

MC82  
.8C21d  
50  
ocgre



COMMISSION  
GÉOLOGIQUE  
DU  
CANADA

MINISTÈRE DES MINES ET  
DES RELEVÉS TECHNIQUES

This document was produced  
by scanning the original publication.

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

**BULLETIN 50**

**ÉTUDE GLACIAIRE DE LA  
PARTIE CENTRALE DU QUÉBEC-LABRADOR**

**E. P. Henderson**

**RESERVE/RÉSERVÉ**

NOT TO BE TAKEN FROM ROOM  
POUR LA CONSULTATION SUR PLACE

**ÉTUDE GLACIAIRE DE LA  
PARTIE CENTRALE DU QUÉBEC-LABRADOR**







COMMISSION GÉOLOGIQUE  
DU CANADA

*BULLETIN 50*

ÉTUDE GLACIAIRE DE  
LA PARTIE CENTRALE  
DU QUÉBEC-LABRADOR

par

E. P. Henderson

*Traduction*

MINISTÈRE DES  
MINES ET DES RELEVÉS TECHNIQUES  
CANADA

**ROGER DUHAMEL, M.S.R.C.**  
**Imprimeur de la Reine et Contrôleur de la Papeterie**  
**Ottawa, Canada**  
**1963**

© Droits de la Couronne réservés

En vente chez l'Imprimeur de la Reine à Ottawa,  
à la Commission géologique du Canada,  
et dans les librairies du Gouvernement fédéral  
dont voici les adresses:

**OTTAWA**

*Édifice Daly, angle Mackenzie et Rideau*

**TORONTO**

*Édifice Mackenzie, 36 est, rue Adelaide*

**MONTREAL**

*Édifice Aeterna-Vie, 1182 ouest, rue Ste-Catherine*

ou chez votre libraire.

Des exemplaires sont à la disposition des intéressés  
dans toutes les bibliothèques publiques du Canada.

Prix: \$1.30      N° de catalogue M42-50F

*Prix sujet à changement sans avis préalable*

## PRÉFACE

On a longtemps considéré la partie centrale de la péninsule du Labrador comme le territoire qu'occupait le dernier ou les derniers vestiges de l'inlandsis Laurentide. Cette conclusion est le résultat des explorations faites par A. P. Low pour la Commission géologique du Canada en 1893 et 1894. Ce ne fut cependant pas avant 1953 et 1954 qu'on étudia méthodiquement les dépôts du Pléistocène dans la région. Cette étude a consisté en observations effectuées dans des endroits choisis, observations qui ont servi de base au présent rapport.

On trouvera ici une description des formes du relief et un compte rendu général des derniers temps du Pléistocène. Les explications se fondent sur les modifications du terrain dues à la glace et aux eaux de fonte. Les renseignements d'application pratique ainsi fournis constituent l'un des aspects les plus intéressants du présent rapport.

J. M. HARRISON,

*Directeur, Commission géologique du Canada.*

OTTAWA, le 19 novembre 1958.



## TABLE DES MATIÈRES

|  | PAGE |
|--|------|
| <b>Introduction</b> .....                          | 1    |
| Situation et moyens d'accès.....                   | 1    |
| Travaux antérieurs.....                            | 1    |
| Nature des travaux et remerciements.....           | 3    |
| <br><b>Physiographie</b> .....                     | 6    |
| Drainage.....                                      | 9    |
| Climat.....  | 10   |
| Végétation.....                                    | 11   |
| <br><b>Géologie générale</b> .....                 | 13   |
| Roches précambriennes.....                         | 13   |
| Quaternaire.....                                   | 13   |
| Dépôts glaciaires.....                             | 14   |
| Moraines de fond.....                              | 14   |
| Moraines terminales.....                           | 16   |
| Moraines au sud du lac Dyke.....                   | 18   |
| Moraines terminales au nord-ouest du lac Knob..... | 23   |
| Dépôts fluvio-glaciaires.....                      | 26   |
| Eskers.....  | 27   |
| Origine des eskers du Centre du Labrador.....      | 30   |
| Auges d'eskers.....                                | 34   |
| Kames et plaines de sable.....                     | 34   |
| Lacs glaciaires.....                               | 36   |
| Terrasses lacustres.....                           | 37   |
| Érosion par les eaux de fonte.....                 | 40   |
| Crêtes encochées.....                              | 42   |
| Ravins de cols.....                                | 42   |
| Chenaux latéraux de drainage.....                  | 43   |
| Directions du mouvement de la glace.....           | 46   |
| Caractéristiques générales.....                    | 46   |
| Écoulement régional.....                           | 49   |
| Mouvements locaux.....                             | 49   |

|  | PAGE |
|--|------|
| Mouvement par régions.....   | 50   |
| Région du lac Éclipse.....   | 50   |
| Région de Geren.....   | 52   |
| Région du lac Knob.....  | 53   |
| Région des lacs Menihek.....                                       | 56   |
| Région du lac Wabush-mont Wright.....                              | 58   |
| Sommaire des mouvements de la glace.....                           | 59   |
| Érosion glaciaire.....   | 60   |
| <b>Géologie historique</b> .....                                   | 63   |
| Histoire de la glaciation.....                                     | 63   |
| Mouvement régional dans la partie centrale du Québec-Labrador..... | 65   |
| Mouvement régional ancien.....                                     | 65   |
| Variation de l'écoulement régional.....                            | 66   |
| Mouvements locaux tardifs des glaces.....                          | 67   |
| Histoire postglaciaire.....  | 69   |
| Proximité de la déglaciation de l'optimum climatique.....          | 69   |
| Niches de nivation.....  | 70   |
| Niches de nivation simples.....                                    | 72   |
| Niches de nivation composées.....                                  | 73   |
| Répartition des niches de nivation.....                            | 77   |
| Origine des niches de nivation.....                                | 78   |
| Âge des niches de nivation.....                                    | 81   |
| Pergélisol.....  | 83   |
| Action météorique.....   | 83   |
| Sols.....  | 86   |
| <b>Géologie économique</b> .....                                   | 87   |
| <b>Bibliographie</b> .....   | 88   |
| <b>Index</b> .....   | 94   |

## Illustrations

|   | PAGE |
|---|------|
| Planche I. Haut plateau hérissé de monadnocks s'étendant du lac Wishart vers le nord-ouest.....                           | 5    |
| II. Plateau lacustre du Labrador; au premier plan, le lac Petitsikapau  | 9    |
| III. Gros fragment de gneiss granitique dans un champ de blocs arrachés par les glaciers, à l'est du lac Achouanipi.....  | 16   |
| IV. Moraines cycliques au sud du lac Dyke.....  | 21   |
| V. Moraines annuelles sur le plateau situé entre les rivières Caniapiscau et Larch.....                                   | 22   |
| VI. Vallée sèche coupant la plus grosse moraine terminale, versant oriental du massif de Geren.....                       | 24   |
| VII. Moraine terminale dans la vallée du ruisseau Foggy sur le flanc est du massif de Geren.....                          | 24   |
| VIII. Crête d'esker à galets, haute de 100 pieds, à l'ouest du lac Achouanipi.....  | 27   |
| IX. Esker anastomosé au sud du lac Dyke.....  | 28   |
| X. Structure d'écroulement à l'intérieur d'un kame à l'extrémité nord du lac Knob.....                                    | 36   |
| XI. Terrasses du côté est du lac Julienne.....  | 38   |
| XII. Crête encochée par un cours d'eau au nord de Burnt Creek.....  | 41   |
| XIII. Cataracte sèche et bassin entre les canyons Wishart supérieur et inférieur.....                                     | 41   |
| XIV. Chenaux latéraux de drainage au sud de l'ancienne piste d'atterrissage du lac Knob.....                              | 44   |
| XV. Chenaux marginaux de drainage à 6 milles au sud-ouest du lac Éclipse sur le flanc oriental de la vallée Goodwood..... | 44   |
| XVI. Chenaux marginaux de drainage et déversoirs au nord-est du lac Helluva.....  | 47   |
| XVII. Stries entrecroisées dans le quartzite de Wishart à l'ouest du lac Knob.....  | 54   |
| XXVIII. Crête de roche de fond diaclasée.....   | 61   |
| XIX. Niches de nivation simples.....  | 71   |
| XX. Plancher bosselé de till d'une niche composée.....  | 71   |
| XXI. Tourbière reposant sur un dépôt de limon face à la niche de nivation illustrée sur la planche XIX.....               | 75   |
| XXII. Blocs d'ardoise soulevés par le gel.....  | 85   |
| XXIII. Talus d'éboulis bloquant partiellement la gorge supérieure de l'émissaire du lac glaciaire Wishart.....            | 85   |
| XXIV. Exfoliation sur des gneiss à gros grains, au nord de la rivière Kidd.....   | 85   |



|  | PAGE               |
|--|--------------------|
| Figure 1. Carte montrant l'emplacement de la région à l'étude.....   | 2                  |
| 2. Carte des aires de petites moraines.....  | 17                 |
| 3. Coupes transversales de moraines cycliques au sud du lac Dyke..   | 19                 |
| 4. Inclinaisons des terrasses, côté est des lacs Julienne et Wabush..  | 39                 |
| 5. Formation d'un chenal marginal par drainage latéral.....  | 45                 |
| 6. Niche de nivation simple.....   | 74                 |
| 7. Coupe transversale d'une niche de nivation simple.....  | 74                 |
| 8. Niche de nivation composée illustrant deux cycles de nivation<br>et d'effondrement de la paroi amont.....   | 77                 |
| 9. Niche de nivation sur du remplissage de drift au sud-ouest du<br>lac Knob, Québec.....  | <i>en pochette</i> |
| 10. Niche de nivation composée avec une longue rupture de pente<br>de nivation du côté est.....  | 80                 |
| 11. Carte des eskers et des accidents topographiques du Pléistocène<br>indiquant la direction du mouvement glaciaire, partie centrale<br>du Québec-Labrador..... | <i>en pochette</i> |

## INTRODUCTION

### Situation et moyens d'accès

La région à l'étude fait partie du grand plateau lacustre du Labrador; elle comprend une grande partie de la région centrale des hautes terres de la péninsule du Labrador au voisinage du lac Knob, Québec, et s'étend des deux côtés de la principale ligne de partage des eaux qui constitue la frontière entre Québec et Terre-Neuve.

Nous avons visité des étendues de terrain à partir, au sud, du mont Wright à la latitude 52°45' jusqu'aux hautes terres, au nord du lac Knob, à la latitude 55°30' et à partir du lac Birch sur le fleuve Hamilton, par 66° de longitude jusqu'au 68° méridien à l'ouest. Le centre de ce quadrilatère se trouve en ligne droite à 265 milles au nord de Sept-Îles sur la rive nord du golfe Saint-Laurent (voir figure 1).

Des pistes d'atterrissage situées en différents points du parcours du chemin de fer *Québec North Shore and Labrador* nouvellement aménagé, fournissent des moyens relativement faciles d'accès aux avions, tandis que les hydravions peuvent se poser sur les nombreux lacs de la région. Le chemin de fer *QNS and L*, qui dessert les mines de fer de la région du lac Knob, Québec, constitue maintenant un autre moyen, bien que plus lent, d'accéder au territoire étudié.

### Travaux antérieurs

A. P. Low, de la Commission géologique du Canada (1892-1895), a été le premier, à part les Indiens, quelques trappeurs et le personnel de la Compagnie de la baie d'Hudson, à pénétrer dans la région. Jusqu'à récemment, presque toutes nos connaissances sur la géologie glaciaire de l'intérieur provenaient de plusieurs cheminements que Low fit à travers les régions centrales de la péninsule. En 1893, il traversa l'intérieur central juste à l'ouest de la région que nous étudions en passant par les lacs Nichicun et Caniapiscaw et la rivière Koksoak; en 1894, il remonta le fleuve Hamilton pour explorer ses tributaires et les vastes lacs qui l'alimentent. Après les voyages de Low, les rares reconnaissances géologiques effectuées, telles que celle faite par J. E. Gill en compagnie de H. M. Bannerman et C. T. Tolman dans la région du lac Wabush, visaient surtout à inventorier et cartographier les ressources minérales. Le rapport de Gill et de ses compagnons fournit des renseignements épars sur l'érosion et l'altération du paysage par les dépôts glaciaires, de même que sur les formes les plus frappantes du relief produites par l'érosion tardi-glaciaire, rappelant d'anciens lacs de barrage glaciaire, ou l'écoulement d'eau de fonte (Gill, Bannerman, Tolman, 1937, pp. 570-571).



FIGURE 1. Carte montrant l'emplacement de la région à l'étude.

C'est en 1936 que commencèrent les travaux intensifs de cartographie aréale, afin de découvrir du minerai de fer dans les roches de la fosse du Labrador. Tout d'abord, la *Labrador Mining and Exploration Company* effectua des travaux dans les secteurs sud de la fosse. Après une interruption au cours de 1941-1942, la *Hollinger North Shore Exploration Company Limited* reprit les travaux dans des secteurs de la fosse situés plus au nord, cette fois dans le Nouveau-Québec (Gustafson, Moss, 1953, p. 63). Une grande partie de la région fut cartographiée, principalement aux échelles d'un demi-mille et de mille pieds au pouce. Les nombreux rapports<sup>1</sup> sur la géologie de la roche en place qui accompagnent les cartes diffèrent quant à l'importance donnée à la géologie glaciaire: les uns se bornent à mentionner la glaciation subie par la région, d'autres vont jusqu'à présenter de nombreuses observations sur les formes de terrain dues à l'érosion et à la déposition. Certains de ces derniers essaient d'expliquer les formes observées par le type de la glace de couverture présente et la vitesse de la déglaciation à la fin de l'époque glaciaire. Dans l'un de ces rapports, on reconnaît, au voisinage du lac Knob, une phase de glaciation locale postérieure à la fusion sur place de la calotte glaciaire régionale.

Des photographies aériennes de la plus grande partie de la péninsule du Labrador sont disponibles depuis 1949 et 1950. Une étude des photographies faite pour le Conseil de recherches pour la défense permit de relever l'orientation des crêtes drumlinoïdes, du drift cannelé, des eskers et de quelques autres formes caractéristiques et de dresser une carte glaciaire (Douglas et Drummond, 1953). L'orientation des lignes d'écoulement des glaces et des eskers indiquerait les directions des mouvements des glaciers au cours de la phase tardive du Wisconsin.

### Nature des travaux et remerciements

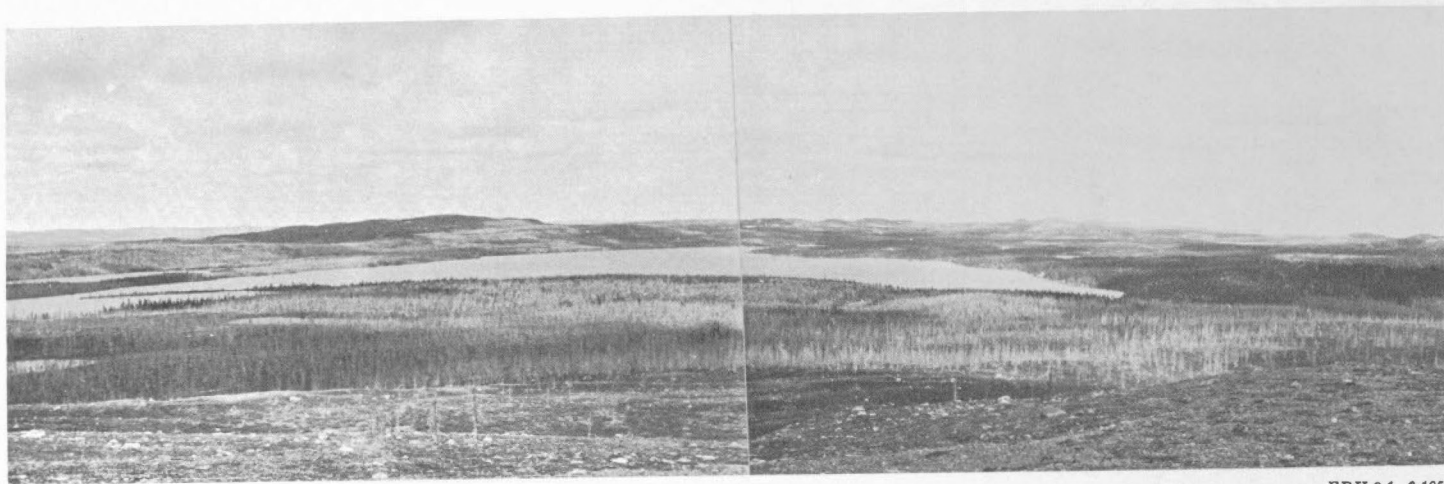
Le présent rapport est fondé sur des observations faites au cours de voyages de reconnaissance effectués pendant les étés de 1953 et 1954, dans des endroits choisis à la suite d'examen des photographies aériennes de la région et dans des secteurs facilement accessibles grâce à des camps établis par des géologues qui étudiaient les affleurements de la roche en place. Les études des dépôts glaciaires sont loin de nous donner une idée complète, mais on devrait les considérer comme des observations destinées à fournir des renseignements sur le mode et le type de régression glaciaire du Wisconsin dans ce dernier vestige important de la calotte de glace Laurentide. L'auteur a cherché en particulier à préciser quelle fut la superficie qu'occupaient les derniers glaciers du Wisconsin dans cette région.

Au cours de l'été de 1953, nous avons employé des camions et des avions pour atteindre des endroits près du lac Knob, de même que des avions et des canots pour atteindre certains points entourant le lac Wabush et de là, vers le sud, jusqu'au mont Wright. Nous avons fait une étude le long de l'emprise du *QNS and*

<sup>1</sup> Rapports de l'*Iron Ore Company of Canada*.

L par camion et par draisine. En 1954, l'auteur s'est rendu dans l'ouest et le nord du lac Knob, à l'aide d'hydravions, et il a voyagé par canot en passant par les lacs Astray et Dyke et en descendant la rivière Achouanipi jusqu'au lac Birch.

L'auteur doit à A. E. Moss, géologue en chef au service de l'*Iron Ore Company of Canada*, et à H. E. Neal, géologue au service de la même société, d'avoir pu extraire des renseignements contenus dans les rapports géologiques de la société; nous les remercions aussi de nous avoir permis de visiter divers camps; d'autres employés de cette société nous ont rendu d'innombrables services pour lesquels nous leur savons gré; c'est grâce à B. M. Monaghan si l'auteur a pu voyager sur la voie du *QNS and L.* M. Richard et W. R. Wellwood nous ont apporté leur plus entière collaboration au cours des travaux sur le terrain en 1953 et en 1954.



*EPH 9-1, 2-1953*

PLANCHE I. Haut plateau hérissé de monadnocks s'étendant du lac Wishart vers le nord-ouest.



## PHYSIOGRAPHIE

La péninsule du Labrador comprend le vaste territoire qui est borné par le fleuve et le golfe Saint-Laurent, l'océan Atlantique, le détroit et la baie d'Hudson. Géologiquement, elle forme le bras oriental du Bouclier canadien qui s'incurve autour de la baie d'Hudson pour former un immense U. Le Bouclier est composé surtout de roches intrusives granitiques et de gneiss. Il existe des aires plus petites de schistes, de roches volcaniques et de roches sédimentaires variées, fortement métamorphisées et se présentant sous forme de synclinaux aux plis compliqués. Il existe également de nombreux endroits isolés de roches volcaniques et sédimentaires légèrement ou moyennement métamorphisées, répartis dans tout le Bouclier (Gill, 1948, p. 20). La plupart des roches ont la structure complexe qu'on retrouve dans les régions montagneuses. Les anciennes montagnes qui renfermaient ces roches ont été aplanies par l'érosion au point qu'on ne trouve plus, en de rares endroits, que des collines de quelques centaines de pieds ou plus.

Avant d'entreprendre la description de chacune des subdivisions physiographiques du Centre du Labrador, il convient pour mieux comprendre l'évolution du relief plus localisé, de décrire brièvement l'évolution de la surface du Bouclier, notamment en ce qui concerne la péninsule du Labrador. On a longtemps admis en général que le Bouclier était une ancienne pénéplaine dont certaines parties seraient d'origine très ancienne (Wilson, 1903), bien que la pénéplanation ait eu lieu dans différents secteurs, vraisemblablement au cours d'époques séparées par de longs intervalles (Cooke, 1929, p. 91). Une bonne partie de l'ancienne surface d'érosion, recouverte par des roches du Paléozoïque ou plus récentes, a été subséquemment remise à découvert par le décapage du manteau de roches sédimentaires. Ce grand territoire pénéplané a été soulevé à divers degrés à des âges géologiques relativement tardifs et l'érosion lui fait actuellement subir certaines modifications. Nulle part ailleurs sur la terre ferme ce soulèvement n'a été plus prononcé qu'au Labrador, où le plateau du Labrador s'élève de façon plutôt abrupte de tous côtés. Les extrémités des parties est et sud de la péninsule sont les plus inclinées. Les altitudes du plateau atteignent plus de 5,000 pieds dans les monts Torngat, qui bordent la côte nord de l'Atlantique, et entre 2,500 et 3,500 pieds dans les Laurentides au nord du golfe Saint-Laurent. L'intérieur central est constitué surtout d'un plateau de 1,000 à 2,000 pieds d'altitude, parsemé de collines isolées ou groupées qui s'élèvent par endroits jusqu'à 3,000 pieds.

Dans sa description du Bouclier, Gill (1948, p. 21) mentionnait ce qui suit:

La région est formée de montagnes pénéplanées, à relief rajeuni, et disséquées au cours de plusieurs cycles fluviaux partiels, puis modifiées par la glaciation. Elle se trouve maintenant au stade de jeunesse d'un nouveau cycle d'érosion fluviale.

Bien qu'il se soit produit nombre de soulèvements dans toute la péninsule du Labrador aux époques pléistocène et récente, les gauchissements différentiels du

plateau qui ont peut-être façonné le gros de la surface actuelle sont antérieurs au Pléistocène. C'est ce qui découle des observations faites le long de plusieurs des principales lignes de drainage; certains cours d'eau coulent sur de longues distances en sens inverse de la pente générale du terrain, les rivières ayant creusé de profondes vallées préglaciaires à des centaines de pieds plus bas que le plateau environnant. Le fleuve Hamilton occupe peut-être la vallée préglaciaire la plus imposante. Les rivières Moisie, Saguenay et Larch sont d'autres grands cours d'eau qui semblent avoir fixé leur lit avant l'exhaussement. A mesure que leur bassin se soulevait et basculait les eaux vers l'amont, ces rivières creusaient leur lit assez rapidement pour conserver la direction originelle de leur écoulement. On croit (Cooke, 1929, p. 119) que ce soulèvement eut lieu vers la fin du Pliocène.

La topographie a pris forme, d'une façon générale, sous l'action d'accidents anciens, mais l'événement géologique le plus récent a laissé sa marque sur presque toutes les formes du paysage labradorien. Les glaciations du Pléistocène ont profondément modifié le drainage et l'aspect du pays; c'est ce qui explique, en grande partie, le fait que le plateau lacustre du Labrador contient l'une des plus grandes concentrations de lacs au monde. Le plateau lacustre du Labrador se trouve à l'intérieur de cette région du Bouclier soulevée récemment et parsemée de lacs, et qui constitue la partie élevée du centre de la péninsule du Labrador. Selon Tanner<sup>1</sup>, le plateau lacustre s'étend à l'est et au sud à partir de la ligne de partage des eaux qui, à l'ouest du lac Knob, sépare l'Atlantique du bassin de l'Ungava et de la baie d'Hudson, jusqu'au voisinage du méridien 63°30' (1944, p. 218); ce plateau peut cependant fort bien se prolonger vers l'ouest à partir de la ligne de partage des eaux, de façon à inclure une bonne partie du haut plateau qui, à l'ouest et au nord de cette ligne, contient une foule de lacs grands et petits. L'action de décapage de la glace donne une apparence polie aux principales collines et crêtes, mais l'érosion, en arrachant et creusant, a le plus souvent produit une surface rocailleuse et abrupte dans le détail; les formes dues aux glaces laissent une surface d'affleurements, çà et là très rugueuse et disséquée, mais qui conserve cependant une ligne d'horizon uniforme et une monotonie du relief qui s'apparente à la pénéplaine originelle. Le relief local a été accentué dans la plupart des endroits où l'action de ces agents s'est fait sentir, alors même que la déposition du drift comblait les vallées et dépressions et adoucissait le relief.

Le centre intérieur du Labrador est constitué de plusieurs subdivisions ou parties dans lesquelles il existe une diversité considérable de structure, de lithologie et de relief. Les principales sont les hauts plateaux et les bas pays de la fosse du Labrador, les hauts plateaux onduleux composés de roches archéennes les plus anciennes et la partie est, moins élevée du plateau lacustre du Labrador, dont les eaux alimentent le fleuve Hamilton.

Une zone de collines et de hauts plateaux s'étend à l'ouest et au nord du lac Knob sur une distance de 50 milles ou plus jusqu'aux sources des rivières Good-

<sup>1</sup> Tanner déclare ce qui suit: «...et s'étendant du bassin hydrographique de l'Atlantique au nord-ouest, l'ouest et le sud jusqu'à la limite orientale approximative constituée par le méridien 63°30'». Cette déclaration est plutôt ambiguë; il est probable que «ouest» devrait se lire «est.»



wood et Sandy, qui, coulant vers le nord, sont des affluents de la Caniapiscaw et de la Koksoak qui se déversent dans la baie d'Ungava. La moitié nord-est de cette zone est un haut plateau de la fosse du Labrador composé de roches sédimentaires protérozoïques faillées et plissées à direction nord-ouest. Les crêtes et collines allongées qui recouvrent des roches plus résistantes se suivent de très près, et s'élèvent souvent à des centaines de pieds au-dessus des vallées qui les séparent. Cette élévation dépasse 1,000 pieds sur une distance d'un mille dans ce haut pays situé à l'est de la vallée de la rivière Howells, qui sépare à peu près la fosse des hautes terres archéennes.

La moitié sud-ouest des régions élevées est formée de roches archéennes. Les gneiss rugueux et accidentés datant du Précambrien inférieur forment un haut plateau onduleux qui penche légèrement vers l'ouest, mais qui s'incline brusquement vers la région beaucoup plus basse des grands lacs à l'est. On trouve un relief local de 1,000 pieds ou plus le long de sa bordure découpée faisant face à l'est en direction des lacs Menihek et au sud-ouest de la rivière Howells. Bien qu'en détail leur topographie soit extrêmement accidentée, les roches gneissiques dans leur ensemble forment des collines en forme de dômes plus ou moins arrondies, et couronnées ici et là par des lambeaux de hauts plateaux non disséqués. Les couches plus résistantes de roches sédimentaires métamorphisées produisent par endroits des crêtes étroites et escarpées. Les collines gneissiques sont devenues d'ordinaire rugueuses et escarpées sur leurs flancs orientés en direction aval de l'écoulement prolongé et continu de la glace.

Le terrain descend en pente raide vers les basses terres de la fosse du Labrador qui se trouvent au sud de la bande des hautes terres. Au nord-est du haut plateau, il y a d'autres bas pays, dont les eaux s'écoulent par la rivière Swampy Bay et dont le sous-sol se compose de roches de la fosse.

La moitié orientale de la région est un plateau glacié étendu, dont les eaux sont recueillies par le cours supérieur du Hamilton et qui s'étend vers l'ouest sous forme d'un bombement prononcé jusque dans la partie la plus élevée de l'intérieur du Labrador. C'est un bas pays, du moins par rapport au pays plus élevé qui le borde de tous côtés, sauf à l'est et qui, par son relief, fait partie d'une pénéplaine soulevée, d'une altitude générale de 1,500 à 1,700 pieds. Sa surface présente des pentes régionales très faibles, et de nombreux lacs recouvrent une grande partie de la région. Les groupes de collines telles que celles qui entourent le lac Sims, les «montagnes de glace» de Low (1895, p. 169L), les chaînes de collines à l'est du lac Evening et les collines isolées autour des lacs Astray et Dyke s'élèvent à plusieurs centaines de pieds au-dessus du niveau général et atteignent plus de 1,000 pieds à proximité du lac Sims. La plupart de ces crêtes et groupes importants de collines sont constituées de roches volcaniques plus résistantes que celles sous-jacentes aux lacs peu profonds et aux terrains plats qui les entourent. Le modelé glaciaire est plus net dans ces parties basses du plateau lacustre et il s'accroît du nord au sud, où augmentent le nombre et la grosseur des formes de déposition glaciaire.

## Drainage

Étant donné sa situation chevauchante sur la principale ligne de partage, la région déverse ses eaux dans des rivières coulant au nord jusqu'à la baie d'Ungava, à l'est jusqu'à l'Atlantique et au sud jusqu'au golfe Saint-Laurent. Le dessin de drainage étant dérangé, de nombreux lacs et les cours d'eau qui les unissent ont une configuration entrecroisée et compliquée. Certains lacs se déversent des deux côtés de la ligne de partage, du moins pendant la période des hautes eaux.

### PLANCHE II.

Plateau lacustre  
du Labrador;  
au premier plan,  
le lac Petitsikapau.



EPH 7-1-1968

La région, située à l'intérieur du grand plateau lacustre du Labrador, est parsemée de nombreux lacs de toutes dimensions, à partir des principales nappes d'eau formées par des élargissements du cours supérieur du Hamilton, jusqu'aux étangs peu profonds engorgés par la végétation. Les grands lacs sont en général des lacs de barrage morainique et se déversent aux bas points du rebord des bassins, dans les lacs adjacents plus bas, par de courtes rivières entrecoupées de nombreux rapides.

La trame structurale des lacs du haut plateau rocaillieux situé à l'ouest est déterminée par les nombreuses failles et diaclasses des gneiss granitiques.

La forme des lacs est anguleuse, leurs rives rocailleuses; ils projettent des bras étroits et longs qui se joignent à angle aigu aux endroits où les diaclasses et les failles se coupent. Sur le plateau de basses terres, légèrement onduleux, à l'est, dont les eaux alimentent le Hamilton, les dépôts glaciaires sont plus épais et plus étendus. Les lacs sont en général peu profonds et ont des formes très irrégulières.

Les lacs Attikamagen et Petitsikapau, deux des plus grands, ont ordinairement une profondeur de moins de 15 pieds et ils sont parsemés d'îles basses et allongées. De grands marais se forment là où des pentes douces et des obstacles empêchent l'eau de s'écouler rapidement. Ce plateau de basses terres se compose d'eau et de marécages, pour plus de la moitié.

Au sein de la fosse, dans la partie nord de la région, les lacs sont allongés parallèlement à l'orientation nord-ouest des roches stratifiées. L'étroite interdépendance de l'hydrographie et de la structure est clairement démontrée là où les lacs s'incurvent à la charnière des synclinaux et anticlinaux plongeants. En général, les cours d'eau dans la fosse du Labrador coulent parallèlement aux structures rocheuses à direction nord-ouest, sauf pour des sections où ils s'incurvent et coulent à angle droit à travers les couches jusqu'à des vallées adjacentes à direction nord-ouest. D'où un réseau de drainage à treillis modifié quelque peu par des obstructions causées par l'accumulation de drift glaciaire à travers le lit d'un cours d'eau. Le réseau en treillis des lacs et cours d'eau de la fosse du Labrador contraste fortement d'abord avec le réseau anguleux des gneiss archéens au sud-ouest, puis avec celui des lacs larges, peu profonds et distribués au hasard, reliés entre eux par des cours d'eau irréguliers qui coulent vers l'est en direction du fleuve Hamilton.

### Climat

Le climat de la péninsule du Labrador est remarquable par son extrême variabilité. Pendant l'été et l'automne, une bruine glacée ou des tourbillons de neige alternent souvent avec de courtes périodes ensoleillées, plusieurs fois dans la même journée. La bruine et la pluie règnent parfois pendant plusieurs jours au cours de l'été. Tanner (1944, p. 288) a démontré que le climat dépend de l'action réciproque de deux ensembles climatiques: le complexe continental, qui donne des étés pluvieux et des hivers froids, et le complexe maritime, qui apporte des automnes pluvieux et des hivers relativement doux. Le climat continental domine dans le centre intérieur pendant tout l'hiver, mais le climat maritime affecte la région au cours de l'été, bien que son influence diminue à mesure qu'on s'éloigne de la côte. L'instabilité du climat est accentuée par des perturbations cycloniques qui traversent la péninsule d'ouest en est.

Règle générale, les étés sont plus chauds et les hivers plus froids à mesure qu'on s'enfonce vers l'intérieur, et dans le grand plateau du centre règne un climat de transition qui se rapproche du véritable climat continental. Des températures quotidiennes moyennes d'environ  $-20^{\circ}\text{F}$ . sont la règle dans cette région centrale pendant janvier et février, les deux mois les plus froids. En juillet, les maximums journaliers moyens sont de  $60^{\circ}$  à  $65^{\circ}\text{F}$ . ou plus. Les températures maximales d'été atteignent de  $80^{\circ}$  à  $90^{\circ}$  et les minimums d'hiver sont de  $-50^{\circ}$  à  $-60^{\circ}\text{F}$ . La précipitation diminue du sud au nord. Le lac Sandgirt au sud reçoit  $32\frac{1}{2}$  pouces tandis que le lac Knob plus au nord reçoit  $28\frac{1}{2}$  pouces annuellement (*Climatic Summaries*, pp. 10-13). La couche de neige sur toute la région est épaisse; le lac

Sandgirt en reçoit 142.7 pouces et le lac Knob, 132.1 pouces, ce qui indique une différence plus grande dans la précipitation d'été que dans celle d'hiver. Presque toute l'humidité provient de l'ouest ou du sud-ouest.

On peut dire que le froid plateau intérieur n'a que deux saisons: l'hiver et l'été. L'été arrive presque simultanément par tout le plateau lacustre, généralement dans la première partie de juin, bien que la glace s'attarde sur les lacs les plus élevés et les plus grands. Avec la hausse brusque de la température dans la dernière partie de mai et la première partie de juin, la végétation se réveille presque immédiatement.

Il peut y avoir du gel ou des chutes légères de neige à n'importe quelle période de l'année. Au lac Éclipse, le 2 juillet 1954, la température a atteint près de 90° au début de l'après-midi. A la suite d'un gros orage accompagné de plus d'un pouce de pluie au cours de l'après-midi, la température baissa rapidement et la neige s'est mise à tomber à l'aurore et jusqu'à 10 heures du matin suivant. Il y eut des accumulations d'un pouce là où le lichen isolait la neige du sol. La plus basse température enregistrée au cours de la chute de neige a été 34°F. à 7 h. du matin le 3 juillet. Des congères d'une épaisseur de plusieurs pouces s'accrochaient encore aux crêtes des hautes collines environnantes 48 heures après que la neige eut cessé de tomber. Une journée sans nuage est extrêmement rare et elle se produit évidemment seulement lorsque le pays est envahi par de l'air exceptionnellement chaud et sec venant du sud-ouest.

