



National Library
of Canada

Bibliothèque nationale
du Canada

Canadian Theses Service

Services des thèses canadiennes

Ottawa, Canada
K1A 0N4

CANADIAN THESES

THÈSES CANADIENNES

NOTICE

The quality of this microfiche is heavily dependent upon the quality of the original thesis submitted for microfilming. Every effort has been made to ensure the highest quality of reproduction possible.

If pages are missing, contact the university which granted the degree.

Some pages may have indistinct print especially if the original pages were typed with a poor typewriter ribbon or if the university sent us an inferior photocopy.

Previously copyrighted materials (journal articles, published tests, etc.) are not filmed.

Reproduction in full or in part of this film is governed by the Canadian Copyright Act, R.S.C. 1970, c. C-30.

THIS DISSERTATION
HAS BEEN MICROFILMED
EXACTLY AS RECEIVED

AVIS

La qualité de cette microfiche dépend grandement de la qualité de la thèse soumise au microfilmage. Nous avons tout fait pour assurer une qualité supérieure de reproduction.

S'il manque des pages, veuillez communiquer avec l'université qui a conféré le grade.

La qualité d'impression de certaines pages peut laisser à désirer, surtout si les pages originales ont été dactylographiées à l'aide d'un ruban usé ou si l'université nous a fait parvenir une photocopie de qualité inférieure.

Les documents qui font déjà l'objet d'un droit d'auteur (articles de revue, examens publiés, etc.) ne sont pas microfilmés.

La reproduction, même partielle, de ce microfilm est soumise à la Loi canadienne sur le droit d'auteur, SRC 1970, c. C-30.

LA THÈSE A ÉTÉ
MICROFILMÉE TELLE QUE
NOUS L'AVONS REÇUE

ETUDE PALYNOLOGIQUE ET GEOMORPHOLOGIQUE
DANS LE BASSIN DU RUISSEAU MACKINTOSH,
TERRITOIRE DU YUKON.

par

Hector Beaudet

THESE PRESENTEE A
L'ECOLE DES ETUDES SUPERIEURES DE
L'UNIVERSITE D'OTTAWA
EN VUE DE L'OBTENTION DE
LA MAITRISE ES ARTS EN GEOGRAPHIE

UNIVERSITE D'OTTAWA

© Hector Beaudet, Ottawa, Canada, 1986.

Permission has been granted to the National Library of Canada to microfilm this thesis and to lend or sell copies of the film.

The author (copyright owner) has reserved other publication rights, and neither the thesis nor extensive extracts from it may be printed or otherwise reproduced without his/her written permission.

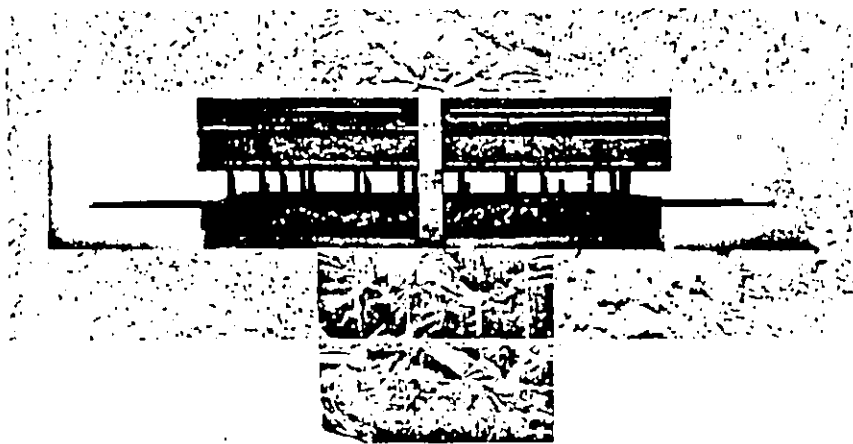
L'autorisation a été accordée à la Bibliothèque nationale du Canada de microfilmer cette thèse et de prêter ou de vendre des exemplaires du film.

L'auteur (titulaire du droit d'auteur) se réserve les autres droits de publication; ni la thèse ni de longs extraits de celle-ci ne doivent être imprimés ou autrement reproduits sans son autorisation écrite.

ISBN 0-315-33354-5



UNIVERSITÉ D'OTTAWA
UNIVERSITY OF OTTAWA



RESUME

Une étude palynologique et géomorphologique a été menée dans le bassin du ruisseau Mackintosh, dans le secteur nord du lac Aishihik, Sud-Ouest du Yukon. La recherche a pour but de préciser la période de la déglaciation du bassin Mackintosh en amont des deux cordons morainiques préalablement non-correlés et de reconstituer l'évolution du paysage végétal durant l'Holocène.

L'analyse géomorphologique, par la cartographie des unités morphologiques et la datation du début de la sédimentation organique post-glaciaire révèle une déglaciation récente du bassin reliée à la glaciation McConnell.

Afin de reconstituer l'évolution du paysage végétal, le contenu pollinique d'un profil de sédiments lacustres gelés et émergés a été analysé. Le diagramme pollinique Mackintosh Creek HBI présente trois zones interprétées successivement comme la toundra herbacée suivie, vers 9900 ans BP, de la toundra arbustive dominée par le bouleau ; de l'arrivée de l'épinette vers 8900 ans BP et de l'instauration de la toundra forestière moderne vers 8000 ans BP. Le diagramme affiche des variations mineures associées à l'évolution du bassin lacustre depuis cette dernière époque.

Les résultats de l'étude indiquent une implantation synchrone avec d'autres sites d'études au Sud-Ouest du Yukon et du secteur du Mackenzie. Cette coïncidence soutient indirectement l'idée de refuges locaux de l'épinette en Alaska et/ou du Sud-Ouest du Yukon non englacé.

ABSTRACT

Late-Quaternary palynology and geomorphology of Mackintosh Creek area, Southwestern Yukon.

