slikke et le schorre .....	7
Les sédiments deltaïques et les sédiments d'anciennes plaines fluviales ...	8
Les sédiments éoliens .....	9
Les sédiments des déplacements de masses .....	9
Les sédiments organiques .....	9
Les sédiments fluviatiles .....	10
Reconstitution de l'histoire du Quaternaire récent .....	10
Introduction .....	10
Le retrait de la calotte glaciaire .....	10
Chronologie de la récession à partir de l'étude des moraines de De Geer ...	13
Notes sur l'épisode marin de la mer de Tyrrell .....	17
Transgression et régression .....	17
Les limites marines .....	17
Éléments pour une reconstitution chronologique .....	17
Histoire récente et processus actifs .....	17
Notes sur le pergélisol .....	17
Bibliographie .....	18
Tableau 1. Limites de submersion de la mer de Tyrrell dans quelques sites à l'est de la baie James .....	14
2. Datations au radiocarbone-région à l'est de la baie James .....	16

Illustrations

Figure 1. Localisation de la région à l'étude .....	1
2. Carte géologique de la région cartographiée .....	2
3. Drumlins orientés WSW-ENE au sud du lac Duncan .....	3
4. Vue vers l'est d'une séquence de moraines de De Geer au nord de La Grande Rivière et à l'est de la rivière Kanaaupscow .....	4
5. Vue de la moraine frontale de Sakami à l'est du lac Attila .....	4
6. Coupe montrant les sables et graviers stratifiés de contact de la moraine frontale de Sakami .....	6
7. Lignes de rivage de la mer de Tyrrell, au sud-est du lac Attila .....	6
8. Séquence de sables deltaïques et fluviatiles recouvrant des silts argileux et silts de la mer de Tyrrell .....	6
9. Glissement du type "de translation" dans des silts marins sur la rive nord du cours inférieur de la rivière Guillaume .....	8



	Page
Figure 10. Tourbière réticulée au sud de La Grande Rivière à proximité de Fort George .....	8
11. Coupe de 18 m sur la rive nord de la rivière Eastmain immédiatement à l'aval de la gorge de Basile .....	9
12. Formes de débitage glaciaires développées dans des dykes de gabbro dans la région de l'anse Aqatuc .....	10
13. Moraine frontale de Sakami à 75 km à l'est-nord-est de Fort George .....	11
14. Carte basée sur la position des moraines de De Geer, montrant la localisation approximative à tous les 50 ans du front glaciaire dans la région cartographiée à l'est de moraine frontale .....	12
15. Vue aérienne d'une séquence de plages soulevées à proximité de la limite marine dans la région à l'ouest de la rivière Sakami et au sud de La Grande Rivière .....	15
16. Série de palses, dont certaines en voie de formation, dans une tourbière située à 4 km au sud-ouest de Fort George .....	15

LE QUATERNAIRE RECENT DE LA REGION DU COURS INFERIEUR  
DE LA GRANDE RIVIERE, QUEBEC

Jean-Serge Vincent

Résumé

*Les sédiments du Quaternaire, et les formes de terrain qui leur sont associés, de la région du cours inférieur de La Grande Rivière à l'est de la baie James (53°30' à 54°00' lat. nord et 76°30' à 79°30' long. ouest) ont été cartographiés et leur stratigraphie établie. Dans ce rapport les différents sédiments mis en place lors de la glaciation, déglaciation et transgression marine de la mer de Tyrrell ainsi que les dépôts récents sont décrits. L'histoire glaciaire et postglaciaire de la région est reconstituée.*

*Un écoulement glaciaire vers l'ouest-sud-ouest a prévalu au cours du retrait du glacier du Nouveau-Québec. Jusqu'à ce que la glace atteigne la position de la moraine frontale de Sakami, le glacier s'est retiré vers l'est au contact d'un lac glaciaire. Aucune moraine de De Geer n'a été édiflée au cours de cette phase de retrait, probablement parce que les eaux lacustres étaient trop profondes.*

*A un moment donné la barrière de glace, centrée sur la mer d'Hudson et qui retenait les eaux lacustres au sud, a été rompue et les eaux de la mer de Tyrrell ont envahi le lac glaciaire. La moraine de Sakami marque une pause dans le retrait de l'inlandsis. Suite à la mise en place de la moraine, le glacier talonné par la mer, a continué à se retirer vers l'est-nord-est en laissant derrière lui des séquences de moraines de De Geer. La vitesse de retrait du glacier à l'est de la moraine frontale fut en moyenne de 217 m/année.*

*La limite marine se situe à l'altitude actuelle de 265 m dans le secteur le plus oriental de la région cartographiée. La mer a talonné la glace vers l'est jusqu'à ce que la pente topographique et le relèvement isostatique empêchent sa progression. A partir de ce moment, à mesure que le relèvement isostatique s'effectuait, la mer a régressé jusqu'à son niveau actuel. Il y a environ 6500 B.P., la mer en régression se trouvait à une altitude de 175 m à la hauteur de la moraine de Sakami. Depuis le retrait de la mer, le territoire évolue sous l'action des processus fluviaux, côtiers, éoliens et des déplacements en masse.*

Abstract

*The Quaternary deposits and associated landforms along the lower course of La Grande River (53°30' to 54°00'N and 76°30' to 79°30'W) have been mapped and their stratigraphy worked out. This report describes the various sediments laid down during episodes of glaciation and deglaciation and the incursion of the Tyrrell Sea. More recent deposits are also described, and the glacial and postglacial history of the region is reconstructed.*

*A west-southwest ice flow of New Québec ice prevailed during deglaciation. The ice sheet retreated in lacustrine waters until it reached the Sakami Moraine position. Possibly because of the great depth of water, no De Geer moraines were formed during this phase of retreat.*

*At one point the ice barrier, situated over Hudson Bay, which dammed the lacustrine waters to the south, was broken and marine waters of the Tyrrell Sea replaced the glacial lake. The Sakami Moraine indicates a halt in the retreat of the ice sheet. Following this halt, the glacier retreated in marine waters towards the east-northeast and formed a sequence of De Geer moraines. The rate of retreat of the ice, east of the Sakami Moraine, averaged 217 m/year.*

*Marine limit, in the easternmost part of the area mapped, is located at an altitude of 265 m. The sea followed the ice eastward until the topographic slope and isostatic rebound prevented its further progression. As rebound continued, the sea regressed to its present level. About 6500 years B.P., the sea was at elevation about 175 m at the Sakami Moraine. Since the retreat of the sea, the land has evolved in response to river, coast and wind processes and to mass movements.*



# LE QUATERNAIRE RECENT DE LA REGION DU COURS INFÉRIEUR DE LA GRANDE RIVIÈRE, QUEBEC

## INTRODUCTION

Une étude d'une partie de la région, à l'est de la baie James, qui sera touchée par les aménagements hydro-électriques de la Société d'énergie de la baie James a été entreprise au début de l'été 1973 par la Division de la science des terrains de la Commission géologique du Canada (Skinner, 1974 a). Dans le cadre de cette étude, Skinner (1974 b) a déjà publié un rapport qui traite de la sédimentologie de la baie des Oies (Goose Bay) et du cours inférieur de La Grande Rivière ainsi que de l'impact des aménagements hydro-électriques sur La Grande Rivière et la région de son embouchure.

Le présent travail a pour but de décrire les sédiments quaternaires de la région du cours inférieur de La Grande Rivière, d'établir la stratigraphie de ces sédiments et finalement de reconstituer l'histoire glaciaire et postglaciaire du territoire étudié. Les données contenues dans ce rapport et particulièrement dans la légende détaillée qui accompagne les cartes peuvent servir entre autres à évaluer l'impact de l'homme sur les formations meubles, à fournir les éléments nécessaires à une utilisation rationnelle du terrain (choix judicieux du tracé des

routes, localisation des sources d'agrégats, choix de sites urbains etc. . . ) et à localiser rapidement des endroits ayant un intérêt particulier pour des gens de diverses disciplines (localisation de plages soulevées pour les archéologues, localisation des terrains marécageux ou secs et élevés pour les spécialistes de la faune etc. . . ).

## Remerciements

Je désire remercier M. V. K. Prest avec qui j'ai eu l'occasion de discuter à plusieurs reprises et avec qui j'ai passé quelques jours sur le terrain en septembre 1974. Je suis également redevable à M. W. Blake Jr. pour les datations au carbone 14, à Mme G. Mizerovsky pour les mesures photogrammétriques, à MM. V. Cormier et A. Thibault pour leur aide dans la préparation des cartes de géologie du Quaternaire et à M. Couillard de la S. D. B. J. de qui j'ai obtenu l'accès au territoire et de nombreux services. Je tiens finalement à remercier M. L. Hardy qui m'a permis de citer de ses observations non publiées et avec qui j'ai eu l'occasion d'avoir des discussions très enrichissantes.



Figure 1. Localisation de la région à l'étude.