## Végétation

La région se trouve pour la plus grande partie dans une zone unique de végétation, la taïga, et elle touche la limite d'une autre zone au nord, la toundra forestière, qui commence près du lac Knob. En plus, la toundra de brousse à conifères, ou «semi-toundra» se retrouve sur les plateaux montagneux balayés par les vents, dont les exemples les plus répandus se voient le long de la ligne de partage des eaux au nord-ouest du lac Knob.

La taïga, ou forêt boréale proprement dite, est la zone de forêt continue qui s'étend vers le sud à partir à peu près de la latitude 55°N jusqu'à la région méridionale d'épinettes au sud de la latitude 50° à 52°N (Hustich, 1949, p. 52). La zone de toundra forestière est constituée par cette bande de terre située au nord où la forêt croît en parcelles éparses; elle se rencontre principalement dans des régions abritées, telles que vallées de rivières ou encore là où les conditions du sol et de l'eau sont particulièrement favorables. La région de semi-toundra des hauts plateaux fait vivre des arbres épars, d'ordinaire de l'épinette noire, distribués irrégulièrement sur le terrain graveleux ondulé. Plusieurs, apparemment, ne dépassent pas en hauteur l'épaisseur de la couverture de neige.

Dans une grande mesure, la couverture forestière reflète le type de dépôt glaciaire sous-jacent de même que le développement du drainage. L'épinette noire domine généralement sur les tills acides provenant des roches gneissiques. Des peuplements d'épinettes blanches préfèrent les surfaces moins acides et mieux

égouttées, par exemple celles qui recouvrent les plaines alluviales proglaciaires et les eskers, ou les moraines de fond bien égouttées contenant des matériaux calcaireux comme dans la fosse du Labrador. Les plaines de sable et les deltas peuvent être identifiés du haut des airs par leur couverture caractéristique de lichen. A ces endroits, les épinettes sont largement espacées et le lichen de couleur pâle recouvre les espaces libres.

Au sud, spécialement autour du lac Achouanipi, la monotone «forêt de bâtons» s'est développée sur des étendues considérables de moraine de fond plate. Cette «forêt» est constituée de muskegs à sol acide et drainage pauvre ou stagnant; sa couverture consiste en épinette noire à croissance lente. Dans la fosse, les muskegs à épinettes sont moins étendus, moins nombreux, et ils sont remplacés surtout par des marécages à mélèzes dans un milieu légèrement moins acide.

On trouve par endroits le sapin baumier et le bouleau blanc mélangés à la forêt d'épinettes. Les aunes croissent le long de nombreux cours d'eau et rives de lacs et à travers certains terrains plats et rocailleux. Les saules croissent çà et là dans toute la région. Le bouleau nain est peut-être l'arbuste qui constitue la végétation de brousse la plus répandue et la plus considérable. En bien des endroits, il forme des fourrés sur les pentes supérieures de la zone entre les forêts d'épinettes à lichen et les bruyères couronnant les collines. D'ordinaire le bouleau ne croît pas plus haut que la couche de neige. Le thé du Labrador est également très répandu et, par endroits, il forme des fourrés qui, comme les bocages plus denses de bouleaux et d'aunes nains, constituent un sérieux obstacle à la marche à pied.

Selon Hustich (1954, p. 7), la flore un peu pauvre de la région intérieure centrale est probablement due au retrait tardif de la calotte glaciaire du Pléistocène.



## GÉOLOGIE GÉNÉRALE

### Roches précambriennes

On peut diviser les roches du Centre du Labrador dans la région du lac Knob en deux types principaux: le complexe de base, plus ancien et les roches plus récentes de la fosse du Labrador.

Le socle précambrien se compose surtout de gneiss granitique archéen associé à des roches intrusives. Des cycles répétés de mouvements orogéniques ont modifié et déformé les roches sédimentaires primitives au point que leur origine est maintenant très difficile à déterminer. Il existe des petits culots de roches granitiques dans les gneiss au sud-ouest du lac Knob, et certains types mixtes amphibolitiques ou métadioritiques ont été cartographiés près de la rivière Kidd (Kidd, 1950).

La fosse du Labrador est une zone de roches sédimentaires et de roches intrusives, volcaniques et basiques protérozoïques, renfermant de riches formations ferrifères et à structure bien nette. Large de 12 à 60 milles, elle s'étend de l'angle nord-ouest de la baie d'Ungava sur une longueur d'environ 600 milles au sud et à l'est jusqu'à proximité de la frontière «Québec-Labrador», à environ 150 milles au sud du lac Knob (Harrison, 1952, p. 1). Les roches de la fosse sont formées de matériaux sédimentaires tendres, argilacés et calcareux, en interstratification avec des roches volcaniques basiques et des couches siliceuses comprenant des quartzites, en diverses proportions. Dans la région à l'étude, elles ont une direction nord-ouest et leur largeur varie de 60 milles à l'extrême nord, où elles forment la partie nord-est et peut-être la plus élevée des hautes terres de Caniapiscou-lac Dyke, pour s'amincir à l'extrême sud, où elles cessent d'être reconnaissables en tant qu'unité distincte.

La carte détaillée de la fosse au sud-ouest et au nord-est du lac Knob (Harrison, 1952) a révélé que les roches sont très plissées et faillées par suite d'efforts subis à partir du nord-est. Nombre de plis sont renversés au sud-ouest. De nombreuses failles de poussée à pendage nord-est forment des blocs de failles, dans lesquels on retrouve chaque unité géologique à travers la direction régionale.

Les roches de la fosse du Labrador sont, en général, plus récentes à mesure qu'on va du sud-ouest au nord-est. Dans la moitié nord de la région, les roches volcaniques interstratifiées et les intrusions basiques sont plutôt rares au sud-ouest, mais elles prédominent au nord-est. Dans la moitié sud de la région, les roches ignées basiques abondent et forment les crêtes les plus proéminentes.

### Quaternaire

En général, le drift glaciaire est relativement mince et rare dans les régions de roches archéennes, et un peu plus épais et plus abondant dans les aires de roches protérozoïques plus récentes et plus tendres. Dans la partie nord de la région, l'épaisseur des dépôts est en moyenne de moins de 5 pieds sur le terrain gneissique

et granitique et elle varie de 5 à 10 pieds sur les schistes argileux de la fosse. Le gros des dépôts de couverture est de la moraine de fond. Au sud, ces derniers dépôts sont plus épais et presque continus, sauf aux sommets des collines et des crêtes les plus élevées. Cela est dû en partie au dépôt plus épais de moraine de fond, et aux amas de dépôts glaciaires stratifiés qui se sont déposés sous forme d'eskers, de deltas et de sanders, éléments qui manquent ou presque au nord des lacs Menihek.

Un bon exemple des variations extrêmes de l'épaisseur du drift, même là où il se compose presque entièrement de moraine de fond, est offert dans certaines parties du haut plateau situé à l'ouest des lacs Menihek, près de la source de la rivière Kidd: là, les collines rocheuses s'étendent sur des milles, leurs sommets et leurs flancs supérieurs, sauf sur le versant nord, sont formés de gneiss rendus âpres par arrachement glaciaire et en bonne partie privés de végétation. La moraine de fond sur la plupart des versants nord laisse des traînées de débris qui serpentent vers le nord. Ces traînées ont une épaisseur de 30 à 60 pieds, bien plus forte que celle qu'on trouve dans les dépressions et les vallées qui séparent les collines, dans toute la région. Au sud, la moraine de fond est épaisse en général d'une dizaine de pieds, mais des moraines terminales et des dépôts stratifiés forment çà et là de grandes étendues de matériaux épais. Les eskers dépassent par endroits 100 pieds de hauteur.

## Dépôts glaciaires

### Moraines de fond

Une nappe discontinue de till formée de sable et de limon recouvre toute la région et la roche en place affleure presque partout là où manque ce manteau. Le manteau de moraine de fond, en général, devient plus épais et moins interrompu en allant du nord au sud. Seules les crêtes et collines les plus hautes dans le pays au sud des lacs Menihek laissent voir de grands affleurements rocheux. Au nord, même dans les terres basses, il y a des affleurements rocheux étendus ou de grandes surfaces rocheuses plates recouvertes d'une mince couche de blocs gélifractés, fragments pour la plupart encore en place. Il semble que la répartition de la moraine sous-glaciaire dépende en partie de la roche en place et en partie de la position des dépôts relativement au centre de la calotte glaciaire du Labrador en voie de régression. Près du centre de la calotte, les roches dures prédominantes ont dû céder lentement des débris par l'action érodante du glacier. La glace devait avoir cheminé sur de longues distances avant d'amasser des matériaux en volume suffisant pour expliquer le dépôt d'une grande quantité de moraine sous-glaciaire.

La couleur et la texture du till de moraine de fond dépendent surtout de la roche d'origine et, à un degré moindre, de la nature des processus glaciaires. Tous les tills formés dans le plateau de gneiss de l'Archéen sont composés surtout de grains de la grosseur du sable; ces grains donnent des tills gris ou brunâtres à gangue sableuse et dépourvus d'argile, bien qu'on y trouve plus ou moins de la «poussière de roche» provenant de matériaux triturés par le rabotage glaciaire.

La texture et la couleur des tills provenant des roches de la fosse diffèrent parfois sensiblement en fonction de la nature des formations locales. Près du lac Knob, où affleurent des schistes argileux tendres de Menihek, certains tills se composent d'argile pour près d'un tiers (0.005 mm.). On peut voir des tills rougeâtres ou brun foncé près des formations ferrifères, et des tills rouges, violets ou jaunes dans des coupes visibles au voisinage des riches gîtes de fer situés près du lac Knob. Ces tills fortement colorés sont très épars et rares, car ils ont été rapidement dilués par des matériaux érodés de formations voisines.

Au sud des lacs Menihek, une grande aire d'un relief en grande partie adouci va de l'est de la rivière Achouanipi vers l'ouest jusqu'au lac Wabush. Toute la moraine de fond y est composée de till gris avec des teintes brun pâle, fait en bonne partie de limons et de sables fins. Un tel mélange cause de sérieuses difficultés quand ces tills servent de matériaux de construction.

L'aspect de la moraine de fond varie d'une couverture faiblement ondulée, fréquente dans les plateaux de gneiss archéens situés à l'ouest, jusqu'au modelé général en drumlins des terres du sud, ce façonnement du till étant dû à l'écoulement des glaciers. En général, la pression de la glace mouvante n'a pas modelé facilement les tills sablonneux des plateaux gneissiques, qui, en certains endroits, s'amassent sous forme de longues traînées de débris à l'aval de certains rochers (*crag-and-tail deposits*), et dans d'autres, sont parcourus de sillons. La minceur de ces tills et la présence de grandes aires d'affleurements rocheux ont encore plus empêché le développement complet de till façonné par la glace. Sur les roches de la fosse, cependant, et dans le sud de la région, où abondent les dépôts plus épais de till limoneux, ce modelage par la glace mouvante est beaucoup en évidence. Ce façonnement produit le plus souvent une série de longues crêtes basses et parallèles, aux sommets horizontaux et aux extrémités effilées. On a observé des crêtes de moraine de fond longues de plus d'un mille et certaines autres, de plus de deux milles. Ces longues crêtes drumlinoïdes séparées par des tranchées peu profondes donnent un dessin linéaire frappant à une bonne portion de la moraine de fond.

Les crêtes sont d'ordinaire séparées l'une de l'autre de plusieurs centaines de pieds. Leurs flancs sont en général en pente douce et il n'y a que quelques pieds de dénivellation entre les sommets des crêtes et les tranchées intermédiaires. Sur le terrain, le dessin linéaire régulier est difficile à reconnaître à cause du relief très faible. Par contre, du haut des airs et sur les photographies aériennes, les crêtes sont très faciles à voir, car la végétation plus épaisse des creux contraste avec la maigre végétation des crêtes où un tapis de lichens blancs du genre *Cladonia* accentue encore parfois le contraste des teintes.

Les véritables drumlins elliptiques sont rares ou absents dans la région de la carte. Des formes qui leur ressemblent, hautes de 125 et même de 150 pieds, ont été signalées dans le Nord canadien (Dean, 1953, p. 21). A l'ouest du lac Achouanipi, on a relevé au sol quelques crêtes hautes de 20 à 30 pieds, mais il semble





EPH 14-8-1953

PLANCHE III. Gros fragment de gneiss granitique dans un champ de blocs arrachés par les glaciers, à l'est du lac Achouanipi.

qu'elles soient l'exception et non la règle dans cette région. Certaines crêtes de till drumlinoïdes sont peut-être plus hautes, là où l'auteur n'a pas fait de relevés au sol, ou en dehors de la région à l'étude.

Par endroits, la surface de la moraine de fond est couverte d'une foule de gros blocs erratiques anguleux d'un seul type de roche et dont les côtés mesurent parfois de 4 à 6 pieds, ou plus (*voir* planche III). Chacun provient d'une crête avoisinante de roches en place, pas nécessairement très grande. Ces concentrations de blocs ont sans doute été déposés par le tout dernier mouvement de la glace dans cette région car, autrement, les blocs détachés auraient été emportés au loin. Leur grande quantité fait croire qu'un certain processus, qui n'aurait guère pu être de très longue durée, aurait permis aux glaciers en régression de se charger de nombreux gros fragments de roche, juste avant la déglaciation finale. Les aires d'origine de ces roches sont si restreintes, qu'il ne semble pas raisonnable de supposer une érosion prolongée, à la vitesse que supposent ces gros blocs erratiques.

### Moraines terminales

La régression glaciaire dans toute la région n'a laissé ni grandes moraines terminales ni grandes moraines de retrait; cette absence de grandes moraines provient surtout de la rapidité et du mode de fusion sur place de la glace; un amincissement et une stagnation de la glace semblent s'être produits sur la plus grande partie du plateau labradorien pendant la déglaciation. De plus, il se peut que la calotte glaciaire du Labrador ne contenait, dans certaines parties, que peu de

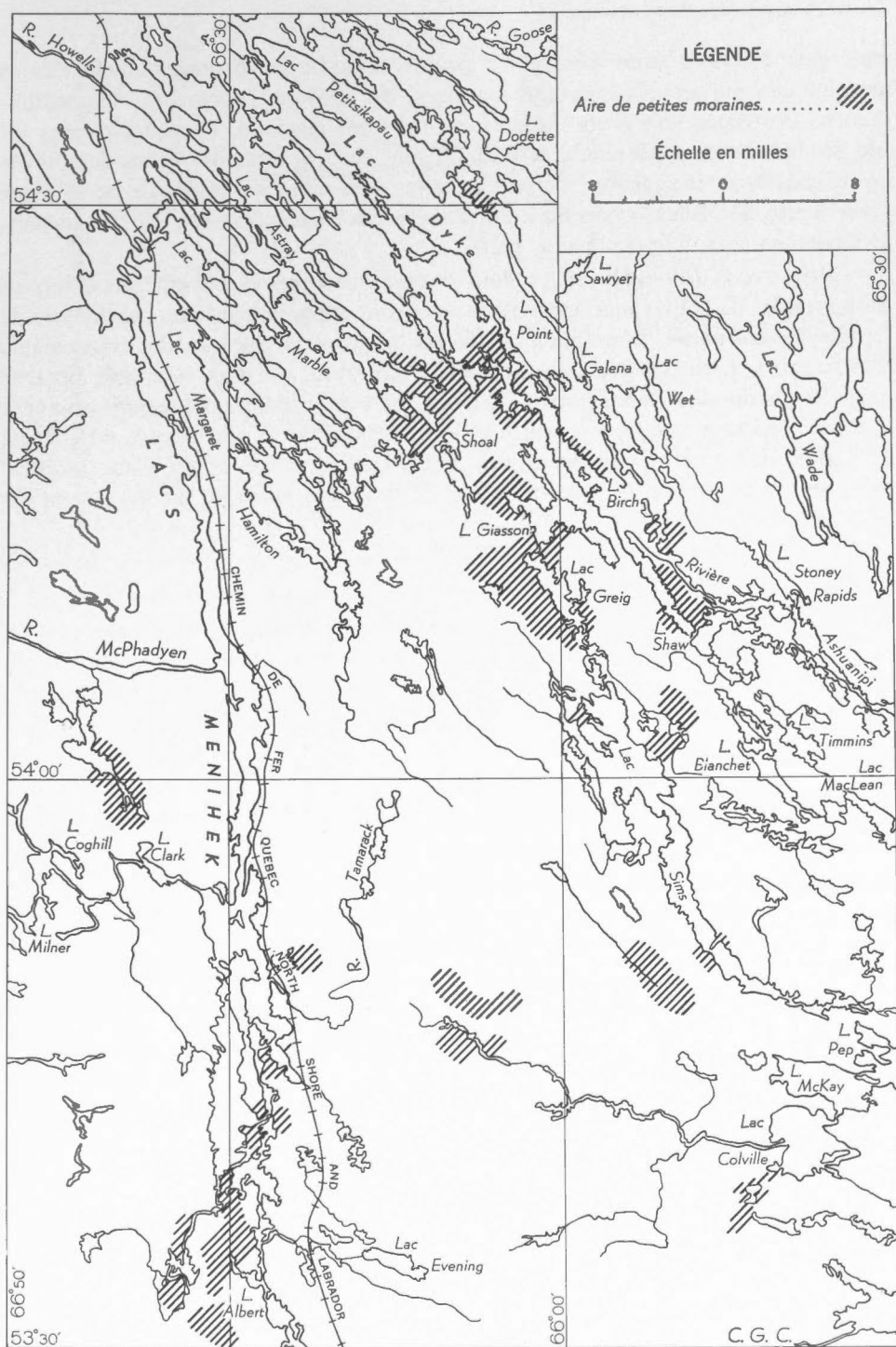


FIGURE 2. Carte des aires de petites moraines, au sud des lacs Dyke et Menihek (Labrador).

matériaux intraglaciers. Une glace propre n'aurait pu former comme dépôts morainiques importants que des moraines de poussée (allemand, Stauchmoränen) correspondant à une progression du front glaciaire. Plusieurs régions au sud des lacs Dyke et Menihek, cependant, sont occupées par des séries de collines de till, basses et irrégulières, perpendiculaires à la direction régionale de la glace (voir figure 2). Elles occupent le fond de larges vallées évasées ou des terrains généralement bas, loin des hautes crêtes.

Nous avons découvert sur les photographies aériennes et examiné sur le terrain deux groupes de petites moraines. Tous deux sont apparemment dus aux formes de terrain qui ont permis la création de rigoles dirigeant la glace en des écoulements locaux actifs. L'un des groupes, au sud du lac Dyke, est d'un type déjà observé dans la région de Chibougamau, Québec, et l'on estime qu'il a un caractère cyclique; l'autre a une forme arquée et a été déposé là où des langues de glaciers de vallées débordaient par-dessus des crêtes élevées de roche en place formant barrage. On les trouve près de la source de la rivière Howells, au nord-ouest du lac Knob.

### *Moraines au sud du lac Dyke*

Situées dans un secteur recouvert d'épais dépôts glaciaires, de chaque côté de la rivière Achouanipi, elles s'étendent sur une distance de 6 milles ou plus au sud-ouest de la rivière. La plupart des crêtes morainiques se trouvent dans une aire mesurant 8 milles par 6 milles. Un autre groupe semblable existe au sud, à l'ouest des lacs Giasson et Greig (voir figure 2). L'orientation des grands axes des moraines, d'après divers auteurs (Fahrig, 1949; Crouse, 1952; Kavanagh, 1952; Usher, 1953) est au sud-ouest ou à quelques degrés au sud du sud-ouest, à angle droit avec la direction de la dernière avancée glaciaire à travers les régions adjacentes. Certaines crêtes dévient de cette direction, parfois de 15 ou 20 degrés, et de 25 dans le cas de l'une d'elles. La glace latérale des deux côtés de cette région morainique peut fort bien avoir fondu sur place, de sorte qu'il y aurait peu de glace vive près de la bordure des glaciers à la façon, qu'a notée Goldthwait, d'un glacier qui édifie de petites moraines terminales dans une calotte actuelle (1951, p. 569). Les crêtes sont longues de 1,000 pieds à un mille, larges de 200 à 500 pieds et espacées de 600 à 1,400 pieds, le plus souvent de 800 à 1,100 pieds. Certaines crêtes, longues de plus de 2 milles, sont fractionnées par des gorges creusées probablement par l'eau de fonte.

Nous n'avons examiné sur le terrain que le groupe nord des crêtes morainiques. Ces crêtes sont hautes de 10 à 25 pieds; quelques points le long des sommets onduleux des plus hautes s'élèvent à plus de 40 pieds. On note en maints endroits de faibles variations en hauteur, en direction et en régularité dans le profil des sommets. Quelques-unes bifurquent ou s'unissent en groupes irréguliers de crêtes ondulantes. Quelques-unes sont plus légèrement arquées, mais c'est peut-être le résultat du hasard, non le dessin d'un lobe d'une ancienne moraine frontale, car elles sont soit convexes, soit concaves vers le nord-ouest, direction d'où s'écoulait

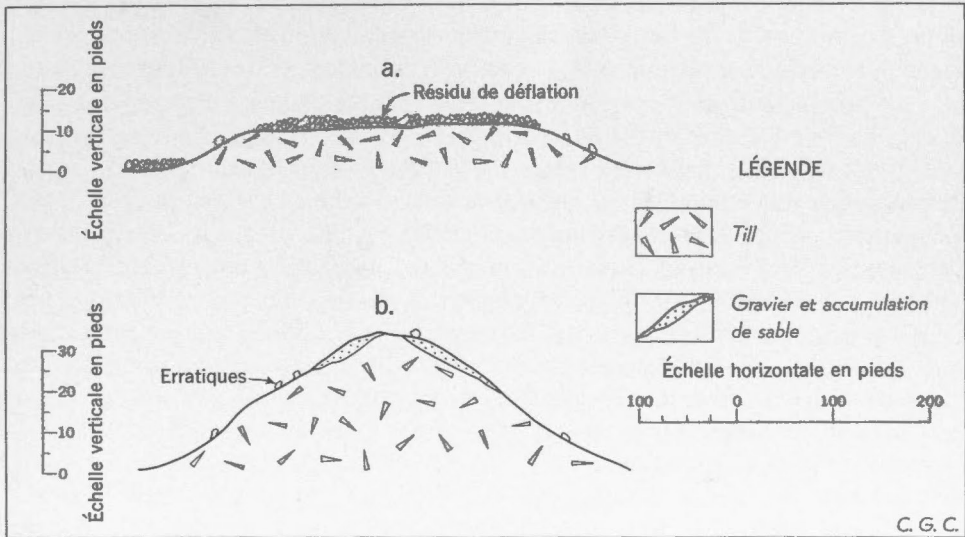


FIGURE 3. Coupes transversales de moraines cycliques au sud du lac Dyke. a) Moraine tronquée par l'eau de fonte de l'Achouanipi à l'époque glaciaire. Un à trois pieds de résidu grossier de déflation recouvre le sommet. b) Moraine non modifiée par l'eau de fonte.

la glace. Un gros esker principal coupe la région des crêtes. Quelques-unes de ces dernières s'incurvent vers l'amont en s'approchant de l'esker; c'est peut-être l'indice d'un rentrant dans le glacier à l'endroit où le cours d'eau de l'esker le quittait, mais le voisinage de l'esker ne paraît pas avoir modifié d'autres crêtes.

Les moraines sont composées surtout de till sablonneux semblable à celui des moraines de fond qu'on trouve dans les régions avoisinantes et dont la texture est fissile. Les moraines situées entre les tributaires est et ouest de l'Achouanipi ont des surfaces larges, légèrement onduleuses, et couvertes de 1 ou 2 pieds de pierres anguleuses et de blocs. Les sommets des crêtes ont été aplanis et les matériaux grossiers du till forment une couche sur les moraines tronquées. Cette érosion est probablement due à la rivière Achouanipi qui s'est fortement élargie au cours de la phase tardive du Wisconsin, immédiatement postérieure à la formation des moraines et avant que la rivière n'ait creusé son lit sinueux actuel, à travers l'ensemble de collines de till qui barraient son cours. La plupart des replats qui séparent les crêtes sur la grande île de l'Achouanipi sont recouverts de plusieurs pieds de gros blocs arrondis, déposés à l'époque où ces replats étaient des lits temporaires.

Sur le terrain plus élevé au sud-ouest de la rivière, les arêtes des crêtes sont plus aiguës et plus irrégulières (voir figure 3b): des blocs erratiques sont éparpillés sur les sommets et les pentes de ces crêtes; leur diamètre peut atteindre plusieurs pieds, mais ils ne sont pas plus nombreux que sur bien d'autres moraines de

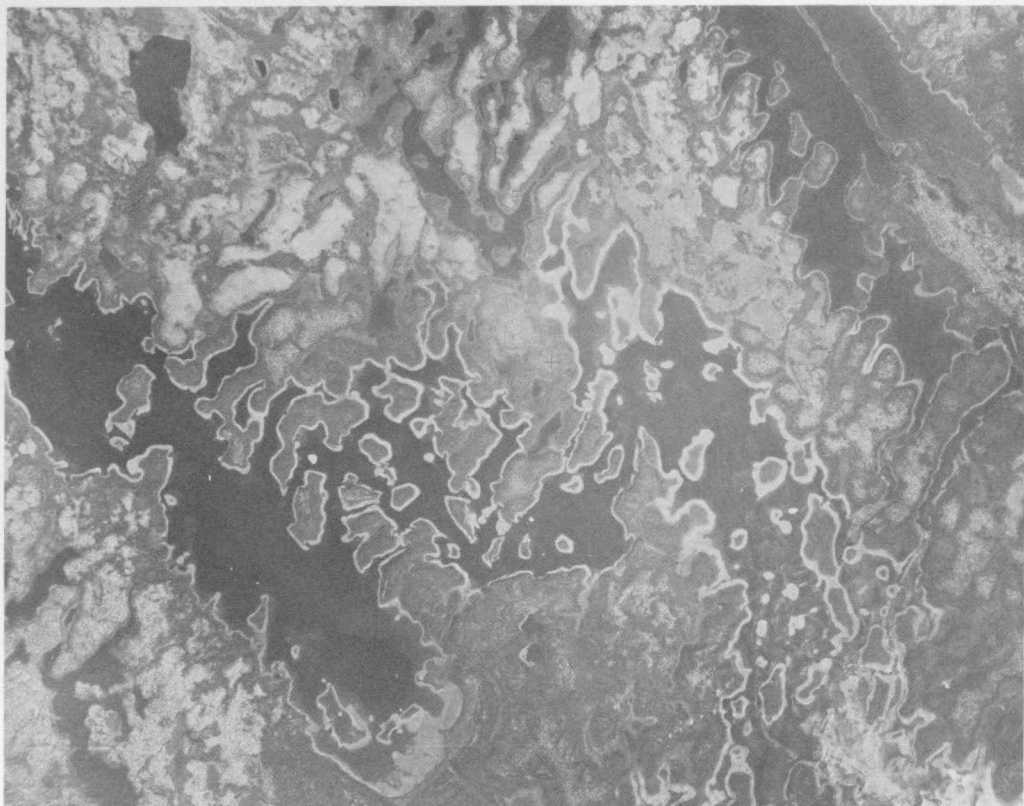
fond de la région. Bien que les crêtes soient d'ordinaire recouvertes de till sablonneux, la taille de surfaces verticales montre que certaines sont recouvertes en partie par un pied ou plus de gravier composé de pierres et de cailloux anguleux.

Les moraines déposées au sud du lac Dyke sont semblables à d'autres observées dans le Québec (Mawdsley, 1936; Norman, 1938) et en Saskatchewan (Sproule, 1939). Mawdsley a appelé les crêtes morainiques rapprochées de la région de Chibougamau des «moraines en planche à laver». Selon lui, c'est un type de till d'obturation déposé dans des crevasses près de la bordure du glacier en régression. Ces fentes se sont formées quand les eaux d'un lac glaciaire soulevèrent la glace de contact et fissurèrent des blocs rattachés à la masse principale. Norman a travaillé également dans la région de Chibougamau et il affirme que ces crêtes que lui et Mawdsley ont cartographiées ont été déposées le long du front du glacier au cours de l'hiver, saison d'une cessation presque complète de la fonte et d'une avance nulle ou infime du front. Norman estime que les moraines à planche à laver ressemblent aux moraines de Suède décrites par DeGeer (1910, p. 242) comme «moraines d'hiver», et qui ont été reconnues ailleurs en Europe. Suivant Mawdsley et Norman la libération de matériaux glaciaires par les eaux du lac Barlow-Ojibway fut un facteur important dans la formation de ces moraines.

Les crêtes morainiques aiguës situées près du lac aux Cris (Nord de la Saskatchewan) et décrites par Sproule, se seraient formées dans des fissures de pression de la glace qui se sont développées à partir du front, sur la terre et sans que l'eau stagnante ait libéré les matériaux emprisonnés dans la glace. Ces crêtes sont rectilignes, étroites et leurs flancs sont abrupts; d'autres crêtes plus grosses, plus irrégulières et sinueuses de la région se sont formées à la marge du glacier, tout comme des moraines ordinaires de retrait. Si le till de ces crêtes rectilignes avait pris naissance dans des fissures de la glace, il semble qu'il n'y aurait pas eu de formation cyclique et les intervalles entre les crêtes n'auraient rien à faire avec un taux de recul du front. Goldthwait a décrit un processus de formation des crêtes morainiques en bordure de la calotte glaciaire Barnes de l'île Baffin, dont la bordure du glacier est en régression. Le matériel est transporté le long de plans de cisaillement, puis mis en place par glissement et dépôt à mesure que fond la glace sous-jacente. Le till déposé de cette façon possède une texture meuble et ressemble à une moraine d'ablation où la plus grande partie des matériaux fins a été charriée par l'eau de fonte; la texture et le caractère du till dans les crêtes morainiques du lac Dyke, et probablement dans la plupart des autres crêtes décrites ci-dessus, n'indiquent pas de déposition de ce genre.

Il est probable que les moraines décrites par Mawdsley, Norman et Sproule se sont formées de plus d'une façon. Bien que les crêtes rectilignes et basses illustrées par Sproule puissent avoir été formées par un glissement du till dans les crevasses de la glace, les crêtes morainiques plus irrégulières qu'il a mentionnées n'auraient vraisemblablement pas pu se former de cette manière. Les moraines du lac Dyke sont de ce type irrégulier (*voir* planche IV) et, en général, elles sont plus grosses que toutes les autres, sauf les moraines de retrait décrites par Sproule.





RCAF A10684-99

PLANCHE IV. Moraines cycliques au sud du lac Dyke.

Les largeurs et hauteurs des moraines du lac Dyke sont plus considérables que les moyennes citées.

Nous avons examiné la texture du till dans les moraines tronquées entre les deux branches de l'Achouanipi qui reçoivent les eaux du lac Dyke. A deux endroits, on a creusé des fosses à travers l'armature de blocs anguleux jusqu'au till gris sous-jacent non remanié. Nous avons constaté qu'il s'agissait d'un matériel compact et dur, sablonneux, qui possédait une fissilité horizontale bien distincte. Une telle texture dans une moraine de fond s'acquiert lorsque la moraine est déposée sous forme de till sous-glaciaire. Cela porte à croire que le gros du till des moraines du lac Dyke a été déposé à la marge, ou à proximité, d'une langue de glace vive en régression vers l'amont de la vallée de l'Achouanipi. De hautes crêtes à l'est et à l'ouest ont peut-être canalisé la glace qui se retirait des grands bassins lacustres au nord-ouest, produisant ainsi un écoulement actif qui entraîna plus de matériel que la normale de déposition à la marge du glacier. De légères avances du front glaciaire au cours de la saison d'hiver, alors que la fonte avait presque cessé, auraient pu chevaucher en partie la dernière moraine terminale formée et rendre le till horizontalement fissile.

Plusieurs facteurs ont peut-être combiné leur action pour la formation de ces régions morainiques remarquables. Facteur important noté: près de la bordure de

la calotte glaciaire, la roche en place est soumise à l'érosion et à la désintégration provenant de la glace en mouvement. La partie inférieure de la glace devient lourdement surchargée, de sorte que le dépôt se fait après un court trajet. La glace prit en charge du matériel au fond des lacs Astray et Marble à mesure qu'elle se soulevait et sortait de leur bassin pour pénétrer dans la région morainique au sud du lac Dyke; cette glace était surchargée de débris, et des crêtes morainiques se sont formées au lieu des moraines de fond informes et plus fréquentes dans les régions avoisinantes.

On peut avoir un bon exemple du processus mentionné ci-dessus dans la région de la baie d'Ungava, à 65 milles au sud-ouest de Fort Chimo, sur le plateau situé entre les rivières Larch et Caniapiscou, où il existe une aire de crêtes morainiques rapprochées les unes des autres et parallèles, qu'on croit être des moraines annuelles. Au sud de ces crêtes, direction de laquelle la glace s'est déplacée, il y a des affleurements étendus de roches nettement fissurées, à diaclases nombreuses, et s'arrachant facilement. Jusqu'aux huit dixièmes des blocs erratiques recouvrant de façon très serrée l'aire de till proviennent de cette région restreinte d'affleurements rocheux (*voir* planche V). La roche en place étant facilement érodable, il s'est produit une surcharge de la couche inférieure de la glace. Cette surcharge a apparemment eu pour résultat le dépôt d'une grande quantité de matériaux dans la partie à gros éléments du moins, qu'on trouve dans les moraines dans les 6 ou 7 milles de terrain immédiatement en aval de la région d'affleurement.

Les distances entre les moraines de la région du lac Dyke sont très semblables à celles qui séparent d'autres moraines qui auraient été formées par dépôt au cours d'un cycle annuel. Cependant, toutes les moraines du lac Dyke ne sont pas de ce type. On hésite à attribuer la grande quantité de till constituant les crêtes les plus



PLANCHE V.

Moraines annuelles  
sur le plateau situé  
entre les rivières  
Caniapiscou  
et Larch.

grandes au dépôt d'une seule ou d'une partie d'année. Il semble que certaines de ces dernières soient le résultat de la coalescence de deux crêtes, la plus grosse produite ayant une double arête ou se divisant en deux à l'une de ses extrémités. Un été plus frais, suivi peut-être d'hivers à précipitation plus élevée que pendant les hivers précédents ou suivants, pourrait expliquer facilement pourquoi le front n'a pas reculé constamment pendant deux ans ou plus. Tout indique, cependant, qu'il y a un dépôt périodique des matériaux sous forme de crêtes et la période annuelle semble le mieux correspondre aux faits. La régression de la glace est apparemment marquée ici par une série de crêtes déposées sous forme de moraines de retrait, pour la plupart annuelle, qui indiquent des positions annuelles successives du front.

Relevons que Ives (1956), au cours de son étude des crêtes du lac Dyke au voisinage du lac Esker et près du gros esker qui traverse la région, a constaté que le matériel près de la surface se composait en grande partie de sables non triés, à grain moyen ou gros, recouvert inégalement d'une moraine d'ablations constituée d'éléments plus grossiers. En conclusion, il affirme que les crêtes auraient probablement été formées en même temps que l'esker.