A palynological and geomorphological study has been undertaken in Mackintosh Creek area, north of Aishihik Lake map area, Southwestern Yukon. The research objectives are two-fold: to determine Mackintosh Creek's deglaciation period of an uncorrelated morainic system and to reconstruct the vegetal cover evolution throughout the Holocene.

The datation of the beginning of Post-glacial organic sedimentation and the cartography of morphological features of the area suggest a recent deglaciation closely related to the McConnell glaciation.

The evolution of the vegetal cover is obtained by the pollen analysis of lacustrine sediments. The Mackintosh Creek-HB1 pollen diagram presents three phases interpreted as herb tundra followed by a birch dominated shrub tundra ca 9900 BP; spruce arrives in the area ca 8900 BP and the modern forest tundra develops ca 8000 BP and from this time presents a relative stability. The coincidence of the spruce arrival in the Mackintosh Creek, Snag and Mackenzie Delta areas indirectly supports the spruce refugium hypothesis in unglaciated Southwestern Yukon and/or Alaska.

Remerciements

Je tiens à remercier particulièrement mon directeur de thèse, le Professeur Marie-Anne Geurts pour l'encouragement et l'intérêt pour la recherche qu'elle a su me communiquer; mes dévoués collègues de terrain C. David, P. Beaulieu, A. Labossière et spécialement X. Wang qui a de plus fourni le programme informatique et l'assistance nécessaire à l'élaboration des diagrammes polliniques. Les figures ont été dressées par M. Lessard et I. Campbell. Les datations radiométriques ont été réalisées grâce à la collaboration du Dr. W. Blake, Jr. de la Commission géologique du Canada, du Dr. R.P. Beukens du Laboratoire Isotrace de l'Université de Toronto et du Dr. P. Pagé du Laboratoire de géochimie isotopique et de géochronologie de l'UQAM.

La recherche a bénéficié du soutien financier de la Fiduciaire des études nordiques, du Conseil de recherche en sciences naturelles et génie et du Groupe de recherche nordique de l'Université d'Ottawa qui ont rendu le bassin du ruisseau Mackintosh accessible.

TABLE DES MATIERES

	PAGE
RESUME	1
ABSTRACT	11
REMERCIEMENTS	111
TABLE DES MATIERES	iv
LISTE DES FIGURES	vi
LISTE DES TABLEAUX	vii
LISTE DES ANNEXES	viii
INTRODUCTION	1
<u>Chapitre I Contexte paléoenvironnemental et problématique</u>	
1.1. Pléistocène du secteur du lac Aishihik	2
1.2. Données paléoenvironnementales de l'Holocène.....	6
1.3. Problématique.....	10
<u>Chapitre II Secteur à l'étude</u>	
2.1. Physiographie.....	12
2.2. Géologie.....	14
2.3. Climat.. ..	14
<u>Chapitre III Méthodologie</u>	
3.1. Géomorphologie	
3.1.1. Photo-interprétation.....	17
3.1.2. Enquête géomorphologique sur le terrain.....	20
3.1.3. Présentation des résultats.....	20
3.2. Palynologie	
3.2.1. Sondage et échantillonnage	21
3.2.2. Techniques d'échantillonnage	22
3.2.3. Historique des prélèvements	23
3.2.4. Traitement de laboratoire	24
3.2.5. Analyse	26
3.2.6. Présentation des résultats	26

Chapitre IV Résultats

	PAGE
4.1. Géomorphologie	
4.1.1. Coupe stratigraphique du profil HBl-HB1bis.....	28
4.1.2. Carte des unités morphologiques de la vallée Mackintosh, amont des cordons morainiques.....	34
4.1.2.1. Plancher de la vallée Mackintosh.....	34
4.1.2.2. Les formes de contact glaciaire.....	34
4.1.2.3. Les zones lacustres.....	36
4.1.3. Carte des unités morphologiques secteur nord du lac Aishihik.....	42
4.1.4. Synthèse régionale.....	44
4.2. Palynologie	
4.2.1. Diagramme des fréquences polliniques.....	47
4.2.2. Les concentrations polliniques totales.....	48
4.2.3. Zonation.....	51
4.2.4. Diagramme des pollens de Picea.....	54

Chapitre V Interprétation et discussion

5.1. Interprétation	
5.1.1. Zone 1, Herbacées-Picea	61
5.1.2. Zone 2, Betula-cypéracées	63
5.1.3. Zone 3, Betula-Picea	64
5.2. Discussion	66
CONCLUSION	69
BIBLIOGRAPHIE	71
ANNEXES	76

LISTE DES FIGURES

	PAGE
Figure 1: Carte de localisation	3
Figure 2: Carte des limites glaciaires	4
Figure 3: Site d'étude	13
Figure 4: Photo-mosaïque	19
Figure 5: Schéma stratigraphique du profil HB1	29
Figure 6: Carte des unités morphologiques de la vallée Mackintosh amont des cordons morainiques	35
Figure 7: Coupe transversale de la vallée Mackintosh	38
Figure 8: Dynamique thermokarstique	40
Figure 9: Col X	42
Figure 10: Carte des unités morphologiques du secteur nord du lac Aishihik	44
Figure 11: Variations des apports régionaux en fonction de la taille du bassin.....	52
Figure 12: Diagramme des pollens de <u>Picea</u>	57

LISTE DES TABLEAUX

	PAGE
Tableau 1: Tableau chronologique des données paléoenvironnementales de l'Holocène, nord-ouest de l'Amérique du Nord.....	7
Tableau 2: Tableau des données climatiques des stations Aishihik, Carmacks et Snag	15
Tableau 3: Tableau des données relatives aux préparations polliniques	31 et 49

LISTE DES ANNEXES

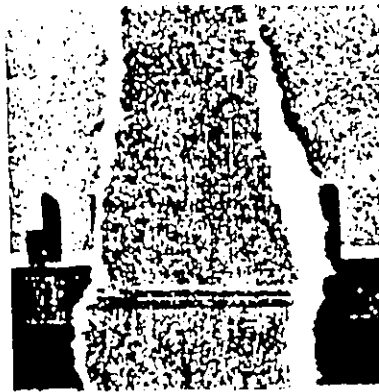
- Annexe 1: Méthode de préparation des argiles silteuses..... A-1
- Annexe 2: Diagramme des fréquences polliniques relatives MC-HB1
(en pochette).