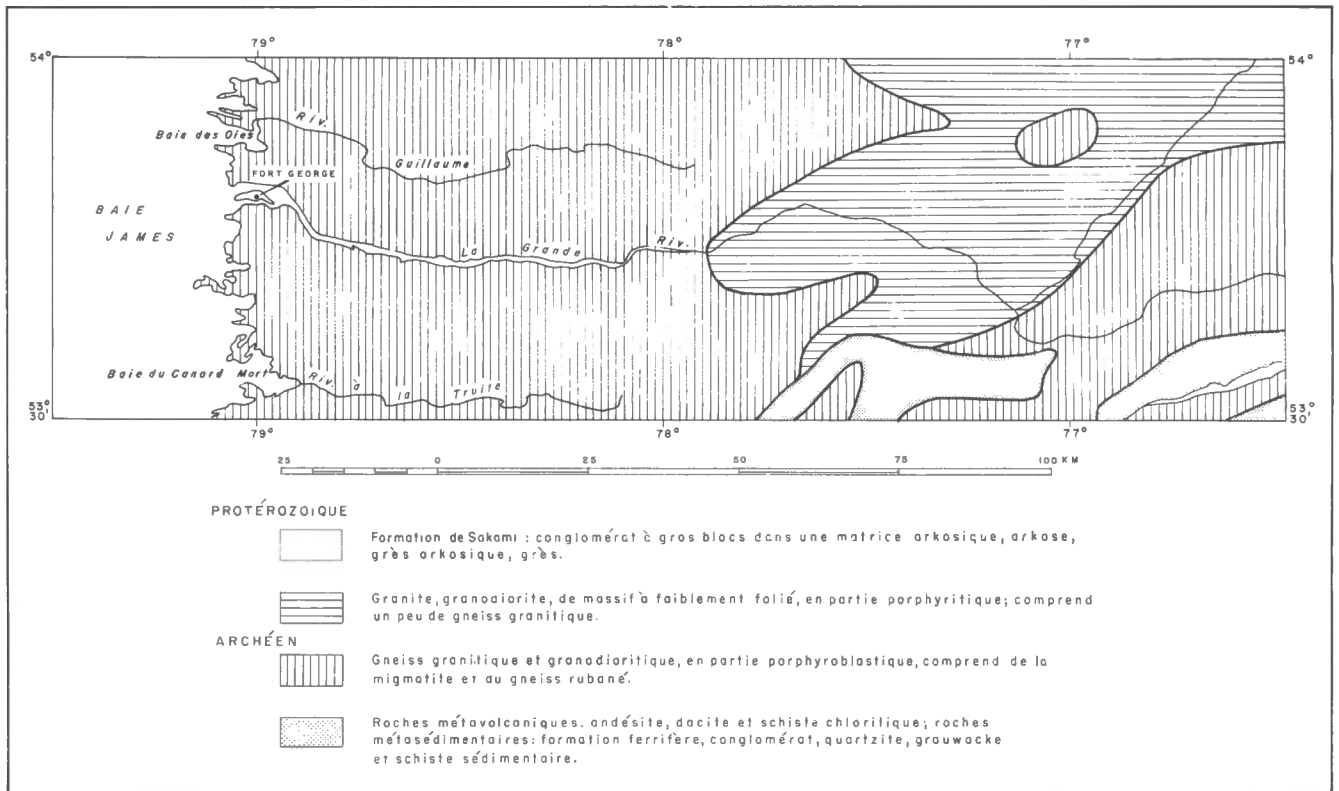


Figure 2. Carte géologique de la région cartographiée (tirée de Eade, 1966).

### LOCALISATION

La région cartographiée en détail (à l'est de la baie James) couvre le territoire situé entre les latitudes nord 53°30' et 54°00' et entre les longitudes ouest 76°30' et 79°30', soit une superficie d'environ 11,000 km<sup>2</sup> (fig. 1). Le territoire cartographié englobe le site des centrales LG-1 et LG-2, la totalité du réservoir LG-1 et une bonne partie du réservoir LG-2 ainsi qu'environ 130 km du nouveau réseau routier Matagami - LG-2 - Fort George. L'ensemble de cette région a été brièvement survolé en hélicoptère au cours de l'été 1973. Une brève reconnaissance par voie de terre a également été complétée pour la région entre Matagami et LG-2 en septembre 1974.

### GEOLOGIE DE LA ROCHE EN PLACE

La géologie de la côte est de la baie James est connue depuis longtemps grâce aux études de reconnaissance de Bell (1879) et Low (1902). Low (1888) en parcourant La Grande Rivière jusqu'à plus de 300 km de l'embouchure fut le premier à obtenir des données sur la géologie de la région à l'intérieur des terres. L'étude de la région côtière a été poursuivie plus tard par Kranck (1951).

Une première carte géologique détaillée du territoire à l'est de la baie James (au sud de La Grande Rivière) a été dressée par Shaw (1942). La cartographie de l'ensemble de la région a par la suite été complétée, à

l'échelle de reconnaissance, par Eade (1966). Récemment Sharma (1974 a et b) a entrepris la cartographie, à l'échelle au 1: 63 360, de la roche en place de la région qui nous intéresse.

La roche en place de la région étudiée, telle que décrite par Eade (1966) et Sharma (1974 a et b) est composée principalement de roches métavolcaniques, métasédimentaires et intrusives acides massives ou foliées archéennes ainsi que des roches sédimentaires et intrusives basiques protérozoïques. La figure 2, tirée de Eade, donne une idée de la répartition des principaux types lithologiques de la région cartographiée en détail.

Les dénivellations de terrains reliées à la présence de la roche en place sont relativement faibles dans l'ensemble du territoire cartographié. En quelques endroits la présence de failles est cependant responsable de dénivellations abruptes. En plusieurs endroits la surface de la roche en place est tapissée de blocs gélifractés. Ces blocs couvrent des étendues relativement faibles (quelques dizaines de mètres de diamètre au maximum) et se trouvent habituellement sur des surfaces planes aux endroits où un mauvais drainage a permis à l'eau de s'accumuler. La présence de l'eau associée à une texture et surtout à une structure propice de la roche provoque l'action de la gélifraction. Dans les champs de blocs examinés, la dimension des blocs était toujours considérable et la roche mère était ou bien fortement diaclasée ou bien possédait des plans de faiblesse reliés à la schistosité.



Introduction

Douze cartes au 1:50 000 (33E/9, 33E/10, 33E/11, 33E/14, 33E/15, 33E/16, 33F/10, 33F/11, 33F/12, 33F/13, 33F/14 & 33F/15) qui illustrent la répartition des formations superficielles et des principales formes de terrain de la région ont déjà été publiées sous forme de dossier public par la Commission géologique du Canada (Vincent, 1973, 1974, 1975).

Dans le but de faciliter l'interprétation des cartes pour le plus grand nombre possible d'usagers de disciplines variées, une légende détaillée a été adjointe aux cartes. Cette légende, en plus de fournir des renseignements sur la genèse, la topographie, la texture, l'utilité comme matériau de construction, l'épaisseur approximative et la qualité du drainage des différents dépôts, donne une brève description du tapis végétal (préparé par V. Gérardin, 1973, du Centre de recherches forestières des Laurentides) et de la distribution du pergélisol. La légende énumère également les processus actifs qui agissent sur chaque unité géologique et donne une idée des effets possibles pouvant résulter d'activités humaines telles que la construction de routes ou autres grands travaux. La section qui suit est une description sommaire des sédiments d'origines diverses qui se trouvent dans la région. Afin d'obtenir un aperçu plus complet de chaque unité, il est possible de greffer aux renseignements ci-dessous, les données contenues dans la légende publiée ailleurs (Vincent, 1974).

Les sédiments glaciaires

Trois principales séries de formes de terrain, mises en place directement par l'action d'une calotte glaciaire active au cours de son retrait, ont été cartographiées. Ces formes, les drumlins et les "crag-and-tail", la moraine de fond et les moraines de De Geer, sont composées de till. Généralement le till dans la région étudiée est

L'ensemble de la région étudiée étant située au-dessous du niveau maximum atteint par les eaux de la mer de Tyrrell, les affleurements de roche en place qui dominent la plaine argileuse marine sont habituellement démunis de sédiments glaciaires, ceux-ci, s'ils étaient présents avant l'épisode marin, ont été enlevés par les eaux marines.

GEOLOGIE DU QUATERNAIRETRAVAUX ANTERIEURS

Jusqu'au moment de la décision de créer des aménagements hydro-électriques, peu de gens avaient étudié les sédiments quaternaires de la région à l'est de la baie James. Lee *et al.* (1960) et Hughes (1964) dans le cadre de la mission de terrain Fort George, qui portait principalement sur la cartographie de la roche en place, ont dressé des cartes, à l'échelle de reconnaissance, des principales formes de terrain et des sédiments quaternaires de la région à l'est de la baie James.

Lee (1960, 1962, 1968) a synthétisé ses observations des périodes glaciaires et postglaciaires des régions à l'est et à l'ouest de la baie James et de la mer d'Hudson. Craig (1969) donne également une synthèse de l'histoire régionale basée sur ses études à l'ouest de la baie d'Hudson et celles d'autres chercheurs. Les études de Skinner (1973), McDonald (1969), Prest (1969 et 1970) et Prest *et al.* (1970) apportent également des renseignements fort utiles notamment en ce qui a trait à l'épisode de la mer de Tyrrell.

Les travaux présentement en cours de J. C. Dionne du Centre de recherches forestières des Laurentides et la thèse de L. Hardy du Laboratoire Ville-Marie sur l'ensemble de la région à l'est de la baie James, apporteront une somme considérable de connaissances dans un proche avenir.



Figure 3.

Drumlins orientés WSW-ENE au sud du lac Duncan (C. G. C. 167971).

sablonneux et il contient une quantité variable de blocs et de graviers de dimensions diverses. La presque totalité de la région cartographiée étant située sous la limite maximum atteinte par des étendues marines pendant le postglaciaire, le till est presque toujours remanié en surface.

#### Les drumlins et les "crag-and-tail"

Les drumlins et les "crag-and-tail" ont été mis en place, sous une glace active, lors du retrait du glacier. Ils ont été groupés sous une même unité, étant donné qu'il y a souvent transition entre les deux formes. Les drumlins (fig. 3) qui sont alignés parallèlement à la direction du dernier écoulement glaciaire (soit vers l'ouest-sud-ouest) ont une longueur variant entre 200 m et 2 km, une hauteur variant entre 3 m et 25 m et une largeur variant entre 100 m et 400 m. La majorité des drumlins cartographiés sont localisés à l'ouest de la moraine frontale qui traverse la région du nord au sud. On retrouve les drumlins sur des étendues relativement planes, soit individuellement ou soit le plus souvent en

groupe. Il y a gradation complète entre les drumlins dont le noyau est composé de roche en place et ceux uniquement composés de till. De nombreuses crêtes de plage peuvent être examinées à la surface des drumlins. Celles-ci ont été construites à même les drumlins, grâce au remaniement "in situ" du till par les eaux de la mer de Tyrrell et grâce aux processus d'accumulation littorale.

Il est possible d'examiner, un peu partout dans la région, des "crag-and-tail" qui sont situés principalement sur les façades sud-ouest et ouest des noyaux de roche en place, soit en aval (par rapport à l'écoulement glaciaire) de ces mêmes noyaux.

#### La moraine de fond

Les étendues de till, cartographiées comme étant de la moraine de fond, sont des étendues planes qui n'épousent pas un relief ou un modelé particulier. D'une façon générale, ces sédiments semblent reposer directement sur la roche en place.

Figure 4.

Vue vers l'est d'une séquence de moraines de De Geer au nord de La Grande Rivière et à l'est de la rivière Kanaaupscow. (C. G. C. 202775-D)



Figure 5.