### *Moraines terminales au nord-ouest du lac Knob*

A trente milles au nord-ouest du lac Knob se trouve la principale ligne de partage des eaux entre les rivières Goodwood et Howells qui coulent respectivement vers le nord-ouest, en direction de la baie d'Ungava et vers le sud-est, en direction de l'Atlantique. Ces rivières se trouvent dans une grande vallée glaciaire de fracture à direction transversale à la ligne de partage des eaux sur les terrains les plus élevés de l'intérieur du Labrador central. La vallée commence à la tête des lacs Menihék et demeure rectiligne sur une distance de près de 100 milles par N35°W. Elle est large de quatre à huit milles. Au sud-ouest, elle est flanquée par les ondulations des hauts plateaux gneissiques qui s'élèvent à 1,000 pieds ou plus au-dessus du fond de la vallée et, au nord-est, par des collines de roches de la fosse, de hauteur égale et même supérieure. L'un des derniers vestiges (peut-être le tout dernier) de la glace du Pléistocène qui recouvrait la région centrale du Labrador, nichait dans cette grande vallée. Pendant un temps, plusieurs petites langues émissaires situées à 20 ou 60 milles au nord-ouest du lac Knob, provenaient de ce vestige en voie de disparition et se dirigeaient vers l'est et le bas pays entourant la rivière Swampy Bay en passant par des vallées qui coupaient les chaînes de collines. Des groupes de moraines terminales arquées furent formées par ces langues de glace sur le versant est de la chaîne de Geren et les collines s'étendant vers le nord-ouest, de là jusqu'aux lacs Helluva et Éclipse.

Une série de crêtes incurvées bien nettes déposées par une langue de glace dans la vallée qui coupe les collines au nord du cairn de Geren, où coulent maintenant le ruisseau Lottie et la rivière Goodwood, constitue le meilleur groupe de moraines que nous ayons examinées. La plus grosse d'entre elles se trouve à la ligne des arbres, à l'extrémité est, à une altitude de 2,100 pieds. Elle s'étend d'un





*EPH 14-8-1964*

PLANCHE VI. Vallée sèche coupant la plus grosse moraine terminale, versant oriental du massif de Gerén.

PLANCHE VII. Moraine terminale dans la vallée du ruisseau Foggy sur le flanc est du massif de Gerén.



*EPH 16-8-1963*

flanc à l'autre de la vallée en U et elle est coupée au centre par un ancien chenal d'eau de fonte ayant pénétré jusqu'à la roche en place (voir planche VI). Une rigole latérale profonde de 50 pieds, entre la moraine et le flanc de la vallée, contenait de l'eau de fonte lors d'un arrêt du glacier à cet endroit qui a duré sans doute plusieurs années. Le côté aval de cette moraine a une hauteur de près de 80 pieds, celui de l'amont, de 30 à 35 pieds; il semble que les matériaux morainiques dont elle est formée aient une épaisseur de 20 à 50 pieds ou même plus. Plus bas dans la vallée, on peut apercevoir quelques moraines plus petites, mais l'épaisse couverture d'arbres nous a empêchés d'en examiner les détails.

Dans les deux milles supérieurs de la vallée, entre la grosse moraine située à la ligne des arbres et le dos d'âne à 2,500 pieds qui sépare le ruisseau Lottie de la rivière Goodwood, plusieurs moraines hautes de 4 à 25 pieds traversent la vallée. Les plus petites sont probablement des moraines annuelles, mais les plus grosses représentent peut-être une accumulation plus longue. L'une des moraines consiste en deux bandes de monticules et de crêtes morainiques qui traversent la vallée. La dernière de ce groupe se trouve sur le dos d'âne au sommet de la vallée qui dévale vers l'est. Cette moraine possède des flancs extérieurs abrupts et des dépressions fermées aux pentes également abruptes qui caractérisent les moraines déposées par ce glacier. A mesure que la glace retraitait vers l'ouest, elle déposait d'autres moraines sous les eaux gonflées du lac glaciaire Geren, qui fut barré à l'endroit du col conduisant au ruisseau Lottie. Ces moraines déposées sous l'eau, bien qu'accusant le même relief que celles déposées sur le sol à l'est de la ligne de partage, sont beaucoup moins accentuées et leurs pentes ont au plus 10° et elles renferment moins de dépressions fermées. Elles se sont formées à des distances de deux tiers de mille, de 2, 2½ et de 5 milles de la ligne de partage.

Il y a des crêtes morainiques sur le ruisseau Geren où d'épais dépôts glaciaires bloquent la vallée à 1½ mille au sud-est du cairn de Geren, à une altitude de 2,300 pieds. Sur le ruisseau Foggy, à 2½ milles au sud du cairn à la ligne des arbres, à une altitude de 2,000 à 2,100 pieds, plusieurs crêtes abruptes hautes de 10 à 15 pieds s'incurvent à travers la vallée (voir planche VII). Ces deux moraines furent formées par des langues émissaires de glaciers s'écoulant vers l'est et alimentées par les glaces de la vallée de Howells-Goodwood. Une petite moraine, probablement latérale, longe le flanc nord-est du mont Irony, haute colline isolée, à 10 milles au sud du groupe de Geren, et qui s'est probablement formée à l'époque où le mont était un nunatak.

Des crêtes morainiques d'origine semblable ont été signalées par des géologues de l'*Iron Ore Company* qui ont étudié toute la région. Kirkland (1956) a décrit des moraines en forme de croissants dans le pays accidenté situé à 22 milles au nord-ouest du cairn de Geren à l'extrémité nord du lac Helluva; il croyait qu'elles étaient annuelles, déposées par un petit lobe retraquant à l'ouest vers la vallée de Howells-Goodwood. A l'extrémité sud du lac Greig, à 60 milles au sud-est du lac Knob, se trouvent des crêtes lobaires convexes vers le nord-ouest que Eade

(1949, p. 5) croyait avoir été formées par une langue glaciaire locale qui aurait pris naissance dans les hautes collines au sud-est, et dont quelques-unes s'élèveraient à 1,200 ou 1,500 pieds au-dessus des lacs voisins Greig et Sims.

Toutes ces moraines sont petites, généralement très incurvées et elles ont été déposées après la fonte des plus hautes cimes englacées pour former des nunataks. Elles furent déposées par des langues en mouvement apparemment alimentées par des masses adjacentes à la principale calotte de glace originelle et dont l'épaisseur était encore suffisante pour fournir un écoulement actif dans les petits lobes de glace.

### Dépôts fluvio-glaciaires

Les phénomènes qui résultent d'une fonte importante sont nombreux dans tout le centre du Labrador. Les formes de déposition sont éparées et fragmentaires au voisinage du lac Knob, particulièrement dans les régions élevées à l'ouest et au nord-ouest, qui auraient reposé sous la partie centrale, peut-être la dernière, de la calotte glaciaire Wisconsin, en régression dans le centre du Québec-Labrador. On n'y trouve, en divers endroits de cette région centrale, que quelques petits eskers et kames médiocrement formés. Nombreuses, par contre, sont les formes dues à l'érosion: déversoirs et canyons abandonnés, chutes asséchées, crêtes entaillées par des cours d'eau supraglaciaires surimposés, de chenaux de contact proglaciaires qui marquent plusieurs versants. Jointes à nombre de ces accidents du terrain, il y a de petites aires de plaine alluviale proglaciaire. A une distance de 70 à 100 milles ou plus du centre de cette région, on voit la physiographie se modifier sensiblement: les formes de déposition, telles que gros eskers, deltas et plaines alluviales proglaciaires prédominent dans beaucoup d'endroits.

Le changement dû aux cours d'eau de fonte dévalant les glaciers, par lequel l'érosion prédominante a fait place à une déposition prédominante, dépendait nécessairement de la charge de débris intérieurs du glacier qui contrôlait la quantité de matériaux grenus que cette eau pouvait libérer. On croit que la glace du centre de la calotte glaciaire était en somme plus propre que celle de la périphérie, car la progression de la glace devait augmenter la charge de débris du fait de l'érosion des matériaux superficiels. De plus, on a démontré que nombre de plans de cisaillement se forment dans les zones marginales (Goldthwait, 1951, p. 569) et que le glissement le long de ces plans ramène beaucoup de matériaux des couches de fond vers le haut dans la masse de glace en mouvement. La glace du centre de la calotte a finalement fondu *in situ* par ablation d'un glacier qui, du fait des conditions climatiques, était à peu près stagnant. Le seul mouvement qui subsistait se faisait sentir surtout dans les vallées les plus profondes, dans les petits lobes se mouvant à travers les lignes de partage vers des régions plus basses, ou dans de petites coulées s'éloignant de petits dômes sur la calotte glaciaire. Les mouvements de cisaillement ou de remontée auraient été presque nuls. Ainsi, les éléments intraglaciaires, si abondants plus loin, n'auraient pu fournir beaucoup de matériaux

PLANCHE VIII.

Crête d'esker à galets,  
haute de 100 pieds,  
à l'ouest du lac  
Achouanipi.



EPH 5-8-1963

aux cours d'eau de fonte, bien que ces derniers aient suffi à donner à ces eaux une grande force d'incision, à preuve la présence en divers endroits de gorges creusées dans le massif de la roche en place.

### Eskers

La plupart des eskers étudiés étaient des remblais abrupts de sable et de gravier, aux arêtes étroites, et qui surplombaient d'environ 100 pieds le terrain avoisinant (*voir* planche VIII). En général, leurs pentes sont les pentes-limites des matériaux grossiers. Les eskers les plus gros que nous ayons examinés gardaient une largeur et une hauteur assez uniformes, ils étaient dépourvus de cols, buttes et sinuosités fréquents dans le cas des plus petits. Ils restaient rectilignes sur de longues distances, souvent sur plusieurs milles. On a pu retracer sur le plateau lacustre, grâce aux photographies aériennes, de grands eskers principaux mesurant 100 milles ou plus (Douglas et Drummond, Nichicum, 1953).

Ces eskers ne constituent pas des remblais continus, mais ils sont interrompus parfois sur leur longueur par des brèches grandes ou petites, là où ces crêtes n'ont pas été mises en place ou ont été complètement érodées. La plupart des petits eskers sont un peu sinueux; ils augmentent puis diminuent en largeur et en hauteur; ils sont sectionnés par des brèches aux dimensions variables. Les remblais s'abaissent en bien des endroits où les matériaux ont glissé d'un côté ou de l'autre à mesure que fondaient les parois de la glace d'appui, ce qui diminuait leur hauteur; d'autres représentent apparemment des parties d'un tunnel creusé par des rigoles sous-glaciaires où l'eau de fonte, par suite de rétrécissements, coulait plus rapidement, ce qui diminuait le dépôt. Bien que la plupart des matériaux de grande taille aient été arrondis par le charriage, on trouve aussi de rares blocs erratiques remarquablement anguleux et de toutes dimensions sur la surface d'eskers et dépôts associés, où ils ont été déposés par la glace fondante.



Les eskers les plus gros ont une orientation à peu près parallèle à celle de l'écoulement régional et ils tendent à suivre les principales vallées là où celles-ci sont orientées à peu près de la même façon. Quelques eskers traversent des vallées profondes, en général à angle droit, mais il y a une brèche là où l'eau de fonte traversait la ligne de faite entre les vallées. Plus loin que cette ligne de partage, certains eskers se retrouvent dans la vallée suivante, ce qui est peut-être dû à ce que l'eau de fonte sous-glaciaire coulait à l'intérieur ou en surface du glacier, à moins qu'elle ne se soit dissipée de façon ou d'autre, ne laissant plus de dépôt visible. Ce sont surtout les dépôts d'eskers des hauts plateaux gneissiques qui sont discontinus et dont l'orientation et la grosseur varient. Dans ces endroits, l'orientation du mouvement de la glace et de l'écoulement de l'eau de fonte ne coïncide pas avec la direction des crêtes de roche de fond et peut former un angle avec elle.

Il existe des structures caractéristiques le long de certains eskers où des formations triangulaires allongées, au sommet pointant vers l'amont contiennent un lacis compliqué de remblais dont la disposition ressemble à celle des cours d'eau anastomosés. Ces ensembles d'eskers anastomosés peuvent se montrer une fois ou plusieurs fois dans un réseau d'eskers. Le remblai d'esker qui conduit aux aires anastomosées réapparaît généralement à la base de ces dernières et elle se continue, mais certains eskers se terminent à l'une d'elles. La réapparition d'un complexe triangulaire dans un réseau d'eskers a lieu à des distances variant d'un à plusieurs milles.

On peut noter plusieurs caractéristiques communes aux aires triangulaires anastomosées. La distance du sommet à la base est généralement de deux à trois fois la largeur de cette base. La hauteur des dépôts du lacis augmente soudainement de la moitié au double de la hauteur du principal esker nourricier. Les matériaux morainiques deviennent soudainement très grossiers lorsque l'altitude varie et la crête de sable ou de sable et gravier fin de l'esker nourricier est remplacée par des crêtes pavées de galets et de petits blocs erratiques. Des alignements éoliens



PLANCHE IX.

Esker anastomosé  
au sud du lac Dyke.  
A noter les concen-  
trations de blocs.

de blocs détachés couvrent les flancs abrupts des remblais en maints endroits du lacs et le fond de certaines marmites intermédiaires est couvert de tels blocs (*voir* planche IX). Tous les galets et blocs, étant à demi arrondis, doivent avoir été longtemps charriés par l'eau. Les crêtes et buttes les plus élevées du complexe anastomosé se trouvent en général près du sommet de l'aire triangulaire. L'ensemble, vu d'un poste d'observation sur l'un des remblais dans les zones anastomosées les plus caractéristiques, présente un aspect des plus chaotiques (*voir* planches VIII, IX). Les hautes buttes des points de jonction des remblais sont reliées par des remblais à lignes de faite aiguës qui s'inclinent pour former de grandes poches entre les points d'intersection; on trouve de profondes dépressions de chaque côté. Ces creux intermédiaires, dont la profondeur atteint parfois 100 pieds, montrent des pentes-limites propres aux matériaux constitutants; leur fond n'est pas plat et ils sont généralement secs. A mesure qu'on traverse l'aire anastomosée du sommet à la base du triangle, les remblais s'abaissent à peu près jusqu'à la hauteur de l'esker principal. Les galets et les blocs deviennent moins nombreux et plus petits et quelques-uns des remblais de la base du triangle sont parfois formés en grande partie de sable et de gravier fin. Le complexe anastomosé de crêtes peut se terminer par une masse deltaïque de sable, ou dans une plaine alluviale sablonneuse, selon que la bordure de glace repose dans l'eau ou sur la terre sèche. Les deltas et plaines alluviales proglaciaires portent en général des rigoles superficielles, du moins dans les parties rapprochées les plus élevées, et ils sont probablement alvéolés au voisinage immédiat du complexe d'eskers. La masse de matériaux d'épandage ou l'esker de sortie, selon le cas, a son sommet à un niveau égal ou inférieur à celui des remblais d'eskers anastomosés adjacents. En certaines aires d'eskers anastomosés, nous avons observé un petit esker transversal faisant angle droit avec le système principal d'eskers. L'esker transversal rejoint parfois le système principal au sommet ou à la base de l'aire triangulaire d'eskers anastomosés et probablement entre les deux, bien que nous n'ayons pas observé ce dernier cas dans les spécimens examinés. Il y a parfois des remblais auxiliaires et des masses irrégulières de matériaux d'épandage alvéolés adjacents à certaines parties du système d'eskers anastomosés. D'ordinaire des petits lacs se trouvent dans les dépressions sur les flancs de ces régions, de même qu'ailleurs le long des systèmes d'eskers.

L'augmentation soudaine dans la hauteur des eskers et l'apparition non moins soudaine de matériaux grossiers ne se limitent pas au sommet d'une aire d'eskers anastomosés. Le phénomène se produit loin de toute ces aires là où l'esker forme une ou plusieurs bosses couvertes de blocs. Là où le remblai est couvert de galets et de blocs, sa ligne de faite est d'ordinaire aiguë et son relief en longueur est en bosses et creux, par contraste avec les lignes de faite égales et larges des aires sablonneuses qui précèdent ou suivent ces endroits. Lorsque les gros eskers ont un sommet uni, qu'il soit étroit ou large et aplati, ils sont en général formés de sable, ou de sable et gravier fin. L'esker se ramifie parfois en deux crêtes parallèles et, lorsque chaque crête a à peu près les mêmes dimensions que l'esker originel ou est plus gros, tous deux sont également recouverts de matériaux plus grossiers.



Le grand esker principal qui traverse la région de moraines annuelles au sud du lac Dyke a trois aires anastomosées qui s'étendent sur une distance de 13 milles. Celle du centre est séparée de celle du nord-ouest par un esker de deux milles, double sur une partie de sa longueur, et de celle du nord-est, par un esker de six milles. Nous avons choisi ce système d'eskers pour étude plus poussée à cause de son association avec les moraines rapprochées que nous croyons avoir été mises en place à intervalles annuels. Le mode de retrait du glacier qui permet la formation du système d'eskers doit coïncider avec des conditions favorables à la formation de ces moraines.

### *Origine des eskers du centre du Labrador*

Les eskers résultent de l'accumulation de matériaux érodés et charriés par la calotte de glace à l'intérieur ou en surface, puis emportés plus tard par les cours d'eau de fonte. Le drift sous-jacent peut également fournir du sable et du gravier érodés et emportés par la violence de cours d'eau sous-glaciaires. Suivant la plupart des géologues, les eskers proviennent du dépôt de matériaux par les eaux de fonte s'écoulant dans des tunnels sous une glace mince, stagnante ou presque, dans la zone marginale, au cours des derniers temps de la déglaciation d'un territoire. Certains géologues ont affirmé que les eskers sont d'origine supraglaciaire, mais la structure et la forme de la plupart de ceux qui sont situés dans le centre du Labrador corroborent l'hypothèse de leur origine sous-glaciaire. L'argument le plus fort en faveur de cette dernière origine, c'est l'influence de la structure sur presque tous les eskers; la grande majorité épouse les formes des vallées et ne traverse que très rarement des terrains plus élevés ou des crêtes. Certaines parties des eskers, cependant, sont déposées là où les cours d'eau s'écoulaient dans des fissures ou d'autres rigoles à ciel ouvert.

Nombre d'eskers naissent brusquement, probablement en des endroits où des moulins glaciaires ou de simples fissures ont permis à l'eau de surface d'atteindre le fond du glacier. Les remblais discontinus, inégaux et les tas informes de sable et gravier qui recouvrent des étendues de terrain à proximité de bien des gros eskers ont peut-être été déposés par ces eaux de surface avant leur entrée dans les tunnels, pour enfin s'immobiliser à mesure que la glace environnante fondait.

Les longs eskers principaux du plateau labradorien marquent les principales voies d'écoulement de grosses masses d'eau de fonte. Ceux que nous avons examinés variaient en hauteur de 30 à 90 pieds et atteignaient même plus de 100 pieds dans des régions d'entrecroisement de remblais anastomosés. Les lignes de faite unies ou doucement ondulées de la majorité des eskers se prolongent parfois sur plusieurs milles sans grand changement; cette uniformité prouve que les matériaux se sont solidement déposés sur la roche de fond ou du drift glaciaire sous-jacents. La fonte d'une grosse masse de glace sous-jacente aurait détruit les surfaces unies des remblais dont les hauteurs ne varient en général que de quelques pieds.

Là où la hauteur des crêtes variait beaucoup sur de courtes distances, les variations concomitantes de structure et de composition de l'esker indiquaient que les

eaux emprisonnées dans les tunnels sous-glaciaires avaient émigré soit dans des cavités agrandies dans la glace, soit dans une région fracturée et crevassée aux ouvertures irrégulières. Lorsque l'eau circulait dans un tunnel de diamètre assez constant, elle coulait toujours très rapidement, en tenant en suspension son chargement de sable et de gravier de toutes dimensions et en récurant le tunnel de tout sédiment. Durant les périodes de fonte plus rapide, le tunnel ne pouvait laisser passer tout l'écoulement superficiel et une pression hydrostatique s'établissait. Là où les parois étaient fissurées et fragmentées, l'eau en jaillissait avec force, le courant se ralentissait et les matériaux les plus lourds se déposaient au fond, à commencer par les galets et les blocs; plus loin dans l'aire fissurée, si elle était suffisamment étendue, l'eau s'écoulant plus lentement déposait les graviers et sables plus fins. Le courant finissait par se ralentir au point que le principal tunnel d'esker se comblait de matériaux hétérogènes. Le dernier dépôt dans certains secteurs de ce tunnel, cependant, était une couche de galets et de blocs, apportés sans doute par un fort courant d'eau de fonte.

La théorie exposée ci-dessus du transport par l'eau de fonte et du dépôt dans les tunnels sous-glaciaires explique à la fois les caractéristiques de l'esker principal qui traverse le groupe de moraines serrées au sud du lac Dyke, comme la formation des zones triangulaires de crêtes anastomosées égrenées dans la longueur. Ce réseau est celui que nous avons étudié le plus à fond. On peut le considérer comme un bon exemple des grands eskers principaux et zones anastomosées principales. Ces lacis ont pris naissance dans des zones interrompues de glace stagnante juste en arrière de la bordure de la calotte glaciaire, où la glace solide était parcourue de fissures formant des rectangles irréguliers du fait de fissures transversales. A sa sortie du tunnel sous-glaciaire, l'eau de fonte, sous forte pression hydrostatique, jaillissait vers le haut entre les blocs, se divisait et se subdivisait à mesure qu'elle formait des torrents glaciaires. Le courant ralenti laissait tomber presque immédiatement les sédiments les plus grossiers qu'il charriait, ce qui explique les accumulations de galets et de blocs qu'on trouve au sommet des zones triangulaires de remblais anastomosés. A mesure que le torrent coulait dans la zone de fissuration, en passant d'une rigole à l'autre à cause des sédiments qui obstruaient fentes et ouvertures, le dépôt des graviers et sables plus fins formait les bosses et les creux des parties les plus éloignées et les plus larges des aires anastomosées.

L'esker sis au sud du lac Dyke traverse une série de moraines terminales dont la plupart sont considérées comme d'anciennes moraines annuelles. L'esker et les moraines ayant été formés presque à la même époque, l'esker a dû exister assez longtemps au milieu de la glace mince pour construire les moraines. Le puissant torrent auquel est dû cet esker principal aurait gardé son lit ouvert en dépit des petites moraines de retrait que la glace vive déposait sur chacun de ses bords.

Fait significatif: on ne trouve d'esker transversal aux lignes de flux de la glace que vis-à-vis des aires anastomosées qui semblent avoir pris naissance dans des zones de culots de glace stagnants. Nous avons étudié l'un d'eux sur toute sa

longueur, de l'extrémité sud du lac Bray à trois milles à l'est, jusqu'au sommet de l'aire anastomosée adjacente, où il se joint au grand esker faisant angle droit avec lui-même. Il forme une série de crêtes et bosses peu élevées, de 10 à 25 pieds de hauteur, interrompue par bien des lacunes. La pression hydrostatique du torrent qui l'a formé était forte, car le remblai s'est incurvé vers le haut en un éperon adouci pour rejoindre l'esker principal à une butte plus haute de 15 pieds que ce dernier et dominant de 80 pieds le terrain avoisinant. Le torrent a dû couler le long d'une fracture formée parallèlement au front du glacier, qui se ferma en partie, exerçant ainsi sur l'eau captive une pression suffisante pour pousser dans le grand conduit d'esker à l'est. En dehors des zones de glace stagnante où les eskers transversaux pouvaient se former, la glace marginale était trop vive pour permettre le dépôt et l'entretien de remblais perpendiculaires aux lignes de flux de la glace. De puissants torrents parallèles aux lignes de flux peuvent avoir, apparemment, construit et entretenu les grands eskers principaux dans les endroits de glace vive.

Les zones de glace stagnante de contact, où les lacis d'eskers et les eskers transversaux se sont formés, sont peut-être le résultat de la résistance du terrain au mouvement de la glace, jointe à l'amincissement de la glace de contact. Les collines et crêtes rocheuses qu'on remarque en aval d'au moins deux des lacis nous portent à croire qu'à mesure que la glace s'approchait, elle s'accumulait par l'effet d'obstruction des affleurements rocheux élevés. La courbure prononcée des principaux eskers en certains lacis provient peut-être de ce que ces affleurements ont détourné le cours des torrents glaciaires.

Il y a d'autres endroits le long des eskers où des changements subits dans les conditions de dépôt ont favorisé l'accumulation de graviers plus grossiers. A des intervalles parfois de plusieurs milles, les eskers s'élargissent en une série de buttes plus élevées que les crêtes d'eskers, ou se ramifient en crêtes doubles, dont chacune est aussi grosse ou plus grosse même que l'esker originel et, en général beaucoup plus irrégulière. Les crêtes parallèles des eskers doubles se rejoignent parfois au bout d'un mille ou deux. La dépression centrale possède d'ordinaire des marmites (*kettle holes*) éparses le long de sa longueur. Les surfaces des grosses buttes et des eskers doubles sont généralement couvertes de galets et de petits blocs à demi arrondis.

Les grosses protubérances distribuées le long de certains eskers se sont formées dans des élargissements du tunnel de l'esker, peut-être là où une fracture ou une ouverture a permis au torrent de creuser un lit latéral ou aux endroits par lesquels sortait l'eau de fonte du front glaciaire. Norman (1938, p. 77) a décrit des eskers qui, dans la région de Chibougamau, s'élargissent en buttes ayant deux fois la hauteur et la largeur de l'esker lui-même, à intervalles de 500 à 700 pieds; à son avis, chacun d'eux proviendrait de dépôts annuels formés à la bordure du glacier au début de la saison de fonte. Par contre, au Labrador, les buttes des eskers se présentent par groupes, dont chacun est séparé du suivant par un long remblai plat. Cet espacement fait croire qu'il n'y eut aucune sorte de dépôt cyclique régulier.

Les eskers doubles sont plus difficilement explicables. Ils ont pu se former là où des sections du toit du tunnel d'un grand torrent sous-glaciaire, en s'effondrant, ont bloqué en partie le tunnel, de sorte que le torrent dut déposer des sables et des graviers sur chacun de ses bords et entre les éboulis. Le ralentissement du courant dans des rigoles dont l'aire transversale était plus large que celle d'un unique tunnel d'esker a fait que les gros blocs se sont déposés facilement. Ces blocs ayant fondus après la fin de l'écoulement des eaux de fonte, la dépression centrale a été parsemée de marmites et de crêtes transversales.

Par endroits, certains remblais simples sont aussi couverts de galets et de blocs, sans grande variation apparente de leurs dimensions ou leur alignement. Le chemin de fer *Quebec North Shore and Labrador* s'est servi de ces remblais comme source de ballast lors de la construction de la voie ferrée jusqu'au lac Knob. Chaque remblai était composé d'un noyau central de sable et gravier entrecroisés et enveloppé de gros gravier variant d'une ou deux couches de pierres, jusqu'à une épaisseur de plus de huit pieds, les pierres de l'enveloppe atteignant une grosseur de trois à quatre pieds de diamètre. Le matériel grossier reposait sur le noyau central en contact net et montrait peu ou pas de structure, si ce n'est juste au-dessus où l'on pouvait voir une stratification.

Le gravier grossier de l'enveloppe extérieure qui recouvre certaines parties des remblais fut le dernier dépôt des torrents d'eau de fonte, sous forme de matériaux stratifiés par le courant reposant sur des sédiments plus fins. Après l'enlèvement de l'appui latéral par la fonte des parois de glace, les couches supérieures des matériaux des eskers s'éboulèrent, de sorte que le gravier du haut glissa de chaque côté et s'étala sur tout le remblai. La destruction de la stratification dans les couches supérieures par glissement explique l'absence de structure dans ces couches, sauf près du sommet du noyau central où l'enveloppe extérieure était très épaisse.

La couche extérieure de gravier ne semble pas s'être formée après un dégonflement soudain et final du torrent sous-glaciaire qui déposait la charge de matériaux hétérogènes qu'il transportait, du moins là où cette couche a une épaisseur de plusieurs pieds. Bien que quelques-unes des couches de gravier aient des éléments aux dimensions diverses, d'autres révèlent un assez bon classement et laissent voir plusieurs pieds de galets ou petits blocs, avec seulement l'addition de quelques pierres plus petites ou plus grosses. Tout particulièrement là où les couches de gravier sont épaisses de plusieurs pieds, elles ne semblent pas avoir été déposées par suite d'un dégonflement soudain du cours d'eau sous-glaciaire. Une explication plus logique de ces couvertures peu étendues de gravier serait qu'elles n'auraient pas été formées dans des tunnels sous-glaciaires, mais au cours d'un stade postérieur, alors que le toit du tunnel s'était désintégré et que l'eau s'écoulait dans des canyons à parois de glace à la bordure du glacier. Une désintégration de la glace environnante aurait dévié le courant de l'eau de fonte vers l'amont et laissé la couche de gravier grossier comme dernier matériel à être déposé.



### Auges d'eskers

En de rares occasions, il arrive qu'un esker soit flanqué, sur un côté, ou sur les deux, par une large fosse érodée dans le drift sur des distances d'un mille ou plus. Le meilleur exemple que nous ayons examiné était un esker haut de 50 pieds à l'ouest du lac Huguette. Cet esker est séparé de la moraine de fond qui l'entoure par une fosse large de 100 pieds; sa crête se trouve légèrement au-dessus du niveau de la moraine de fond. L'auge a apparemment été érodée dans le drift, par endroits jusqu'à la roche de fond, par l'action puissante de récurage d'un cours d'eau sous-glaciaire. L'esker semble avoir été déposé à la suite de la formation de la tranchée. Il est difficile de comprendre comment l'érosion et la déposition se produisent successivement à moins que l'auge, formée dans le grand tunnel originel, n'ait été d'abord partiellement remplie de glace plastique qui aurait été comprimée vers son fond. Le cours d'eau de fonte aurait empêché la glace de remplir toute la cavité et le tunnel restant aurait été rempli de dépôts laissés par l'eau pour former un esker normal le long du centre de la tranchée érodée dans le drift.

### Kames et plaines de sable

On ne trouve généralement les kames et les plaines de sable que dans des régions très rapprochées d'eskers, et nous considérons que la plupart sont étroitement associés génétiquement avec les dépôts d'eskers. On trouve une exception à ce mode de formation sur certaines parties du haut plateau à l'est de la rivière Howells où il y a des monticules épars et peu élevés de gravier ou d'amas en formes de kames de till graveleux.

Les kames rapprochés des eskers sont fort nombreux là où les eskers diminuent en grosseur et se perdent dans des plaines de sable parsemées de petits kames. L'esker se prolonge parfois de l'autre côté de ce genre de plaine de sable. Les kames se présentent aussi groupés près de lacunes dans des remblais d'eskers, ou aux endroits où l'esker se ramifie en eskers plus petits. On en trouve près des têtes des eskers et ils apparaissent sous forme de bas monticules de sable et de gravier répartis au hasard. Certains kames ont pu prendre naissance là où les cours d'eau de fonte se déversaient dans de l'eau stagnante au front du glacier. La plupart des kames étudiés n'avaient que de 10 à 50 pieds de hauteur, mais Hagen (1952, p. 49) a décrit deux kames isolés, situés à l'est du lac Attikamagen et qui avaient une hauteur de 200 pieds.

Les kames épars à la tête des eskers ou dans les sables qui bordent ces derniers ont probablement été formés là où une couche de sable et de gravier avait recouvert la surface inégale d'une glace amincie et presque complètement stagnante. A mesure que la glace fondait, les lentilles plus épaisses de sédiments qui remplissaient ses creux furent laissées sous forme de monticules et de tertres distribués irrégulièrement sur le terrain. Les kames plus gros et plus symétriques se sont formés là où l'eau de fonte descendait par des trous jusqu'à la base de la glace: ce sont des kames de moulins (*voir* planche X).

Les tertres de gravier, hauts de quelques pieds seulement, qu'on trouve sur le plateau à l'ouest du lac Knob ont été déposés par l'écoulement local de l'eau dans des dépressions peu profondes sur une glace mince. Ces petites collines isolées reposent sur la roche de fond ou sur une mince moraine de fond et elles ne sont pas rapprochées d'autres dépôts fluvio-glaciaires. Plus au nord, autour du cairn de Geren et particulièrement vers la rivière Howells à l'ouest, des collines en forme de kames hautes de 10 à 15 pieds, qu'on trouve sur les pentes plus élevées de la région sont en grande partie composées de till graveleux. La cryoturbation a détruit toute structure originelle des couches supérieures. Ce sont là peut-être des constructions dues surtout au glissement du till dans des creux de la glace stagnante couverte de moraine, mélangée par endroits d'un peu de matériaux stratifiés. Certaines crêtes à sommet plat de hauteurs semblables se composent des mêmes matériaux qui ont comblé des crevasses, le dépôt s'étant opéré à peu près de la même façon.

La largeur des plaines de sable varie de quelques centaines de verges à deux milles ou plus. Celles qui semblent faire suite à des eskers ont d'ordinaire un aspect alvéolé à l'extrémité supérieure et elles entourent parfois des taches d'esker anastomosé. Les parties les plus éloignées des plus grandes de ces plaines ont cependant un aspect lisse. La plupart des plaines de sable sont traversées par des rigoles asséchées sinueuses et peu profondes. Le long de certains eskers se sont formés de petits glacis de sable alluvial à nombreuses marmites.

Certaines des plus grandes plaines sablonneuses ont été formées aux sommets de dépôts deltaïques, à l'entrée des torrents sous-glaciaires dans de l'eau stagnante. Elles ressemblent à celles que Norman (1938, p. 78) a décrites dans la région de Chibougamau, Québec. Elles suivent la direction des lignes de reflux de la glace; elles atteignent des longueurs de plusieurs milles et des largeurs d'un mille ou moins. Une crête d'esker partiellement ensevelie descend vers le centre de plusieurs de ces plaines et l'emplacement d'une crête complètement enfouie est parfois marqué par une série de marmites. Les côtés de ces plaines de sable s'abaissent brusquement vers le pays environnant. Des lacs, le long d'étroites cuvettes, bordent d'ordinaire la plaine de sable.

Le gros esker à l'est de la rivière Achouanipi en amont des lacs Menihek, de même que d'autres entre le lac Achouanipi et la rivière du même nom et la principale ligne de partage des eaux à l'ouest sont parsemés ici et là de longues et étroites plaines de sable. Ces eskers diffèrent de la plupart des autres en ce qu'ils sont dus à des torrents qui, remontant la pente régionale au lieu de la descendre, devaient de ce fait se déverser dans l'eau retenue en avant du front glaciaire en régression. Les plaines de sable deltaïques ainsi formées sont reliées par de longs remblais d'esker à arête aiguë. Ces plaines de sable se sont formées aux endroits de recul lent et régulier du front. Les remblais à arête aiguë représentent d'anciennes zones de glace stagnante et fondante, ce qui empêchait la formation de dépôts deltaïques à sommets plats. Ou bien encore, là où des exu-





EPH 1-1-1963

PLANCHE X. Structure d'écroulement à l'intérieur d'un kame à l'extrémité nord du lac Knob.

toires nouvellement dégagés permettaient à l'eau retenue devant le front de s'écouler en tout ou en partie, leur déposition fut facilitée pendant un certain temps.