INTRODUCTION

Dans le cadre de la recherche sur l'évolution du paysage végétal dans la Chaîne Ruby, le bassin du ruisseau Mackintosh présentait l'attrait d'être situé au-delà de la limite de la glaciation McConnell. C'est pourquoi une étude palynologique a été entreprise en 1984 car elle pouvait permettre de reconstituer l'évolution du paysage végétal durant le Pleistocène supérieur.

La première partie de la recherche s'intéresse donc à préciser l'époque de la déglaciation du bassin par l'analyse géomorphologique. La cartographie des unités morphologiques a été dressée à partir de relevés de terrain, suivis d'une photo-interprétation et d'une deuxième série de contrôles de terrain. La déglaciation du bassin du ruisseau Mackintosh est datée légèrement antérieure à 9900 ans BP.

Dans ce cadre temporel réduit, selon l'attrait initial de la recherche, l'étude palynologique est la première du secteur de la Chaîne Ruby et du bassin du lac Aishihik à présenter l'évolution du paysage végétal sur l'ensemble de l'Holocène. Il sera donc possible de dater l'implantation de l'épinette dans cette région du Yukon.



CHAPITRE I

CHAPITRE I

Cadre paléoenvironnemental et problématique

1.1 Pleistocène du secteur nord du lac Aishihik,

Territoire du Yukon

Les travaux de recherche en géologie du Quaternaire au sud du Yukon révèlent l'existence d'avancées successives de lobes glaciaires issus de la Cordillère et des monts St-Elias vers l'intérieur du Yukon. Le secteur à l'étude (fig. 1) fait partie du plateau du Yukon qui est situé entre les montagnes Selwyn au nord-est et la Chaîne Côtière au sud-ouest (Bostock, 1968). Un premier essai de corrélation des limites glaciaires (Hughes et coll., 1968) présentent les limites d'extension des deux dernières glaciations, les directions d'écoulement des lobes de glace et la localisation des chenaux d'eau de fonte dans le secteur d'Aishihik Lake (61° - 62°N, 136° - 138°O) (fig. 2).

La nomenclature des glaciations est issue de Bostock (1965) d'après les localités types dans les environs de la rivière Stewart dans les monts Ogylvie.