Vue de la moraine frontale de Sakami à l'est du lac Attila. A noter la présence d'un «kettle» et la surface résultant du remaniement de la moraine par les eaux de la mer de Tyrrell. (C. G. C. 202775)

## Les moraines de De Geer

Les moraines de De Geer ont été édifiées dans la mer de Tyrrell, à la marge du dernier inlandsis lors de son talonnement par la mer. Elles sont principalement composées de till. Dans le territoire étudié, ces moraines se trouvent uniquement dans la région située à l'est de la moraine frontale. Les segments morainiques individuels, alignés parallèlement au front glaciaire, ont une longueur variant entre 50 m et 1500 m, une hauteur variant entre 1 m et 10 m et une largeur variant entre 5 m et 150 m (fig. 4). Une succession de crêtes morainiques, représentant la même position frontale de la calotte, peut être suivie sur des distances de plusieurs kilomètres. Les moraines de De Geer de la région se trouvent toujours entre les altitudes de 135 à 245 m. Il est possible que des moraines aient été formées à plus basse altitude, mais elles ne peuvent être observées parce que masquées par les sédiments marins. Ces moraines se retrouvent surtout dans les régions relativement planes et basses, principalement au sein des vallées ou des dépressions dans la roche en place qui sont alignées dans le sens de l'écoulement glaciaire. L'intervalle entre les moraines est d'environ 150 m à 200 m avec des valeurs extrêmes de 50 m et 400 m.

Les moraines de De Geer, aux dimensions les plus considérables sont situées dans les régions les plus planes et basses et ont donc, de ce fait, été formées aux endroits où la marge de la calotte se trouvait dans l'eau la plus profonde, soit environ 130 m. Les moraines de plus faible dimension se trouvent souvent sur des replats à proximité des sommets les plus élevés où la mer était relativement peu profonde. Il est intéressant de noter que la topographie est responsable de certaines modifications dans l'orientation des moraines de De Geer. Au fond des dépressions orientées dans le sens du dernier écoulement glaciaire (WSW – ENE), les moraines sont espacées régulièrement et sont orientées perpendiculairement (NNW – SSE) dans le sens de la dépression. Si l'orientation des dépressions contrôlées par la roche en place change, l'orientation des moraines de De Geer change également. Dans la dépression de part et d'autre de la rivière Kanaupscow orientée NE – SW, par exemple, l'orientation des moraines devient SE – NW. Les variations dans l'orientation sont également perceptibles lorsque les moraines de De Geer ont été mises en place sur les plus hautes collines. En quelques occasions, des moraines, alignées dans la direction du retrait de l'inlandsis, ont été observées.

Les moraines de De Geer se retrouvent le plus souvent dans les régions basses et planes, mais on les observe également sur des pentes relativement raides. Elles recouvrent la roche en place et fréquemment les drumlins. Les zones entre les crêtes morainiques sont généralement mal drainées. Ces zones sont principalement composées de silts argileux et silts marins souvent recouverts de sédiments organiques. A plus basse altitude, à proximité de la vallée de La Grande Rivière par exemple, les moraines sont recouvertes de silts marins. Souvent, seule une mince

crête de till surplombe les silts ou encore on ne fait que deviner la présence de la forme morainique sous les sédiments marins. Le remaniement, profond de 50 à 100 cm, des moraines de De Geer par les vagues et courants marins est évident en plusieurs endroits. Les blocs, que l'on retrouve principalement sur les façades ouest des moraines, ont sans doute été transportés par des glaces flottantes étant donné que le till des moraines contient peu de blocs.

## Les sédiments fluvio-glaciaires

Deux principales catégories de dépôts mis en place par les eaux de fonte de la dernière calotte glaciaire lors de son retrait ont été cartographiées. La première catégorie comprend les eskers, les deltas d'eskers et les épandages. La seconde catégorie comprend les dépôts de contact glaciaire d'une immense moraine frontale mis en place lors d'un temps d'arrêt au cours du retrait du glacier du Nouveau-Québec.

## Les eskers et formes connexes

Les eskers, les deltas d'eskers et les épandages sont composés de sables et graviers stratifiés. Ces dépôts mis en place par les eaux de fonte d'une calotte glaciaire sont de loin plus fréquents à l'est de la moraine frontale de Sakami qu'ils ne le sont à l'ouest de celle-ci. Ils reposent sur la roche en place ou sur du till. Les eskers ont une orientation générale est-ouest, soit celle de la direction de la dernière avancée glaciaire. Ils sont percés de "kettles" et ils ont souvent été remaniés en surface par les eaux de la mer de Tyrrell et par le vent lorsque les sédiments étaient plus sablonneux. Les sédiments fluvio-glaciaires remaniés et redéposés à proximité des eskers par les eaux marines n'ont pas été différenciés du fluvio-glaciaire non remanié.

## La moraine frontale de Sakami

Des dépôts de sables et graviers stratifiés, d'origine fluvio-glaciaire, ont été cartographiés comme faisant partie d'un complexe morainique frontal. Cette moraine, qui s'étend du lac Mistassini jusqu'à Poste-de-la-Baleine, a été cartographiée par Prest *et al.* (1970) (fig. 5). Du fait qu'une bonne partie de la nouvelle route Matagami Fort George au nord de la rivière Opinaca, a été construite sur la moraine, et du fait qu'une part importante des agrégats utilisés pour la construction de cette même route proviennent de la moraine, il est possible d'examiner de nombreuses coupes le long de la route et dans des gravières et sablières. La surface de la moraine a été remaniée par les eaux de la mer de Tyrrell et par le vent, comme en témoignent, entre autres, les nombreuses lignes de rivage et les dunes qui parsèment cette surface. Les eaux marines ont également transporté, principalement le long du flanc ouest, du matériel provenant de la moraine et ce sur une distance de plusieurs centaines de mètres. Les surfaces plus élevées sont percées en divers endroits de "kettles" pouvant atteindre plus de 15 m de profondeur. Il est possible d'examiner les dépôts non remaniés de la



Figure 6.

Coupe montrant les sables et graviers stratifiés de contact de la moraine frontale de Sakami. Gravière située du côté nord de la route secondaire allant vers le lac Attila.  
(C. G. C. 167713)

Figure 7.

Lignes de rivage de la mer de Tyrrell, au sud-est du lac Attila, composées de blocs provenant du till d'un drumlin remanié en surface.  
(C. G. C. 167972)



Figure 8.

Séquence de sables deltaïques et fluviaux recouvrant des silts argileux et silts de la mer de Tyrrell. Rive nord de La Grande Rivière entre LG-1 et LG-2. A noter la présence de glissements de terrain du type «coulée boueuse» ainsi que la route allant vers Fort George à l'arrière-plan.  
(C. G. C. 202775-A)

moraine surtout dans les gravières les plus profondes en amont de la crête morainique. Dans ces coupes, les dépôts sont composés de sables, graviers et blocs stratifiés qui ont été mis en place à la marge de la calotte, par des eaux de fonte ayant un débit fort variable (fig. 6).

#### Les sédiments marins

La presque totalité de la région cartographiée a été envahie par la mer de Tyrrell. La mer de Tyrrell a laissé derrière elle: des silts argileux et silts mis en place au cours de la phase d'eau profonde; des sables et graviers mis en place pendant la régression le long des rivages à différentes altitudes; des limons, argiles et blocs dans des zones tidales.

Etant donné que le relèvement isostatique s'effectue encore aujourd'hui et que la côte actuelle de la baie James était il n'y a pas tellement longtemps encore submergée, il serait superflu de faire une distinction entre les sédiments marins mis en place actuellement et les sédiments marins de la mer de Tyrrell, d'autant plus que génétiquement et lithologiquement les dépôts sont semblables. C'est pourquoi, par exemple, une plage se formant actuellement en bordure de la baie James et une plage soulevée à 130 km à l'intérieur des terres et à 250 m d'altitude ont été cartographiées comme faisant partie d'une même unité morphologique.

#### Les sédiments marins fins

Les silts argileux et silts de la mer de Tyrrell, recouvrent des étendues considérables de la région. Ils se trouvent sur la roche en place, ainsi que sur les dépôts glaciaires et fluvio-glaciaires chronologiquement plus anciens. Un forage sur l'île du Gouverneur, dans l'estuaire de La Grande Rivière, a traversé 56 m d'argile (Lee, 1968). Cette accumulation considérable d'argile a probablement été mise en place dans la vallée ancestrale de la rivière. La texture des sédiments varie en fonction de l'environnement marin dans lequel ils ont été mis en place. Les dépôts d'eau plus profonde sont principalement des silts argileux qui contiennent souvent des coquillages marins. Ces silts ont souvent une teneur en eau élevée. Lorsque secs ou bien drainés, les silts deviennent très durs (région à l'est de la rivière Kanaaupscow). A mesure que la mer devenait de moins en moins profonde sous l'influence du relèvement isostatique, la texture des sédiments changeait. Dans de nombreuses coupes le long de La Grande Rivière, ces variations texturales peuvent être observées. On passe, par exemple, de bas en haut d'une séquence, de silts argileux aux silts. En de nombreux endroits, les argiles sont recouvertes de silts et argiles contenant une grande quantité de matières organiques, de bois et de coquillages marins. Ces sédiments dégagent souvent une odeur fétide et ont sans doute été mis en place dans des bassins peu profonds, semblables aux zones tidales que l'on retrouve actuellement à proximité de la baie James, où la

circulation d'eau était restreinte. Les surfaces de sédiments marins fins sont planes et mal drainées et sont propices à la formation d'immenses tourbières.

#### Les sédiments marins littoraux

Le long des anciens rivages de la mer de Tyrrell, de nombreuses formes littorales ont été édifiées. Ces formes sont principalement des plages, des flèches et des tombolos formés de sables et de graviers. Les matériaux constituant de ces formes littorales proviennent le plus souvent des unités glaciaires plus anciennes. Les textures sont très variables et dépendent de la texture du matériel original, de l'énergie disponible dans l'édification de la forme et du rôle joué par le transport glaciaire. Certaines plages sont composées presque uniquement de sables alors que d'autres présentent des accumulations de blocs de 3 m et plus d'épaisseur (fig. 7).

Les sédiments littoraux sont parsemés dans la région à travers toute la gamme d'altitudes allant de la limite marine de la mer de Tyrrell jusqu'au niveau actuel de la baie James. Les plages et les lignes de rivage les mieux formées peuvent être généralement observées sur les façades sud et sud-ouest des différentes formes glaciaires ou fluvio-glaciaires et des collines de roche en place.

Dans la cartographie des plages et des lignes de rivage, le principe suivant a été utilisé. Lorsqu'une ligne de rivage avait été formée par le remaniement en surface d'une forme plus ancienne et que cette forme originale était toujours reconnaissable, l'unité a été cartographiée comme étant le matériel d'origine et le symbole de ligne de rivage a été superposé à ce matériel (symbole de ligne de rivage superposé à une unité cartographiée comme un drumlin ou un esker). Lorsque les formes originales ne pouvaient être identifiées sur les photographies aériennes, toute l'unité a été cartographiée comme étant une plage.