Des plaines de sable se sont construites dans quelques-uns des lacs triangulaires d'eskers, quelquefois de chaque côté mais ordinairement sous forme de prolongements aval de la base du triangle. On en voit un exemple typique dans la plaine de sable à l'extrémité inférieure de l'aire anastomosée située à 2½ milles au sud-est du lac Esker. L'extrémité supérieure adjacente à cette aire est une plaine alluviale pro-glaciaire, d'aspect alvéolé et à nombreuses marmites profondes, dont l'une contient un lac long de presque un demi-mille. La partie inférieure se prolonge en une plaine de sable unie ravinée de cours d'eau peu profonds jusqu'à un point où une face abrupte s'abaisse de 20 pieds, profondeur approximative de l'eau qui y était retenue à l'époque de la formation de la plaine de sable. D'autres dépôts se formèrent sur la terre ferme et ne sont limités ni par des faces ni par des flancs abrupts.

Nous avons déjà mentionné la couverture végétale caractéristique de lichens pâles, à épinettes distantes les unes des autres de 25 à 40 pieds, qui pare les plaines sablonneuses en pente douce. On en peut reconnaître l'arrangement sur les photographies aériennes et par là délimiter les aires sablonneuses.

### Lacs glaciaires

Des traces d'anciennes lignes de rivage à haute altitude établies pendant ou peu après la déglaciation du pays se voient encore sur les pentes au-dessus de plusieurs des lacs du Labrador; les plus remarquables sont les terrasses

découpées et construites par les vagues. Les grands lacs de la région sont presque tous des vestiges de lacs glaciaires plus étendus. Là où l'écoulement régional se faisait vers le front du glacier, l'eau se trouvait retenue en arrière d'un barrage de glace. Les niveaux de ces lacs de barrage glaciaire fluctuaient rapidement à mesure que la glace ouvrait ou fermait les déversoirs situés plus bas ou que les seuils rocheux des déversoirs actifs étaient abaissés par l'eau qui s'échappait. Là où l'écoulement régional avait lieu loin du glacier, la glace de barrage ne pouvait faire varier les niveaux, mais les eaux des lacs restaient néanmoins parfois à des niveaux successivement inférieurs à mesure que l'érosion des matériaux morainiques abaissait la hauteur du seuil des déversoirs.

Sur presque toute l'étendue des anciens fonds des lacs glaciaires, on voit de la moraine de fond ou du till délavé par les vagues. Les couches de sédiments lacustres finement grenus sont minces ou absentes, ce qui est peut-être dû surtout à la courte durée de bien des nappes d'eau, mais ce manque de dépôt provient aussi de la présence de courants ou de grosses masses de glace échouées dans les lacs. Des aires de fond de lac glaciaire, près de l'entrée d'anciens cours d'eau de fonte, sont recouvertes d'ordinaire d'un peu de sable et de gravier.

On trouve en bien des endroits le long des lignes de rivage les plus marquées des plages ou des bancs de sable ou de gravier. Slipp (1952, p. 1) mentionne l'existence de petites cuvettes et bandes de gravier à des hauteurs atteignant 50 pieds au-dessus du lac Petitsikapau; selon lui, ce sont peut-être d'anciennes plages lacustres. Les dépôts de rivage et les formes d'érosion associés aux lignes de rivage abandonnées les plus nettes indiquent que l'eau a dû stationner assez longtemps pour qu'ils puissent se former par l'action des vagues et des courants. On a pu suivre un ou deux de ces dépôts sur des longueurs de plusieurs milles. Des dépôts deltaïques indiquent l'endroit où les cours d'eau de fonte se jetaient dans quelques-uns de ces lacs de longue durée. La plupart des plages étaient un peu plus abruptes que les versants des collines; elles étaient très difficiles à reconnaître sur le terrain à cause de la forêt et des dépôts rocaillieux accidentés couverts de lichen qu'ils traversaient. Ces faibles bandes horizontales témoignent que l'eau glaciaire est demeurée stationnaire pendant peu de temps à cet endroit.

Des lacs glaciaires plus petits se sont formés dans les hautes vallées des collines élevées qui faisaient saillie au-dessus de la calotte glaciaire en voie d'aminçissement. Le lac Geren, au nord-ouest du lac Knob, était le meilleur exemple de ces lacs de vallées profondes: il atteignit une longueur maximum de plus de sept milles et se déversa par-dessus une crête dans les terres basses adjacentes par l'un de ses affluents assez longtemps pour que la rivière creuse une gorge profonde jusqu'à mi-chemin d'une large ligne de partage rocheuse.

### Terrasses lacustres

Ces terrasses sont les formes topographiques les plus saillantes des bords des anciens lacs. Elles apparaissent comme des bandes horizontales à flanc de coteau ou comme des banquettes taillées dans des eskers ou autres dépôts meubles adjacents



EPH 11-7-1953

PLANCHE XI. Terrasses du côté est du lac Julienne. La terrasse la plus élevée est en grande partie taillée dans le roc.

aux lacs. Les gradins les mieux marqués se trouvent sur les pentes les plus raides, surtout ceux qui délimitent d'anciennes îles ou d'anciens promontoires où des matériaux morainiques étaient le plus exposés à l'action des vagues. Sables et graviers formant des crêtes ou cordons de plage sont associés aux terrasses les mieux développées.

Un esker, dans le bras nord-ouest du lac Birch à l'entrée de la rivière Achouanipi, est coupé par une forte terrasse à 48 pieds au-dessus du niveau du lac et par une autre moins visible à environ 25 pieds. Low a décrit des terrasses qui se trouvent à l'exutoire du lac Birch, à environ 10 milles au sud-est, où un esker porte huit terrasses à des hauteurs de 20 à 60 pieds au-dessus du lac. Sa description cependant ne permet pas de les mettre en corrélation avec les terrasses situées à l'extrémité nord.

Le lac Dyke, qui se déverse par la rivière Achouanipi dans le lac Birch, n'est pas entouré de terrasses marquées, bien qu'il semble que le niveau de l'eau fût une fois supérieur de 10 ou 12 pieds au niveau actuel. Ce lac se déversait à son extrémité sud opposée au front du glacier en retraite; son niveau n'a probablement jamais dépassé de plus de quelques pieds le niveau actuel, car l'Achouanipi n'a guère creusé son lit.

Les affluents des lacs Astray et Menihek se trouvent près de leurs parties les plus au nord là où l'eau fut barrée par la glace jusqu'au moment où les bassins de

ces lacs furent presque libérés de glace. Usher (1953, p. 5) a décrit jusqu'à quatre dépôts graveleux parallèles et linéaires au-dessus du lac Astray, et il a trouvé des coquilles de gastropodes et des blocs erratiques couverts d'organismes desséchés et situés juste au-dessous de la plus haute ligne de rivage. On remarque des terrasses couvertes de sable et de gravier, bordant les grandes péninsules du lac Astray (id. p. 8). Nous n'avons pas mesuré les élévations de deux terrasses du lac Astray que nous avons examinées, mais elles dominaient le lac d'au moins 40 pieds.

Les lacs Menihek ont des terrasses hautes de 10 à 65 pieds au-dessus de la surface (Low, 1895, p. 348L), ce qui démontre que ces lacs s'étendaient peut-être autrefois vers le sud jusqu'à 30 milles en amont de l'Achouanipi. Le maintien de tous les niveaux supérieurs à la terrasse actuelle de 10 pieds s'explique par l'existence d'un barrage de glace, mais la terrasse la plus basse, croyons-nous, aurait été formée après le recul de la glace; cependant, l'affluent n'avait pas encore creusé son lit jusqu'à son présent niveau.

Le lac Achouanipi, au sud, n'a pas de terrasse visible sur ses 40 milles de longueur, ses rives plates et basses ne se prêtant pas à leur formation. Un large exutoire asséché et élevé part du côté est du lac, à 10 milles au sud de son émissaire, et se prolonge vers le nord-est sur une longueur de plusieurs milles. C'était là un exutoire temporaire quand un barrage de glace empêchait l'eau du lac de s'écouler régulièrement par la vallée de la rivière du même nom.

Les lacs Wabush et Julienne, à 25 milles à l'ouest de l'affluent du lac Achouanipi, sont reliés par une passe; situés à la même altitude, ils se déversent vers le nord dans le lac Shabogamo. De fortes terrasses se sont formées le long

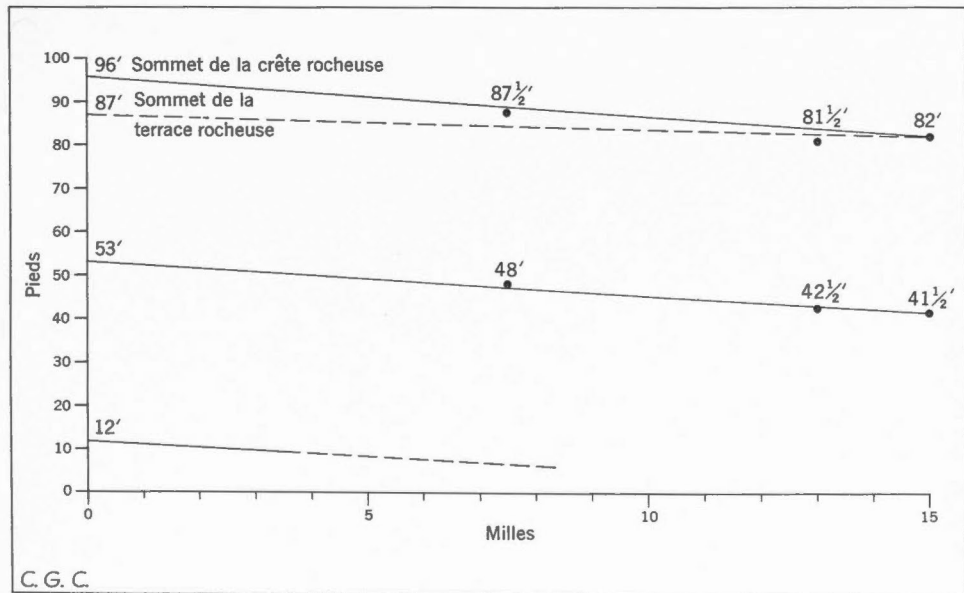


FIGURE 4. Inclinaisons des terrasses, côté est des lacs Julienne et Wabush.

des parties de la rive les plus inclinées à l'ouest et au nord-ouest. La terrasse la plus élevée au-dessus du lac Julienne se trouve à 87 pieds au-dessus du niveau actuel de l'eau, et, là où elle est mieux développée, elle est large de plus de 50 pieds et s'appuie sur une falaise littorale de 25 pieds, en grande partie rocheuse (*voir* planche XI). Cette terrasse a pu s'être formée en même temps qu'un sommet d'un cordon situé à deux milles à l'ouest sur la rive opposée, et qui se trouve à 96 pieds au-dessus du lac Julienne. Le sommet de ce cordon représente probablement le haut niveau annuel de l'eau d'un stade hâtif du lac. S'il en est ainsi, et puisque la base d'une falaise rocheuse littorale peut être taillée bien au-dessous du niveau d'eau moyen, la hauteur moyenne de l'ancien niveau du lac se trouvait à environ 90 pieds au-dessus du niveau actuel du lac Julienne. Une terrasse plus petite mais néanmoins bien développée a été taillée dans des matériaux morainiques à 53 pieds, et une troisième terrasse à 12 pieds au-dessus du lac. A quinze milles au S23°W, à l'extrémité sud du lac Wabush, il y a deux terrasses sur la pente abrupte occidentale d'une colline assez haute. La terrasse la plus considérable, large de 140 pieds, se trouve à 82 pieds au-dessus du lac Wabush, la seconde est à 41½ pieds. Ces terrasses ont été formées par les mêmes plans d'eau qui formèrent les deux terrasses les plus élevées sur le lac Julienne, et on peut les retracer en des points intermédiaires là où existent des terrasses moins proéminentes (*voir* figure 4). Un basculement d'environ 10 pouces au mille sur la surface de la terrasse dans la direction N23°E est indiquée par les élévations des terrasses. Étant donné que le retrait de la glace s'opérait un peu à l'ouest du nord, le basculement véritable peut bien être de près du double. La terrasse de 12 pieds mesurée sur le lac Julienne ne se retrouve pas sur le lac Wabush; elle s'incline probablement au-dessous du niveau de l'eau vers son extrémité sud. La terrasse la plus élevée, avec sa falaise littorale rocheuse et sa large plate-forme extérieure, a probablement pris bien du temps à se former, peut-être plus d'un siècle; les terrasses plus basses proviennent de périodes relativement courtes où le niveau était stationnaire.

### Érosion par les eaux de fonte

La partie nord de la région à l'étude se trouve dans la moitié est de la région centrale occupée par les dernières glaces du Wisconsin. Cette région mesure environ 250 milles de l'est à l'ouest et 150 milles du nord au sud. Les systèmes de grands eskers principaux (*voir* figure 11), qui sont si proéminents, rayonnent à partir de sa périphérie. Dans la partie de cette région centrale que nous avons examinée, les épaisseurs moyennes de drift glaciaire sont moindres qu'en dehors de la région et les signes d'érosion par l'eau de fonte sont plus nombreux, particulièrement là où le relief est prononcé. Ce fait semble s'apparenter aux conditions des matériaux charriés par la glace et peut-être aussi à la présence de quantité moindre de matériaux meubles sur la surface de toute cette région. L'eau de fonte intraglaciaire et supraglaciaire activait le travail de l'ablation plutôt que de déposition, processus facilité par les quantités de sédiments plus faibles dans l'eau d'écoulement. Cela explique l'absence d'eskers et de grandes plaines de sable ou de régions de kames.





*EPH 4-5-1953*

PLANCHE XII. Crête encochée par un cours d'eau au nord de Burnt Creek. L'eau s'écoule en direction de l'appareil photographique.

PLANCHE XIII. Cataracte sèche et bassin entre les canyons Wishart supérieur et inférieur.



*EPH 10-6-1953*



### Crêtes encochées

Des lits abandonnés de cours d'eau coupent les arêtes de plusieurs des crêtes situées dans les roches de la Fosse de la région centrale. Les chenaux varient en longueur de cent à quelques centaines de verges ou plus selon la largeur de la crête, et leurs deux extrémités se trouvent parfois à plusieurs centaines de pieds au-dessus de la base de la crête. La plupart sont des brèches en V larges de 50 à 100 pieds et profondes de 10 à 20 pieds ou plus, bien que quelques-unes aient de larges fonds de roche en place libres de tout débris et flanqués de berges basses de drift ou de roc (*voir* planche XII). Les chenaux nettement incisés de date récente ne semblent pas avoir été balayés par la glace après leur formation, mais là où les roches sont susceptibles de gélifraction et où les côtés sont abrupts certaines parties peuvent être presque marquées par des masses de fragments anguleux arrachés aux parois escarpées.

Les chenaux ont été creusés par un drainage supraglaciaire surimposé en travers des crêtes à mesure que s'amincissait la calotte glaciaire fondante; l'eau de fonte dévalait la pente de la glace et apparemment tendait à dévier directement par-dessus les crêtes émergentes du côté où la glace était plus basse. Les encoches n'étaient généralement occupées que pour la période où l'érosion de la roche par les cours d'eau de fonte était concomitante à l'abaissement de la surface de glace adjacente par ablation. Les encoches peu profondes représentent probablement un écoulement d'une année, mais les plus profondes ont probablement pris plusieurs années à se creuser. La roche dure non diaclasée aurait favorisé un abandon rapide des parties des chenaux traversant des crêtes, peut-être après une seule saison, comme l'aurait fait une ablation rapide de la glace occupant le fond des chenaux des cours d'eau.

Sur plusieurs crêtes, des ravins portent des encoches vers l'aval jusqu'au bas des pentes; ou bien la surface de la glace était beaucoup plus basse de ce côté de la crête, ou bien les cours d'eau s'engouffraient dans des chutes sous-glaciaires pour s'écouler à la base du glacier. On peut voir un delta aux formes grossières de sable et de blocs composés de roche locale au bas de la pente sur le versant oriental de la crête, ce qui porte à croire que la glace avait fondu à partir de cet endroit, tandis qu'elle était encore épaisse sur le versant ouest.

### Ravins de cols

Nous avons remarqué des chenaux semblables aux encoches de crêtes abandonnées, mais mieux développés là où l'eau de fonte s'échappait par-dessus des cols entre de hautes collines ou à travers les lignes de partage de hautes vallées formant angle avec les chaînes principales de collines. Ces chenaux furent généralement occupés pendant des périodes plus longues que ceux des arêtes des crêtes et, après leur formation, ils recueillirent les eaux des lacs de front glaciaire formés entre la glace en recul et la ligne de partage agissant comme barrage. L'eau de fonte provenant des lacs glaciaires Geren et Wishart ont buriné deux des gorges abandonnées les mieux développées. Le lac glaciaire

Geren a servi d'exutoire pendant plusieurs années à l'eau de fonte du glacier occupant la vallée Howells-Goodwood vers le bassin hydrographique de la rivière Swampy Bay. C'est le second des trois émissaires successivement plus bas, situé à deux milles et demi au nord-ouest du cairn de Geren à une élévation de 2,340 pieds, qui a été actif le plus longtemps. L'eau de fonte se déversait au nord-est par une gorge rocheuse de 40 pieds creusée sur les deux tiers de son parcours à travers la ligne de partage avant d'être abandonnée. Ce chenal conduit à une cataracte haute de 100 pieds qui donne sur une gorge aux parois de 65 à 70 pieds de hauteur.

Le lac Wishart actuel qui se trouve à 5 milles au sud du lac Knob est long d'environ 3 milles et se déverse à l'est. Le lac glaciaire Wishart, qui était d'abord à 100 pieds, puis à 45 pieds au-dessus du lac actuel, déversait un gros volume d'eau de fonte au sud où il a creusé un canyon long de 2 milles. La profondeur de ce canyon varie de 35 à 100 pieds et on peut y voir une splendide cataracte morte de 90 pieds et un grand bassin près de son extrémité inférieure. Le système n'a pas de drainage récent (voir planche XIII). On peut noter des systèmes semblables de déversement sur des photographies aériennes de la région; un système particulièrement remarquable, que malheureusement nous n'avons pas visité, se dirige vers le nord à partir de l'extrémité nord du lac Helluva (voir planche XVI).

### Chenaux latéraux de drainage

Les collines et crêtes élevées des régions centrales ont émergé pour former des nunataks au-dessus de la surface de la nappe glaciaire du Wisconsin. A ce stade, toute la masse étant climatiquement «morte», le glacier était en grande partie stagnant et s'amincissait rapidement, ses derniers vestiges se logeant dans les principales vallées. Les chenaux latéraux de drainage étaient très développés aux endroits où la topographie et la couverture de drift favorisaient une érosion rapide par les cours d'eau longeant la marge du glacier. La direction et la pente des chenaux étaient les mêmes que ceux de la surface de la glace adjacente. D'ordinaire, leur longueur n'est pas considérable, probablement parce que les cours d'eau qui les ont creusés sont entrés tôt dans des chenaux intraglaciaux ou sous-glaciaires, phénomène noté par Sharp (1947, p. 49) dans des drainages marginaux de glaciers situés dans le massif St-Elias au Yukon. Là où la couverture de drift est mince ou rocheuse, l'érosion se fait au ralenti et des terrasses latérales peuvent naître sous forme de banquettes taillées dans le flanc de la colline, représentant les tronçons des chenaux où la glace se trouvait le seul support vers l'aval de la pente des cours d'eau marginaux durant leur brève existence. A mesure que la glace s'abaissait dans les vallées, des chenaux additionnels furent érodés et formèrent des séries de marches l'une en dessous de l'autre le long de la pente. Des groupes de chenaux de drainage semblables ont été étudiés ailleurs; Mannerfelt (1945) en a décrit un groupe qui se trouve dans les montagnes de Suède, représentant au moins 78 chenaux consécutifs.



EPH 3-6-1953

PLANCHE XIV. Chenaux latéraux de drainage au sud de l'ancienne piste d'atterrissage du lac Knob.



PLANCHE XV.

Chenaux marginaux  
de drainage à 6 milles  
au sud-ouest du lac Éclipse  
sur le flanc oriental  
de la vallée Goodwood.

On peut apercevoir  
plusieurs terrasses  
latérales au bas  
des chenaux supérieurs  
à l'endroit indiqué  
par la flèche.

RCAF A11530-37

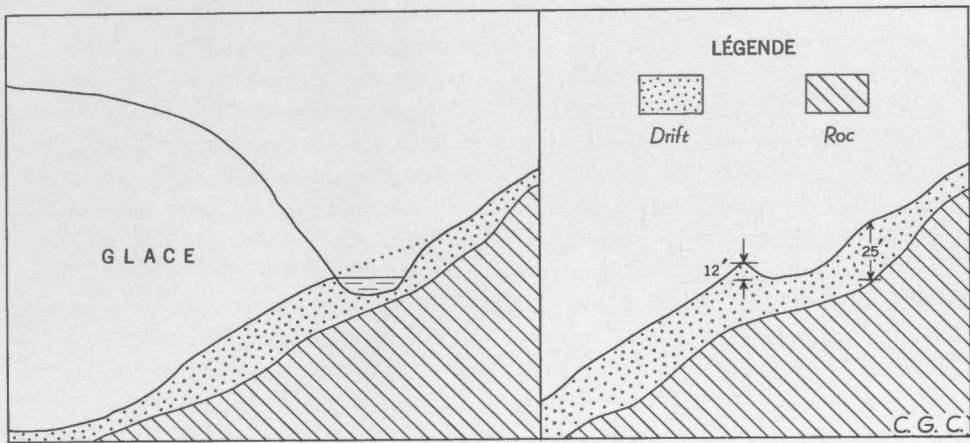


FIGURE 5. Formation d'un chenal marginal par drainage latéral le long de la ligne de contact entre la bordure de glace et la pente de vallée.

Étant donné qu'ils sont espacés assez régulièrement dans la verticale, les chenaux de Suède et d'autres semblables marqueraient, pense-t-on, l'amincissement annuel de la glace, chaque chenail étant creusé par l'écoulement de l'eau de fonte.

Des chenaux marginaux ravinent les pentes nord-est d'une haute crête à l'ouest de l'ancienne piste d'atterrissage du lac Knob. Ils se sont formés latéralement à une langue de glace retraits vers le nord-ouest qui occupait le pays plus bas situé au nord-est de la crête. Ils sont particulièrement bien développés à trois milles au sud de la piste d'atterrissage où six ou sept chenaux parallèles s'orientent vers le sud-est sur une distance de près d'un mille, avec pentes moyennes de 1.5 pied par 100 pieds, les intervalles verticaux indiquant un amincissement annuel de la glace de 15 à 20 pieds (voir planche XIV). Deux des chenaux les plus longs s'incurvent graduellement vers le bas jusqu'au fond de la vallée comme s'ils avaient suivi la bordure extérieure d'un front de glace. Les autres se déversent dans un ravin allant droit vers le bas de la pente, probablement là où l'eau suivait une fissure jusqu'à la base de la glace. Les eaux de fonte qui formèrent les chenaux franchissaient une ligne principale de partage à un peu plus d'un mille plus loin et s'échappaient vers le sud-est dans le bassin hydrographique de l'Atlantique, tandis qu'aujourd'hui, les eaux de la région coulent vers le nord pour atteindre éventuellement la baie d'Ungava.

Le réseau le plus complet de chenaux latéraux de drainage et de terrasses dans la région se trouve sur le flanc oriental de la vallée de la rivière Goodwood, à 6 milles au sud-ouest du lac Éclipse. A cet endroit, au moins 30 chenaux ont été érodés à travers un éperon couvert de matériaux morainiques entre la vallée principale et la vallée profonde et courte, à direction est-ouest, d'un petit tributaire. Une coupe traversant l'extrémité nord de l'assemblage démontre les 7 chenaux



supérieurs ont un fond plat, une largeur pouvant atteindre 70 pieds et des berges de drift s'élevant jusqu'à 30 pieds; l'intervalle vertical moyen entre chacun d'eux est, fait plutôt surprenant, de 50 pieds. Ces 7 grands chenaux cependant se ramifient à leurs extrémités amont sud en 14 ou 15 chenaux séparés qui, croyons-nous, auraient été creusés annuellement (*voir* planche XV). En conséquence chacun des grands chenaux aurait été creusé assez profondément dans le drift pour faire écouler l'eau de fonte pendant un à trois ans. La formation de cette partie supérieure de l'«escalier» en 14 ans indiquerait un taux annuel d'ablation de  $21\frac{1}{2}$  pieds.

Les huit chenaux inférieurs suivants sont espacés de 15 à 25 pieds, avec intervalle vertical moyen de 22 pieds, soit seulement quelques pouces de plus que l'intervalle des 14 chenaux se trouvant au sud et plus haut. Nous n'avons pas déterminé les élévations des huit autres chenaux inférieurs restants, mais apparemment leur espacement est semblable. On peut ainsi conclure que la surface de la glace remplissant la vallée de la rivière Goodwood large de 6 milles s'est abaissée d'approximativement 660 pieds en 30 ans. Ce taux d'ablation concorde avec les conclusions tirées par Upham (1896, p. 21), à savoir que chaque fois que le chaud climat qui mit fin à la période glaciaire se prolongeait pendant plusieurs années, la profondeur de l'ablation sur la zone marginale de la calotte glaciaire n'était probablement de pas moins de 15 à 25 pieds chaque été. Dans une série de sept chenaux à cinq milles au nord-est près du lac Éclipse, on a enregistré un taux d'ablation de 12 pieds. Ces derniers chenaux se formèrent un peu avant les autres, alors qu'une bien plus petite partie de la surface des terres environnantes était exposée au soleil et réchauffait l'air ambiant, ce qui a probablement contribué à hâter l'allure de la fonte de la glace résiduelle dans la vallée Goodwood.

Plusieurs terrasses latérales s'élevant graduellement vers les chenaux latéraux supérieurs de drainage de la grande série de la vallée de la rivière Goodwood sont taillées dans une mince couche de drift et dans le roc sur le flanc de la vallée au sud (*voir* planche XV). Les pentes sur les terrasses et les lits des chenaux supérieurs sont en moyenne de 2.8 pieds par 100 pieds, chiffre identique à celui obtenu par Mannerfelt (1945, p. 226) sur de nombreux chenaux latéraux de drainage en Suède (*voir* planche XVI).

## Directions du mouvement de la glace

### Caractéristiques générales

Les traces du mouvement de la glace dans la région du lac Knob forment un patron complexe et indiquent des directions variables dans ce mouvement. Des examens détaillés dans certaines parties de la région étudiée n'ont pas par eux-mêmes jeté beaucoup de lumière sur la séquence des événements mais, à mesure qu'on étudiait d'autres étendues du pays et que les observations se multipliaient, on acquit une conception plus claire des divers mouvements de la glace; les mouvements divergents locaux du dernier stade furent distingués des premiers mouvements régionaux. A mesure qu'on s'éloigne vers le sud du lac Knob, les



*RCAF A11530-48, A11500-143*

PLANCHE XVI. Chenaux marginaux de drainage et déversoirs au nord-est du lac Helluva.



marques des mouvements régionaux de la glace sont plus constantes quant à leur direction, et il y a moins de signes de mouvements divergents locaux.

Il faut distinguer bien nettement les mouvements locaux des déplacements régionaux et séparer et évaluer les effets particuliers à chacun. Les modelés et marques imprimés sur le terrain par un écoulement régional uniforme au voisinage du lac Knob, effectués alors que la glace était épaisse et s'étendait bien au delà du centre du Labrador, devinrent de plus en plus masqués à mesure que la glace s'amincissait, particulièrement là où le relief était le plus accentué et produisait progressivement plus d'effet. Les variations de direction de l'écoulement se divisent en deux catégories. Il y eut d'abord les changements dans l'écoulement régional qui accompagnent un déplacement des centres ou zones à partir desquels se fait la dispersion dans une épaisse calotte de glace. De tels déplacements suivent des changements considérables, de longue durée et des conditions météorologiques qui provoquent la migration des aires d'accumulation maxima. Des déplacements d'écoulement régional peuvent aussi survenir après un affaissement plus marqué de la glace dans un secteur par rapport à d'autres à la suite d'une avance plus rapide de l'une des bordures de la glace vers la région de dispersion. Ce phénomène se produirait si la calotte de glace, pour une raison quelconque, subissait un recul à un point donné de sa longueur, tandis que ses autres secteurs demeureraient stationnaires ou avanceraient. Goldthwait (1951, p. 568) a décrit des fronts glaciaires de l'actuelle calotte de glace Barnes qui sont simultanément en mouvement, stationnaires ou en retraite. Le second type de variation d'écoulement de la glace serait essentiellement localisé et se produirait généralement au cours de la fonte d'une couverture de glace bien après les variations de l'écoulement régional.

Les stries et cannelures glaciaires ne donnent pas d'ordinaire de renseignements sur la direction absolue des mouvements de la glace. La direction de ces mouvements se détermine bien mieux grâce à des caractéristiques glaciaires telles que les rochers à traînées détritiques, les roches moutonnées, les pentes d'arrachement ou les marques orientées dans la roche. Les marques plus grandes, telles que le drift glaciaire labouré ou les crêtes drumlinoïdes, peuvent permettre de déterminer la direction de l'écoulement de la glace à l'aide des photographies aériennes.

Les diverses marques d'érosion et de déposition laissées par la glace en mouvement diffèrent beaucoup quant à leur facilité de formation et, par conséquent, quant au temps requis pour qu'elles prennent forme. Les stries, les coups de gouge, les fissures de friction et les cannelures dans la roche, de même que les rainures et les rochers à traînées détritiques dans le till peuvent se former en peu de temps. Les crêtes de collines polies et façonnées, les pentes aval d'arrachement, les surfaces de roche cannelées et les petites roches moutonnées exigent une période de formation un peu plus longue. Un écoulement long et continu dans à peu près la même direction façonne de grosses roches moutonnées, des sommets de crêtes et également des pentes aval d'arrachement très raides, même dans les roches les plus dures. D'ordinaire, les accidents de terrain qui prennent le plus de temps à se façonner sont les plus résistants à l'usure après les changements dans

la direction de l'écoulement de la glace et ils peuvent survivre à plus d'un changement dans la direction du mouvement du glacier. Les marques faites au cours des derniers écoulements de faible durée recoupent les formes plus anciennes et plus considérables qui sont peu atteintes par les derniers mouvements. Les marques qui se forment rapidement peuvent cependant persister dans des endroits abrités ou sous la couverture protectrice du drift.

### Écoulement régional

Pendant la plus grande partie du stade glaciaire du Wisconsin, la glace couvrait complètement le plateau central du Labrador et, plus ou moins indépendamment de la topographie, se déplaçait vers les côtes. L'écoulement de la glace se faisait dans des directions assez constantes pendant de longues périodes et ne se modifiait que lentement d'un endroit à un autre. C'est ce que révèlent les orientations régionales similaires des marques d'écoulement de la glace à diverses élévations dans la région des hautes terres; cependant, dans les régions plus accidentées, la glace de base semble avoir été déviée par la topographie.

Les marques secondaires sur les roches des terres hautes ne sont cependant pas très nombreuses, étant donné que l'action intensive du gel les a effacées sur toutes les roches, sauf les plus dures. Lorsque ces marques sont absentes, les pentes d'arrachement glaciaire ou les formes des collines peuvent révéler la direction approximative du mouvement régional. Étant donné qu'un changement dans l'écoulement régional façonne et marque le terrain à toutes les élévations selon une direction orientée à peu près dans le même sens que le dernier axe de flux, les marques secondaires abritées ou les formes terrestres encore reconnaissables révélant des écoulements plus anciens sont rares sur de grandes superficies.

### Mouvements locaux

Dans le secteur du lac Knob du plateau central labradorien, une partie des terres hautes et toutes les terres basses subirent les efforts de la dernière glaciation et la glace s'écoula dans des directions souvent très divergentes de celles des premiers mouvements régionaux de la glace. Les collines de drift furent remodelées et orientées dans la direction du dernier mouvement glaciaire. C'est pourquoi dans les régions où les matériaux morainiques abondent, toutes les marques de mouvement peuvent provenir de la dernière glace à disparaître dans la région. Les collines de roches en place, cependant, ne furent que peu atteintes; seules des éraflures superficielles et des abrasions peuvent indiquer les mouvements récents et de courte durée du glacier.

Les changements dans l'orientation du mouvement glaciaire, de régionaux à ceux d'importance plus étendue mais plus localisée, peuvent avoir été provoqués par un grand nombre de facteurs, parmi lesquels les suivants sembleraient les plus importants dans le cas du territoire Labrador-Québec septentrional:

1. Rupture de la calotte fondante de glace en deux masses ou plus, capables de se dispenser indépendamment l'une de l'autre. Cela serait particulièrement important si un changement subséquent du climat bloquait

ou renversait la retraite générale de la glace et si les masses de glace, lors de récurrences, s'épandaient séparément sur des régions antérieurement façonnées par le seul écoulement régional d'une unique calotte de glace.

2. Influence accrue du terrain sous-jacent par suite de l'amincissement de la glace.
3. Fonte marginale différentielle qui produirait un affaissement plus considérable de la glace vers cette bordure. Cela pourrait se produire le long d'un grand lac glaciaire ou par une transgression marine faisant irruption dans une région basse.
4. Émergence de grandes régions de terres hautes qui contrôlèrent l'écoulement des glaces. Le groupe de hautes collines au nord-ouest du lac Knob a apparemment fortement influencé le mouvement de la glace environnante au cours des derniers stades de déglaciation.
5. Renversement de l'écoulement à travers les interfluves alors que l'amincissement de la calotte glaciaire aurait abaissé sa surface à un niveau inférieur à celui de la glace des vallées qu'elle avait antérieurement nourries.

La plupart ou la totalité des mécanismes mentionnés ci-dessus ont agi sur la glace dans la région du lac Knob au cours des derniers stades de déglaciation.

### Mouvements par régions

#### *Région du lac Éclipse (du lac Helluva au lac Ritchie)*

Le lac Éclipse est situé à 55 miles au nord-ouest du lac Knob et se trouve près de la limite nord et est de la région centrale la plus élevée de la péninsule du Labrador. Entre les lacs Éclipse et Helluva, des montagnes peu élevées de roches sédimentaires plissées de la fosse du Labrador atteignent peut-être les plus hautes altitudes du Labrador central. Des parties du plateau montagneux de gneiss et de granite à l'ouest n'ont que deux ou trois cents pieds de moins. Le relief local au sud et au sud-est du lac dépasse de beaucoup 1,000 pieds. Le mouvement glaciaire dans la région du lac Éclipse a été probablement très influencé par ce relief et par la structure prononcée des roches plissées du Protérozoïque.