Fig. 1: Carte de localisation

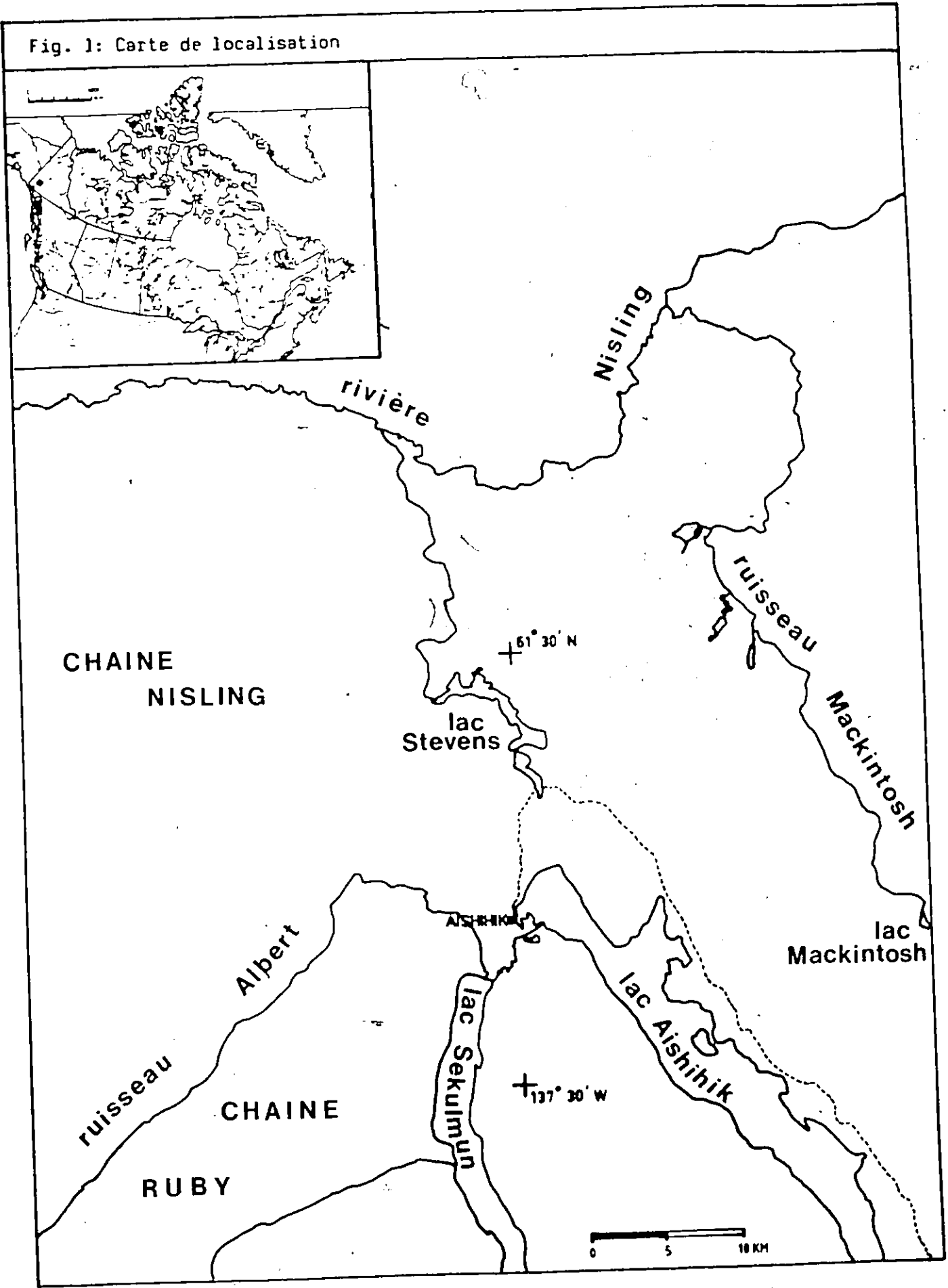
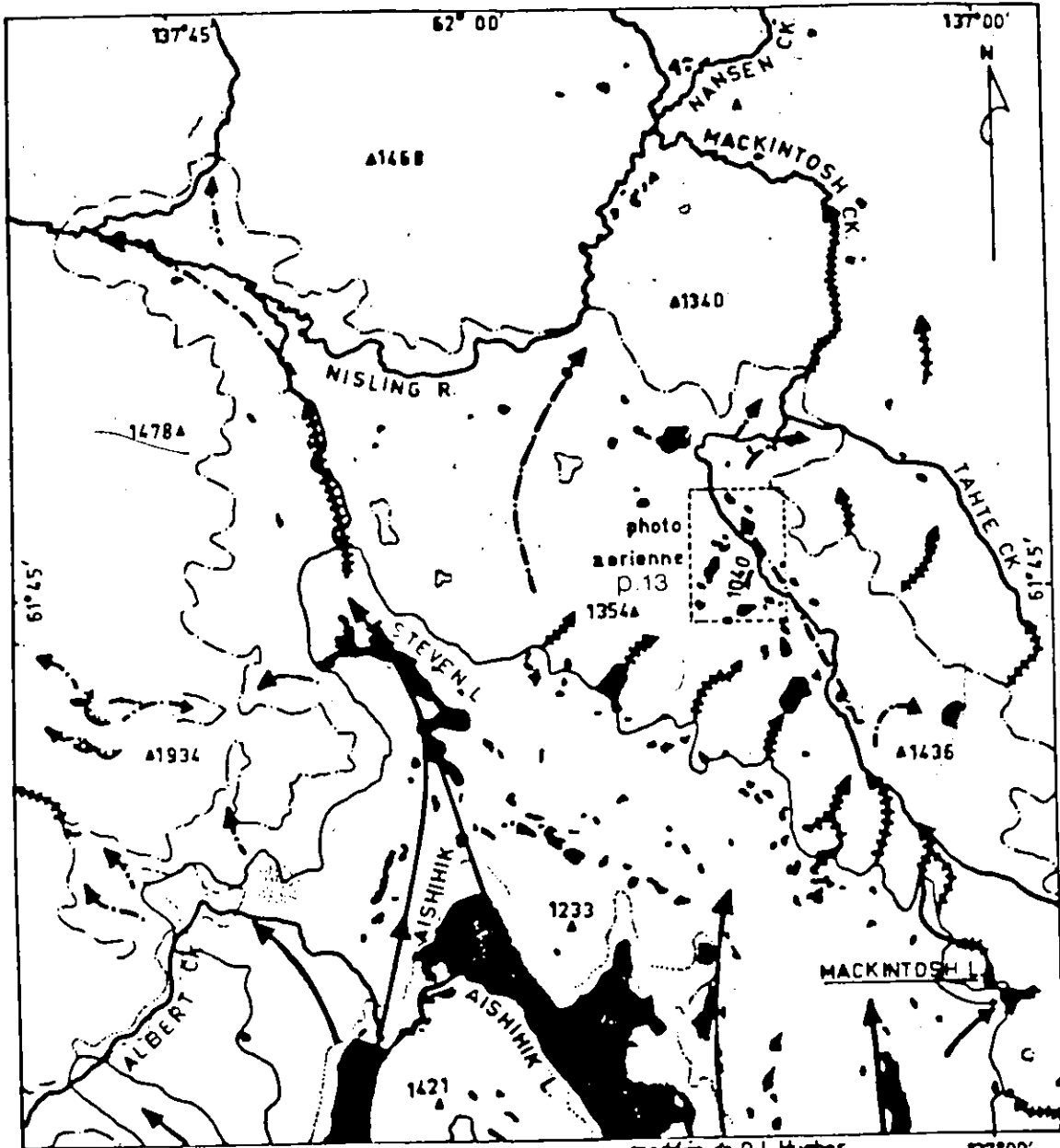


Fig. 2: Carte des limites glaciaires



137°45' 0 10km modifié de D.L. Hughes (comm. écrite) 137°00'