#### La zone tidale; la slikke et le schorre

La zone tidale comprend la slikke qui est recouverte à tous les jours par les marées et le schorre qui est recouvert lors des marées de vives eaux. Cette zone tidale est composée de silts, d'argiles, de sables et de blocs qui sont amenés par les cours d'eau qui se déversent dans la baie James, par les courants marins et par les glaces flottantes. Skinner (1974 b) donne une description détaillée de la zone tidale aux environs de la baie des Oies. Tel que mentionné, dans la description des sédiments marins fins, divers sédiments silteux et riches en matières organiques, qui recouvrent les silts argileux, ont sans doute été mis en place dans d'anciennes zones tidales. Les régions très planes, dans le secteur du cours inférieur de la rivière Guillaume et au sud-est de la baie des Oies, peuvent être citées comme exemples d'anciennes zones tidales. Le long de la côte actuelle de la baie James, cette unité est constamment modifiée par les vagues et par l'action des glaces flottantes.



Les sédiments deltaïques et les sédiments  
d'anciennes plaines fluviales

Cette unité comprend en premier lieu des sables deltaïques mis en place en eau peu profonde dans les estuaires des rivières contemporaines ou dans les estuaires des anciennes rivières qui débouchaient dans la mer de Tyrrell. Elle comprend également les sédiments fluviaux mis en place, dans la plaine fluviale (en amont du delta) simultanément aux sédiments deltaïques. Au cours du relèvement isostatique les faciès continus – sédiments deltaïques/sédiments fluviaux – migraient vers l'ouest. A mesure que cette migration s'effectuait, les rivières étendaient leurs lits à travers les sédiments deltaïques mis en place au préalable, érodaient ces sédiments et ajoutaient des dépôts fluviaux. Les successions stratigraphiques – sables deltaïques/érosion/sables fluviaux – qui recouvrent les argiles et silts marins de part et d'autre de La Grande Rivière sont génétiquement identiques mais elles accusent un rajeunissement à mesure que l'on s'approche de

l'estuaire actuel aux environs de Fort George. Ces sables deltaïques et fluviaux, dont l'épaisseur peut atteindre plus de 20 m, reposent généralement sur les argiles marines et on les retrouve le long des principaux cours d'eau de la région cartographiée et leurs affluents (La Grande Rivière, rivière Kanaaupscow, rivière Achazi, rivière Aquatuc, rivière à la Truite, rivière Sakami et rivière Guillaume). Ces sables peuvent également être observés le long de la rivière Eastmain et le long du cours inférieur de la rivière Opinaca.

Les sables, comme l'illustrent les cartes des dépôts quaternaires, se retrouvent dans le cas de La Grande Rivière, jusqu'à la limite de la région cartographiée. Une brève reconnaissance a également démontré que ces sables sont présents, dans la même position stratigraphique, jusqu'à proximité de la limite marine vers 75° de longitude ouest.

Lorsque mis en place, les sables recouvraient, de façon plus ou moins continue les sédiments marins, comme c'est présentement le cas dans la région de l'estuaire de La Grande Rivière (voir fig. 3 en pochette,



Figure 9.

Glissement du type «de translation» dans des silts marins sur la rive nord du cours inférieur de la rivière Guillaume.

(C. G. C. 202775-C)



Figure 10.

Tourbière réticulée au sud de La Grande Rivière à proximité de Fort George.

(C. G. C. 202775-B)

Skinner, 1974 b). Aujourd'hui les sables apparaissent principalement sous la forme de lambeaux de recouvrement (fig. 8) du fait que La Grande Rivière s'est encaissée, à mesure que l'estuaire migrait vers l'ouest, dans ses sédiments deltaïques mis en place au préalable plus à l'est. Cet encaissement du cours d'eau principal et de ses affluents, accompagné d'un ravinement intense et de déplacements de masses dans les silts argileux sous-jacents, font que l'on observe aujourd'hui, de la surface originale que de petits vestiges de ces lambeaux résiduels.

#### Les sédiments éoliens

Cette unité comprend les accumulations de sables transportés par le vent et accumulés sous forme de dunes. Les sédiments éoliens ont été cartographiés selon deux modes. Lorsque les formes d'accumulation éolienne étaient construites sur un dépôt plus ancien et facilement reconnaissable, l'unité a été cartographiée comme étant le matériel original et le symbole de dunes a été superposé à ce matériel (dunes du secteur est de l'île du Gouverneur). Lorsque le matériel original avait été modifié à un point que la forme originale plus ancienne n'était plus reconnaissable sur photographies aériennes, toute l'unité a été cartographiée comme étant des sédiments éoliens.

On retrouve les accumulations éoliennes principalement sur les dépôts deltaïques, sur des épandages fluvio-glaciaires et sur des dépôts remaniés sablonneux de la moraine frontale. Dans le cas des dunes sises sur la moraine frontale, certaines d'entre elles ont possiblement été construites sous l'effet combiné des vagues de la mer de Tyrrell et du vent.

#### Les sédiments des déplacements de masses

Etant donné leur importance, le statut d'unité a été attribué aux déplacements de masses afin qu'ils soient délimités de façon précise sur les cartes de géologie du Quaternaire. Les déplacements de masses (glissements et coulées) se produisent dans les silts et silts argileux marins, entraînant souvent avec eux des sédiments sablonneux ou organiques sus-jacents. Dans la région cartographiée, les coulées boueuses sont de loin les plus importantes pour ce qui est de la quantité de matériel déplacé. Ces coulées, semblables à celles qui se produisent dans les argiles marines de la mer de Champlain, peuvent être observées principalement le long des rives de La Grande Rivière (fig. 8) mais elles ont également été observées le long des rivières Kanaaupscow et Guillaume, le long des affluents est de la rivière Kanaaupscow et le long des affluents nord de La Grande Rivière entre LG-2 et la Kanaaupscow. Des coulées semblables ont également été notées tout le long de la rivière Eastmain, depuis son embouchure jusqu'à la gorge Conglomerate. Les coulées boueuses se produisent dans les sédiments du faciès d'eau profonde de la mer de Tyrrell, souvent aux endroits où ceux-ci sont recouverts de sables.

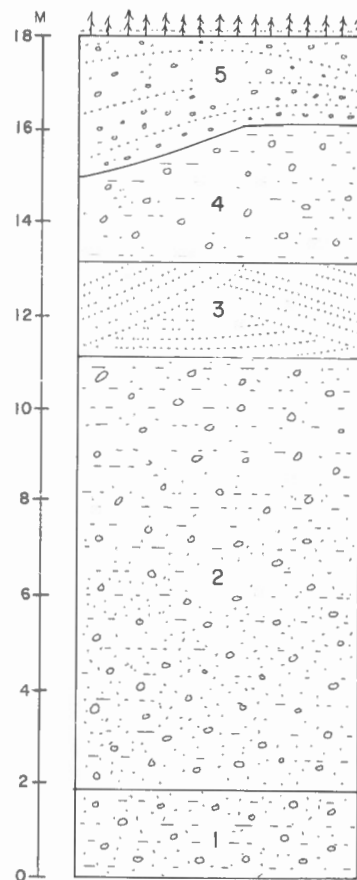


Figure 11. Coupe de 18 m sur la rive nord de la rivière Eastmain immédiatement à l'aval de la gorge de Basile: 1) till très massif à matrice sablonneuse; 2) till sablonneux; 3) sables grossiers et fins stratifiés; 4) till sablonneux; 5) sables et graviers stratifiés.

Les glissements du type de translation se produisent principalement dans les dépôts des faciès moins profonds de la mer de Tyrrell. Ils peuvent être observés principalement le long de La Grande Rivière dans la région immédiatement en amont de l'île du Gouverneur (fig. 9). Skinner (1974 b) donne une description des différents types de déplacements de masses qui se produisent le long de La Grande Rivière et il propose des mécanismes qui peuvent expliquer ces déplacements.

#### Les sédiments organiques

Les accumulations de matières organiques se présentent dans la région principalement sous forme de tourbières de différents types, allant de la tourbière réticulée (fig. 10) où des lanières de végétation sont séparées par des mares d'eau, jusqu'à la tourbière proprement dite où le tapis végétal est continu. Les tourbières se forment dans la région étudiée, dans les secteurs plats et mal drainés, principalement sur les étendues de sédiments fins marins et dans les dépressions de la roche en place.

Figure 12.

Formes de débitage glaciaire développées dans des dykes de gabbro dans le région de l'anse Aquatuc. (C.G.C. 167947)



### Les sédiments fluviatiles

Cette unité comprend les sédiments récents des plaines inondables ainsi que les formes d'accumulations fluviatiles telles que les bourrelets d'accrétion et les petits deltas. Ces sédiments sont mis en place par les cours d'eau, principalement lors des périodes de crues printannières. Ils sont composés d'accumulations de silts, sables et graviers. On les retrouve un peu partout mais ils sont plus importants le long de la rivière Kanaaupscow et de La Grande Rivière.

## RECONSTITUTION DE L'HISTOIRE DU QUATERNAIRE RECENT

### Introduction

L'ensemble des événements reliés à la glaciation du Wisconsin et à la période consécutive à cette glaciation, dans la région de la baie d'Hudson et de la baie James, sont connus, grâce entre autres aux travaux de Lee (1968), Craig (1969), Prest (1970) et Skinner (1973). Hardy (1976) a présenté une thèse où il reconstitue l'histoire des basses-terres qui entourent le versant québécois de la baie James.

La compréhension de l'histoire glaciaire et post-glaciaire de la région étudiée, basée sur les sédiments cartographiés et sur un certain nombre d'observations détaillées sur le terrain, cadre relativement bien avec celle déjà exprimée par les études antérieures. L'histoire du Quaternaire récent sera brièvement reconstituée et seuls les éléments qui s'ajoutent aux connaissances préalables seront développés.