Griffis (1946, p. 12) a signalé trois séries de stries au lac Éclipse, dont les plus anciennes et les plus accentuées furent causées par de la glace se déplaçant en direction S12°E; une série plus récente et bien marquée, à direction N35°E, a probablement été burinée par de la glace se déplaçant vers le nord-est. La troisième série, à direction S40°E, était considérée par Griffis comme étant de peu d'importance. La direction du mouvement glaciaire n'a pas été déterminée pour cette troisième série. Ferguson (1951b, p. 2), travaillant au sud du lac Éclipse, a mesuré des stries à direction nord-ouest et d'autres à direction nord-est, mais il n'a pas déterminé leurs âges relatifs ou leurs directions absolues de mouvement; plusieurs

stries à des niveaux plus bas étaient parallèles à la direction des vallées et des crêtes. Il déclara que les rochers à traînées détritiques et les sources des blocs erratiques indiquaient un mouvement au nord-est.

Les stries au lac Ritchie, à 20 milles au nord-nord-ouest du lac Éclipse, en se fondant sur les rochers à traînées détritiques en place et sur les crêtes polies des collines, révèlent un mouvement prédominant en direction N5°W, avec des mouvements probablement postérieurs dans une direction nord-est (Ferguson, 1951a, pp. 5, 6). Béland a relevé des indices au lac Wakuach, à 12 milles au nord-ouest du lac Éclipse, d'un fort mouvement ancien dans une direction sud suivie par une régression glaciaire vers le sud-ouest, présumément vers une zone postérieure de dispersion se trouvant dans cette direction. Les rapports d'un mouvement de la glace vers le nord-ouest dans la vallée de la rivière Howells et en un endroit adjacent à cette vallée dans le pays au sud du lac Éclipse (Perrault, 1950, p. 18; Auger, 1949, p. 4) sont apparemment fondées sur des observations de coulées glaciaires locales tardives, conformément à l'hypothèse formulée par Perrault.

Hurd (1950, pp. 7, 8), qui travailla à 40 milles à l'est et au nord-est du lac Éclipse, déclara que les roches moutonnées, les coups de gouge, la provenance des blocs erratiques et le nombre plus grand de formes de déposition au nord, particulièrement à partir du lac Hurst vers le nord, indiquent tous un mouvement des glaces vers le nord dans cette région. Burgess (1950, p. 8) a rapporté un mouvement glaciaire vers le nord-ouest entre les lacs Wakuach et Hurst avec des indices d'un mouvement nord-sud à direction non déterminée. D'après les descriptions données par Hurd et Burgess, il semblerait que les phénomènes qu'ils ont notés sont le résultat du dernier mouvement des glaces dans la région.

Nous avons limité nos recherches d'accidents glaciaires pouvant indiquer la direction régionale du mouvement de la glace dans la région du lac Éclipse, aux crêtes et collines les plus hautes, de façon à pouvoir éliminer les effets des diversions de la glace de base et de mouvements tardifs. Nous avons également fait des observations sur la composition de types de roche dans les dépôts morainiques, de chaque côté du contact entre les roches protérozoïques plissées de la fosse du Labrador et les gneiss au sud-ouest des précédentes. A l'ouest du lac Éclipse, la zone de contact a une direction N32°W.

Le mouvement le plus ancien, qui persista pendant très longtemps, était un écoulement régional de direction S16°E. Le façonnement des crêtes de collines par cet écoulement vers le sud a été retracé sur le plateau de gneiss à l'ouest. Le till, à deux ou trois milles à l'ouest de la zone de contact entre l'Archéen et le Protérozoïque, avait la couleur rougeâtre caractéristique des matériaux provenant des roches protérozoïques de la Fosse situées au nord-est du contact; il contenait de 20 à 35 p. 100 de cailloux du Protérozoïque, tandis que le reste provenait des gneiss sous-jacents. Rares sont les roches de la dimension de galets ou plus grosses. Seulement cinq, parmi plusieurs milliers de galets et de blocs examinés sur l'étendue de gneiss du contact entre l'Archéen et le Protérozoïque, étaient des roches de la Fosse. Cette particularité est due à un changement dans l'écoulement régional de



S16°E à approximativement N35°E. Ce changement balaya la surface de la région gneissique des blocs erratiques du Protérozoïque et éparpilla d'innombrables blocs gneissiques par-dessus les roches adjacentes de la Fosse. Ce phénomène n'éroda cependant ni ne recouvrit les plaques de till rougeâtre déposé par la glace plus ancienne.

L'écoulement régional nord-est a été de durée plus courte que l'écoulement sud-est, mais il a recouvert les collines les plus élevées, laissant des cannelures et des stries sur les crêtes. Bien qu'il n'ait pas duré assez longtemps pour effacer la plupart des cannelures plus anciennes, il façonna le drift, particulièrement aux niveaux inférieurs, et forma un paysage dont la plupart des traits indiquent un mouvement glaciaire dans des directions nord à est. Nous avons déjà décrit les traînées morainiques au nord-est des collines, la direction du transport des gros blocs et, dans les terres basses à l'est, les stries et roches moutonnées, de même que les eskers et les plaines d'épandage au nord. Ces marques et accidents topographiques dans une grande mesure masquèrent les traces de l'écoulement antérieur nord-sud.

Nous avons mesuré les stries en plusieurs endroits autour du lac Éclipse: leur direction moyenne était de S43°E, mais nous n'avons pas déterminé la direction du mouvement de la glace qui les a tracées. Ces stries indiquent peut-être un mouvement éphémère sud-est de la glace au cours du changement de l'écoulement régional du sud au nord-est.

Nous n'avons pu déceler autour du lac Éclipse des preuves bien définies de mouvements de la glace au nord et au nord-ouest tels que rapportés dans le pays plus bas à l'est et au sud-est du lac Wakuach.

### *Région de Geren*

Les collines de Geren, d'une altitude de plus de 2,800 pieds, se trouvent presque à mi-chemin entre le lac Knob et le lac Éclipse. Elles sont formées de roches protérozoïques plissées à direction à peu près nord-ouest, et s'élèvent à plus de 1,200 pieds au-dessus des terres basses autour de la rivière Swampy Bay à l'est et à 1,000 pieds au-dessus de la vallée des rivières Howells et Goodwood qui les sépare du plateau de gneiss à l'ouest. S'étendant à partir de Geren jusqu'au sud du lac Knob se trouve un haut plateau ondulé, large de 4 à 7 milles, dont l'altitude prédominante est d'un peu moins de 2,500 pieds.

Walthier (1949, p. 29) rapporte que la glace a chevauché les collines Geren du sud au nord, avec mouvement vers le nord indiqué par les coups de gouge, et il croit qu'un second mouvement glaciaire, probablement postérieur, se fit le long d'une ligne est-ouest; mais il ne put déterminer cependant la direction exacte de l'écoulement. Auger (1949, p. 4), travaillant à quelques milles au nord-ouest, a déclaré que la glace dans cette région se déplaçait vers le nord-ouest. Neal (1949, p. 38), Kirkland (1950b, p. 12) et Johnston (Griffis, 1946, p. 12) ont rapporté qu'un mouvement de la glace dans le bas pays à l'est de Geren se fit en direction sud-est. Plus à l'est, Frarey (1952) et Fahrigr (1951)



relevèrent des indices d'un mouvement vers le sud-est suivi par un mouvement postérieur vers le nord-est. Frarey déclara qu'il y avait également des indices de mouvement vers le nord-ouest. Plus au nord cependant, Frarey (rapport non publié), dans la région limitée par les latitudes  $55^{\circ}15'$  à  $55^{\circ}30'$  et les longitudes  $66^{\circ}$  à  $66^{\circ}30'$ , a noté qu'il existe de nombreux signes d'un mouvement dans des directions variant entre  $N25^{\circ}W$  et  $N45^{\circ}W$ , de même que d'un écoulement vers le sud-est et le nord-est. Kavanagh (1952, p. 10) déclare que des stries à direction nord-ouest juste au sud du lac Willbob recoupent apparemment des stries orientées au nord-est, ce qui indiquerait que le mouvement vers le nord-ouest a été le dernier dans la région.

Les traits indicatifs de mouvement de la glace sont rares sur les roches altérées par l'intempérisme et effritées par le gel des collines de Geren et ceux que nous avons examinés n'ont pas fourni de résultats probants ou consistants. Un gros bloc erratique de brèche cherteuse de Flemming à quelques centaines de pieds au sud-est du cairn de Geren, au sommet de la crête la plus élevée, est peut-être venu du sud, étant donné que seulement des couches minces de la formation de Flemming existent au nord. Des moraines arquées sur les flancs est des collines Geren furent déposées par un écoulement de glace tardif vers l'est à la sortie de la vallée de la rivière Howells. Des stries entrecroisées sur le sommet du mont Irony à 12 milles au sud de la région de Geren sont orientées  $S25^{\circ}E$  et  $N55^{\circ}E$ ; les dernières stries sont les plus récentes, étant donné que l'arrachement indique que le mouvement antérieur était vers le sud.

L'écoulement glaciaire vers le sud dans les terres basses à l'est des collines Geren, qui semble avoir produit également les marques observées sur le mont Irony, est apparemment un prolongement de l'écoulement vers le sud-est observé autour du lac Éclipse. Il a probablement couvert la région de Geren, mais les traces de son passage ont été effacées par un mouvement postérieur et une altération superficielle postglaciaire. Les indices de mouvement de la glace dans cette région élevée, considérés à la lumière des observations dans les régions adjacentes, semblent devoir être attribués à un stade tardif de glaciation.

### *Région du lac Knob*

Le lac Knob se trouve entre les réseaux hydrographiques de l'Ungava et de l'Atlantique à l'extrémité sud de la large vallée de la rivière Swampy Bay qui est couverte de lacs et forme le pays plus bas à l'est des crêtes de Geren et du lac Éclipse. Des crêtes de roches protérozoïques plissées sont parallèles à la vallée. Au sud-ouest, elles s'élèvent à près de 1,000 pieds au-dessus du plateau disséqué; au nord-est, elles sont beaucoup moins hautes et forment d'étroites lignes de partage des eaux séparant de larges vallées parsemées de lacs.

Harrison (1952, p. 3) a écrit qu'il avait reconnu des indices, dans la région du lac Knob, de trois directions dans l'écoulement de la glace. L'un au sud-est a façonné les principales collines et il est probablement le plus ancien. Il fut suivi par un mouvement en direction du nord-ouest et finalement par un autre



EPH 1-8-1953

PLANCHE XVII. Stries entrecroisées dans le quartzite de Wishart à l'ouest du lac Knob.

vers le nord-est. Stubbins (1949, p. 17) a relevé trois groupes de stries sur la péninsule dans le lac Attikamagen entre le bras Iron et la baie Timmins, mais il n'a pas déterminé les directions de mouvement de la glace. Le groupe le plus important est orienté au sud-ouest; les deux autres sont orientés S65°E et N20°W. Syme (1951) déclare que les principales collines et crêtes, sur plusieurs milles à l'est et à l'ouest du lac Knob, ont été façonnées par des mouvements pour la majorité du nord au sud.

Le fort groupe de stries qu'on trouve sur les arêtes des crêtes les plus élevées entre le lac Knob et la rivière Howells indique que la glace se déplaçait en direction S40°E, mais des groupes de stries varient en direction de S25°E à S60°E (*voir* planche XVII). La forme des buttes rocheuses, l'arrachement de blocs et des fractures en demi-lune indiquent que ce mouvement se faisait vers le sud-est. En plusieurs endroits où les stries s'entrecroisaient et où leurs âges relatifs pouvaient être déterminés, elles indiquaient un changement d'écoulement vers l'est. Sur la plupart des hautes crêtes juste à l'ouest du lac Knob, l'absence de stries ou d'autres marques indiquant un mouvement vers le nord-est était frappant. Nous supposons que ces crêtes ne furent pas recouvertes par l'écoulement tardif régional vers le nord-est qu'on peut retracer si facilement ailleurs ou bien, si elles le furent, la glace était relativement stagnante sur certaines des parties les plus élevées du plateau. Quelques stries et fractures en forme de croissant sur une haute crête de plateau, à 9 milles au nord-ouest du lac Knob, révèlent un mouvement vers l'est.

D'abondantes stries associées à des surfaces polies et des fractures en forme de croissant existent près du lac Stakit sur les ardoises protérozoïques rouges, près du contact avec les gneiss de l'Archéen. La plupart sont en groupes de fines stries parallèles qui indiquent un mouvement de la glace vers le sud-est. Un second groupe, à direction nord-est, se présente sous forme de stries éparses isolées, longues et profondes, probablement produites par des cailloux gneissiques provenant du sud-ouest et entraînés à travers les ardoises plus tendres du Protérozoïque.

Lorsque les fines stries glaciaires et les stries beaucoup plus profondes s'intersectent, les moins profondes sont généralement les plus récentes, étant donné qu'elles sont facilement effacées et qu'elles auraient été aisément éliminées par n'importe quel mouvement postérieur de la glace d'une direction différente de celle qui les a fait naître (*voir* planche XVII). Les relations de recoupement montrent qu'il y eut un certain mouvement vers le sud-est dans la vallée même après la cessation du mouvement régional au nord-est. A trois endroits où nous avons observé de telles relations, de fines stries marquaient les pentes sud-est et les rebords des stries plus profondes. Ces dernières à l'ouest du lac Stakit indiquent un écoulement régional vers le sud-est, qui précéda un écoulement local en aval de la vallée. Perrault (1951, p. 22) a rapporté un tel mouvement récent, réprimé par la topographie, plus en amont le long de la rivière Howells. Il semble que le mouvement tardif décelé par Perrault se soit étendu en aval de la vallée à l'ouest du lac Stakit où le dernier mouvement s'effectua également vers le sud-est, pour une brève période. A l'ouest du lac Stakit, les signes d'un mouvement régional vers le sud-est qui précéda le mouvement régional nord-est n'ont pu être distingués des signes d'un mouvement local tardif de la glace en aval de la vallée.

Quelques grandes cannelures dans les gneiss fortement altérés au sommet des collines à l'ouest de la rivière Howells ont une direction S20°E, mais nous n'avons pu trouver aucune marque laissée par le mouvement postérieur au nord-est. Cependant, l'absence presque complète de blocs erratiques du Protérozoïque sur le haut plateau à l'ouest du contact entre les roches de la Fosse et les gneiss indique qu'à cet endroit tout comme plus au nord, le dernier mouvement de la glace était en direction du nord-est.

En résumé, les indices au voisinage du lac Knob montrent qu'il y eut deux directions régionales du mouvement de la glace, le plus ancien vers le sud-est et le plus récent vers le nord-est. A leur suite, il y eut un mouvement local de la glace vers le sud-est qui se limita à la vallée de la rivière Howells. Ce mouvement local détruisit les indices du mouvement régional sud-est au sein de la vallée.

On trouve dans les affleurements d'ardoise, sur les crêtes basses à l'est du lac Knob, particulièrement sur celle située à l'ouest de l'ancienne piste d'atterrissage du lac Knob, d'excellentes stries et cannelures multiples entrecroisées. En quelques points, les stries les mieux développées avaient une direction de 10 à 20 degrés à l'est du sud; ailleurs, elles étaient orientées au nord-est. De nombreux affleurements laissaient voir des stries pointant dans plusieurs directions. La présence fréquente de nombreuses stries entrecroisées bien conservées sur les ardoises tendres et orientées de diverses façons semblerait impliquer une origine inusitée. Nous sommes

d'opinion que la glace franchissant pendant une brève période de temps la ligne des hautes terres et provenant des lobes en retraite de chaque côté aurait pu en être la cause. Des chenaux marginaux d'eau de fonte creusés dans le drift des flancs de la vallée avoisinante et s'abaissant vers le sud-est démontrent que la dernière glace reposait dans les vallées, peut-être sous forme de lobes reculant parallèlement à la direction nord-ouest des crêtes.

Le mouvement le plus ancien décelé près du lac Knob, de même que plus au nord, s'est fait de façon uniforme dans une direction générale sud-est. Un mouvement régional partant du haut plateau de gneiss au sud-ouest du lac Knob et traversant la région vers le nord-est a suivi le mouvement sud-est. Les lobes de glace résiduelle dans la vallée de la rivière Howells et dans certaines vallées à l'est du lac Knob ont alors apparemment reculé vers le nord-ouest, mais les glaces de l'est ont été probablement surtout stagnantes. Nous n'avons pu reconnaître de signes évidents de mouvement de la glace vers le nord ou le nord-ouest au voisinage du lac Knob. Le mouvement tardif vers le nord signalé au nord et au nord-est du lac Attikamagen n'a probablement pas affecté les étendues au sud du lac.

### *Région des lacs Menihek*

Les lacs Menihek commencent à 15 milles au sud du lac Knob et s'étendent vers le sud sur une longueur de 70 milles. A l'ouest, un escarpement haut de plusieurs centaines de pieds et dont l'altitude diminue vers le sud, les sépare de la surface accidentée et montagneuse du plateau des gneiss archéens. A l'est se trouve la partie inférieure du plateau lacustre du Labrador, criblé de grands lacs aux formes irrégulières appartenant au réseau hydrographique du Hamilton supérieur. Des crêtes isolées et des groupes de hautes collines interrompent ce plateau par ailleurs relativement nivelé. De hautes collines s'élèvent à plus de 1,000 pieds au-dessus de la surface générale à 20 milles à l'est du lac Menihek sud, vers la latitude 54° et juste à l'est du lac Evening.

Low (1895, p. 335L) a mesuré des stries autour des lacs Petitsikapau et Dyke qui indiquaient un mouvement N60°E de la glace. Ces stries disparaissaient vers l'extrémité sud du lac Dyke pour faire place à un groupe indiquant un mouvement au sud-est, que Low considérait comme plus récent que celui vers le nord-est. Autour des lacs Astray et Marble, Low a constaté que le mouvement de la glace avait été dans la direction S50°E.

Sur la péninsule qui sépare les lacs Dyke et Petitsikapau, Stevenson (1952, p. 6) et Fawley (1947) ont remarqué plusieurs cannelures prononcées et des roches moutonnées qui indiquaient un mouvement de longue durée et continu de la glace dans les directions S65°E et S60°E respectivement, suivi par un mouvement à 40° à l'est du nord qui laissa des stries dont la direction recoupait les profondes cannelures à direction sud-est de même que des rochers à trainées détritiques. Fawley a affirmé que la glace se déplaçant vers le nord-est avait recouvert des crêtes s'élevant jusqu'à 650 pieds au-dessus du lac Dyke, mais qu'elle ne fit ni cannelures profondes ni roches moutonnées, ce qui porte à croire que ce mouvement aurait été de bien plus courte durée que celui en direction est-sud-est. On a noté des stries



à direction sud-ouest vers le sud jusqu'à l'est de l'extrémité sud du lac Dyke (Slipp, 1952, p. 17). Les observations faites au sud-est et au sud du lac Dyke (Kavanagh, 1952, p. 10; Fahrig, 1949, p. 4; Crouse, 1952, p. 4; Eade, 1949, p. 4) indiquent un long et fort mouvement continu de la glace dans des directions sud-est, mais ces auteurs ne mentionnent aucun indice du mouvement au nord-est évident au lac Dyke et au nord de ce lac. A l'est des lacs Menihék, au sud du 54<sup>e</sup> parallèle, les signes d'un écoulement régional persistant de la glace vers le sud-est sont nombreux (Baird, 1950, p. 13; Fraser, 1952, p. 5).

Kidd, qui a cartographié la géologie à partir des lacs Menihék jusqu'à la frontière de Terre-Neuve à environ 40 milles à l'ouest et à partir de la latitude 54° jusqu'à la latitude 54½°, déclare que de nombreuses grosses roches moutonnées dans la moitié ou les deux tiers nord de la région indiquent un écoulement de la glace de l'est à l'ouest. Sa description de ces indices importants porte à croire qu'ils sont en fait des rochers à traînées détritiques avec de longues traînées de drift s'étendant vers l'ouest à partir de buttes dénudées de gneiss. A l'ouest des lacs Menihék, une bande étroite de roches protérozoïques caractéristiques s'étend entre ces lacs et le plateau accidenté de roches archéennes à l'ouest. Dans la vallée de la rivière Kidd et sur un parcours de plusieurs milles au nord de cette vallée, des blocs erratiques provenant des roches protérozoïques sont distribués en grand nombre par tout le pays. Dans la partie sud de la région, la glace se déplaçait apparemment dans la direction opposée. Kidd a rapporté que des petites roches moutonnées dans le gneiss indiquaient un mouvement vers l'est et que plusieurs petits eskers avaient une orientation sud-est. On ne voit nulle part le long de la vallée de la rivière McPhadyen ou à l'intérieur des terres, de blocs erratiques provenant de la zone des roches protérozoïques distinctives des lacs Menihék, mais on trouve, éparpillés sur les roches protérozoïques entre les gneiss et le lac, des blocs erratiques gneissiques.

Des stries mesurées près du lac Astray indiquent un mouvement de la glace à quelques degrés du sud-est, tandis que celles mesurées à l'extrémité inférieure du lac Dyke et au sud sur une distance de 10 milles indiquent un mouvement sud-est et est-sud-est. Nous n'avons pas trouvé dans ces régions de signes de mouvement de la glace vers le nord-est. Au sommet de crêtes à l'ouest du lac Dyke, nous avons noté des stries à direction nord-est qui recoupaient des cannelures anciennes larges et profondes, larges de 2 à 3 pieds à direction sud-est. Les rochers à traînées détritiques, les roches moutonnées, les cicatrices d'arrachement et les sommets polis de collines indiquent tous un mouvement bien défini au sud-est de l'écoulement plus ancien. A l'ouest du lac Dyke, des rochers à traînées détritiques et des fractures en croissant indiquent que le dernier mouvement de la glace s'est fait vers le nord-est.

A l'ouest de la tête des lacs Menihék au voisinage de la latitude 54°35' et de la longitude 67°25', un examen a révélé un mouvement de longue durée et continu vers le sud et le sud-est suivi plus tard par un mouvement à direction N15°W (Henderson, 1956, p. 608). Ce dernier mouvement local s'est étendu sur une



distance d'au moins 25 milles. On a trouvé dans l'une des vallées deux ou trois petits blocs erratiques provenant de la formation ferrifère aux lacs Menihek. Ils furent probablement transportés dans la région par le mouvement, noté par Kidd, de la glace vers l'ouest, dans le bassin de la rivière Kidd.

Des indices sur une étendue de 40 milles sur chaque côté des lacs Menihek indiquent que le mouvement glaciaire le plus ancien s'est effectué à partir d'un écoulement très généralisé et de longue durée vers le sud-est. Il se peut toutefois que cet écoulement se fit dans une direction plus au sud dans le secteur situé plus à l'ouest. A l'est des lacs Astray et Dyke, il y a de nombreux signes évidents d'un mouvement postérieur au nord-est qui marque apparemment la limite sud de la bande de terrain couverte par le mouvement régional tardif au nord-est qui couvrit une grande superficie au nord. Les traces de glaciation près du lac Astray indiquent un mouvement sud-est continu avec de rares signes de mouvements plus récents. Low, cependant, a décrit une région entre les lacs Dyke et Astray où les stries révèlent des mouvements erratiques variant entre  $S50^{\circ}W$  et  $S50^{\circ}E$ . Moss (1943a, p. 6) a décrit une région semblable à 20 milles à l'est où la glace se déplaça en directions variables. Il est peut-être significatif que ces deux régions se trouvent en bordure du pays couvert par le mouvement tardif régional au nord-est. A l'ouest des lacs Menihek, la dernière glace s'est déplacée apparemment à l'ouest à partir de la moitié nord des lacs, et, vers la moitié sud des lacs dans la région de la rivière McPhadyen, elle s'est écoulée vers l'est. On ne sait pas combien de temps durèrent ces mouvements, mais des petites roches moutonnées formées dans la roche de fond portent à croire que celui en direction sud peut avoir persisté pendant un assez long temps. Un mouvement de la glace à l'ouest du nord partant de la source de la rivière Kidd ne fut qu'un écoulement local de courte durée qui se fit au cours des derniers stades de glaciation de la région. Le mouvement de la glace à l'ouest à partir de l'extrémité nord de Menihek peut bien avoir été lui aussi de courte durée.

### *Région du lac Wabush-mont Wright*

Le lac Wabush se trouve au pied des monts Wapussakatoo dont les âpres crêtes longent le côté ouest du lac et atteignent des élévations de 500 à 1,000 pieds. Une bande ondulée et montueuse s'étend à travers la hauteur des terres jusqu'à la région du mont Wright à 25 milles au sud-ouest. Une contrée beaucoup plus basse à l'est descend jusqu'aux terres marécageuses et unies situées entre le lac Wabush et le réseau hydrographique de l'Achouanipi.

Les stries dans les monts Wapussakatoo sont toutes orientées vers le sud-est (Neal, 1950a). Des stries de même orientation sont rapportées par Beemer (1953) autour du lac Shabogamo au nord-est et on a relevé également des stries et des marques en forme de croissant qui dénotent un mouvement de la glace à quelques degrés à l'ouest du sud à l'angle nord-est du lac (Pegrum, 1936, p. 16).

Des stries et des coups de gouge sur le pic le plus élevé des monts Wapussakatoo indiquent que la glace s'est déplacée en direction  $S25^{\circ}E$ . Les stries sur les

pics moins hauts et les crêtes secondaires indiquent des directions de mouvement de la glace qui variaient entre  $S60^{\circ}E$  et sud, avec direction prépondérante  $S35^{\circ}E$ . Sauf pour celles en direction à peu près  $S35^{\circ}E$ , les stries étaient presque toutes à peine visibles et indiquaient apparemment des mouvements tardifs, mais on n'a pu déterminer avec certitude si les stries peu visibles étaient plus récentes que celles plus fortement marquées.

Au nord du lac Wabush, on ne trouva des marques de glaciation que sur les collines les plus élevées à cause de l'épaisse couverture de drift; elles indiquaient un mouvement de même direction que les marques des monts Wapuskatoo. Sur le mont Wright, sur le haut plateau à l'est et en plusieurs endroits entre le mont Wright et le lac Wabush, les stries et autres marques glaciaires indiquent un mouvement général orienté  $S35^{\circ}E$ .

A l'exception des hautes collines, la région est recouverte d'un drift épais et les crêtes en forme de drumlins sont nombreuses. Dans la région du lac Wabush, ces crêtes sont presque toutes orientées  $N30^{\circ}W$  et  $N25^{\circ}W$  autour du mont Wright. A quelques milles à l'ouest du mont Wright, elles se rapprochent davantage de la direction nord-sud.

Toute la région a été burinée par un long mouvement régional continu en direction générale  $S35^{\circ}E$ , avec tendance vers un mouvement plus au sud dans la partie ouest. Il n'existe pas de trace de changement prononcé dans l'écoulement régional de la glace; s'il y en eut, ce fut en des temps si anciens que les traces de mouvement antérieur furent effacées. Nous n'avons remarqué aucun signe de déviations systématiques tardives, sauf de nombreuses stries peu visibles qui ne semblaient avoir aucune orientation commune. Ces marques furent probablement faites par la glace mince soumise aux éléments du relief au cours de la phase tardive.

### Sommaire des mouvements de la glace

La région visée par le présent rapport, sauf peut-être une petite superficie dans l'extrême nord, a été le théâtre d'un écoulement important et de longue durée de la glace en direction sud-est et sud-sud-est. Nous n'avons pas découvert de signes de mouvement de la glace plus ancien que celui-ci. Le mouvement vers le sud-est s'est maintenu assez longtemps pour façonner et mouler les collines constituées de plusieurs types de roches dures. Un changement dans la direction de l'écoulement régional au nord-est a affecté la partie nord de la région aussi loin au sud jusqu'à la latitude  $54^{\circ}$ . Au sud de cette latitude, on n'a relevé aucun signe de ce changement. Les mouvements vers le nord au nord du lac Attikamagen furent probablement postérieurs au mouvement nord-est.

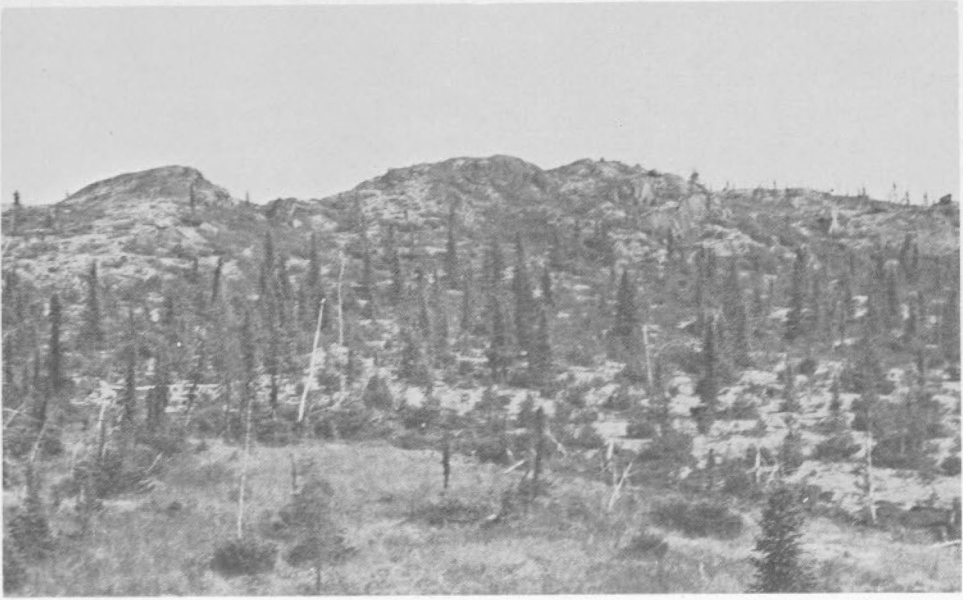
Un relief local élevé a provoqué un certain écoulement de la glace parallèlement aux principales vallées et crêtes. Ce fait se remarque tout particulièrement dans la région accidentée autour et au nord-ouest du lac Knob dans la grande vallée occupée par les rivières Howells et Goodwood. A mesure

que la glace s'amincissait, l'influence du relief augmentait. Des avancées locales de la glace de l'ordre de quelques milles ou dizaines de milles eurent lieu dans la partie nord de notre région au cours du dernier stade de la glaciation.

### Érosion glaciaire

L'abrasion, ou mouture de la roche en fines particules par la glace en mouvement, et l'éjection ou arrachement de blocs de roche sont les deux principaux processus d'érosion glaciaire. Flint (1947, pp. 77) a déclaré qu'en général l'éjection doit enlever beaucoup plus de roche que l'abrasion. Pour une superficie de roches granitiques, cette conclusion est confirmée par l'étude quantitative de l'érosion glaciaire de collines dans l'est du Massachusetts (Jahns, 1943). L'érosion glaciaire dans le centre du Québec-Labrador a effacé toute trace de matériaux meubles qui s'étaient accumulés au cours du Tertiaire et enlevé presque la totalité du socle rocheux altéré par l'intempérisme. Il est probable que seulement quelques pieds des roches de fond les plus dures ont été enlevés, bien que les collines constituées de ces roches soient très polies et striées. Les roches plus friables de la Fosse et certains des gneiss, cependant, ont été plus facilement emportés. Cela est spécialement vrai là où de grandes vallées, au plancher de roches friables, étaient plus ou moins parallèles à la direction du mouvement de la glace. La vallée de la rivière Howells à l'ouest du lac Knob et les bassins occupés par certaines des grandes expansions de lacs du Hamilton supérieur sont des exemples de cette érosion sélective. Les grandes collines arrondies de roche gneissique dans les hautes terres de Caniapiscau-lac Knob montrent des pentes amont très érodées et des pentes aval marquées par l'arrachement. Les pentes raides d'aval, descendant en marches vers la vallée, semblent indiquer que jusqu'à 100 pieds de roche auraient été enlevés par l'arrachement ou l'éjection.

Le taux et la quantité d'arrachement sont en grande partie fonction de la profondeur et de l'espacement des diaclases dans la roche. En plus, le processus d'arrachement est peut-être davantage efficace au cours d'un stade très avancé de déglaciation. Ce fait a été démontré par les relations observées entre des champs de blocs erratiques arrachés et la proximité de la roche de fond d'où ils proviennent. Ces affleurements, en général mais non nécessairement granitiques, ont des surfaces rugueuses, marquées comme si elles avaient été récemment travaillées par l'arrachement; les blocs erratiques anguleux qui en provenaient étaient répandus çà et là sur de petites superficies de moraine de fond aux limites assez nettement définies. Une érosion longue et continue, au taux indiqué par la profusion de gros blocs erratiques, exigerait un volume de roches démesurément grand provenant d'une région plutôt restreinte. Les blocs erratiques ont dû être éparpillés par la toute dernière glace en mouvement sur cette superficie. Le volume de roche en question, cependant, exige un mécanisme ou processus spécial qui libérerait de nombreux gros blocs de roche en un temps relativement bref. Lewis (1954, p. 419) décrit des tablettes de gneiss arquées vers le haut au front d'un glacier norvégien et il



EPH 14-8-1953

PLANCHE XVIII. Crête de roche de fond diaclasée, source de nombreux blocs arrachés et éparés à la surface de la moraine de fond au sud. Les faces des réseaux de diaclases sont distancées de 14 à 20 pieds.

attribue cette courbure à une libération de pression lors du retrait de la glace. Des tensions internes s'étaient antérieurement accumulées dans la roche comprimée par une dénudation longue et continue, en grande partie antérieure à la glaciation. A mesure que le glacier après avoir enlevé le mort-terrain et les blocs dégagés, se mit à reculer, les efforts de tension finalement excédèrent la résistance de la roche, ce qui déclencha une rupture le long de plans parallèles à la surface. Dans la région à l'étude, une nouvelle avance du glacier serait alors nécessaire pour distribuer les blocs libérés sur une superficie limitée en aval des crêtes de roche de fond d'où ils provenaient. Nous énonçons ici l'opinion, cependant, que dans la zone marginale de la calotte du Labrador en voie de disparaître, la libération de la pression interne aurait pu être supérieure à la résistance élastique de la roche alors que la glace mince de bordure était encore active. Ainsi, certains types de roches, et particulièrement celles qui étaient diaclasées, peuvent fournir en abondance des blocs à la glace basale de la calotte en voie de disparition; en plusieurs endroits, ces blocs auraient reposés en abondance sur la roche, le till ou autres dépôts en aval de leur roche en place d'origine. Les blocs erratiques et l'affleurement soumis à l'arrachement ne laisseraient voir que peu d'effets de l'abrasion glaciaire.

Harland (1957, p. 10) rappelle que le terrain sous les grands glaciers n'est pas forcément gelé et que l'exfoliation et les formes arquées observées par Lewis pourraient s'expliquer par un déclenchement provoqué par le gel de la roche

saturée à la suite du retrait de la glace, après quoi une récurrence glaciaire distribuerait les roches dérangées. Harland souligne que ce mécanisme ne vient pas en conflit avec l'effet d'un allègement glaciaire proposé par Lewis, mais que plutôt il lui donne plus de vraisemblance. Les champs de blocs erratiques du Labrador ne fournissent aucun indice de nouvelle avance sur les superficies où les blocs se trouvent éparpillés. Des indices confirment l'explication de Lewis sur la quantité abondante de fragments rocheux au cours d'une phase tardive d'érosion. La théorie de Lewis est non seulement plus simple, mais elle explique peut-être la plus grande partie de l'érosion des roches moutonnées et des collines de roche de fond où les fluctuations de pression vers l'aval des éminences faisant obstruction ont fort bien pu approfondir l'érosion glaciaire par arrachement. Cependant, le gel joue peut-être son rôle dans la fracturation par exfoliation des roches après la déglaciation.