- LIMITE DE LA GLACIATION McCONNELL
- - - LIMITE DE LA GLACIATION REID
- LAC GLACIAIRE
- 1040 ▲ ALTITUDE (m)
- LAC RUSSEAU ou RIVIÈRE
- DIRECTION D'ÉCOULEMENT DE LA GLACE - McCONNELL
- DIRECTION D'ÉCOULEMENT DE LA GLACE - REID
- ~~~~~ CHENAL DEAU DE FONTE
- ⊂ CIRQUE GLACIAIRE

La glaciation Reid est estimée à environ 40 000 ans BP (GSC-524: >42 900 ans BP). La glaciation McConnell serait antérieure à 9700 ans BP d'après une datation radiométrique de tourbe au-dessus du till McConnell proche de la limite nord du lobe de glace Aishihik (GSC-749: 9660 + 150 ans BP) (Hughes, comm. écrite), (fig. 10, localisation A).

Entre les limites d'extension de ces glaciations, Hughes a observé des formes juxtaglaciaires (ice-marginal features) comparables à celles cartographiées par Bostock (1966) plus au nord. "The moraines are intermediate in terms of preservation between those associated with the Reid limit and those associated with the McConnell limit, and may represent a distinct post-Reid, pre-McConnell advance" (Hughes et coll., 1968, p. 3). Les deux cordons morainiques ne sont pas datés car Hughes ne présente aucune date radiométrique se rapportant à la glaciation Reid dans le secteur du lac Aishihik.

Dans ce contexte Wisconsinien, une analyse palynologique dans les environs de ces cordons morainiques a été entreprise afin d'étudier l'évolution du couvert végétal sur 40 000 ans environ. Cette étude aurait pu être confrontée à la recherche que Rampton (1971) a menée dans les environs de Snag, 200 Km au nord-ouest du ruisseau Mackintosh, mais les dépôts de surface de notre site d'étude se sont révélés d'un âge beaucoup plus récent que leur localisation aurait pu le suggérer.

1.2 Données paléoenvironnementales de l'Holocène.

Une étude des travaux de recherche paléobotaniques et glaciaire révèle qu'en Alaska et au sud-ouest du Yukon l'Holocène présente une densification progressive du couvert végétal suivie d'une période de stabilité depuis environ 5000 ou 6000 ans (tableau 1).

Par exemple, les données du diagramme pollinique d'Antifreeze Pond (Rampton; 1971), situé au-delà de la limite de la glaciation Macauley, correspondant à celle de McConnell dans notre secteur d'étude (Hughes et coll., 1968), indiquent que la toundra herbacée de l'époque glaciaire a fait place à la toundra arbustive vers 10 000 ans BP. L'épinette apparue vers 8700 ans BP forme une forêt ouverte qui se densifie vers 5700 ans BP. Le site d'échantillonnage étant situé à 600 m sous la limite altitudinale des arbres, il n'est pas très sensible aux variations de l'Holocène récent.

Les autres secteurs en Alaska partagent généralement cette densification progressive quoique les périodes de transition ne soient pas rigoureusement synchrones. Hopkins et coll. (1981) ont répertorié les datations radiométriques de macrorestes d'arbres dans le nord-ouest de l'Amérique du Nord (Béringie). En l'absence

de refuges connus durant la dernière glaciation, ils proposent une trajectoire de migration de l'épinette en provenance du sud-ouest des I.N.-O. vers le centre-est de l'Alaska entre 9500 et 9000 ans BP. en direction du sud-ouest du Yukon vers 8700 à Snag et 8020 ans BP. dans les Monts St-Elias.

Les données macrofossiles du secteur du Mackenzie (Ritchie; 1984) s'intègrent mal dans l'hypothèse de Hopkins et coll. (1981): Ritchie dénote la présence de l'épinette jusqu'à 69°30' N. à l'est du delta du Mackenzie vers 9000 ans BP sans toutefois déceler de tendances spatiales dans la direction de la migration de l'épinette (Ritchie, 1984). Les données de 15 diagrammes polliniques au nord du Yukon et dans le secteur du Mackenzie montrent des dates d'implantations (seuil de 10% de représentation de Picea) témoignant de fortes variabilités; par exemple, deux sites distants de un kilomètre seulement présentent des dates d'implantations de Picea qui diffèrent de 500 ans. Ritchie fait intervenir les caractéristiques géochimiques des différents milieux et les limites de la sensibilité de la datation radiométrique pour expliquer l'absence de tendances spatiales. Il propose donc un âge moyen d'implantation de Picea vers 9050 dans le secteur du Mackenzie et soumet l'hypothèse de la migration de l'épinette vers le secteur du Mackenzie en provenance du sud de l'Alberta ou une date de 10,800 (Lichti-Fedorovich, 1970) témoigne de sa présence.

MacDonald (1984) propose une migration rapide de l'épinette vers les Territoires du Nord-Ouest en provenance d'un refuge méridional; il ne rejette cependant pas la possibilité d'un refuge de l'épinette en Béringie. De plus, Ager et Brubaker (1985) s'appuyant sur les résultats d'études sur la génétique, la biochimie et des caractères phénotypiques propres à l'épinette blanche suggèrent la possibilité de refuges locaux: "It is again necessary to consider the real possibility that small populations of spruce persisted somewhere in unglaciated interior Alaska and/or Yukon Territory." (Ager et Brubaker, 1985, p.367).

La majorité des études de l'évolution du couvert végétal sur l'ensemble de l'Holocène témoignent de conditions relativement stables (et peu détaillées) depuis 5000 ou 6000 ans. La forêt une fois installée a tendance à se maintenir sauf dans le secteur du Mackenzie ou Ritchie (1984) décèle une détérioration de la forêt subséquente à une détérioration climatique entre 8000 et 4500 ans BP. Cette détérioration est suivie d'une période sans grande variation.

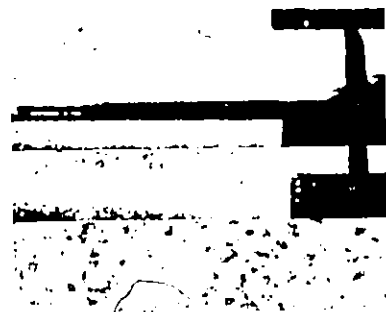