Dans la région cartographiée, aucun sédiment antérieur à la dernière avancée glaciaire n'a été découvert et aucune évidence d'interstadias n'a été observée. L'histoire du Quaternaire, telle que révélée par les dépôts, débute donc par la dernière avancée glaciaire du Wisconsin. Il n'est cependant pas exclu que l'on trouve, à l'est de la baie James, des dépôts

antérieurs à cette dernière glaciation. Du côté ouest de la baie, de tels dépôts sont connus depuis la fin du siècle dernier (voir Skinner, 1973). Au cours d'une très brève reconnaissance d'une partie du cours inférieur de la rivière Eastmain, la séquence, illustrée dans la figure 11, a été notée dans une coupe du versant nord de la rivière, immédiatement à l'aval de la gorge de Basile. Etant donné l'absence de datations au radiocarbone il n'est pas possible d'avancer des hypothèses sur l'âge des divers dépôts, mais il est possible que le till inférieur soit antérieur au Wisconsin. Une étude approfondie de cette coupe, ainsi que d'autres coupes le long de la rivière Eastmain ou le long du cours inférieur des autres rivières qui se jettent dans la baie James du côté québécois, pourrait peut-être apporter des renseignements sur la stratigraphie des dépôts mis en place avant la dernière avancée wisconsinienne.

### Le retrait de la calotte glaciaire

La déglaciation de la région étudiée s'est produite alors que la glace du secteur labradoréen de l'inlandsis laurentidien était déjà scindée, à l'intérieur de la baie James en deux entités distinctes d'une part le glacier du Nouveau-Québec à l'est et d'autre part le glacier Hudson à l'ouest (L. Hardy, communication personnelle, 1976).

Etant donné que les eskers édifés lors du retrait d'une calotte sont orientés parallèlement à la direction d'écoulement glaciaire, et étant donné que les formes de récession telles que les moraines frontales et les moraines de De Geer sont orientées perpendiculairement à cette direction, il est possible d'affirmer, qu'un écoulement glaciaire ouest-sud-ouest a prévalu au cours du retrait du glacier du Nouveau-Québec. Cette direction d'écoulement glaciaire, vers l'ouest-sud-ouest est la seule reconnue. Elle peut être également vérifiée grâce à la présence des drumlins, des "crag-and-tail", de stries glaciaires et de diverses formes de débitage glaciaire (fig. 12).

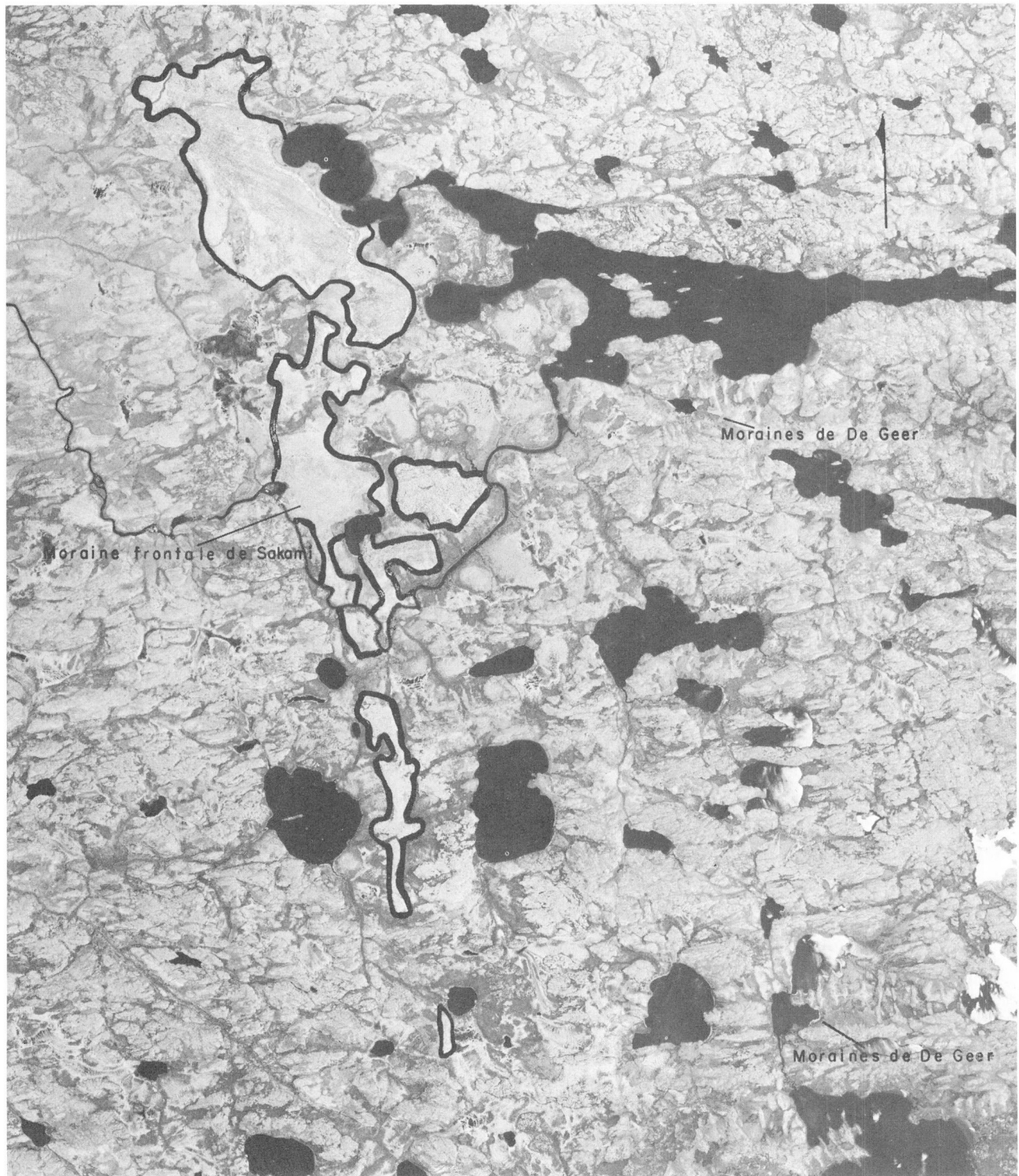


Figure 13. Moraine frontale de Sakami à 75 km à l'est-nord-est de Fort George. A noter l'absence des moraines de De Geer à l'ouest de la moraine. Photographie aérienne A-15277-48 prise le 26 juin 1956; Photothèque nationale de l'air, ministère de l'Énergie, des Mines et des Ressources, Ottawa.



Comme l'a démontré Dionne (1974 b, p. 453) en réponse à un article de Lee (1959) :

"La présence de cailloux erratiques à l'est d'affleurements de roches indicatives sur la côte orientale de la baie de James ne constitue pas une preuve de l'existence d'une calotte glaciaire située quelque part à l'ouest ni d'un écoulement glaciaire de l'ouest vers l'est au cours du Pléistocène. Les indicateurs que l'on trouve dans les dépôts littoraux et à la surface du till remanié des basses terres de la baie de James ont été apportés par les glaces flottantes après le départ des glaciers."

Dionne ne rejette pas la possibilité d'un écoulement de l'ouest vers l'est, mais il démontre que les indicateurs protérozoïques et paléozoïques que l'on observe dans les sédiments littoraux et dans les tills remaniés ont été apportés par des glaces flottantes après la fonte du glacier.

Ultérieurement à la scission de l'inlandsis à la latitude et à l'intérieur de la baie James, le glacier du Nouveau-Québec était libre des contraintes exercées sur lui par la masse de glace sise auparavant plus

à l'ouest. La réorientation d'un certain nombre de drumlins, dans la région côtière, témoigne sans aucun doute d'un nouvel équilibre de la glace maintenant libre d'avancer vers l'ouest. Lee *et al.* (1960) furent les premiers à noter qu'alors que l'orientation de la majorité des drumlins était ouest-sud-ouest, plusieurs drumlins, superposés aux précédents, affichaient une orientation nettement ouest.

Des études récentes de L. Hardy (communication personnelle, 1975) ont révélées la présence, sous des sédiments marins de la mer de Tyrrell, de dépôts glacio-lacustres dans plusieurs localités à l'est de la baie James et notamment à un endroit le long du cours inférieur de La Grande Rivière. Ces observations de Hardy impliquent une extension beaucoup plus septentrionale, à l'est de la baie James, du lac glaciaire Opémisca telle que défini au préalable par Prest (1970, p. 723) et implique que la calotte s'est retirée à l'est de la baie James au contact du lac glaciaire. Il est possible que les dépôts lacustres qui se trouvent sous les sédiments marins de la mer de Tyrrell dans la région à l'ouest et au sud-ouest de la baie James (Craig et McDonald, 1968, p. 162; McDonald, 1969, p. 92; Skinner, 1973, p. 40) et les sédiments lacustres à l'est de la baie aient été mis en place dans un même lac.