Pour résumer, l'arrachement a apparemment été plus efficace que l'abrasion dans l'éjection de la roche par toute la région à l'étude. L'érosion de la roche en place dans son ensemble n'a peut-être pas enlevé plus de quelques pieds des roches solides plus dures après l'érosion de la couverture et de la couche supérieure de la roche fragmentée. Des profondeurs de roche beaucoup plus considérables ont été enlevées d'endroits où le récurage s'est fait surtout dans les vallées profondes, dans des roches relativement faibles et faillées ou bien là où le processus d'arrachement était à l'œuvre. La fracturation de la roche, déclenchée par la libération de pression au cours de la déglaciation, a été probablement le mécanisme qui livra de grandes quantités de roche fragmentée à la glace de fond au cours d'un stade tardif de l'histoire glaciaire de la région.



## GÉOLOGIE HISTORIQUE

### Histoire de la glaciation

On a considéré le grand plateau du Labrador comme l'un des terrains importants d'accumulation, sinon le principal, pour les calottes glaciaires continentales qui submergèrent le Bouclier canadien et s'étendirent au loin vers le sud et vers l'ouest de la région du Bouclier au cours du Pléistocène. Des études dans le centre-nord des États-Unis ont démontré l'existence d'au moins quatre âges glaciaires principaux séparés par de longues périodes interglaciaires. Au cours des interglaciaires, on croit que les climats ont été aussi chauds ou même plus chauds que le climat actuel. On peut en conclure, en conséquence, que la péninsule du Labrador a subi à quatre reprises une glaciation au cours de l'époque pléistocène, et qu'il y eut déglaciation complète au cours des âges interglaciaires. On a trouvé des signes d'intervalles interglaciaires près de la péninsule du Labrador, au sud de la baie James et dans la région de la baie d'Hudson (Auer, 1927, p. 45c; Cooke, 1930, p. 51), mais on n'a trouvé à date aucun signe géomorphique ou stratigraphique, sur le plateau même, de périodes interglaciaires ou de glaciations antérieures à la dernière. Bien que des glaciations antérieures aient pu contribuer à la topographie de la région, les formes de terrain et les dépôts que nous avons étudiés sont considérés comme le résultat du dernier stade glaciaire, ou stade du Wisconsin et, dans une grande mesure, de l'hémicycle décroissant de ce stade.

Le compte rendu classique de la glaciation dans la région centrale du Labrador est contenu dans les rapports d'A. P. Low (1895) fondés sur les relevés géologiques de ce pionnier à travers l'intérieur, au cours des années 1892 à 1895. D'après Low, une épaisse calotte de glace se dispersa d'abord d'un endroit situé près de la latitude  $51^{\circ}$  et de la longitude  $70^{\circ}$ , mais elle se déplaça graduellement vers le nord à une position à l'ouest et au nord-ouest du lac Caniapiscaw, puis finalement dévia vers le nord-ouest jusqu'à la latitude  $55^{\circ}$  ou  $56^{\circ}$ . Les travaux effectués dans la région côtière montagneuse de l'est du Labrador, et sur le haut plateau à l'ouest de la zone montagneuse, ont situé les aires d'accumulation un peu au nord de celles proposées par Low. Odell (1933, p. 316) remarqua dans le nord-est de la péninsule du Labrador que des marques d'érosion glaciaire sur de hauts sommets et dans les régions ouvertes libres de l'influence de la topographie ont indiqué des mouvements régionaux considérables de la glace vers le nord-est et l'est-nord-est. Odell croyait que le mouvement au nord-est fut le premier et qu'il représente peut-être un écoulement au cours de la phase de glaciation maximum. Il considérait que le centre de dispersion de la glace se trouvait au nord des latitudes  $53^{\circ}$  et  $55^{\circ}$ , soit dans la région mentionnée par Low. Wheeler (1935, p. 245), se fondant sur ses propres obser-

ventions sur le mont Kauraraluk (lat.  $57^{\circ}21'$ , long  $62^{\circ}53'$ ) et sur celles d'Odell plus au nord, a supposé un centre d'accumulation maximum au voisinage de la latitude  $57^{\circ}$  et de la longitude  $70^{\circ}$ .

Nous ne considérons pas qu'il soit justifiable d'appliquer à l'intérieur des directions d'écoulement glaciaire déduites d'observations faites dans des régions côtières dans le but de localiser un centre d'écoulement radial pour une grande calotte de glace. Des marques repérées sur le terrain indiquent que l'écoulement peut se faire à partir de dômes irréguliers ou de lignes de partage de la glace, ou simultanément d'un ou de plusieurs dômes glaciaires. L'examen de photographies aériennes de formes glaciaires orientées sur le plateau du Labrador (Douglas et Drummond, 1953) confirme ce fait et de plus il porte à croire qu'à tout moment il peut y avoir des changements graduels dans la direction du déplacement régional de la glace sur des distances comme celles qui séparent l'intérieur du Labrador et la côte. Les changements peuvent être dus à des mouvements convergents provenant de dômes glaciaires distincts. Ou encore, certains changements dans l'orientation des formes de terrain peuvent être dus à un déplacement des zones d'accumulation maximum et des sommets topographiques qui les accompagnent.

On peut encore voir au Groenland un exemple d'écoulement qui provient d'une région complexe de dispersion sur une calotte de glace récente. La calotte a une crête de sommet longitudinale en grande partie ou même complètement indépendante de la topographie sous-jacente, située beaucoup plus près de la bordure est que de la bordure ouest dans les deux tiers sud de la calotte. Cette crête possède deux dômes distincts sur sa longueur: l'un près du point milieu de la crête et l'autre près de son extrémité sud (Sharp, 1956, p. 83). Un tel arrangement de la masse de glace donnerait un patron d'écoulement fort différent et plus compliqué que celui qui naîtrait d'un seul dôme central.

Une destruction considérable, par un écoulement glaciaire postérieur, des marques laissées par les premiers mouvements de la glace du Wisconsin, rend la localisation des régions originales d'accumulation et d'écoulement des plus difficile, sinon impossible. Les monts Torngats et peut-être d'autres points élevés plus au sud ont été proposés comme centres de glaciation pendant le Wisconsin ancien et tardif (Flint, 1951, p. 35). Ives (1956), cependant, n'a trouvé aucun indice de dispersion de la glace à partir des monts Torngats vers la fin du Wisconsin, alors que l'inlandsis s'était retiré des sommets, mais continuait d'être alimenté de l'intérieur par les principales vallées orientées est-ouest, et il en conclut que les Torngats n'avaient également eu que peu d'influence au début du Wisconsin.

L'abaissement de la ligne des neiges au début du Wisconsin à un niveau plus bas que nécessaire pour amorcer une glaciation locale sur les montagnes côtières permettrait à une grande partie du plateau intérieur, où les altitudes varient de 2,000 à 3,000 pieds ou davantage, de dominer la ligne des neiges, et la glace commencerait de s'accumuler sur une grande superficie. Le mouvement vers l'extérieur des masses grossissantes de glace des débuts du Wisconsin sur le

plateau central du Labrador proviendrait probablement de «centres de dispersion» initiaux à l'intérieur ou près de la région centrale couverte par la glace du Wisconsin tardif. Le centre d'écoulement a-t-il jamais émigré vers l'ouest, dans la région de dépression occupée aujourd'hui par la baie d'Hudson entre l'accumulation initiale de la glace et la déglaciation finale, tel qu'on l'a prétendu pour expliquer la plus grande dépression de la croûte terrestre à cet endroit? C'est là une question à laquelle on ne pourra répondre avant d'avoir fait de plus amples études sur le terrain.

## Mouvement régional dans la partie centrale du Québec-Labrador

### *Mouvement régional ancien*

La direction la plus ancienne du mouvement de la glace décelée dans la région cartographiée a été un écoulement régional vers le sud-est et, près de la limite ouest, vers le sud. Dans l'extrême nord de la région, le mouvement de la glace se fit vers le nord autour du lac Ritchie et du lac Chassin (Ferguson, 1951a; Hurd, 1950). Mais, comme un mouvement ancien prononcé en direction sud fut observé au lac Wakuach (Béland, 1950, p. 23), situé à peu près à mi-chemin entre ces deux lacs, il est probable que le pays environnant le lac Ritchie et le lac Chassin, et, peut-être aussi toute la partie nord de la région à l'étude, furent également érodés par la glace se déplaçant vers le sud et le sud-est, et que la glace qui plus tard se déplaça vers le nord détruisit ou marqua la plupart des traces de son passage.

Au cours d'un levé de reconnaissance entre Fort Chimo, sur la baie d'Un-gava, et Fort McKenzie, sur la rivière Swampy Bay, nous n'avons découvert d'indices de mouvement de la glace qu'au nord-est et au nord. Si jamais il exista un mouvement de la glace vers le sud aussi loin au nord que le 57° parallèle ou au voisinage des centres postulés par Odell et Wheeler, toute trace de mouvement vers le sud partant de là a été effacée ou marquée par des déplacements subséquents de la glace. S. Roscoe<sup>1</sup> de la Commission géologique du Canada, qui examina de nombreux blocs erratiques alors qu'il cartographiait les contacts de roches gneissiques et sédimentaires au sud-ouest du lac Oteluk, à 15 ou 20 milles à l'ouest de l'angle nord-ouest de la région à l'étude, déclara que la provenance des blocs erratiques n'a pas fourni de preuves quant au mouvement de la glace vers le sud à cet endroit. Étant donné qu'il n'existe pas de signe de mouvement vers le sud à l'ouest et au nord de la région à l'étude, la région de dispersion qui fournit la glace s'écoulant vers le sud-est et le sud peut avoir été située dans l'angle nord-ouest de la région à l'étude et s'être étendue à l'ouest et au sud-ouest. Nous ne saurions dire si la glace s'est déplacée vers l'extérieur en partant d'un simple dôme ou d'une zone quelconque de dispersion aux formes plus irrégulières. Des études de photographies aériennes du paysage glaciaire polycyclique révèlent les marques les plus récentes, plutôt que les plus anciennes, laissées par les

<sup>1</sup> Communication personnelle, février 1957.

divers mouvements de la glace. Seul un travail considérable sur le terrain pourrait dévoiler des détails quant à la forme et à l'emplacement de régions d'accumulation dont provenait la première glace se dirigeant vers le sud.

### *Variation de l'écoulement régional*

Après l'écoulement long et continu de la glace vers le sud, celle-ci se déplaça vers le nord-est, dans la moitié nord de la région cartographiée, à angle droit avec les collines de roches plissées de la Fosse et éroda les sommets les plus élevés au nord et au sud du lac Éclipse. Nous ne savons pas jusqu'où le mouvement de la glace s'étendit vers le nord-est, étant donné qu'il dépassa les limites de la région à l'étude. Nous n'avons trouvé aucun indice, cependant, de ce mouvement au sud des lacs Menihék ou du lac Dyke. Le changement de direction du mouvement remonte probablement à la fin du Wisconsin, alors que la glace fondante était devenue en grande partie stagnante au sud de ces lacs où elle se butait à une surface régionale dont la pente était orientée au nord. Le centre de dispersion s'était déjà alors déplacé en direction sud vers la région du plateau gneissique à l'ouest du lac Knob. A ce stade, les conditions climatiques au-dessus de la calotte décroissante de glace étaient probablement semblables à celles qui règnent aujourd'hui, alors que la précipitation en grande partie provient du sud-ouest ou de l'ouest et que les chutes de neige vont en augmentant du nord au sud. Ajouté à l'altitude considérable dans cette région, ce phénomène favoriserait un déplacement vers le sud dans la zone d'accumulation maximum de cette région.

L'écoulement vers le nord-est à travers les hautes terres entre le lac Knob et la rivière Howells semble avoir été limité. Cela est peut-être dû à la minceur de la glace sur le haut plateau gneissique et à la dérivation de l'écoulement de la glace vers l'aval de la vallée de la rivière Howells.

L'écoulement vers le nord de la glace signalé à l'ouest du lac Wakuach et en plusieurs endroits au nord du lac Attikamagen est difficile à localiser par rapport au mouvement en direction nord-est. Dans la partie sud de la région influencée par la glace se déplaçant vers le nord, à quelques milles au nord-est du lac Attikamagen, l'ensemble des preuves porte certainement à croire à un très bref mouvement vers le nord à la suite de la cessation de l'écoulement vers le nord-est. Au nord de cet endroit, cependant, les marques indiquant un écoulement vers le nord augmentent en nombre et en importance et, au nord-est du lac Wakuach, où abondent des signes d'un écoulement vers le nord, ce dernier mouvement a peut-être été contemporain du mouvement vers le nord-est plus au sud.

A l'époque où le dôme de glace se déplaçait au sud et modifiait du sud-est au nord-est et au nord l'écoulement régional sur la moitié nord de la région, la calotte de glace avait probablement retraité bien en deçà des confins de la péninsule du Labrador. Nombre d'indices démontrent que les températures dans l'hémisphère Nord en ce temps-là n'étaient pas très différentes de celles d'aujourd'hui, et Manley (1955, p. 267) a déclaré que l'ablation sur le glacier plus petit a peut-être affecté toute la superficie de la calotte de glace au cours des périodes plus chaudes. Potzger



et Courtemanche (1954) ont déclaré que le stade boréal existant au sud du fleuve Saint-Laurent manque au nord de cette région, ce qui ferait croire à un réchauffement du climat qui aurait hâté la déglaciation à ce stade. A partir du temps où l'ablation devint plus considérable que l'accumulation sur la calotte entière, tout écoulement vers les bordures a dû hâter un amaigrissement rapide par la fonte.

Il y aurait eu stagnation dans de vastes régions périphériques de la dernière calotte glaciaire, si l'on en juge par le nombre élevé de grands eskers qui rayonnent à partir du haut plateau rocheux qui commence au nord du lac Caniapiscau et s'étend à travers les hautes terres du lac Knob jusqu'à la source de la rivière George. Les terrains-sources de ces eskers se présentent sous une forme à peu près ovale, mesurant plus de 200 milles de l'est à l'ouest et 150 milles du nord au sud; le centre est à environ 20 milles à l'ouest de la ligne de partage des eaux dans la grande vallée de faille où coulent les rivières Goodwood et Howells, près de la latitude 55° et de la longitude 68°. Ce point se trouve seulement à 40 milles à l'ouest du dernier centre proposé par Flint (1951, p. 33), qui se fondait sur des indices semblables.

Certaines observations faites sur le terrain portent à croire que la retraite de la glace fut accompagnée par une stagnation de zones périphériques successives larges de plusieurs milles dans la région des eskers au sud des grands lacs du cours supérieur du fleuve Hamilton. Le mouvement de la glace allait à l'encontre de la pente régionale de cette région et l'ablation loin derrière la bordure aurait empêché la formation d'un front glaciaire assez puissant pour remonter la pente.

Bien que dans l'ensemble, il y ait eu retraite sur une grande échelle, les signes d'un ou plusieurs stades de stabilité ou de nouvelle avance sont nombreux. De plus, la canalisation de la glace sous l'influence de la topographie a peut-être fait avancer des langues ou lobes vers la bordure à une époque où la glace des deux côtés était presque inactive; les moraines de retrait au sud du lac Dyke ont probablement été formées par un tel lobe de glace active qui serait sorti du lac Astray pour pénétrer dans le bas pays près de la rivière Achouanipi.

### Mouvements locaux tardifs des glaces

Il existe bien des indices qu'au cours d'un stade tardif de la déglaciation de la partie nord de la région à l'étude, particulièrement dans l'aire qui s'étend du lac Éclipse jusqu'aux lacs Menihek et vers l'ouest, des superficies séparées seulement de quelques milles les unes des autres ont subi des mouvements glaciaires qui ont considérablement varié ou qui, en fait, s'opposèrent les uns aux autres dans leurs directions de mouvement. A mesure que s'amincissait la calotte glaciaire responsable de l'écoulement vers le nord-est, les mouvements de la glace ne furent plus conditionnés par son épaisseur totale et l'influence topographique s'exerça davantage. Les diverses directions de la glace observées dans des régions avoisinantes indiquent des mouvements provenant soit de plusieurs «centres» dans la calotte de glace plus grande, soit de calottes locales maintenant distinctes, très probablement situées dans des régions plus basses. Par exemple, une glace relativement épaisse occupait encore la grande vallée de faille à l'ouest des crêtes



de Geren et se déplaçait dans deux directions en partant d'à peu près le voisinage de la ligne actuelle de séparation des eaux dans la vallée. Cette ligne de hauteur, d'après Perrault (1951, p. 22), se trouvait probablement près du lac Kivivic au sud-ouest du cairn de Geren et séparait la glace qui s'écoulait en direction S30°E de celle qui allait en direction N30°W dans la vallée profonde de 1,000 pieds. Ce fut probablement là le mouvement qui laissa des traces d'un écoulement vers le nord, dans les collines situées au nord-est de la vallée Howells-Goodwood à partir du lac Geren jusqu'au lac Helluva, juste avant le retrait de la glace dans les confins de la vallée.

La dernière glace active dans le bassin hydrographique de la rivière McPhadyen s'est apparemment déplacée vers l'aval de la rivière en direction est mais, à 20 milles au nord, une glace tardive dans la partie inférieure du bassin adjacent de la rivière Kidd remonta la rivière vers l'ouest en s'éloignant de la chaîne de hautes collines qui bordaient la rive ouest des lacs Menihek. Cet écoulement apparemment avait son origine dans le bassin de lacs à l'est des collines. A vingt-cinq milles à l'ouest des lacs Menihek à la source de la rivière Kidd, à la hauteur des terres entre Terre-Neuve et Québec, la dernière glace s'écoula en direction N10° à 17°W sur une aire longue d'au moins 30 milles et large de 20 milles. Des traînées bien formées de drift partant de plusieurs des collines rocailleuses et le drift cannelé au nord de certaines des crêtes de roche de fond orientées est-ouest délimitent la superficie couverte par le bref écoulement vers le nord. Les flancs sud des collines et crêtes de roche de fond soumis à un intense arrachement de même que le modelé des petites buttes de gneiss demeurent encore comme des signes de la première poussée régionale vers le sud.

Des températures se rapprochant de celles d'aujourd'hui ont bien pu régner au cours de la dernière phase de déglaciation dans la région du lac Knob. Bien que, par endroits, l'épaisseur de la glace au début de ce stade ait été probablement entre 1,000 et 2,000 pieds, la surface de ces parties les plus élevées ne devait pas dépasser les plus hauts sommets de la région, dont plusieurs apparaissaient comme des nunataks trouant la couverture de glace en train de disparaître. L'enfoncement de la surface du terrain sous le poids de la glace, par rapport à son niveau actuel, devait être de plusieurs centaines de pieds. On peut estimer que la surface de la calotte de glace a atteint des altitudes de 3,000 à 4,000 pieds au-dessus du niveau de la mer. L'ablation sur toute ou presque toute la surface semble chose certaine au cours des périodes plus chaudes, mais la différence entre l'ablation et l'accumulation a dû être très minime pour les parties les plus élevées. Une période plus froide, accompagnée d'une accumulation de neige, a pu provoquer une expansion de certaines parties des masses de glace, bien que probablement pas par tout le périmètre. Par endroits, des aires de glace seraient restées stagnantes, ou bien encore la bordure aurait même pu continuer de reculer. Ce phénomène se retrouve aujourd'hui au champ de glace de Juneau dans la chaîne Côtière de l'Alaska où le grand glacier Taku, dont les régions les plus hautes d'accumulation se trouvent dans un endroit exception-

nellement favorable à des taux élevés de précipitation sous forme de neige, a avancé pendant les 50 dernières années dans une région dont les températures s'élèvent et où le retrait général des glaciers est la règle (Miller, 1954, p. 309).

Selon nous, plusieurs facteurs en jeu sur la calotte fondante ont pu pendant cette période, soit par eux-mêmes, soit combinés avec une période plus froide au cours de laquelle l'accumulation de la neige sur des parties de la couverture de glace a excédé l'ablation, provoquer les brusques changements dans la direction d'écoulement. Le plus important de ces facteurs fut peut-être le taux variable de fonte à la périphérie de la glace qui causa une retraite inégale sur le pourtour. A mesure que la glace s'amincissait, la topographie servait de plus en plus à canaliser la glace dont l'écoulement se continuait dans les principales vallées profondes après avoir cessé sur les hautes terres adjacentes. Un renversement de mouvement a dû suivre le début du drainage par gravité vers l'aval des grandes vallées empruntées par la glace se déplaçant dans la direction opposée. Une éminence topographique sur la glace d'un côté d'un plateau d'altitude égale ou légèrement supérieure à cette éminence engendrerait un écoulement en grande partie unidirectionnel vers des régions moins élevées, condition qui a peut-être orienté l'écoulement vers le nord dans les parages de la source de la rivière Kidd.

Ces expansions de la glace, de l'ordre de quelques milles, auraient un caractère local et pourraient avoir une orientation directement opposée à l'écoulement régional antérieur. Étant donné que la glace aurait alors pris la forme d'une longue ligne de partage glaciaire, avec des dômes locaux plus élevés le long de sa crête, ou même qu'elle se serait divisée en masses distinctes encore capables d'écoulement et vu aussi l'influence grandissante exercée par l'âpre relief sous-jacent, les coulées locales en directions autres que celle de la glace plus ancienne alors que la calotte était plus considérable auraient été la règle plutôt que l'exception. Les divers mouvements ne se sont pas nécessairement produits en même temps. Les relations physiographiques des régions respectives portent à croire que tout écoulement vers le sud-est, descendant la rivière Howells, s'est fait après que la surface de la glace, sur l'extrémité nord des lacs Menihek, se fut abaissée jusqu'à la cessation presque complète de l'écoulement vers l'ouest qui remontait la rivière Kidd. La masse de glace dans la vallée des rivières Howells et Goodwood a peut-être été le premier vestige de la nappe de glace du Pléistocène, mais il n'existe pas d'indices que des vestiges n'aient pas demeuré plus longtemps sur certaines parties du haut plateau à l'ouest.

## Histoire postglaciaire

### Proximité de la déglaciation de l'optimum climatique

Des analyses au radiocarbone par Grayson (1956) d'échantillons de tourbe recueillis à la base de tourbières profondes au sud de la région de Geren et à l'extrémité nord du lac Achouanipi ont fourni des précisions sur l'époque de la formation des quelques premiers pouces de tourbe qui remonteraient à  $5,300 \pm$

800 ans et  $5,200 \pm 800$  ans respectivement. Il est possible qu'il fallût plusieurs siècles, après la déglaciation, pour que la végétation s'établît solidement et que la tourbe de base puisse se former. Cela porte à croire que la déglaciation définitive de la moitié nord de la région eut lieu il y a environ 6,000 ans. L'analyse de pollen faite par Grayson indique que la formation des marécages se fit au cours d'une période chaude qui atteignit son maximum dans le centre du Labrador il y a environ 3,500 ans. La moyenne des dates données par divers savants (Ahlmann, 1953; Manley, 1953; Antevs, 1955 et autres) pour le maximum thermal postglaciaire ailleurs concordent de près avec la date probable de déglaciation; en conséquence, la déglaciation du Labrador central s'est apparemment terminée peu avant, ou peut-être même après le maximum thermal.

Le maximum thermal ne fut pas un sommet aigu sur le graphique des températures représentant le temps postglaciaire, mais seulement un point légèrement plus haut atteint au cours d'une longue période de climat plus chaud et plus sec—l'intervalle hypsithermal postglaciaire de Deevey et Flint (1957, p. 182)—alors que les températures dans les régions libres de glace étaient en général aussi élevées ou plus élevées que celles d'aujourd'hui, bien que sans doute il y eût des fluctuations considérables au cours de cette période. A la suite de la disparition de la calotte de glace, il est conséquemment plausible que les températures au Labrador aient été pendant un temps aussi élevées que celles d'aujourd'hui ou peut-être un peu plus élevées. Cependant, certaines formes furent modelées après la glaciation, et ces formes indiquent une ou plusieurs périodes de climat plus frais.

Les pluies abondantes qui suivirent immédiatement la déglaciation ont probablement érodé rapidement les pentes dénudées les plus prononcées avant que celles-ci fussent recouvertes par un tapis de végétation pouvant freiner l'écoulement de l'eau et emporté la plus grande partie du drift meuble au cours de brefs débordements des cours d'eau. Il y a des indices, dans certaines vallées des zones les plus accidentées, que de telles conditions existèrent. A l'ouest de l'extrémité nord du lac Wabush, deux vallées entourées par des pentes rocheuses abruptes et dénudées ont de larges planchers aplanis couverts de gros blocs erratiques arrondis sous lesquels s'écoule l'eau peu abondante du drainage actuel. La présence de petits lacs du côté opposé de leur entrée et l'absence de dépôts alluviaux proglaciaires portent à croire que ces gros cailloux y furent abandonnés par des torrents postglaciaires recueillant les eaux des pentes avoisinantes, plutôt que par l'eau de fonte provenant de la glace. D'autres fonds de vallées couverts de blocs arrondis où l'on ne voit pas de dépôts alluviaux proglaciaires peuvent également avoir reçu par une érosion accélérée semblable, beaucoup de matériaux grossiers arrachés de pentes dénudées, au début de la période postglaciaire.

### Niches de nivation

Au voisinage du lac Knob, dans la haute région située le long de la ligne de partage des eaux entre le bassin hydrographique à écoulement est vers l'Atlantique et celui de l'Ungava s'écoulant vers le nord, les taches de neige sur les pentes protégées



*EPH 2-3-1964*

**PLANCHE XIX.** Niches de nivation simples. Voir figure 9a.

**PLANCHE XX.** Plancher bosselé de till d'une niche composée. Voir figure 9c; à noter la longue rupture de pente de nivation à l'est de cette niche, indiquée par la lettre d.



*EPH 3-7-1964*



gées durent pendant une bonne partie de l'été et même, en de rares occasions, persistent tout l'été; la présence, dans le drift, de dépressions cratériformes ou en soucoupe, associées avec ces taches de neige et connues sous le nom de niches de nivation, indique une origine rattachée à la gélivation. L'abondance de niches de nivation, dont quelques-unes ont des dimensions considérables, indique une ou des périodes de gélivation intenses postérieures à la glaciation. Ces conditions plus froides ont probablement persisté pendant la plus grande partie de ce qu'on a appelé la petite période glaciaire «Little Ice Age» (Matthes, 1900), bien que Deevey et Flint (1957, p. 184) aient remarqué qu'il peut bien y avoir eu plusieurs phases plus froides distribuées pendant la période de températures élevées et qui précédèrent et suivirent le maximum thermal. Les meilleurs exemples de niches de nivation sont peut-être les grands bassins en forme de cirques au nord de la source de la rivière Kidd. On croit qu'ils se sont formés par le processus de gel et de dégel qui rend meubles le sol et le matériel rocheux; ces derniers sont alors entraînés par solifluxion et par les eaux de fonte et de pluie. Jusqu'à présent, ces intéressants accidents de terrain du centre du Labrador n'ont pas encore été décrits et, en conséquence, nous en donnons une description détaillée.

Le long de la partie de la frontière Québec-Labrador située au nord du cours supérieur de la rivière Kidd, les altitudes maximums dépassent 2,000 pieds et le relief local est de 450 pieds ou plus. Les collines les plus élevées de la région ont des sommets tabulaires étendus. La topographie des surfaces des sommets est d'ordinaire légèrement ondulée et son relief local est de 15 à 20 pieds. Ces aires de sommets ondulés sont probablement ce qui reste d'une ancienne pénéplaine, dont la dissection subséquente a produit les larges collines arrondies qui se sont développées dans le district. Les grandes niches de nivation qui se trouvent sur les pentes exposées au nord de plusieurs de ces collines gneissiques sont de deux types: (1) des niches simples, grossièrement semi-circulaires, avec paroi amont unie et à pente raide qui coupe à un angle aigu un plancher doucement incliné (*voir* planche XIX), et (2) des niches composées aux formes irrégulières, plus grandes que celles du premier type, avec des parois amont différentes se fusionnant avec les planchers qui sont en partie ou en entier à pente plus raide et plus accidentée que dans le type (1) (*voir* planche XX).

#### *Niches de nivation simples*

Ces niches sont particulièrement bien développées dans d'épaisses traînées de drift formées au cours du dernier stade du mouvement glaciaire du sud au nord, sur les flancs nord de collines arrondies hautes d'environ 100 à 150 pieds. Elles varient en dimension de 100 à 400 pieds ou plus de diamètre à leur ouverture (*voir* figure 6). Les plus grandes s'étendent sur une distance égale ou supérieure en amont dans les traînées de drift, ce qui donne un rapport approximatif de 1 entre la mesure à travers l'ouverture et celle de l'ouverture jusqu'au sommet de la paroi amont.

Les azimuts des longues traînées de drift glaciaire que nous avons mesurés variaient de 10 à 17 degrés à l'ouest du nord. Certaines niches font face à cette



direction parce que leur plan du plancher est soumis à la forme des traînées de drift et, dans plusieurs cas, les amas de drift sont à peine plus grands que les niches elles-mêmes.

Là où les dépôts de till dans lesquels ils se sont développés sont plus grands et ne déterminent pas leur orientation, les niches semblent se former de préférence face au nord ou au nord-est. L'épaisseur du till dans les traînées morainiques peut atteindre 50 pieds, comme on peut le voir dans un creux incisé verticalement jusqu'à cette profondeur (*voir* planche XXI). Les traînées moyennes de drift semblent avoir une épaisseur variant de 25 à 40 pieds. Nous n'avons jamais identifié positivement la roche de fond dans la paroi amont d'aucune niche de nivation, mais, dans certains creux plus rocailleux, les blocs anguleux amoncelés peuvent être de la roche de fond effritée par le gel plutôt que des blocs erratiques concentrés provenant du drift par enlèvement des matériaux plus fins. Les parois amont des niches sont deux fois, ou davantage, plus rocailleuses que la surface du drift glaciaire environnant, et les parties centrales de certaines parois amont sont composées entièrement de gros blocs grossièrement anguleux et à demi arrondis. A de tels endroits, nous avons mesuré des pentes de paroi pouvant atteindre 45 degrés. Les planchers des niches de nivation, avec une pente vers l'extérieur de 3 à 5 degrés, s'étendent des ouvertures jusqu'aux parois amont abruptes et inclinées de 30 degrés à plus de 35 degrés, soit presque l'angle de repos pour le till sablonneux. La hauteur des parois amont varie de 10 pieds à un maximum de 60 pieds. Ces murs sont apparemment sujets à une rapide destruction par solifluxion et glissement lorsqu'ils atteignent une certaine dimension critique. La seule niche de nivation simple avec un mur de rimaye de plus de 50 pieds de hauteur exhibe un léger glissement dans sa partie centrale, ce qui indique que la niche se transformait en une niche du type composé (*voir* planche XXI). Les pentes de surface des traînées de till intactes varient entre 10 et 22 degrés; les creux doivent donc ronger de 200 à plusieurs centaines de pieds pour produire les plus grands types de niches de nivation simples.

### *Niches de nivation composées*

Les grandes niches de nivation composées sont des formes évoluées des niches simples de deux façons: (1) le plus souvent par solifluxion et glissement de matériaux provenant de la surface de la paroi amont, ou affaissement de la région au-dessus de la paroi, et (2) par la fusion de deux ou plusieurs niches simples qui avaient pris naissance à proximité les unes des autres. Certaines niches composées indiquent une combinaison des processus (1) et (2). La dimension des creux composés varie de 400 à 2,500 pieds de diamètre à leur ouverture.

On trouve les niches composées sur les pentes nord des plus grosses collines et crêtes. Les parois amont sont d'un dessin irrégulier et n'ont pas la forme adoucie, arquée et développée par la nivation seule; généralement, deux ou trois petites pointes ou petits éperons séparent les indentations grossières peu profon-

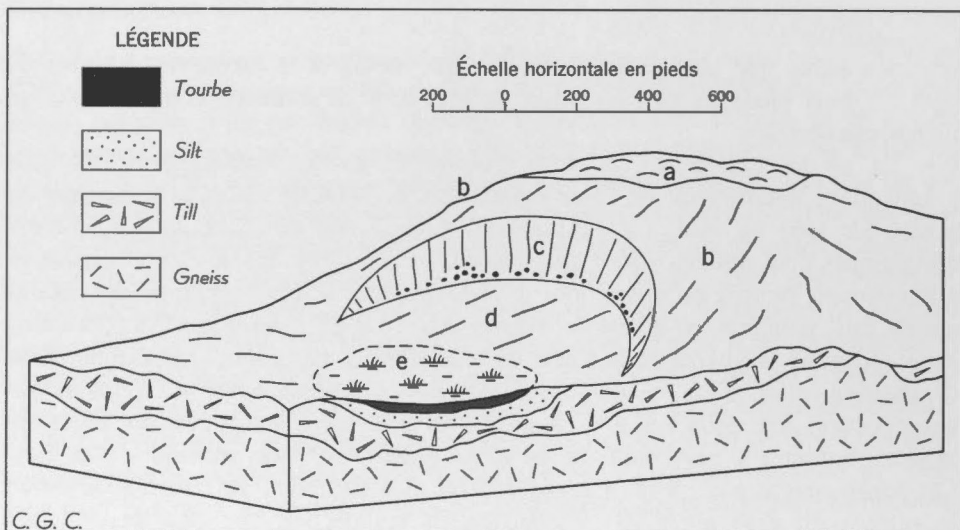


FIGURE 6. Niche de nivation simple. a) sommet tabulaire de colline, constitué en grande partie d'affleurements rocheux; b) pentes comblées de drift de 10 à 15 degrés; c) paroi amont avec pente de 30 à 40 degrés; d) plancher avec pente de 5 degrés; e) aire plane marécageuse sur un dépôt formé par solifluction.

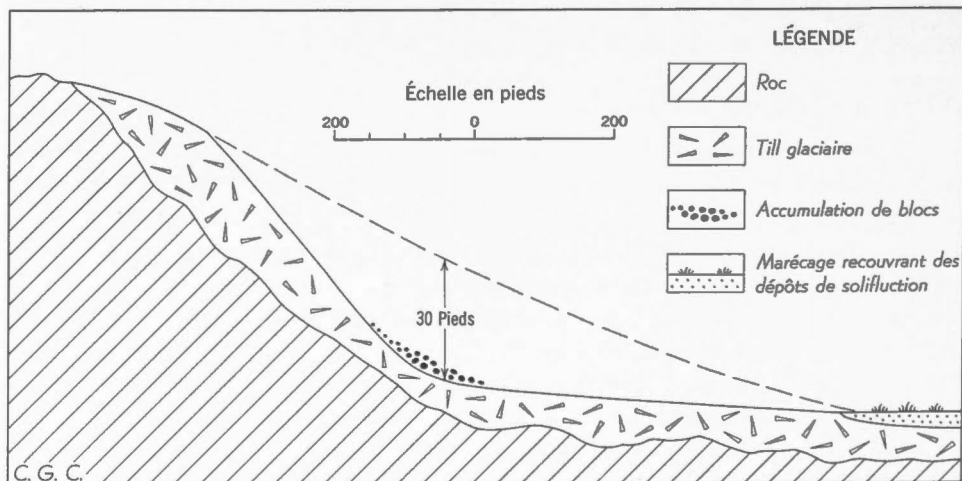


FIGURE 7. Coupe transversale d'une niche de nivation simple.