A la lumière de l'étude de la dynamique glaciaire des Monts St-Elias, Denton et Karlén (1977) ont mis en évidence trois périodes d'extension glaciaire durant le Néoglaciale (depuis environ 3000 ans). Les périodes de retrait glaciaire s'accompagnent d'une extension altitudinale de la limite des arbres.

La palynologie peut, dans certains cas mettre en évidence des variations de la production et de la sédimentation polliniques associées à une extension glaciaire. En effet, seuls les diagrammes polliniques de Grizzly Creek (Bourgeois et Geurts, 1983) ont pu enregistrer une courte période de détérioration de la forêt de 1600 à 1380 ans BP environ (dates interpolées) précédant l'extension glaciaire de 1230 ans BP. Cette faible variation du couvert végétal a pu être mise en évidence grâce à la sensibilité du milieu de prélèvement. L'altitude des sites, la sédimentation rapide et l'échantillonnage serré ont permis d'obtenir un intervalle d'environ 40 ans entre les échantillons; la résolution étant suffisamment fine pour détecter un faible changement dans la circulation atmosphérique (Geurts, 1984).

1.3. Problématique

L'étude palynologique dans le bassin du ruisseau Mackintosh, de par son contexte géographique, contribuera à la base de données relatives aux modalités d'implantation de l'épinette au sud-ouest du Yukon. En établissant le délai entre l'époque de la déglaciation locale et l'époque de l'implantation de l'épinette, l'étude pourra tester l'hypothèse d'un refuge périglaciaire (dans le sens spatial du terme) au sud-ouest du Yukon.

La recherche vise premièrement à déterminer l'époque de la déglaciation de la vallée Mackintosh par l'analyse géomorphologique, et deuxièmement à dresser l'évolution du couvert végétal du secteur à l'aide des données palynologiques.



CHAPITRE II

CHAPITRE II

Secteur à l'étude

2.1. Physiographie.

La vallée du ruisseau Mackintosh est située au nord, au-delà de la limite de la glaciation McConnell telle que cartographiée par Hughes et coll. (1968). Elle est séparée du bassin du lac Aishihik ("Aishihik lowland", (Hughes, comm. écrite)) par le massif Aishihik qui est un prolongement de la Chaîne Nisling. Le ruisseau Mackintosh, orienté sud-est nord-ouest, est issu du lac Mackintosh (alt.: 1246 m ; 4090 pi) et se jette dans la rivière Nisling à une altitude d'environ 914 m (3000 pi) (fig. 1).

Les environs du site de sondage (fig. 3, loc. 5) présentent un élargissement de la vallée (alt.: 1040 m, 3420 pi) dans lequel on retrouve une série de lacs et des zones marécageuses.

Figure 3: Site d'étude

LEGENDE

s site de sondage

Th toundra herbacée


Ia toundra arbustive

If toundra forestière

Rt roche en place + till mince

K dépôt de kame

G1 dépôt glacio-lacustre

 cordon morainique

A_B coupe transversale de la vallée (Fig. 7)



Figure 3: Site d'étude
d'après: photo aérienne A-25293-166

échelle: _____ 1 km

NT
↑

2.2. Géologie.

En amont des cordons morainiques, des affleurements d'amphibolite datant du Protérozoïque et/ou du Paléozoïque, et des affleurements de granodiorite à hornblende du Mésozoïque, limitent le thalweg du côté sud-ouest (Templeman-Kluit; 1974). Du côté nord-est de la vallée, on retrouve ces mêmes formations en plus des tufs acides du Cénozoïque. Ces affleurements culminent à des altitudes de 1250 à 1430 m (4100 à 4700 pi).

2.3. Climat.

Les stations météorologiques les plus proches sont celles d'Aishihik (19 km au sud-ouest) et de Carmacks (60 km au nord-est).

A Aishihik, les moyennes des températures quotidiennes des mois de juin, juillet et août sont de 9.8, 12.1 et 10.3 °C respectivement (tabl. 2). Ces conditions thermiques sont défavorables à la reproduction sexuée de l'épinette noire selon Black et Bliss (1980) qui proposent un seuil de 11°, 14° et 11° C d'après des données de laboratoire et de terrain. Nous considérons ce seuil comme étant transférable à l'épinette blanche puisque Ritchie (1984) souligne que l'épinette blanche et l'épinette noire partagent les mêmes limites mésoclimatiques dans le secteur du Mackenzie.

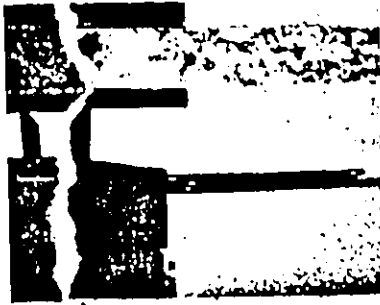
Tableau 2: Données climatiques des station de Aishihik, Carmacks et de Snag, territoire du Yukon, d'après les Normales climatiques, Environnement Canada.

Station	Altitude	Temp. moy mensuelle (°C)				Précipitations totales (mm)
		Juin	Juillet	Août	Année	
Aishihik 61°39'N, 137°29'O, 966m		9.8	12.1	10.3	-4.4	266.3
Carmacks 62°6'N, 137°18'O, 523m		12.5	14.5	12.5	-3.8	252.7
Snag 62°22'N, 140°24'O, 587m		12.0	14.0	11.5	-6.1	338.5

Les précipitations totales annuelles sont de 266.3 mm en moyenne. Ces conditions d'humidité sont à la limite inférieure de la tolérance de l'épinette blanche (de 250 à 1250 mm selon Fowells, 1965).

Ces données climatiques témoignent de conditions limites (sur le plan de l'humidité) et même contraignantes (au niveau de la reproduction sexuée) de l'épinette blanche.

Ces contraintes climatiques, en conjonction avec le mauvais drainage du plancher de la vallée confinent l'épinette à un faible recouvrement dans le paysage: elle est absente des hauts sommets et du plancher de la vallée. Le paysage végétal du secteur peut donc se qualifier de toundra forestière.



CHAPITRE III

CHAPITRE III

Méthodologie

3.1. Géomorphologie.

3.1.1. Photo-interprétation.

La vallée du ruisseau Mackintosh, dans le secteur amont du cordon morainique dédoublé a une pente moyenne très faible à en juger par les nombreux méandres du ruisseau; de plus, le faible encaissement de celui-ci a pour effet de limiter le développement des coupes. Ainsi, l'étude de la géomorphologie du secteur a dû s'appuyer en majeure partie sur la photo-interprétation.