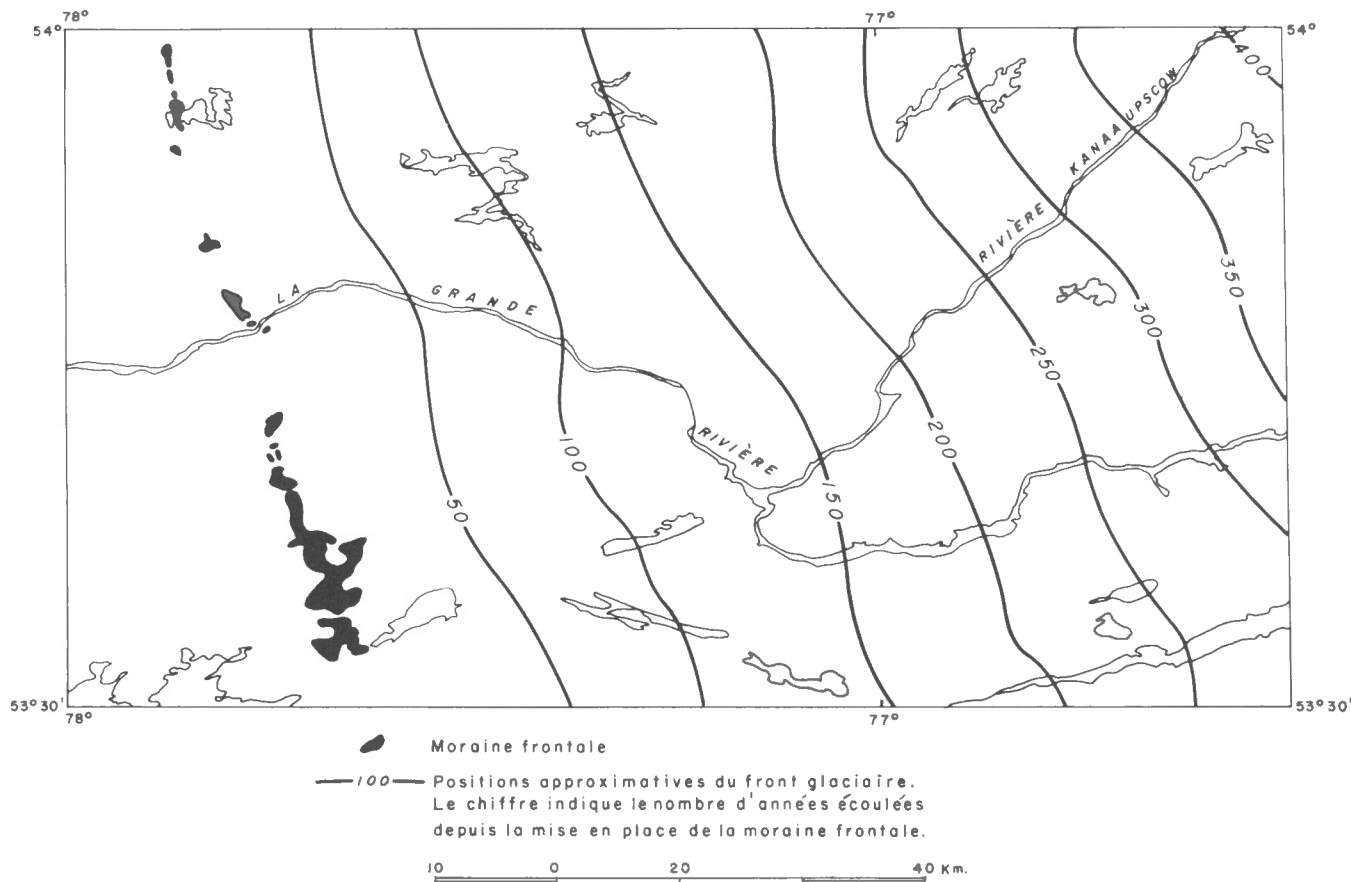


Figure 14. Carte basée sur la position des moraines de De Geer, montrant la localisation approximative à tous les 50 ans du front glaciaire dans la région cartographiée à l'est de la moraine frontale.



Avant la transgression marine, la calotte a continué de se retirer vers l'est en eau profonde au contact des eaux lacustres. Aucune moraine de De Geer n'a été édiflée au cours de cette phase de retrait, peut-être parce que le front glaciaire flottait en eaux lacustres profondes, empêchant ainsi la formation des moraines. A un moment donné, la barrière de glace, au niveau de la baie d'Hudson (grandement amincie après la récurrence de Cochrane) qui séparait les eaux lacustres au sud des eaux marines au nord, a été rompue et les eaux marines de la mer de Tyrrell ont remplacé brusquement l'étendue lacustre post-Cochrane. Le nom de mer de Tyrrell a été donné par Lee en 1960 à l'étendue d'eau marine qui a recouvert la région en bordure de la baie d'Hudson et de la baie James au postglaciaire.

Lors d'un temps d'arrêt dans le retrait de la calotte, la moraine frontale de Sakami, qui s'étend sur une distance d'environ 600 km à une centaine de km à l'intérieur des terres, a été édiflée. Cette forme a été identifiée comme étant peut-être une moraine par Lee (1968, p. 521) et elle fut cartographiée comme telle par Prest *et al.* (1970). La moraine frontale semble séparer deux régions où le mode de retrait était différent (fig. 13). A l'ouest de la moraine, l'eau était très profonde, aucune moraine de De Geer n'a été édiflée et l'on retrouve que très peu de formes reliées à l'ablation de la glace. A l'est de la moraine, par contre, l'eau était moins profonde et l'on retrouve de nombreuses formes d'accumulations fluvio-glaciaires ainsi que des moraines de De Geer.

Il nous est impossible de dire avec certitude à quel moment la mer de Tyrrell a remplacé les eaux lacustres. En guise d'hypothèse il serait possible d'avancer que le changement a eu lieu au moment de la formation de la moraine et que cette dernière marque la transition entre le retrait au contact des eaux lacustres profondes et celui au contact des eaux marines moins profondes.

Suite à l'édification de la moraine frontale, la calotte s'est retirée vers l'est en contact avec la mer, construisant à intervalle régulier des moraines de De Geer à sa marge. Lorsque la pente topographique et le relèvement isostatique ont empêché une incursion marine plus à l'est, le glacier du Nouveau-Québec, maintenant séparé de la mer, a continué à se retirer vers le centre du Nouveau-Québec et le Labrador (Laverdière, 1969 et Ives, 1960) et les rivages de la mer ont régressé de la limite marine jusqu'au niveau actuel.

Au cours de la phase de retrait glaciaire les cours d'eau sous-glaciaires ont mis en place des dépôts de sables et graviers stratifiés qui se présentent sous la forme d'eskers et de deltas d'eskers.

#### Chronologie de la récession à partir de l'étude des moraines de De Geer

De nombreux chercheurs ont décrit les caractéristiques et se sont penchés sur la genèse des crêtes de till mises en place à la marge d'une calotte glaciaire qui se retire au contact d'une masse d'eau lacustre ou marine (voir Elson, 1968 et Mickelson et Berkson, 1974). Plusieurs noms ont été proposés pour désigner ces crêtes,

le plus généralement accepté est celui de moraines de De Geer (Hoppe, 1959, p. 197), terme en l'honneur de celui qui fut le premier à décrire ces formes en Suède (De Geer, 1889). A l'est de la baie James, Shaw (1944), Lee *et al.* (1960) et Lee (1962 et 1968) ont décrit certaines caractéristiques des moraines de De Geer. Plus au sud, dans le secteur nord-est du bassin du lac Barlow-Ojibway, Mawdsley (1936) et Norman (1938) ont décrit ces mêmes moraines. Une synthèse de nos observations, pour la région à l'étude, est incluse dans la première partie de ce travail.

Plusieurs hypothèses sur la genèse des moraines formées dans une masse d'eau à la marge d'une calotte glaciaire ont été avancées (Mawdsley, 1936; Hoppe, 1957; Mickelson et Berkson, 1974 et Barnett et Holdsworth, 1974). Dans le cadre de cette étude, les données ne permettent pas d'appuyer une hypothèse plutôt qu'une autre. Des études supplémentaires, appuyées par des observations précises sur le terrain, semblables à celles de Barnett et Holdsworth (1974), semblent être nécessaires pour en arriver à comprendre la genèse de ces formes. Il faut étudier, entre autres, les facteurs suivants: 1) l'épaisseur de l'eau dans laquelle repose le front glaciaire; 2) l'épaisseur de la glace à la marge de la calotte; 3) la dynamique de la glace; 4) la provenance du matériel formant les moraines (matériel pressé dans des crevasses à la base de la glace ou matériel incorporé dans la partie basale de la glace); 5) les fluctuations du niveau de la masse d'eau dans laquelle repose la glace; 6) le mode de vélage de la glace; 7) le rôle des crevasses dans la genèse des moraines; 8) l'influence de la température de l'eau et de son mode de circulation; 9) l'orientation des sédiments dans les moraines; 10) la température à la base de la glace.

Pour la région étudiée il est possible de fournir des renseignements sur deux de ces facteurs. En premier lieu, en comparant l'altitude des moraines de De Geer avec celle de la limite marine, il est possible d'affirmer que les moraines ont été mises en place dans des eaux ayant une profondeur variant entre un minimum de 20 m et un maximum d'environ 130 m. En second lieu, il semble que les sédiments formant les moraines provenaient dans certains cas de matériaux incorporés à la glace basale du glacier. A quelques reprises, des moraines de De Geer ont été observées qui recouvraient directement la roche en place ou encore des drumlins sans que ceux-ci soient réaménagés.

Une controverse existe à savoir si les moraines de De Geer sont annuelles ou non (voir à ce sujet Strömberg, 1965). Aucune solution définitive ne pourra être apportée avant que la genèse de ces moraines soit comprise ou encore avant que quelqu'un démontre, de façon concluante, que des corrélations peuvent être établies entre le nombre de moraines et la chronologie basée sur l'étude des varves.

Afin de promouvoir la discussion, les moraines de De Geer ont été considérées comme annuelles. En se basant sur cette hypothèse appuyée entre autres par Norman (1938), on peut, en mesurant l'espacement des moraines sur les photographies aériennes, définir approximativement la position du front de l'inlandsis annuellement lors de son recul et calculer sa vitesse

TABLEAU 1.

LIMITES DE SUBMERSION DE LA MER DE TYRRELL DANS QUELQUES SITES  
A L'EST DE LA BAIE JAMES

Localisation du site		Altitude de la limite de submersion telle que définie sur le terrain	Altitude de la limite de submersion telle que définie par photogrammétrie	Description du site mesuré	Carte topographique
Latitude	Longitude				
53°58'37"N	76°57'07"W	265 ± 5 m		Limite supérieure de la zone délavée et limite inférieure de blocs perchés	33 F/15
53°58'24"N	76°56'50"W		263 ± 3 m	Limite supérieure de la plus haute plage soulevée	33 F/15
53°58'16"N	76°56'40"W	260 ± 5 m	268 ± 3 m	Limite supérieure de la plus haute plage soulevée	33 F/15
53°31'56"N	76°58'40"W		267 ± 3 m	Limite supérieure de la zone délavée	33 F/15
			264 ± 3 m	Limite supérieure de la plus haute plage soulevée	33 F/10
		265 ± 5 m		Limite supérieure de la plus haute plage soulevée et limite inférieure de la zone non délavée	33 F/10
53°36'36"N	76°42'12"W		266 m	Limite supérieure de la zone délavée (moyenne de 10 mesures)	33 F/10
53°39'45"N	75°15'30"W	246 ± 5 m		Limite supérieure d'un delta à la limite marine	33 G/11

de retrait. La figure 14 montre la localisation du front glaciaire à tous les 50 ans et ce pour l'ensemble de la région cartographiée à l'est de la moraine frontale. La disposition des lignes suggère que la glace s'est retirée, à une vitesse relativement uniforme, en direction généralement est-nord-est. La glace semble s'être retirée plus rapidement en eau profonde (régions basses aux environs de l'embouchure de la rivière Kanaaupscow dans La Grande Rivière) qu'aux endroits plus élevés où l'eau était moins profonde et le relief plus accentué (région à l'ouest de la rivière Kanaaupscow et au nord de La Grande Rivière).