EPH 2-2-1954

PLANCHE XXI. Tourbière reposant sur un dépôt de limon face à la niche de nivation illustrée sur la planche XIX.

des dans la paroi amont du bassin principal. Cette paroi n'est d'ordinaire haute que de 15 à 25 pieds et s'incline irrégulièrement de 20 à 30 degrés. Plusieurs niches composées ont conservé des vestiges des parois amont des niches de nivation normalement plus inclinées (35 degrés) le long d'un côté, ou des deux, où les processus déformants n'ont pas détruit les formes originelles. A la base des parois amont, les planchers des niches constitués de matériaux de glissement sont rugueux et mamelonnés et s'inclinent à 10 ou 12 degrés. Dans certaines niches, les pentes des planchers sont parallèles aux surfaces des traînées de till, ces creux s'étant élargis considérablement en remontant les collines tout en maintenant des parois amont de 20 à 30 pieds de hauteur. Les matériaux mamelonnés sur les planchers, généralement présents sous forme de lobes de till provenant d'un glissement de la paroi amont, s'arrêtent d'ordinaire brusquement à la pointe du lobe en une chute de 8 ou 10 pieds jusqu'au plancher originel à pente peu prononcée, qui se développa au cours de l'évolution de la première niche de nivation, maintenant en grande partie détruite. Dans certaines niches de grandes dimensions, le plancher originel uniforme et à pente peu prononcée est absent, de toute évidence enseveli sous les matériaux effondrés. Il existe d'ordinaire une superficie enfoncée ou déprimée sur le flanc de la colline au-dessus de la cicatrice de glissement laissée dans la paroi amont après qu'une partie s'est effondrée. Le bord de cette superficie déprimée est parfois limité par un petit escarpement, haut d'un pied ou plus. La superficie déprimée se forme par l'effondrement du terrain au moment où la paroi amont d'une niche s'affaisse;

d'autres matériaux provenant du dessous de la partie effondrée s'ajoutent au volume du glissement qui tombe sur le plancher de la niche située au-dessous (voir figure 8).

Les grandes niches de nivation composées accusent une plus grande diversité dans la direction vers laquelle elles font face que celles du type plus petit, et plusieurs de ces grandes niches font face au nord et au nord-est. Quelques-unes qui se sont développées dans des crêtes ont un prolongement latéral qui forme une longue rupture de pente droite ou une accentuation de la pente (voir figures 9d, 10). Cette rupture de pente longe la base de la crête; la partie à pente plus raide est haute de 2 à environ 10 pieds et elle s'est formée sous une longue congère transversale en même temps que la niche de nivation plus grande qui lui est associée.

L'une des plus grandes niches composées que nous avons examinées est située sur une colline haute de près de 300 pieds. Certaines caractéristiques révèlent qu'elle aurait été formée par deux cycles complets de nivation et de glissement (voir figures 8, 9e). La paroi amont de cette niche composée a retraits en remontant la pente de la colline sur une distance verticale de 100 pieds pendant l'existence de la niche. Près de son ouverture du côté est se trouve une section en grande partie intacte d'une paroi amont, haute de 40 pieds, dont la base est rattachée à une petite partie du plancher uni originel, incliné vers l'extérieur à 4 degrés; les deux représentent le premier cycle de nivation, alors que se forma une niche simple, faisant face au nord. À l'ouest de ces parties intactes de la paroi amont et du plancher, le glissement fut considérable et le reste de la paroi amont du creux originel fut modifié; un manteau mamelonné de till supportant un grand nombre de gros blocs erratiques couvre la partie principale du plancher. Ainsi se forma une niche de nivation complexe. Un autre cycle de nivation modifia les parties ouest et centre de la niche devenue composée, qui s'agrandit vers le sud-ouest en remontant la pente de la colline et forma une niche simple à l'arrière exposée au nord-est. Éventuellement, un glissement abaissa de nouveau la paroi amont jusqu'à une hauteur de 15 pieds; le plancher rugueux et mamelonné a maintenant une pente de 16 degrés (parallèle à la surface non dérangée de la colline des deux côtés) et s'étend presque jusqu'à l'ouverture de la niche à deux cycles, où la bordure du matériel d'écoulement remué s'abaisse abruptement de 12 pieds jusqu'au reste du plancher originel.

Des marécages ou tourbières se forment en face de certaines niches des deux types lorsque les bassins se déversent directement dans des aires humides et planes qui sont d'ordinaire couvertes de mousse et de tourbe. Là où les parties aplanies sont libres de mousse, des trous de sonde creusés à plusieurs pieds de profondeur ont révélé la présence de lits de limon et de sable fin contenant des traînées et des lentilles de substances organiques et, rarement, des blocs erratiques et des cailloux. On considère que ces tourbières sont génétiquement associées aux niches et qu'elles se sont formées sur des cônes plats et mal égouttés, composés de matériaux fins provenant des bassins (voir planche XXI).

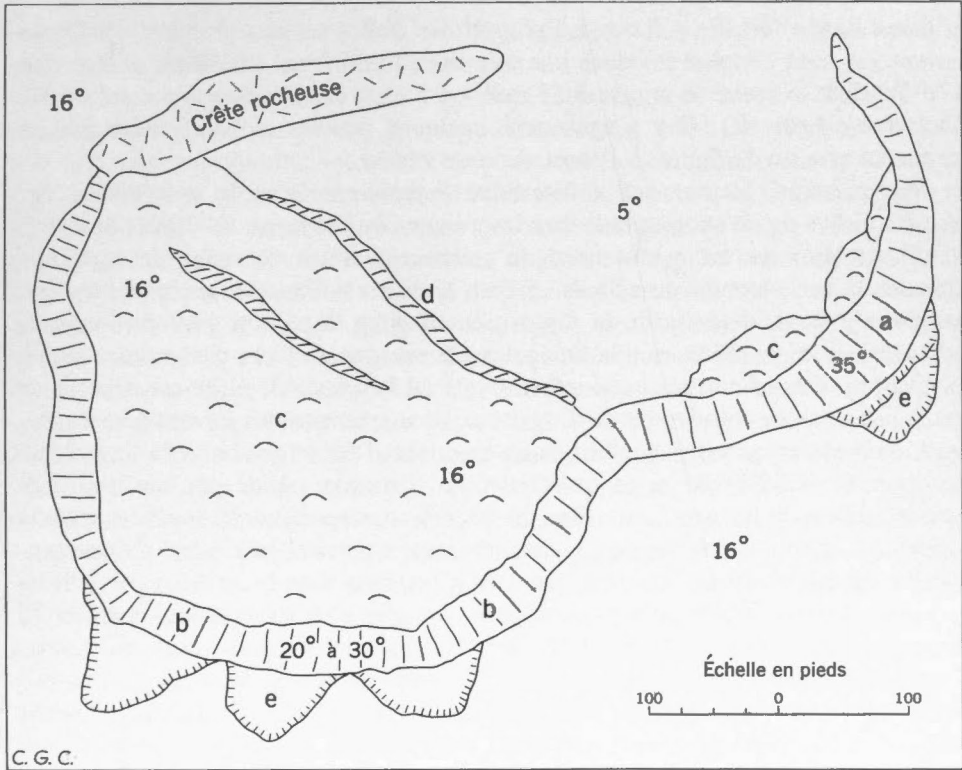


FIGURE 8. Niche de nivation composée illustrant deux cycles de nivation et d'effondrement de la paroi amont. a) segment de la paroi amont originelle; b) paroi amont du cycle de nivation-érosion-glisserment subséquent; c) surface bosselée des glissements; d) bordure du glissement, s'abaissant de 12 pieds jusqu'au plancher aplani; e) surfaces déprimées sur le flanc de la colline au-dessus de la paroi amont effondrée.

Toutes les niches que nous avons examinées semblaient inactives et le lichen couvrait leurs planchers et leurs parois; dans plusieurs poussent le bouleau nain et de petites épinettes. Dans une ou deux niches (voir figure 9b), des matériaux sont parfois encore entraînés par l'érosion sur de petites superficies à la base de la paroi amont dans les parties les plus profondes, là où la neige demeure tard dans la saison; mais même ces niches semblent être complètement couvertes de mousse, car la végétation croît jusqu'aux petites taches de neige qui subsistent jusqu'à la fin de juin. A l'endroit de ces petites congères résiduelles, la paroi amont est un peu plus abrupte que le long des parties adjacentes où la neige fond plus tôt.

#### *Répartition des niches de nivation*

Les niches de nivation peu profondes au flanc des collines et les encoches de nivation à la base de certaines pentes sont très répandues dans toutes les parties élevées de la région de collines autour du lac Knob en général et elles se sont formées partout où les conditions favorisaient l'accumulation de la neige en grosses congères; ces formes sont particulièrement nombreuses dans les endroits abrités sur



les flancs nord et est des collines. La plupart des niches les plus grandes, dont nous parlons ici, sont concentrées dans une aire de 20 milles sur 30 milles à direction N20°W, dont le centre se trouve à 35 milles à l'ouest et à 25 degrés au sud du lac Knob (voir figure 9). Il y a également quelques grandes niches éparses qui ne paraissent pas sur la figure, à l'ouest de cette région.

Le principal facteur qui a déterminé l'emplacement et la distribution des grandes niches de nivation semble être la présence ou l'absence de dépôts profonds de till glaciaire sur les pentes nord de collines et crêtes de roche de fond aux sommets larges, arrondis ou aplanis. À l'est, là où les collines rocheuses ne portent pas ou peu de drift glaciaire, la disparition brusque de dépôts plus profonds de drift ainsi situés coïncide avec la fin également brusque de l'aire des grandes niches de nivation. Dans d'autres directions, la rareté ou l'absence de niche est apparentée soit à l'absence de traînées de drift, soit aux liens spaciaux des formes géomorphiques, dont seules certaines combinaisons favorisent l'accumulation et la fonte lente des grandes étendues de neige qui faciliterent l'érosion rapide par nivation. Les pentes rocheuses ne sont pas, dans la région, perceptiblement touchées par la nivation. Les collines moins larges, aux sommets tabulaires peu étendus et accompagnés de dépôts étroits de drift glaciaire s'étendant vers le nord, n'ont à leurs sommets ni superficies d'accumulation assez grandes d'où de grandes quantités de neige peuvent être emportées par le vent, ni accumulations de drift assez considérables pour recevoir de gros amoncellements de neige. Ainsi, les rochers à traînées détritiques au nord de la région des niches de nivation laissent voir des crêtes de drift glaciaire longues, étroites et carénées, aux arêtes bien arrondies qui ne portent pas de signe de creusement ou d'interruption de pentes, bien que, par ailleurs, les dépôts soient identiques aux amas de drift glaciaire dans lesquels les niches se sont formées.

Les endroits les plus favorables à la préservation des accumulations de neige tard au cours de la saison de fonte et de la nivation qui accompagnent leur fonte lente devraient être les pentes froides du nord-est, où des tempêtes du sud-ouest apporteraient de grandes quantités de neige aux points les mieux protégés de l'insolation. On remarque cette tendance des grandes niches de nivation à se former à de tels endroits sur les collines les plus grosses où le till couvre les pentes nord-est, et sur certaines crêtes orientées est-ouest où des niches de nivation s'ouvrent vers le nord ou à l'est du nord. Les niches de nivation les plus nombreuses, cependant, se sont formées sur de larges collines rocheuses où les traînées de drift sont larges comparées à leur longueur et dont les grands axes sont orientés à l'ouest du nord. Les niches s'ouvrent dans la direction des longs axes des accumulations de drift; évidemment, dans de tels cas, l'alignement des amas de drift glaciaire est le facteur dominant.

#### *Origine des niches de nivation*

F. E. Matthes a introduit le terme «nivation» pour désigner l'action de sapement et d'érosion des amas de neige et il a fourni des preuves de son importance dans la genèse des creux ou l'approfondissement de ceux qui existent déjà sous

les amoncellements de neige (1900, p. 179). Il a décrit la bande de terrain imbibée et effritée exposée à la bordure en régression des amas de neige à fonte lente, et a affirmé que l'alternance de gel et de dégel dans cette région de bordure libérait et désagrégeait les matériaux du sol, les fragments produits étant charriés par l'eau de fonte abondante et quotidienne libérée au cours de l'été. En Islande, Lewis (1936, p. 432), en étudiant le problème de la formation initiale d'un cirque, constata que l'eau de fonte libérée à la bordure supérieure des accumulations de neige saturait le sol sous toute l'étendue de l'amoncellement de neige. Cette couche imbibée d'eau gelait la nuit ou pendant les périodes fraîches, de sorte que tout le terrain couvert de neige se trouvait soumis à l'action du gel et du dégel. Lewis pensait que la solifluxion entraînait effectivement les matériaux fragmentés résultant de cette action cryergique et que la masse fluide se déplaçait en une mince nappe sur le sous-sol encore gelé. Dans une étude faite plus tard sur les niches de nivation encore en évolution en Islande, Lewis (1939, p. 155) a reconnu que les ruisselets d'eau de fonte peuvent effectivement charrier les particules variant en grosseur de l'argile au sable et même les petits cailloux de roche légère, tels certains basaltes ou tufs. Autour et sous les amas de neige fondante, les pluies estivales hâtaient l'ablation de matériaux finement triturés produits par de fréquents gels et dégels. Il soutient que le matériau fin résulte de la gélifraction et que la quantité est suffisante pour laisser une couche continue sous certaines des flaques, malgré une ablation simultanée. Plusieurs niches d'Islande se sont formées, a-t-il constaté, dans une roche de fond friable, du tuf et du basalte vésiculaire; les creux s'élargissaient par sapement de la paroi amont. Lewis a noté tous les stades de croissance à partir des petites niches de nivation jusqu'aux petits cirques dans lesquels l'écoulement avait commencé dans la glace et la masse de neige, donnant naissance à de petits glaciers de cirques.

Sous les conditions de forte précipitation en Islande, il y a probablement une action énergique de récurage due à l'écoulement rapide qui se produit lorsque les pluies d'été ajoutent leur eau à celle de la fonte des accumulations de neige, particulièrement sur le sous-sol encore gelé et préservé sous la neige. L'enlèvement des débris des niches de nivation se ferait plus rapidement que sur les pentes adjacentes où l'eau s'infiltrerait dans le sol dégelé et poreux. Une telle différence dans le volume et la nature de l'écoulement hâterait la croissance de la niche par rapport aux pentes adjacentes, et l'amoncellement de neige provenant de chacune des accumulations d'hiver s'enfoncerait dans le creux qui s'élargit progressivement.

McCabe (1939, p. 454) a décrit la gélifraction au Spitzberg comme étant apparemment moins intense là où le sol est nu que sous les amas de neige avoisinants où une mince couche de roche ou de sol imprégnée d'eau entre l'amoncellement de neige et le substratum rocheux est sujette à un fort effritement par le gel. Au Groenland, Paterson (1951, p. 23) a observé une érosion rapide par nivation là où il y eu attaque de types de roches friables sur les parois raides des niches de nivation. Cette nivation active s'est faite surtout lorsque l'oscillation diurne autour du point de congélation effritait la roche imprégnée d'eau sous les congères. Les cristaux grossissants de glace désagrégeaient très facilement les roches à grain

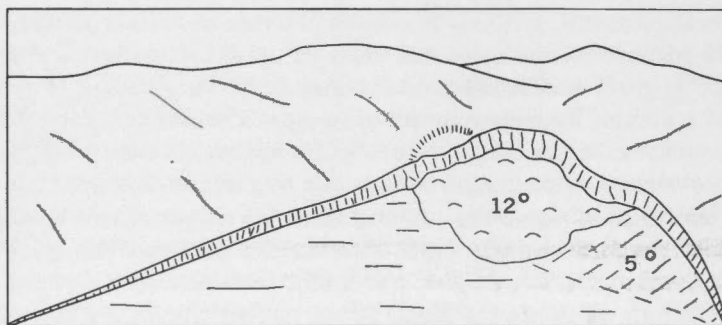


FIGURE 10.

Niche de nivation composée avec une longue rupture de pente de nivation du côté est. Voir figure 9d.

fin, alors que les roches à gros grain, telles que le granite et le gneiss, furent les plus résistantes à la gélifraction. Paterson considère la solifluxion comme l'agent principal d'enlèvement des particules fines et des débris de roche effritée par le gel du pied des pentes de nivation (1951, p. 29). Il se peut que le récurage de ces matériaux par l'eau de fonte et l'écoulement de l'eau de pluie constitue un processus important seulement dans les régions telles que l'Islande, où une pluie assez abondante augmente la fonte rapide de grandes quantités de neige.

Les niches de nivation à l'ouest du lac Knob, bien que maintenant en grande partie ou même complètement inactives, ont atteint leurs dimensions considérables actuelles au cours de la période postglaciaire, grâce à une combinaison fortuite de conditions topographiques, géologiques et climatiques qui favorisèrent l'érosion par les processus de nivation. A un moment donné après la déglaciation, le climat est probablement devenu plus orageux et il en est résulté une précipitation plus considérable qu'actuellement. Des conditions certainement plus inclementes que celles d'aujourd'hui régnèrent probablement au moins une fois au cours de la période postglaciaire, pendant ce qu'on a appelé la petite période glaciaire. Ces conditions ont sans doute inclus un rapport neige-pluie supérieur à celui d'aujourd'hui, ce qui provoqua des accumulations abondantes de neige qui fondait lentement pendant la plus grande partie de l'été, peut-être même pendant toute la saison. Selon nous, une précipitation plus abondante, accompagnée d'étés plus frais pendant la petite période glaciaire, aurait pu déterminer un ensemble de conditions nécessaires à la formation des grandes niches de nivation dans cette région, et chaque facteur par lui-même peut bien avoir été une cause suffisante de leur formation. Les collines larges et arrondies et les crêtes orientées est-ouest, avec leurs sommets arrondis ou tabulaires à la bordure des lacs, ont été des régions-sources des amoncellements de neige par le vent. A cette époque tout comme aujourd'hui, plusieurs vents impétueux qui soufflaient du sud ou du sud-ouest couvraient de neige les flancs abrités des collines du côté nord ou nord-est. De profonds dépôts de moraines de fond laissés par le dernier mouvement de la glace sur ces mêmes pentes ont fourni un matériau facilement érodable par nivation. Un climat plus rigoureux apporterait des conditions de pergélisol qui, actuellement, se produisent de temps



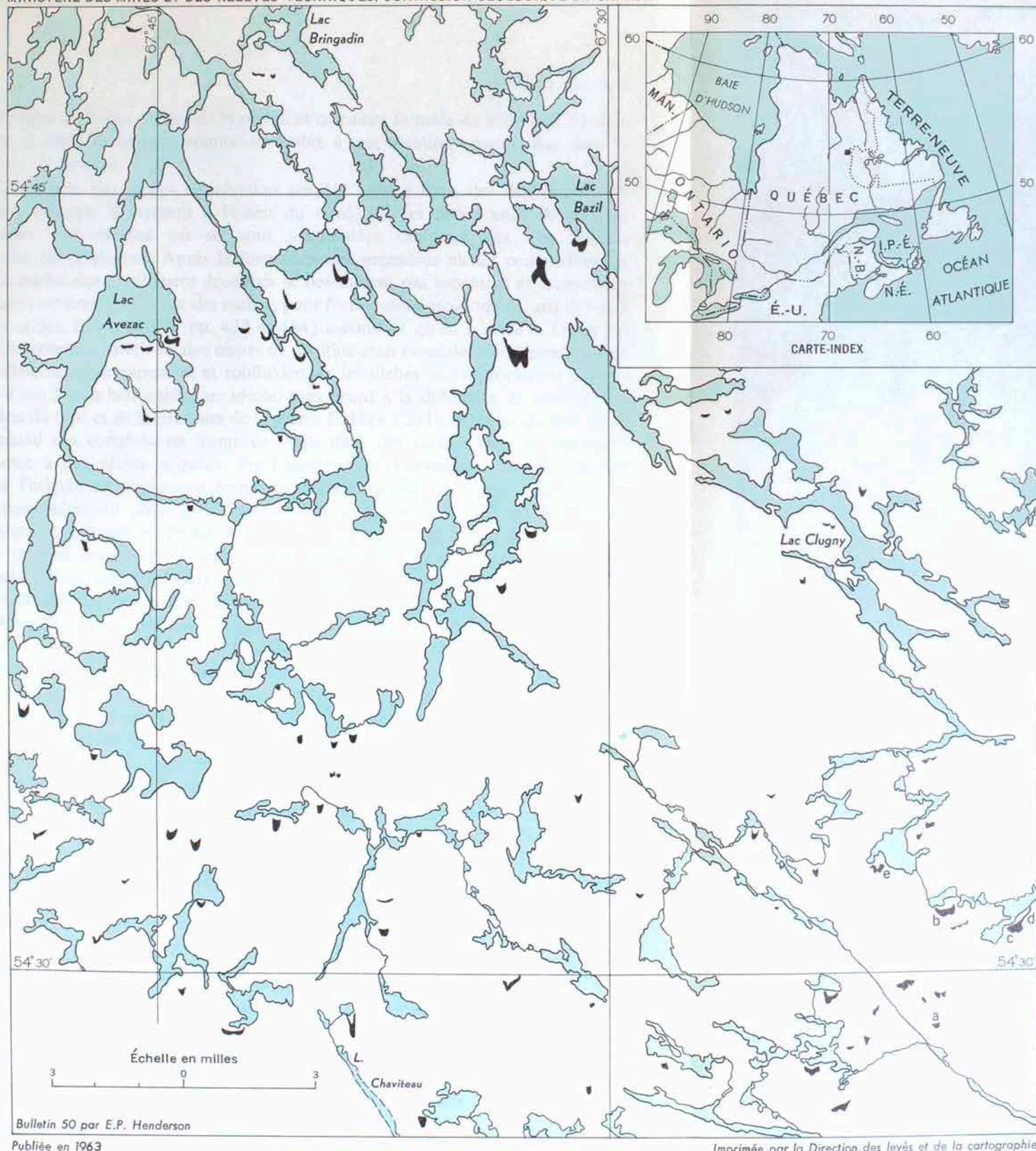
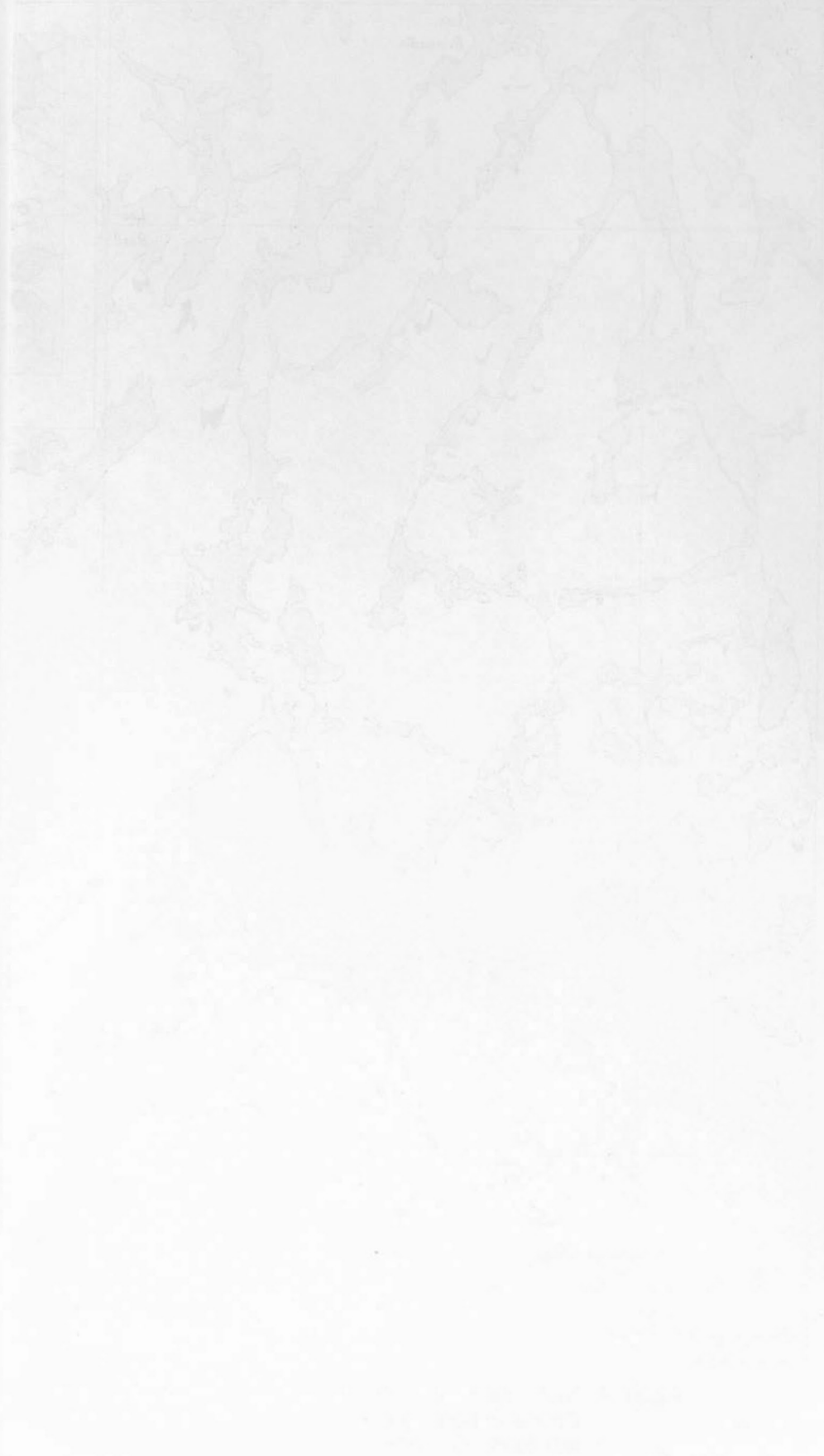


Figure 9. Niche de nivation sur du remplissage de drift au Sud-Ouest du lac Knob, (Québec).  
On n'a indiqué que les grandes niches en forme de cirque aux parois abruptes et  
aux fonds distincts





à autre dans certaines parties de la région et constitue la *table de glace* que Ekblaw (1918, p. 288) mentionna comme favorable à une nivation considérable dans le Nord du Groenland.

On trouve des niches de nivation simples surtout dans des dépôts de drift glaciaire orientés légèrement à l'ouest du nord, sur les flancs nord de collines rocheuses peu élevées où se sont accumulées des congères aux formes arrondies ou elliptiques. Après la formation des premières niches peu profondes, des «demi-bassins» nettement découpés se dessinèrent par sapement et creusement des flancs arrières et latéraux des niches, pour former des parois amont, arquées et à pentes raides. Lewis (1936, pp. 433 et 434) a constaté qu'en Islande la forme arquée des contours intérieurs des niches de nivation était normale; elle dépendait d'un agrandissement par sapement et solifluxion, et les niches se rapprochaient étroitement d'une forme hémisphérique idéale, sans égard à la différence de résistance à l'érosion du type et de la structure de la roche. Ekblaw (1918, p. 290) déclare qu'au Groenland des congères en forme de coins dans des ravins donnent également naissance à des niches arquées. En Islande et au Groenland, certaines niches sont à l'origine de cirques en forme de bassins lorsque la neige et la glace se sont accumulées au point qu'un mouvement se produise à la base des masses gelées qui remplissent les niches de nivation. Les cirques en forme de bassins, tels qu'ils se sont formés en Islande et au Groenland, ne se rencontrent pas au Labrador. A cet endroit, l'élargissement des niches est généralement limité par les petites dimensions des collines et des traînées morainiques qui les accompagnent dans lesquelles se sont formées les niches, ainsi que par les conditions de climat qui ne furent apparemment pas assez rigoureuses pour créer des niches de nivation dans les roches dures qui constituaient à peu de profondeur la base de la plupart des dépôts morainiques.

Les collines et crêtes les plus grosses ont permis l'accumulation de plus d'un amas de neige, ou de masses transversales de neige, d'où la formation de niches plus grandes et plus complexes. Les flancs plus longs des collines et les dépôts morainiques qui s'y trouvaient favorisèrent la formation de niches composées soit par fusion de types simples soit par la croissance de niches simples jusqu'à ce qu'elles deviennent instables et se trouvent modifiées par des glissements de terrain. Par endroits, une longue rupture de pente de nivation s'est formée là où se trouvait une congère de neige transversale, le long du flanc de la colline, sur un côté de la principale niche; à cet endroit, la pente fut grugée pour devenir plus abrupte sur une distance verticale de 5 à 15 pieds.

### *Âge des niches de nivation*

Toutes les niches de nivation que nous avons examinées sur le terrain avaient des parois amont et des planchers recouverts de mousse et de lichen ou de lichen et de broussailles, sauf là où des accumulations de blocs erratiques pavaient le sol; même là, si la couche pierreuse n'était pas trop épaisse, des bouleaux nains croissaient entre les pierres. Le lichen exposé aux intempéries sur les sommets et les

flancs des blocs indiquait que les blocs ne roulaient que rarement et qu'il n'y avait également que peu de glissements de terrain. Dans les parties les plus profondes des niches, où la neige demeure contre la paroi amont tard au cours de l'été, le lichen à découvert à la fin de juin 1954 était gris et clairsemé: comme il s'agissait d'une saison chaude et ensoleillée, il se peut que la végétation en de tels endroits ne croisse qu'au cours d'années favorables, et qu'il n'y en ait pas du tout, ou qu'elle soit même détruite au cours d'étés frais. Il peut encore se faire de l'enlèvement de matériaux à ces endroits; la paroi amont est d'ordinaire légèrement plus abrupte en arrière des congères persistantes qu'ailleurs, ce qui donne l'apparence d'un petit creux dans la paroi amont principale. Nous ne savons pas si les niches de nivation se remplissent complètement de neige au cours des hivers rigoureux, mais, d'après leur apparence en 1954, les plus grandes au moins n'avaient pas été comblées au cours de l'hiver précédent. Comme les aires d'accumulation de neige au sud des niches étaient pour la plupart dénudées, le remplissage partiel des niches peut avoir été causé soit par une diminution de la précipitation totale, soit par une diminution de la quantité totale de précipitation sous forme de neige. Les niches semblaient inactives sauf pour une faible nivation qui paraît se continuer en quelques points choisis dans les niches plus grandes, là où les parois amont sont les plus hautes et les plus abruptes.

Il faut que la nivation demeure active pendant une période de temps considérable pour enlever la quantité de matériaux requise pour la formation des niches, dont quelques-unes sont aussi grandes que de petits cirques. Après la déglaciation, une température fraîche et orageuse dans les régions périglaciaires, près de la glace fondante, aurait favorisé la nivation et la solifluxion, phénomènes qui auraient sapé les flancs et les parois amont des bassins et enlevé et redéposé les matériaux dérangés par le gel sous forme d'éventails aplatis en avant des niches. Bien qu'il ne se produise présentement que peu ou point de nivation, nous sommes d'opinion qu'un léger refroidissement du climat suffirait pour provoquer un nouvel enlèvement de matériaux de plusieurs niches de nivation. En conséquence, la nivation a pu rester active jusque pendant la dernière partie de la *petite période glaciaire* et s'est peut-être prolongée jusque pendant la première moitié du dix-neuvième siècle, alors que les températures annuelles moyennes étaient plus basses qu'aujourd'hui; de plus, il y eut peut-être, en deux occasions ou plus, des conditions favorables à la nivation dans cette région pendant la période postglaciaire.

Si le maximum thermal se produisit il y a environ 5,800 ans, temps approximatif de la déglaciation du centre labradorien, il n'y eut pas dans cette région de période fraîche et orageuse immédiatement après la disparition de la glace. La nivation a dû rester inactive pendant la période de températures plus élevées qui ont régné pendant et après le maximum thermal. Lorsque le climat subséquent se détériora au cours de la *petite période glaciaire*, les niches de nivation se développèrent.

En résumé, une déglaciation vers le temps du maximum thermal signifierait que les niches ont pu se former entièrement au cours de la *petite période glaciaire*,

alors que les régions des hautes terres du Labrador subissaient probablement un climat sub-arctique semblable à celui de régions plus au nord où les processus de nivation sont présentement actifs. De même, les conditions favorables à la nivation dans cette région peuvent s'être produites deux et même plusieurs fois au cours de la période postglaciaire.

### Pergélisol

La partie nord de la région à l'étude se trouve sur la bordure sud de la zone de pergélisol, et l'on ne peut s'attendre à trouver que des étendues isolées de sol gelé en permanence. La plupart des rapports concernant l'existence de pergélisol sont fondés sur des matériaux gelés rencontrés au cours d'excavations faites pendant l'été, et ces points de gel, dans leur ensemble, représentent probablement des parties basales non dégelées de la couche de gel annuel de l'hiver précédent. Cette couche fond d'ordinaire avant la fin de la saison. L'abaissement soudain du niveau de l'eau et même l'assèchement complet des mares des hauts plateaux et des petits lacs tard en août sont probablement dus au dégel tardif du terrain gelé de l'hiver précédent au fond de ces mares et de ces lacs. Jenness (1949, p. 24), cependant, rapporte un pergélisol récent à une élévation d'environ 2,500 pieds près du lac Kivivic. Les petits marécages couverts de mousse dans les hauts plateaux dégèlent lentement à cause de l'effet isolant de la couche poreuse supérieure de la végétation et la glace, fréquente à des profondeurs de deux ou trois pieds au milieu de l'été, peut persister en certains endroits pendant toute l'année.

Les forages dans les gisements de minerai de fer près du lac Knob ont pénétré des lentilles de glace à des profondeurs de 20 à 40 pieds ou plus. Ces lentilles étaient trop éloignées de la surface pour être reliées avec la zone récente de gel annuel. Elles sont des vestiges d'une période de climat plus froid, alors que le pergélisol couvrait probablement toute la région. Elles remontent peut-être à la période de températures plus basses au cours de laquelle se sont développées les grandes niches de nivation.

En résumé, toute la région à l'étude se trouve apparemment au sud de la zone de pergélisol continu. Il peut y avoir de petites étendues de pergélisol récent en certaines aires peu étendues. Le muskeg à haute altitude est probablement l'endroit le plus favorable au développement du pergélisol. Certaines masses fossiles de pergélisol ont été pénétrées par les forages. Elles appartiennent à l'époque où le climat postglaciaire était plus froid que celui d'aujourd'hui.

### Action météorique

L'altération mécanique par l'intempérisme a régné par toute la région étudiée dans le présent rapport pendant la période postglaciaire. La désintégration de couches de roche et de fragments du sol est particulièrement active à l'automne et au printemps, alors que surviennent de fréquents changements de température en haut et en bas du point de congélation. La saturation des matériaux par l'eau dans un climat généralement frais et humide est un facteur important qui hâte la désagrégation

du roc et du sol; la désintégration mécanique rapide est provoquée par l'eau qui gèle dans les diaclases et les pores.