Un premier séjour sur le terrain a permis de se familiariser avec la distribution de la végétation en fonction des dépôts de surface et d'établir une clef d'interprétation:

- les placeaux arborescents, dominés par l'épinette blanche se retrouvent essentiellement sur la roche en place altérée et sur les dépôts minces de till;
- aux endroits bien exposés, en pente, ou à texture grossière, le peuplier s'installe;

- la toundra arbustive, dominée par le saule nain, s'installe dans les bas de versants où les silts lacustres sont présents;

- les zones à drainage déficient accueillent la toundra herbacée ou les tourradons rendent la marche particulièrement laborieuse.

La diminution de l'intensité du couvert végétal en fonction du relief et du drainage se traduit par une diminution de la teinte de gris des photographies aériennes en noir et blanc.

Localement, une texture plus grossière du matériel ou un meilleur drainage associé à une légère modification du relief permettra, dans la vallée, l'implantation massive du bouleau nain ou même de quelques épinettes (en rebord de terrasses par exemple).

Sur un second plan, nous avons assemblé une photo-mosaïque (fig. 4) à l'aide des photos de la ligne de vol A-25168 de la Photothèque nationale du Canada. Ce document a permis de percevoir l'organisation du relief et de la géomorphologie sur une échelle plus vaste que celle de la vision stéréoscopique habituelle. La photo-mosaïque a fait apparaître une discontinuité dans la zone de culots de glace morte du lobe Aishihik au niveau du col séparant le bassin Mackintosh du bassin Aishihik. Cette particularité, aisément décelable à cette échelle, nous a permis d'avancer l'hypothèse de la présence de glace dans le bassin Mackintosh durant la glaciation McConnell.

Figure 4: Photo-mosaïque

LEGENDE

limites glaciaires (selon Hughes, comm. écrite)

— McConnell

— Reid

Rt roche en place + till mince

Gae dépôt glaciaire d'ablation épais (kettles, kames)

Gam dépôt glaciaire d'ablation mince (solifluxion)

F dépôt fluvio-glaciaire

K dépôt de kame

G1 dépôt glacio-lacustre

A. cône alluvial

↪ cordon morainique intermédiaire (McConnell)



Figure 4: Photo-mosaïque
d'après les photographies de la ligne de vol A-25193

3.1.2. Enquête géomorphologique sur le terrain.

L'enquête géomorphologique sur le terrain, dans un secteur pauvre en coupes, s'est limité à un site de sondage, à quelques profils de mollisol, à un relevé topographique et à cinq datations radiométriques. Le type de paysage, les aléas logistiques (établissement du camp en un site éloigné du site de sondage, ayant pour conséquence la relative immobilité de la sonde) et la courte durée du séjour sur le terrain (11 jours au total) sont en partie responsables de la base de données géomorphologiques peu élaborée. Nous pensons cependant avoir recueilli suffisamment de données clefs afin de reconstituer l'évolution géomorphologique du secteur.

3.1.3. Présentation des résultats.

Les résultats de l'enquête géomorphologique sont présentés par les cartes des unités morphologiques de la vallée du ruisseau Mackintosh et du secteur nord du lac Aishihik auxquelles se joignent la coupe transversale de la vallée Mackintosh et le schéma sédimentologique du profil pollinique Mackintosh Creek-HB1.

3.2. Palynologie.

3.2.1. Sondage et échantillonnage.

L'infrastructure logistique de l'équipe de recherche est axée sur l'accessibilité au terrain durant l'été (climat, contraintes d'horaire académique, équipement de terrain); ainsi, l'échantillonnage palynologique est basé sur le prélèvement de profils de sols, par opposition à des sondages lacustres qui nécessitent une infrastructure plus élaborée: profils bathymétriques, sondages sur glace ou sur plateforme flottante (Ritchie; 1984).

Le secteur du ruisseau Mackintosh est situé à la limite sud du pergélisol discontinu et répandu (Atlas National du Canada, 1974, p.11). Les sédiments lacustres gelés ont été prélevés à l'aide d'une sonde portative à pergélisol ("modified CRREL corer", Veillette et Nixon; 1980). Cette sonde ainsi que l'appareillage nécessaire pour l'échantillonnage (moteur, barres de rallonge, carottier et essence) pèsent environ 100 kg; ce qui limite quelque peu la mobilité de l'équipement sur le terrain: les portages en zones de toundra arbustive doivent être limités au minimum (inférieur à un kilomètre pour être confortables); toutefois, trois personnes et le matériel de sondage peuvent être transportés en une seule envolée d'un hélicoptère de type Bell 206.

3.2.2. Techniques d'échantillonnage.

Les sédiments non-gelés peuvent être échantillonnés de façon continue à l'aide de boîtes de plastiques de 38 cm de longueur si le matériel possède une cohérence adéquate (Ouimet; 1983), (partie inférieure du profil HB2); sinon, l'échantillonnage se fait niveau par niveau et les échantillons sont recueillis dans des sachets de plastique (mollisol du profil HB1).

La sonde portative à pergélisol permet de recueillir des carottes de 7.5 ou de 5.0 cm de diamètre de matériaux meubles gelés. Les carottes doivent être sectionnées et décrites sur le terrain car il est difficile de les conserver dans leur état gelé et cohésif jusqu'au laboratoire. Après sectionnement, les échantillons peuvent être emballés dans des sachets de plastique (HB1) ou mieux encore dans des godets de plastique de 5.0 cm de diamètre, ce qui facilite grandement les manipulations d'échantillonnage (profil HB1bis).