Pour l'ensemble de la région étudiée, la succession des moraines de De Geer suggère une vitesse moyenne de retrait de 217 m/année (89 km en 410 ans). Le retrait le plus lent dans la région, pour une période de 50 ans, a été évalué à 167 m/année; alors que le retrait le plus rapide pour la même période a été évalué

à 360 m/année. Norman (1938, p. 81) a calculé en utilisant la même méthode, une vitesse variant entre 206 et 239 m/année pour la région basse au sud-ouest du lac Opémisca près de Chibougamau et une vitesse variant entre 173 et 198 m/année pour la région au relief plus accentué au nord-est du lac Opémisca. Il est intéressant de noter que ces vitesses sont du même ordre de grandeur que celles obtenues par Antevs et Hughes pour le secteur occidental du lac proglaciaire Barlow-Ojibway en se basant sur la chronologie établie par l'étude des varves. Antevs (1925, p. 81) a calculé une vitesse de retrait de 145 m/année (175 km en 1211 ans) pour la région recouverte par le lac Barlow-Ojibway au sud de la ligne de partage des eaux. Hughes (1965, p. 561) a calculé des vitesses de retrait de 228 m/année et de 282 m/année dans deux régions situées au nord de la ligne de partage des eaux.

Figure 15.

Vue aérienne d'une séquence de plages soulevées à proximité de la limite marine dans la région à l'ouest de la rivière Sakami et au sud de La Grande Rivière. (C. G. C. 167671)



Figure 16.

Série de palses, dont certaines en voie de formation, dans une tourbière située à 4 km au sud-ouest de Fort George. (C. G. C. 167677)



TABLEAU 2.  
DATATIONS AU RADIOCARBONE - REGION A L'EST DE LA BAIE JAMES

No. du laboratoire	Age (radiocarbonate)	Localisation	Matériel daté	Altitude approx. de l'échantillon	Environnement géologique	Crédit des échantillons	Commentaires	Références
GSC-1928	6640 ± 180	53°11'N, 76°57'W Carte 33 F/2 Baie au sud du lac Sakami	Coquilles de <i>Hiatella arctica</i>	174 m	Dans des argiles marines entre 11 et 12 m sous la surface du lac Sakami	H. A. Lee, 1973	Selon W. Blake, l'échantillon date un plan d'eau de la mer de Tyrrell situé à ou à plus de 185 m d'altitude.	Lowdon et Blake, 1973
GSC-1959	6500 ± 90	53°33'04"N 77°41'19"W Carte 33 F/12 Mille 363 de la route Matagami-Fort George	Coquilles de <i>Mytilus edulis</i>	178 ± 3 m	Dans des sables littoraux provenant du remaniement par la mer de Tyrrell de la moraine frontale de Sakami	J. -S. Vincent, 1973	L'âge obtenu donne la localisation et l'altitude du rivage de la mer de Tyrrell à un moment au cours de sa régression.	
GSC-2135	7360 ± 100	51°28'12"N 77°25'50"W Carte 32 N/6 Route Matagami-Fort George 13 km au nord du pont qui traverse la riv. Rupert	Coquilles de <i>Hiatella arctica</i>	205 ± 3 m	Dans des silt argileux de la mer de Tyrrell sous des sables littoraux	V. K. Prest et J. -S. Vincent, 1974	L'échantillon date un plan d'eau de la mer de Tyrrell situé à quelques dizaines de mètres au-dessus de l'altitude du prélèvement.	
GSC-2161	7120 ± 110	51°36'30"N 77°23'40"W Carte 32 N/11 Route Matagami-Fort George 14.5 km au sud du pont qui traverse la riv. Pontax	Coquilles de <i>Clinocardium citatum</i>	203 ± 3 m	A la base d'une séquence de 1.2 m d'argile marine qui recouvre des argiles lacustres	V. K. Prest et J. -S. Vincent, 1974	L'échantillon date un plan d'eau de la mer de Tyrrell situé à quelques dizaines de mètres au-dessus de l'altitude du prélèvement.	
L433A	3700 ± 130	53°44'N, 76°11'W Carte 33 E/9 Coupe sur une rive de La Grande Rivière. 58 km à l'est de Fort George	Bois	Entre 38 et 53 m ?	Dans une séquence de silt marins sous des sables deltaïques et/ou alluviaux et sur des argiles marines	H. A. Lee, 1957	Selon Lee, l'échantillon donne l'âge d'un plan d'eau de la mer de Tyrrell situé à 53 m d'altitude.	Olson et Broecker, 1959 Lee et al., 1960
I (GSC) -15	5475 ± 166	53°35'N, 74°41'W Carte 33 G/10 Tourbière à une vingtaine de km à l'est du lac Guyer	Tourbe	>250 m ?	Tourbe provenant de la base d'une tourbière située au-dessus de la limite marine	H. A. Lee, 1957	Selon Lee, l'âge obtenu donne une date minimum pour la déglaciation.	Walton et al., 1961 Lee et al., 1960

Transgression et régression

Comme il a été signifié précédemment, l'histoire du retrait de la calotte glaciaire et celle de la transgression marine de la mer de Tyrrell s'associent intimement. La mer de Tyrrell a envahi la presque totalité de la région cartographiée. Seuls quelques sommets ont échappé à la submersion. Ces sommets qui formaient des îles dans la mer de Tyrrell sont indiqués de façon précise sur les cartes de géologie du Quaternaire. A mesure que le redressement isostatique s'effectuait la mer s'est retirée en laissant derrière elle de nombreux vestiges de son passage. Au cours des étapes de transgression et de régression, des argiles et limons, souvent fossilifères, ont été mis en place. Au cours de la régression, l'action des vagues et des courants marins, sur les dépôts pré-existants, a permis l'édification de plages et la formation de lignes de rivage. Des plages et des lignes de rivage développées à différents degrés, se retrouvent partout dans la région et dans toutes les gammes d'altitudes allant du niveau actuel de la baie James jusqu'à la limite marine.

Egalement associés à la régression de la mer de Tyrrell sont les sédiments deltaïques et fluviaux mis en place respectivement dans les estuaires et le long des plaines alluviales des cours d'eau qui se jetaient dans la mer.

Les limites marines

Dans la région à l'étude, à l'ouest de la moraine frontale, il est difficile de fixer la limite marine étant donné qu'il n'existe pas de collines suffisamment élevées où il serait possible de repérer cette limite.

Dans la région à l'est de la moraine frontale par contre, il est relativement facile de définir la limite marine grâce à la présence de sommets qui n'ont pas été submergés par la mer (collines au sud-ouest de l'embouchure de la rivière Sakami). Des observations sur le terrain (fig. 15) appuyées par des mesures effectuées sur photographies aériennes par Mme G. Mizerovsky ont permis d'établir la limite en divers endroits. Un résumé des observations est présenté dans le tableau 1.

Il est intéressant de noter que les valeurs obtenues, dans le cas des 8 premiers sites, sont similaires. Ces résultats étaient prévisibles étant donné que les sites sont localisés dans un même axe nord-sud qui représente sensiblement la même position frontale de l'inlandsis. Etant donné la présence de la glace qui freinait l'introduction de la mer, il est normal que le dernier site, localisé beaucoup plus à l'est que les précédents, se trouve à une altitude inférieure, un relèvement isostatique ayant eu le temps de se produire entre le moment de formation des deux limites.

Éléments pour une reconstitution chronologique

Quelques échantillons provenant de divers sites à l'est de la baie James ont été datés au radiocarbone.

Les âges obtenus permettent entre autres de fixer, de façon précise ou approximative, le niveau de la mer de Tyrrell à divers moments de la transgression ou de la régression marine (tableau 2). Une seule détermination d'âge, celle de  $6500 \pm 90$  (GSC - 1959), fixe l'altitude du rivage de la mer de Tyrrell à un moment donné. Les autres déterminations donnent toutes l'âge d'un plan d'eau qui se trouve à une altitude plus élevée que celle du site où a été prélevé l'échantillon.

Histoire récente et processus actifs

Suite au retrait de la mer de Tyrrell, et jusqu'à aujourd'hui, les formations superficielles ont été modifiées par divers processus subaériens. Ces modifications récentes sont décrites dans la légende qui accompagne les cartes de géologie du Quaternaire.

En résumé, les cours d'eau, par l'évolution des réseaux hydrographiques continuellement influencés par les changements de niveau de base associés au redressement isostatique, sont de loin les agents modificateurs les plus importants. Le vent actif principalement sur les sables fluvio-glaciaires, deltaïques et fluviaux est un autre processus qui contribue à modifier certaines surfaces. Egalement importants sont les déplacements de masses qui se produisent principalement dans les sédiments marins. Comme mentionné plus haut, Skinner (1974 b) a proposé des mécanismes qui peuvent expliquer ces déplacements.

Depuis le retrait de la mer de Tyrrell, dans diverses dépressions et sur les étendues planes mal drainées, de la matière organique a pu croître et s'accumuler, formant ainsi des tourbières de différents types. L'érosion et l'accumulation reliées aux vagues et aux courants marins est encore un autre processus qui a grandement contribué à modifier certaines unités. A noter également, l'action du glacial qui agit sur le littoral de la baie James et le long des principaux cours d'eau (Dionne, 1974 a et 1976). Finalement l'action du gel sur les affleurements de roche en place est un autre agent modificateur.

Ainsi l'ensemble des sédiments est continuellement modifié, de façon naturelle, par toute une gamme de processus. Tel que mentionné dans la légende détaillée qui accompagne les cartes de géologie du Quaternaire, divers types d'interventions humaines peuvent accroître la vitesse, créer, modifier ou interrompre certains des processus actifs.

NOTES SUR LE PERGELISOL

Selon la carte de la répartition du pergélisol au Canada (Brown, 1967), la région cartographiée se trouve dans la zone de pergélisol discontinu. Au cours d'une brève mission de terrain qu'il a effectuée dans la région à l'est de la baie James et de la baie d'Hudson, Brown (communication personnelle, 1974) n'a pas découvert de pergélisol au sud du lac Burton, lac situé à une soixantaine de kilomètres au sud-sud-ouest de Poste-de-la-Baleine.