La désintégration chimique des roches et du sol se trouve gênée par des étés courts et frais et par les basses températures du terrain qui règnent au cours de toute la saison d'été. Ce n'est donc pas un facteur important dans la région du lac Knob.

Malgré les signes nombreux d'une altération mécanique rapide, il y a de grandes variations dans l'intensité de ses effets d'un endroit à l'autre. Les roches denses et à grain fin imperméables à l'eau ont gardé à leur surface même les fines stries glaciaires, n'ayant été que très peu atteintes par l'intempérisme depuis la déglaciation. Ce fait est bien confirmé par les marques laissées sur les ardoises de Menihék, près du lac Knob, et sur les affleurements de quartzite dur de Wishart sur les crêtes dans la même région. Les roches à grain fin plus poreuses se sont altérées au point qu'il est impossible de distinguer les stries et les petites cannelures sur leurs surfaces. La gélifraction est cependant très destructive surtout là où la roche est diaclasée et fracturée; l'eau en gelant détache des fragments de roche qui peuvent avoir les dimensions de gros blocs de plusieurs pieds de longueur. A l'ouest du lac Éclipse sur les crêtes les plus hautes, des blocs d'ardoise de la roche de fond, longs de 5 à 10 pieds, ont été soulevés verticalement à une hauteur de plusieurs pieds (*voir* planche XXII). Apparemment, des petites pierres tombent dans les interstices entre les blocs soulevés par le gel et la roche-mère et empêchent le bloc de reprendre sa place à mesure que fond la glace qui les avait soulevés. Au cours de saisons successives, le gel soulève graduellement les blocs plus haut. A part une expansion par le gel de l'eau dans les fissures, la croissance de cristaux de glace, pendant une période de température inférieure au point de congélation, peut engendrer une pression et contribuer au soulèvement et à la gélifraction de la roche.

Lorsque la roche est finement fendillée par un réseau de fissures et de diaclases, la gélifraction peut s'effectuer à un rythme très accéléré. Des canyons d'eau de fonte, creusés à 50 ou 60 pieds dans la roche de fond, sont par endroits presque complètement obstrués par des masses de fragments anguleux d'un diamètre qui varient de quelques pouces à un pied ou deux. Ces blocs se sont détachés des parois du canyon au cours de la période postglaciaire (*voir* planche XXIII). De longs talus d'éboulis reposant à l'angle de repos, des gros fragments se sont formés au bas des affleurements du sommet de collines de roche friables semblables.

Les roches à grain grossier, telles que les gneiss, se brisent surtout par délitement, processus qui est causé plus souvent par une expansion et une contraction répétées des couches supérieures de la roche elle-même au cours de rapides fluctuations de température que par le gel de l'eau dans les pores (*voir* planche XXIV). Les sommets des collines, sur le plateau gneissique à l'ouest de la fosse du Labrador, ont d'ordinaire de grandes superficies recouvertes par des dalles anguleuses de roche, d'un diamètre de plusieurs pieds et d'une épaisseur possible de six pouces ou d'un pied, et qui ont été séparées de la roche-mère. Plusieurs dalles sont presque



PLANCHE XXII.

Blocs d'ardoise soulevés  
par le gel. La base  
du petit cairn mesure 7  
pieds sur 5 et sur 4;  
elle a été soulevée  
de  $3\frac{1}{2}$  pieds.



EPH 4-5-1954

PLANCHE XXIII.

Talus d'éboulis  
bloquant partiellement  
la gorge supérieure  
de l'émissaire  
du lac glaciaire Wishart.



EPH 9-8-1953

PLANCHE XXIV.

Exfoliation sur des gneiss  
à gros grains, au nord  
de la rivière Kidd.  
Les dalles de pierre,  
en forme de coins,  
épaisses de 2 à 3  
pouces à leur base,  
ont leur bord mince  
en contrebas. Les dalles  
détachées descendent  
lentement.



EPH 1-8-1954



en place ou n'ont glissé que de quelques pieds de leur position d'origine là où les pentes de la roche sont plus prononcées. Toutes les cannelures, sauf les plus grosses, ont en général été effacées par l'intempérisme sur les roches de fond à grain grossier et elles ont disparu là où le délitement a enlevé les couches supérieures de la roche.

### Sols

Les sols minéraux qui se sont développés sur le drift sont minces et non parvenus à maturité par toute la région. Les sols d'aujourd'hui se sont développés dans le plus grand nombre de cas sur les tills sablonneux ou limoneux et sur les dépôts fluvio-glaciaires. Les profondeurs jusqu'aux roches-mères presque inchangées de l'horizon C atteignent en général moins d'un pied dans les parties nord, mais, vers le sud, elles peuvent avoir de 18 à 20 pouces. La podzolisation est très répandue et les podzols constituent la classe la plus commune des sols. Les sols organiques formés dans les tourbières constituent jusqu'à 30 ou 40 p. 100 de la surface dans certaines des régions et ils peuvent s'accumuler sur des épaisseurs considérables; une tourbière mesurée près de l'extrémité nord du lac Achouanipi contenait 18 pieds de tourbe (Grayson, 1956).

La formation de sols podzoliques est favorisée par un climat frais, une grande humidité et une épaisse végétation de surface. Bien que la croissance soit lente au Labrador, une décomposition également lente des matériaux organiques permet l'accumulation d'humus et la formation du milieu acide qui produit l'horizon A<sup>2</sup> lessivé et présent dans un podzol typique.

Sous une couverture d'épinette et de lichen, un horizon A se développe avec une couche riche en humus épaisse d'un à deux pouces et qui recouvrent une zone fortement lessivée et siliceuse, de couleur gris cendré et d'une épaisseur de deux à quatre pouces. Une couverture dense de lichen retient les acides de l'humus et réduit la ventilation des sols sous-jacents, ce qui ralentit les processus de formation des sols. Là où seulement une épaisse couche de lichen recouvre le sol, la couverture de végétation peut parfois se trouver directement sur la zone lessivée. La couche lessivée grise recouvre un horizon B brun clair à sombre, fortement coloré par des composés ferreux précipités. Les horizons B les plus sombres sont les plus riches en fer et ils sont d'ordinaire quelque peu indurés; ils forment ainsi une croûte ferrugineuse typique d'un podzol ferreux. L'horizon B tout entier peut être concrétionné ou seulement sa moitié inférieure, indurée. En quelques endroits, la couche lessivée grise repose directement sur une croûte brun sombre bien cimenté. Les sols podzoliques sont peu fertiles et constituent un facteur qui contribue à la croissance lente de la plus grande partie de la couverture forestière, particulièrement là où la croûte fait obstruction au système des racines (Tanner, 1944, p. 408).

Sur les hauts plateaux plus exposés, spécialement dans les régions du nord, le remaniement par le gel et la solifluxion mélange les sols en déplaçant les matériaux profonds vers la surface. La différenciation du sol en horizons distincts est en conséquence empêchée. Les sols des hauts plateaux sont semblables aux sols de la toundra développés plus au nord par-dessus le pergélisol.

## GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

Le gravier est le seul produit utile obtenu des matériaux de surface. La plupart des dépôts de gravier sont d'origine fluvio-glaciaire et les crêtes d'eskers en constituent la plus grande partie. On en trouve de petites quantités dans les kames, les plages soulevées et dans les dépôts de chenaux associés aux déversoirs. Au nord de l'aire des grands eskers, les dépôts de gravier et de sable sont plus petits et beaucoup moins nombreux. Une grande quantité de gravier a servi à la construction du chemin de fer *Quebec North Shore and Labrador* qui relie Sept-Îles, sur le golfe Saint-Laurent, et les gisements de fer du lac Knob; il en faudra encore beaucoup pour l'entretien de cette voie ferrée.

La plus grande partie du gravier employé provient de dépôts d'eskers le long de l'emprise du chemin de fer. Les sédiments d'eskers varient d'ordinaire très brusquement en dimension, tant à la verticale qu'à l'horizontale; et un gravier de la grosseur désirée peut être limité à des lentilles et à des couches qui constituent une proportion trop petite du gisement pour être exploitées. De longs tronçons des principales crêtes d'eskers se composent presque entièrement de sable et de limon. Un examen attentif des gisements à l'aide de tranchées et de fosses est nécessaire pour découvrir des segments d'eskers qui pourraient produire une quantité économique d'un produit tout-venant avec une proportion élevée de gravier par rapport au sable. Le pourcentage des matériaux grossiers utilisables qu'on en obtient est augmenté par le broyage de blocs erratiques qui pullulent généralement là où les graviers constituent une grande partie des crêtes d'eskers.

On a utilisé les graviers qui proviennent de kames à des fins de construction: le village de Schefferville est construit sur une aire de kames nivelées et de plaines de délavage adjacentes. En général, les kames ne sont ni assez nombreuses ni assez grosses pour former une source importante de sable et de gravier.

## BIBLIOGRAPHIE

- Ahlmann, H. W.  
1953: Glacier Variations and Climatic Fluctuations; Bowman Memorial Lectures, sér. 3, *Am. Geog. Soc.*
- Antevs, Ernst  
1955: Geologic Climatic Dating in the West; *Am. Antiquity*, vol. 20, pp. 317-335.
- Auer, Vaino  
1927: Botany of the Interglacial Peat Beds of Moose River Basin; *Comm. géol., Canada*, Rapp. somm. 1926, part. C, pp. 44c-47c.
- Auger, P.-E.  
1949: Report on Detailed Geological Mapping in the Main Ore Zone, near Goodwood and Northward; Labr. Min. & Expl. Co. Ltd., Montréal.
- Baird, D. M.  
1950: The Geology of the Evening Lake-South Gabbro Lake Area, Southwestern Labrador; Iron Ore Co. of Canada, Montréal.
- Beemer, E. F., Jr.  
1953: Lake Shabogamo Area, Field Report; Iron Ore Co. of Canada, Montréal.
- Béland, R.  
1949: Report on the Geology of the Gabbro Lake Area; Labr. Min. & Expl. Co. Ltd., Montréal.  
1950: Lake Wakuach Area, District of Ungava, Quebec; Iron Ore Co. of Canada, Montréal.
- Burgess, L. C. N.  
1950: Geological Report of the Lake Musset-Attikamagen Area, Quebec-Newfoundland; Iron Ore Co. of Canada, Montréal.  
1951: Geological Report of the Area West of Lake Attikamagen, Quebec-Newfoundland; Iron Ore Co. of Canada, Montréal.  
1954: Climatic Summaries for Selected Meteorological Stations in Canada; Addendum au vol. 1, Meteor. Div., Dept. Transport, Toronto.
- Cooke, H. C.  
1929: Studies of the Physiography of the Canadian Shield, I. Mature Valleys of the Labrador Peninsula; *Trans. Soc. Roy. Can.*, sect. 4, vol. 23, pp. 91-120.  
1930: Glacial Depression and Postglacial Uplift; *Trans. Soc. Roy. Can.*, sect. 4, vol. 24, pp. 81-87.
- Crouse, R. A.  
1952: Geological Report on Sims Lake-Birch Lake Area; Iron Ore Co. of Canada, Montréal.
- Dean, W. G.  
1953: The Drumlinoid Landforms of the «Barren Grounds», N.W.T., *Can. Geog.*, n° 3, pp. 19-30.
- Deevey, E. S., et Flint, R. F.  
1957: Postglacial Hypsithermal Interval; *Science*, vol. 125, pp. 182-184.
- DeGeer, G.  
1910: A Geochronology of the last 12,000 years; *Internat. Geol. Congr.*, 11<sup>e</sup> Session, pp. 241-253.

- Douglas, C. V., et Drummond, N.  
 1953: Air Photograph Interpretation of Quebec-Labrador, Reports upon N.T.S. map-area numbers 23 SW., 23 NW., 23 SE., 23 NE., 24 SW., 24 SE.; rapports non publiés préparés par le Conseil de recherches pour la défense, Canada.
- Douglas, Mary C. V., et Drummond, R. N.  
 1953: Glacial Features of Ungava from Air Photographs; *Trans. Soc. Roy. Can.*, vol. 47, sér. 3, pp. 11-16.
- Dufresne, C.  
 1950: The Sawyer-Snelgrove Map-area; Labr. Min. & Expl. Co. Ltd., Montréal.
- Eade, K. E.  
 1949: Report on the Geology of the Sims Lake Area, Labrador; Labr. Min. & Expl. Co. Ltd., Montréal.
- Eakins, P. R.  
 1949: Irony Mountain Area; Labr. Min. & Expl. Co. Ltd., Montréal.
- Ekblaw, W. E.  
 1918: The Importance of Nivation as an Erosive Factor, and of Soil Flow as a Transporting Agency, in Northern Greenland; *Proc. Nat. Acad. Sci.*, vol. 4, pp. 288-293.
- Fahrig, W. F.  
 1949: The Geology of the Astray to Birch Lake Area of Labrador; Labr. Min. & Expl. Co. Ltd., Montréal.  
 1951: Griffis Lake, Quebec; *Comm. géol., Canada*, Étude 51-23.
- Fawley, A. P.  
 1947: Report on Operations, 1946, Part III; Labr. Min. & Expl. Co. Ltd., Montréal.  
 1948: Geology and Iron Formation of the Petitsikapau Area, Labrador; thèse de doctorat, Univ. de Californie.
- Ferguson, S. A.  
 1951a: Geological Report on the Ritchie Lake Area, New Quebec; Iron Ore Co. of Canada, Montréal.  
 1951b: Geological Report on the South Eclipse Lake Area, New Quebec; Iron Ore Co. of Canada, Montréal.
- Flint, R. F.  
 1947: Glacial Geology and the Pleistocene Epoch; John Wiley & Sons, N.Y.  
 1951: Highland Centers of Former Glacial Outflow in Northeastern North America; *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 62, pp. 21-38.
- Frarey, M. J.  
 1952: Willbob Lake, Labrador-Quebec; *Comm. géol., Canada*, Étude 52-16.
- Fraser, J. A.  
 1952: Geology of the Evening-Ray Lakes Area, Labrador; Iron Ore Co. of Canada, Montréal.
- Gill, J. E.  
 1948: The Canadian Precambrian Shield; Structural Geology of Canadian Ore Deposits, symposium; *Can. Inst. Min. Met.*, pp. 20-48.  
 1949: Natural Divisions of the Canadian Shield; *Trans. Soc. Roy. Can.*, sect. 4, vol. 43, pp. 61-69.
- Gill, J. E., Bannerman, H. M., et Tolman, C.  
 1937: Wapussakatoo Mountains, Labrador; *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 48, pp. 567-586.
- Gilman, W. F.  
 1950: John Lake Area; Labr. Min. & Expl. Co. Ltd., Montréal.
- Goldthwait, R. P.  
 1951: Development of End Moraines in East-Central Baffin Island; *J. Geol.*, vol. 59, pp. 567-577.

Grayson, John F.

- 1956: Post-Glacial History of Vegetation and Climate in the Labrador-Quebec Region as determined by Palynology; thèse de doctorat, Univ. du Michigan.

Greig, E. W.

- 1938: A Description of the Kaniapiskau Series, Upper Hamilton River, Newfoundland-Labrador, with a Petrographic Description of the Dyke Lake Volcanics; thèse de maîtrise, Univ. McGill.

Griffis, A. T.

- 1943: Geological Report for 1943, Part II; Labr. Min. & Expl. Co. Ltd., 1944, Montréal (The Ruth-Fleming-Ferriman Area, 1943).  
1945: Development Work on the Iron Deposits of New Quebec; Labr. Min. & Expl. Co. Ltd., Montréal.  
1946: Surface Exploration on Some of the New Quebec Iron Deposits; Labr. Min. & Expl. Co. Ltd., Montréal.

Gustafson, J. E., et Moss, A. E.

- 1953: The Role of Geologists in the Development of the Labrador-Quebec Iron Ore Districts; *Can. Min. J.*, vol. 74, pp. 61-68.

Hagen, J. C.

- 1952: The Geology of the Iron Arm-Cunningham Lake Area, Labrador, Canada; Iron Ore Co. of Canada, Montréal.

Hare, F. K.

- 1952: Post-Glacial Climatic Change in Eastern Canada; *Can. Br. Roy. Meteor. Soc. Papers*, vol. 2, n° 7.

Harland, W. B.

- 1957: Exfoliation Joints and Ice Action; *J. Glaciology*, pp. 8-10.

Harrison, J. M.

- 1952: The Quebec-Labrador Iron Belt, Quebec and Newfoundland; *Comm. géol., Canada*, Étude 52-20.

Henderson, E. P.

- 1956: Large Nivation Hollows near Knob Lake, Quebec; *J. Geol.*, vol. 64, n° 6, pp. 607-616.

Hurd, D. W.

- 1950: Geological Report of the Cormier-Hurst Lake Area, Quebec-Labrador; Iron Ore Co. of Canada, Montréal.

Hustich, I.

- 1949: On the Forest Geography of the Labrador Peninsula. A preliminary synthesis; *Acta Geographica*, vol. 10, n° 2, pp. 1-63.  
1954: Forest and Tree-Growth in Knob Lake Area; *Acta Geographica*, vol. 13, pp. 1-60.

Ives, J. D.

- 1957: Glaciation of the Torngat Mountains, Northern Labrador; *Arctic*, vol. 10, n° 2, pp. 67-87.

Jackson, G.

- 1952: Report on the Geology of the McKay Lake Area, Labrador; Iron Ore Co. of Canada, Montréal.

Jahns, R. H.

- 1943: Sheet Structure in Granites; its Origin and Use as a Measure of Glacial Erosion in New England; *J. Geol.*, vol. 51, pp. 71-98.

Jenness, J. L.

- 1949: Permafrost in Canada; *Arctic*, vol. 2, pp. 13-27.

Kavanagh, P. M.

- 1952: Geology of Point Lake Area, Labrador; Iron Ore Co. of Canada, Montréal.



- Kidd, D. J.  
1950: Geology of the McPhadyen River Area, Labrador; Iron Ore Co. of Canada, Montréal.
- Kirkland, R. W.  
1948: Geology of the Walsh Range between Snow and Johnson Lakes; Labr. Min. & Expl. Co. Ltd., Montréal.  
1950a: A Study of Part of the Kaniapiskau System Northwest of Attikamagen Lake, New Quebec; thèse de doctorat, Univ. McGill.  
1950b: Geology of the Helluva Lake Area, New Quebec; Iron Ore Co. of Canada, Montréal.
- Kranck, E. H.  
1951: Geological Report of the Hayat Lake Area, Labrador; Iron Ore Co. of Canada, Montréal.
- Lawrence, D. B., et Elson, J. A.  
1953: Periodicity of Deglaciation in North America since the late Wisconsin Maximum; *Geografiska Annales*, vol. 35, pp. 83-104. Part I: Recession of the past two centuries, par D. B. Lawrence. Part II: Late Wisconsin recession, par J. A. Elson.
- Lewis, W. V.  
1936: Nivation River Grading, and Shoreline Development in South-east Iceland; *Geog. J.*, vol. 88, pp. 431-447.  
1939: Snow-patch Erosion in Iceland; *Geog. J.*, vol. 94, pp. 153-161.  
1954: Pressure Release and Glacial Erosion; *J. Glaciology*, vol. 2, pp. 417-422.
- Low, A. P.  
1896: Rapport sur des explorations faites dans la péninsule du Labrador, le long de la Grande-Rivière de l'Est et des rivières Koksoak, Hamilton, Manicouagan, et le long de parties d'autres rivières, en 1892-93-94-95; *Comm. géol., Canada*, vol. VIII, part. L, 1895.
- McCabe, L. H.  
1939: Nivation and Corrie Erosion in West Spitsbergen; *Geo. J.*, vol. 94, pp. 447-465.
- Manley, G.  
1953: Climatic Variation; *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, vol. 79, pp. 185-209.  
1955: A Climatological Survey of the Retreat of the Laurentide Ice Sheet; *Am. J. Sci.*, vol. 253, pp. 256-273.
- Mannerfelt, Carl M.  
1945: Nagra Glacialmorfologiska formelement; *Geografiska Annales*, vol. 17, pp. 1-239.
- Matthes, F. E.  
1900: Glacial Sculpture of the Bighorn Mountains, Wyoming; *U.S. Geol. Surv.*, 21<sup>e</sup> rapp. ann., part. 2, pp. 167-190.
- Mauffette, Pierre  
1951: Geological Report on the Northern part of Menihék Lakes; Iron Ore Co. of Canada, Montréal.
- Mawdsley, J. B.  
1936: The Wash-board Moraines of the Opawica-Chibougamau Area, Quebec; *Trans. Soc. Roy. Can.*, vol. 30, sect. 4, pp. 9-12.
- Melihercsik, S.  
1951: Geological Exploration along the Quebec Labrador North Shore Railroad from mile 100 to mile 135; Iron Ore Co. of Canada, Montréal.  
1952: Geology of Giasson Lake-Bray Lake Area; Iron Ore Co. of Canada, Montréal.
- Miller, Maynard M.  
1954: Études glaciothermales sur le glacier Taku, Sud-est de l'Alaska; n° 39, *l'Assoc. Internationale d'Hydrologie* (Assemblée générale de Rome, tome IV), pp. 309-327.

- Moss, A. E.  
 1943a: The Geology of the Snelgrove-Marion Lake Area; Labr. Min. & Expl. Co. Ltd., Montréal.  
 1943b: The Geology of the André-Attikamagen Lakes Area; Labr. Min. & Expl. Co. Ltd., Montréal.
- Neal, H. E.  
 1949: The Geology of the Hook Lake Area, New Quebec, with special reference to the Iron-formation; thèse de maîtrise, Univ. de Toronto.  
 1950a: Geology of the Dulay Lake-Wabush Lake Area, Labrador; Labr. Min. & Expl. Co. Ltd., Montréal.  
 1950b: Eclipse Lake Area, Quebec; Holl. North Shore Expl. Co. Ltd., Montréal.  
 1951: Wabush Lake-Shabogamo Lake Area, Labrador; Iron Ore Co. of Canada, Montréal.
- Norman, G. W. H.  
 1938: The Last Pleistocene Ice-Front in Chibougamau District, Quebec; *Trans. Soc. Roy. Can.*, vol. 32, sect. 4, pp. 69-86.
- Odell, N. E.  
 1933: The Mountains of Northern Labrador; *Geog. J.*, vol. 82, pp. 193-210, 315-325.
- Paterson, T. T.  
 1951: Physiographic Studies in North West Greenland; *Meddel. om Grønland*, vol. 151, n° 4.
- Peach, P. A.  
 1951: Report on the Geology of the Moonbeam Lake Area; Iron Ore Co. of Canada, Montréal.  
 1952: Geology of the South Gabbro Lake Area, Labrador; Iron Ore Co. of Canada, Montréal.
- Pegrum, P. H.  
 1936: Geological Report on the Shabogamo Lake and Contact Lake Areas, Labrador; Labr. Min. & Expl. Co. Ltd., Montréal.
- Perrault, Guy  
 1950: Report on the Geology of the Howells River Area, Labrador; Iron Ore Co. of Canada, Montréal.  
 1951: Report on the Geology of the Lower Howells Area; Iron Ore Co. of Canada, Montréal.  
 1952: Dyke Lake Area, Labrador; Iron Ore Co. of Canada, Montréal.
- Potzger, J. E., et Courtemanche, A.  
 1954: Bog and Lake Studies on the Laurentian Shield in Mont Tremblant Park, Quebec; *Can. J. Bot.*, vol. 32, pp. 549-560.  
 1955: Le permafrost et quelques caractéristiques des tourbières et de la végétation du Nord du Québec; *Rev. Can. de Géog.*, vol. 9, pp. 109-114.
- Sauramo, Mahi  
 1929: The Quaternary Geology of Finland; *Bull. Geol. Comm. Finland*, n° 86.
- Sharp, R. P.  
 1947: The Wolf Creek Glaciers, St. Elias Range, Yukon Territory; *Geog. Rev.*, vol. 37, pp. 26-52.  
 1956: Glaciers in the Arctic; *Arctic*, vol. 9, pp. 78-117.
- Slipp, R. M.  
 1952: Geological Report, Margo Bay, Cavers, Swamp, Dodette, Point, Gabbro Lakes; Iron Ore Co. of Canada, Montréal.
- Sproule, J. C.  
 1939: The Pleistocene Geology of the Cree Lake Region, Saskatchewan; *Trans. Soc. Roy. Can.*, vol. 33, sect. 4, pp. 101-109.

- Stevenson, I. M.  
1952: Geological Report on the Dyke-Petitsikapau Lakes Area, Labrador; Iron Ore Co. of Canada, Montréal.
- Stocken, C. G.  
1949: Ruth Lake-Astray Lake Area; Labr. Min. & Expl. Co. Ltd., Montréal.
- Stubbins, J. B.  
1949: Report of Detailed Geological Mapping of Some Areas in New Quebec and Labrador; Labr. Min. & Expl. Co. Ltd., Montréal.  
1950: Goodwood Iron Deposit; thèse de maîtrise, Univ. Queen's.
- Syme, A. M.  
1951: Glacial Features in the Vicinity of Knob Lake, Labrador; thèse de maîtrise, Univ. McGill.
- Tanner, V.  
1944: Outlines of the Geography, Life and Customs of Newfoundland-Labrador; *Acta Geographica*, vol. 8.
- Tremblay, M.  
1951: Geology of the Hook Lake-Lac le Fer Area; Iron Ore Co. of Canada, Montréal.
- Upham, W.  
1896: Drumlins and Marginal Moraines of Ice-sheets; *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 7, pp. 17-30.
- Usher, J. L.  
1953: The Geology of Astray Lake Area; Iron Ore Co. of Canada, Montréal.
- Walthier, T. N.  
1949: Greenbush-Sunny Area of New Quebec and Labrador; Labr. Min. & Expl. Co. Ltd., Montréal.  
1950: Final Report on Field Investigations from June to September, 1950 in the Sunny Lake-Walsh Zone Area of the Labrador Trough; Iron Ore Co. of Canada, Montréal.  
1951: Final Report on the Economic Evaluation of the Iron Formation from the Walsh Zone to Lake Petitsikapau and in the Gabbro-Tiphave Lakes Area, Labrador; Iron Ore Co. of Canada, Montréal.
- Wheeler, E. P.  
1935: The Nain-Okak Section of Labrador; *Geog. Rev.*, vol. 25, pp. 240-254.
- Wilson, A. W. G.  
1903: Laurentian Penepplain; *J. Geol.*, vol. 11, pp. 615-669.
- Wright, W. B.  
1920: Minor Periodicity in Glacial Retreat; *Proc. Roy. Irish Acad.*, vol. 35, sect. B., n° 6, pp. 98-99.

# INDEX

|  | PAGE                         |   | PAGE                       |
|--|------------------------------|---|----------------------------|
| Achouanipi, lac .....                      | 12, 15, 35, 39, 69, 86       | Drummond, R. N. ....                      | 3, 64                      |
| Achouanipi, rivière .....                  | 4, 15, 18, 19, 21, 35, 38    | Dyke, lac .....                           | 4, 8, 18, 38, 56, 58, 66   |
| Action météorique .....                    | 83                           | Eade, K. E. ....                          | 25, 57                     |
| Ahlmann, H. W. ....                        | 70                           | Éclipse, lac .....                        | 11, 23, 50, 51, 53, 66, 84 |
| Antevs, Ernst .....                        | 70                           | Ekblaw, W. E. ....                        | 81                         |
| Archéen, roches de l' .....                | 13, 55, 56                   | Épinettes blanches .....                  | 11                         |
| Astray, lac .....                          | 4, 8, 22, 38, 39, 56, 58, 67 | noires .....                              | 11                         |
| Attikamagen, lac .....                     | 10, 34, 54, 59, 66           | Érosion .....                             | 7, 60                      |
| Auer, Vaino .....                          | 63                           | abrasion .....                            | 60                         |
| Auger, P.-E. ....                          | 51, 52                       | arrachement .....                         | 7, 22, 60-62               |
| Aunes .....                                | 12                           | eaux de fonte .....                       | 40                         |
| Baird, D. M. ....                          | 57                           | Eskers .....                              | 27                         |
| Bannerman, H. M. ....                      | 1                            | anastomosés .....                         | 28, 29, 31                 |
| Barlow-Ojibway, lac .....                  | 20                           | auges .....                               | 34                         |
| Barnes, calotte glaciaire .....            | 20, 48                       | buttes .....                              | 32                         |
| Beemer, E. F., Jr. ....                    | 58                           | description des .....                     | 27                         |
| Béland, R. ....                            | 51, 65                       | doubles .....                             | 32, 33                     |
| Birch, lac .....                           | 1, 4, 38                     | galets .....                              | 29, 33                     |
| Blocs erratiques .....                     | 16, 52                       | origine des .....                         | 30                         |
| libération de pression .....               | 61                           | transversals .....                        | 29, 32                     |
| Bouclier canadien .....                    | 6, 7, 63                     | Esker, lac .....                          | 23                         |
| Bouleau nain .....                         | 12                           | Evening, lac .....                        | 56                         |
| Burgess, L. C. N. ....                     | 51                           | Fahrig, W. F. ....                        | 18, 52, 57                 |
| Caniapiscou, hautes terres de .....        | 13, 60                       | Fawley, A. P. ....                        | 56                         |
| Caniapiscou, lac .....                     | 1, 63, 67                    | Ferguson, S. A. ....                      | 50, 51, 65                 |
| Caniapiscou, rivière .....                 | 8, 22                        | Flemming, formation de .....              | 53                         |
| Chassin, lac .....                         | 65                           | Flint, R. F. ....                         | 60, 64, 67, 70, 72         |
| Chenaux latéraux de drainage .....         | 43                           | Foggy, ruisseau .....                     | 25                         |
| terrasses .....                            | 46                           | Formations ferrifères .....               | 15                         |
| Chibougamau .....                          | 18, 20, 35                   | Fort Chimo .....                          | 22, 65                     |
| Climat .....                               | 10                           | Fort McKenzie .....                       | 65                         |
| Conifères, toundra de brousse à .....      | 11                           | Frarey, M. J. ....                        | 52, 53                     |
| Conseil de recherches pour la défense .... | 3                            | Géologie économique .....                 | 87                         |
| Cooke, H. C. ....                          | 6, 7, 57, 63                 | générale .....                            | 13                         |
| Courtemanche, A. ....                      | 67                           | historique .....                          | 63                         |
| «Crag-and-tail deposits» .....             | 15                           | George, rivière .....                     | 67                         |
| Cris, lac aux .....                        | 20                           | Geren, cairn de .....                     | 23, 25, 35, 43, 53, 68     |
| Crouse, R. A. ....                         | 18, 57                       | chaîne de .....                           | 23                         |
| Dean, W. G. ....                           | 15                           | Geren, collines de .....                  | 52, 53                     |
| Deevey, E. S. ....                         | 70, 72                       | Geren, crêtes de .....                    | 53, 67, 68                 |
| DeGeer, G. ....                            | 20                           | Geren, lac .....                          | 25, 37, 43, 68             |
| Délitement .....                           | 84                           | Geren, ruisseau .....                     | 25                         |
| Dépôts fluvio-glaciaires .....             | 26                           | Giasson, lac .....                        | 18                         |
| Dépôts glaciaires .....                    | 14                           | Gill, J. E. ....                          | 1, 6                       |
| Douglas, Mary C. V. ....                   | 3, 64                        | Glace, directions du mouvement de la .... | 46                         |
| Drainage .....                             | 9                            | Éclipse, région du lac .....              | 50                         |
| supraglaciaire .....                       | 42                           | écoulement régional .....                 | 49, 65-67                  |
| Drift glaciaire, épaisseur .....           | 13, 14                       | Geren, région de .....                    | 52                         |
| Drumlins .....                             | 15                           | Knob, région du lac .....                 | 53                         |
|  |                              | Menihék, région des lacs .....            | 56                         |





|  | PAGE   |                                      | PAGE                  |
|--|--------|--------------------------------------|-----------------------|
| Plateau labradorien .....                | 16     | Stubbins, J. B. ....                 | 54                    |
| Pléistocène .....                        | 63     | Swampy Bay, rivière .....            | 8, 23, 43, 52, 53, 65 |
| Potzger, J. E. ....                      | 66     | Syme, A. M. ....                     | 54                    |
| Précambriennes, roches .....             | 13     | Taïga .....                          | 11                    |
| Protérozoïques, roches .....             | 13     | Taku, glacier .....                  | 68                    |
| Quaternaire .....                        | 13     | Tanner, V. ....                      | 7, 10, 86             |
| Quebec North Shore and Labrador ..1, 33, | 87     | Terraces lacustres .....             | 37                    |
| Richard, M. ....                         | 4      | basculement .....                    | 40                    |
| Ritchie, lac .....                       | 50, 65 | Thé du Labrador .....                | 12                    |
| Roscoe, S. ....                          | 65     | Thermal, maximum .....               | 70, 82                |
| Sables et graviers .....                 | 38     | Timmins, baie .....                  | 54                    |
| Saguenay, rivière .....                  | 7      | Tolman, C. T. ....                   | 1                     |
| Saint-Laurent, fleuve .....              | 67     | Torngat, monts .....                 | 6, 64                 |
| Saint-Laurent, golfe .....               | 9, 87  | Toundra de brousse à conifères ..... | 11                    |
| Sandgirt, lac .....                      | 10, 11 | forestière .....                     | 11                    |
| Sandy, rivière .....                     | 7      | Ungava, baie d' .....                | 9, 13, 22, 65         |
| Saules .....                             | 12     | Upham, W. ....                       | 46                    |
| Schefferville, ville de .....            | 87     | Usher, J. L. ....                    | 18, 39                |
| Semi-toundra .....                       | 11     | Wabush, lac .....                    | 1, 15, 39, 40, 58, 70 |
| Sept-Îles .....                          | 1, 87  | Wakuach, lac .....                   | 51, 65, 66            |
| Shabogamo, lac .....                     | 58     | Walthier, T. N. ....                 | 52                    |
| Sharp, R. P. ....                        | 43, 64 | Wapussakatoo, monts .....            | 58, 59                |
| Sims, lac .....                          | 8, 26  | Wellwood, W. R. ....                 | 4                     |
| Slipp, R. M. ....                        | 37, 57 | Wheeler, E. P. ....                  | 63, 65                |
| Solifluxion .....                        | 86     | Willbob, lac .....                   | 53                    |
| Sols .....                               | 86     | Wilson, A. W. G. ....                | 6                     |
| podzolisation .....                      | 86     | Wisconsin, nappe glaciaire du .....  | 43                    |
| Sroule, J. C. ....                       | 20     | Wisconsin, stade du .....            | 63                    |
| Stakit, lac .....                        | 55     | taux d'ablation du .....             | 46                    |
| Staunchmoränen .....                     | 18     | Wishart, lac .....                   | 43                    |
| Stevenson, I. M. ....                    | 56     | Wright, mont .....                   | 1, 59                 |
| Stries entrecroisées .....               | 55     |                                      |                       |