En quelques endroits, à proximité de la côte de la baie James, quelques tourbières à paises ont été examinées (voir les cartes de géologie du Quaternaire). Dans une tourbière située à 4 km au sud-sud-ouest de Fort George et à moins d'un kilomètre de la côte, un sondage, effectué le 17 septembre 1974, à l'aide d'une petite sonde à pergélisol, a révélé que sous 38 cm de tourbe non gelée il y avait au moins 110 cm d'argiles et silts gelés. Ces argiles et silts marins ont été mis en place dans une ancienne zone tidale recouverte par une tourbière. Les paises étaient semblables à celles décrites par Brown (1973, p. 39) dans la région sud de la zone de pergélisol discontinu, à l'ouest de la baie James. Comme en témoigne la figure 16, quelques paises étaient en voie de formation. J. C. Dionne et L. Hardy (communications personnelles, 1975) ont repéré dans la région cartographiée quelques exemples de paises boisées plus loin à l'intérieur des terres. De plus, Dionne (1975) a décrit récemment le soulèvement gélival de cailloux erratiques dans un schorre de la baie du Canard-Mort (Dead Duck Bay) à une trentaine de kilomètres au sud de Fort George.

#### BIBLIOGRAPHIE

- Antevs, E.  
1925: Retreat of the last ice sheet in eastern Canada; Geol. Surv. Can., Mem. 146, 142 p.
- Barnett, D. M. and Holdsworth, G.  
1974: Origin, morphology, and chronology of sub-lacustrine moraines, Generator Lake, Baffin Island, Northwest Territories, Canada; Can. J. Earth Sci., v. 11, no. 3, p. 380-408.
- Bell, R.  
1879: Report on an exploration of the east coast of Hudson Bay 1877; Geol. Surv. Can., Rept. Progr., 1877-1878, p. 1c-37c.
- Brown, R. J. E.  
1967: Permafrost in Canada; Geol. Surv. Can., Map 1246A with descriptive notes.  
1973: Permafrost - distribution and relation to environmental factors in the Hudson Bay Lowland; in Proc. Symposium on the physical environment of the Hudson Bay Lowland; University of Guelph, p. 35-68.
- Craig, B. G.  
1969: Late-glacial and postglacial history of Hudson Bay region; in Earth Science Symposium on Hudson Bay, P. J. Hood, ed.; Geol. Surv. Can., Paper 68-53, p. 63-77.
- Craig, B. G. and McDonald, B. C.  
1968: Quaternary geology, operation Winisk, Hudson Bay Lowland; Geol. Surv. Can., Paper 68-1A, p. 161-162.
- De Geer, G.  
1889: Motet den 5 December 1889; Geol. Foren. Stockholm, Forehandl., Bd. 11, p. 395-396.
- Dionne, J. -C.  
1974a: Le glacier de la région du Chissibi, Baie-de-James, Québec subarctique, Québec; 1<sup>er</sup> colloque international sur l'action géologique des glaces flottantes, Résumés, p. 19-21.  
1974b: The eastward transport of erratics in James Bay area, Quebec; Rev. géogr. Montr., v. 28, no. 4, p. 453-457.  
1975: Blocs soulevés par le froid dans les schorres de la baie de James, Québec; Rev. géogr. Montr., vol. 29, n° 2, p. 161-166.  
1976: Le glacier de la région de La Grande Rivière, Québec subarctique; Rev. géogr. Montr., vol. 30, n° 1-2, p. 133-153.
- Eade, K. E.  
1966: Fort George River and Kaniapiskau River (west half) map-areas, New Quebec; Geol. Surv. Can., Mem. 339, 84 p.
- Elson, J. A.  
1968: Washboard moraines and other minor moraine types; in Encyclopedia of geomorphology, R. W. Fairbridge, ed.; Reinhold, p. 1213-1219.
- Gérardin, V.  
1973: Espèces principales caractéristiques des dépôts du Quaternaire à la baie de James; Rapport E. T. B. J. n° 4, Section des études écologiques régionales, Environnement Canada, 8 p.
- Hardy, L.  
1976: Contribution à l'étude géomorphologique de la portion québécoise des basses-terres de la baie de James; thèse de doctorat, inéd., Univ. McGill.
- Hoppe, G.  
1957: Problems of glacial morphology and the ice age; Geogr. Ann. v. 39, no. 1, p. 1-18.  
1959: Glacial morphology and inland ice recession in northern Sweden; Geogr. Ann., v. 41, no. 4, p. 193-212.
- Hughes, O. L.  
1964: Surficial geology, Nichicun-Kaniapiskau map-area, Quebec; Geol. Surv. Can., Bull. 106, 20 p.  
1965: Surficial geology of part of the Cochrane District, Ontario, Canada; in International studies on the Quaternary, H. E. Wright Jr. and D. G. Frey, eds.; Geol. Soc. Am., Spec. Paper 84, p. 535-565.

- Ives, J. D.  
1960: The deglaciation of Labrador-Ungava; an outline; *Cah. géogr. Qué.*, v. 4, no. 8, p. 323-343.
- Kranck, E. H.  
1951: On the geology of the east coast of Hudson Bay and James Bay. Observations during a research journey in summer 1947; *Acta Geog.*, v. 11, no. 2, 71 p.
- Laverdière, C.  
1969: Le retrait de la calotte glaciaire de Scheffer: du Témiscamingue au Nouveau-Québec; *Rev. géogr. Montr.*, vol. 23, n° 3, p. 233-246.
- Lee, H. A.  
1959: Eastward transport of erratics from Hudson Bay; *Bull. Geol. Soc. Am.*, v. 70, p. 219-222.  
  
1960: Late glacial and postglacial Hudson Bay sea episode; *Science*, v. 131, no. 3413, p. 1609-1611.  
  
1962: Method of deglaciation, age of submergence, and rate of uplift west and east of Hudson Bay, Canada; *Biul. Peryglacj.*, no. 11, p. 239-245.  
  
1968: Quaternary geology; in *Science, history and Hudson Bay*, v. 2, C.S. Beals and D.A. Shenstone, ed.; Queen's Printers, Ottawa, p. 503-542.
- Lee, H. A., Eade, K. E., and Heywood, W. W.  
1960: Surficial geology, Sakami Lake (Fort George - Great Whale area) New Quebec; *Geol. Surv. Can.*, Map 52-1959 with descriptive notes.
- Low, A. P.  
1888: Report on exploration in James Bay and country east of Hudson Bay, drained by the Big, Great Whale and Clearwater Rivers; *Geol. Surv. Can.*, Ann. Rept. (new ser.), v. 3, part 2, Report J, 94 p.  
  
1902: Exploration of the east coast of Hudson Bay from Cape Wolstenholm to the south end of James Bay; *Geol. Surv. Can.*, Ann. Rept. (new ser.), v. 13, Report D, 84 p.
- Lowdon, J. A. and Blake, W. Jr.  
1973: Geological Survey of Canada radiocarbon dates XIII; *Geol. Surv. Can.*, Paper 73-7, 61 p.
- Mawdsley, J. B.  
1936: The wash-board moraines of the Opawica-Chibougamau area, Quebec; *Trans. Roy. Soc. Can.*, ser. 3, sect. IV, v. 30, p. 9-12.
- McDonald, B. C.  
1969: Glacial and interglacial stratigraphy, Hudson Bay Lowlands; in *Earth Science Symposium on Hudson Bay*, P. J. Hood, ed.; *Geol. Surv. Can.*, Paper 68-53, p. 78-99.
- Mickelson, D. M. and Berkson, J. M.  
1974: Till ridges presently forming above and below sea level in Wachusset Inlet, Glacier Bay, Alaska; *Geogr. Ann.*, v. 56A, no. 1-2, p. 111-119.
- Norman, G. W. H.  
1938: The last Pleistocene ice-front in Chibougamau district, Quebec; *Trans. Roy. Soc. Can.*, ser. 3, sect. IV, v. 32, p. 69-86.
- Olson, E. A. and Broecker, W. S.  
1959: Lamont natural radiocarbon measurements V; in *Am. J. Sci. Radiocarbon Supplement*, v. 1, p. 1-28.
- Prest, V. K.  
1969: Retreat of Wisconsin and Recent ice in North America; *Geol. Surv. Can.*, Map 1257A.  
  
1970: Quaternary geology of Canada; in *Geology and economic minerals of Canada*, R. J. W. Douglas, ed.; *Geol. Surv. Can.*, Econ. Geol. Rept. no. 1, p. 677-764.
- Prest, V. K., Grant, D. R., et Rampton, V. N.  
1970: Carte glaciaire du Canada; *Comm. géol. Can.*, Carte 1253A.
- Sharma, K. N. M.  
1974a: La Grande River area (1973 project) New Quebec Territory; *min. Rich. nat. Québec*, D. P. 221.  
  
1974b: La Grande River area (1974 project) New Quebec Territory; *min. Rich. nat. Québec*, D. P. 275, 21 p.
- Shaw, G.  
1942: Preliminary map, Eastmain, Quebec; *Geol. Surv. Can.*, Paper 42-10, map with descriptive notes.  
  
1944: Moraines of late Pleistocene ice fronts, near James Bay, Quebec; *Trans. Roy. Soc. Can.*, sect. IV, v. 38, p. 79-85.
- Skinner, R. G.  
1973: Quaternary stratigraphy of the Moose River basin, Ontario; *Geol. Surv. Can.*, Bull. 225, 77 p.  
  
1974a: Terrain studies in the James Bay hydroelectric project area; *Geol. Surv. Can.*, Paper 74-1A, p. 257-258.



Skinner, R. G. (suite)

1974b: Terrain studies in the James Bay Development Area; Geol. Surv. Can., Open File 219, 30 p.

Strömberg, B.

1965: Mappings and geochronological investigations in some moraine areas of south-central Sweden; Geogr. Ann., v. 47, no. 2, p. 73-82.

Vincent, J.-S.

1973: Géologie du Quaternaire: cartes 33E/10 (Rivière à la Truite), 33E/11 (Anse Aquatuc), 33E/14 (Stromness Island) et 33E/15 (Fort George); Comm. géol. Can., Dossier public 178.

Vincent, J.-S.

1974: Géologie du Quaternaire: cartes 33E/9 (Rivière Achazi), 33E/16, 33F/12 (Lac Vion) et 33F/13 (Lac Awachina); Comm. géol., Can., Dossier public 198. (Une légende détaillée, intitulée: "Géologie du Quaternaire et sensibilité du terrain d'une partie de la région en voie d'aménagement à l'est de la baie James", accompagne ce dossier public et peut être utilisée pour l'ensemble de la région cartographiée).

1975: Géologie du Quaternaire: cartes 33F/10 (Rivière Sakami), 33F/11 (Alder Lake), 33F/14 (Lac Bréhan) et 33F/15 (Lac Carbillet); Comm. géol., Can., Dossier public 267.

Walton, A., Trautmann, M. A., and Friend, J. P.

1961: Isotopes Inc. Radiocarbon Measurements I; in Radiocarbon, v. 3, p. 47-59.