Nous avons tenté de sectionner verticalement les carottes afin de faire apparaître les structures sédimentaires. L'utilisation d'une scie à métal à cette fin s'est révélé inefficace: le plan de coupe de la carotte gelée conservait l'empreinte du cheminement de la lame; de plus, l'opération de sectionnement vertical augmentait les risques de contamination des échantillons.

3.2.3. Historique des prélèvements.

Le profil préliminaire HB1 a été prélevé en deux parties, le 3 août 1984. Le mollisol a été échantillonné sur paroi de 20 à 68 cm sous la surface de la berge avec un intervalle de cinq cm entre les échantillons. Ensuite, la sonde a été utilisée avec un carottier de 7.5 cm de diamètre et l'unité de gyttja a été prélevée jusqu'à sa base: 183 cm. Celle-ci a été datée à 7600 ans BP (GSC-3952).

Le profil HB1bis a été prélevé au même site le 16 juillet 1985. Un carottier de cinq cm de diamètre a été utilisé pour l'échantillonnage de 126 à 305 cm. Nous avons ainsi rééchantillonné la partie inférieure de l'unité de gyttja sus-jacente à une unité de silt organique et à une unité d'argile silteuse à graviers. La base de l'unité de silt organique a été daté à 9900 ans BP (10-185). Le diagramme pollinique intitulé Mackintosh Creek-HB1 (MC-HB1), est constitué du profil HB1 de 20 à 121 cm, et du profil HB1bis de 126 à 305 cm.

A 1500 mètres au nord de ce site, un troisième profil a été échantillonné sur paroi (profil HB2): 113 cm de tourbe sus-jacente à une unité de sable et graviers gris; la base a été datée à 5450 ans BP (UQ-1065). Jugé trop récent et perturbé, l'analyse pollinique n'a été effectuée que sur les trois échantillons de la base et confirme la présence de l'épinette vers 5450 ans BP.

3.2.4. Traitement en laboratoire

Les échantillons de mousses, de sol minéral et de gyttja doivent subir un traitement de concentration des pollens préalablement à l'analyse au microscope. Le type de traitement dépend de la proportion de la matière minérale de l'échantillon.

Afin de rationaliser l'extraction et la concentration des pollens, le traitement en laboratoire a été élaboré en fonction de la moindre toxicité et de la souplesse de la méthode.

Ainsi, le traitement des échantillons riches et moyennement riches en matière organique (gyttja et silt organique) est adapté de la méthode d'acétolyse d'Erdtman (Faegri et Iversen; 1971). Après une première étape de dissolution des acides humiques et de la défloculation de la matière organique dans une solution d'hydroxyde de sodium (NaOH 10%, à chaud), on procède à l'attaque à l'acide fluorhydrique (HF) pour dissoudre la matière minérale suivie de l'acétolyse pour détruire la cellulose. Un lavage final à travers une membrane Nytex de 10 microns dans une solution d'hydroxyde de sodium à chaud permet d'éliminer les débris organiques et les minéraux de taille inférieure à 10 microns. Cette dernière étape, modifiée de Cwynar et al (1980) et de Duimet (1983) facilite grandement l'analyse au microscope.

Les échantillons plus pauvres en matière organique, les argiles silteuses à gravier, ont subi le même traitement de base que les échantillons de gyttja et de silt organique en plus d'un microtamisage à la membrane Nytex au début et à la fin de la préparation (annexe 1). Ceci avait pour but d'éliminer la grande quantité de matière minérale de ces échantillons. Le premier micro-tamisage a pour but d'éliminer les particules inférieures à 10 microns; le second permet d'éliminer les précipités formés durant le refroidissement de l'acide fluorhydrique.

Ce dernier type de préparation, quoique relativement long (de 18 à 24 heures de préparation pour 6 échantillons), possède les avantages suivants: la concentration finale des résidus est comparable à celle des autres échantillons (de 50 à 200 pollens par 10 microlitres de résidu), les produits chimiques sont moins toxiques et moins coûteux que ceux utilisés dans la méthode classique de Frenzel modifiée par Bastin (1971).

Les concentrés de pollens sont dilués dans une solution de d'hydroxyde de sodium à 10% et sont conservés dans des bouteilles hermétiques jusqu'à la période d'analyse au microscope. L'hydroxyde de sodium a été utilisé comme milieu de montage car il présente l'avantage de défloculer aisément les débris de matière organique comparativement à l'eau glycinée utilisée de façon routinière au laboratoire.

3.2.5. L'analyse.

Une goutte de résidu est prélevée à l'aide d'une micro-pipette de 10 microlitres, elle est pesée et déposée sur une lame de microscope et recouverte d'une lamelle de 18 x 18 mm. L'échantillon ainsi préparé est visionné à l'aide d'un microscope biologique Olympus-8H en utilisant un oculaire (10x) et les objectifs (20x ou 40x). Chaque pollen est identifié et compté. Les ouvrages de Kapp (1969) et de McAndrews et al (1973) de même que les lames de référence du laboratoire de palynologie ont été consultés pour l'identification des pollens.

La validité statistique des résultats nécessite de compter un minimum de 250 pollens par échantillon (Bastin, 1971).

3.2.6. Présentation des résultats.

Les résultats sont présentés sous forme de diagramme pollinique des fréquences relatives de représentation des différents taxons. Le type de sédiment, les datations radiométriques, la concentration pollinique (nombre de pollens par gramme de sédiment sec) sont incorporés au diagramme.

Un deuxième diagramme (fig. 12) extrait du diagramme des fréquences polliniques (annexe 2) présente les pourcentages des pollens de Picea selon leur état de conservation: les pollens entiers, éclatés et les fragments de pollen (un fragment est égal à environ un quart d'un grain entier).



CHAPITRE IV

CHAPITRE IV

Résultats

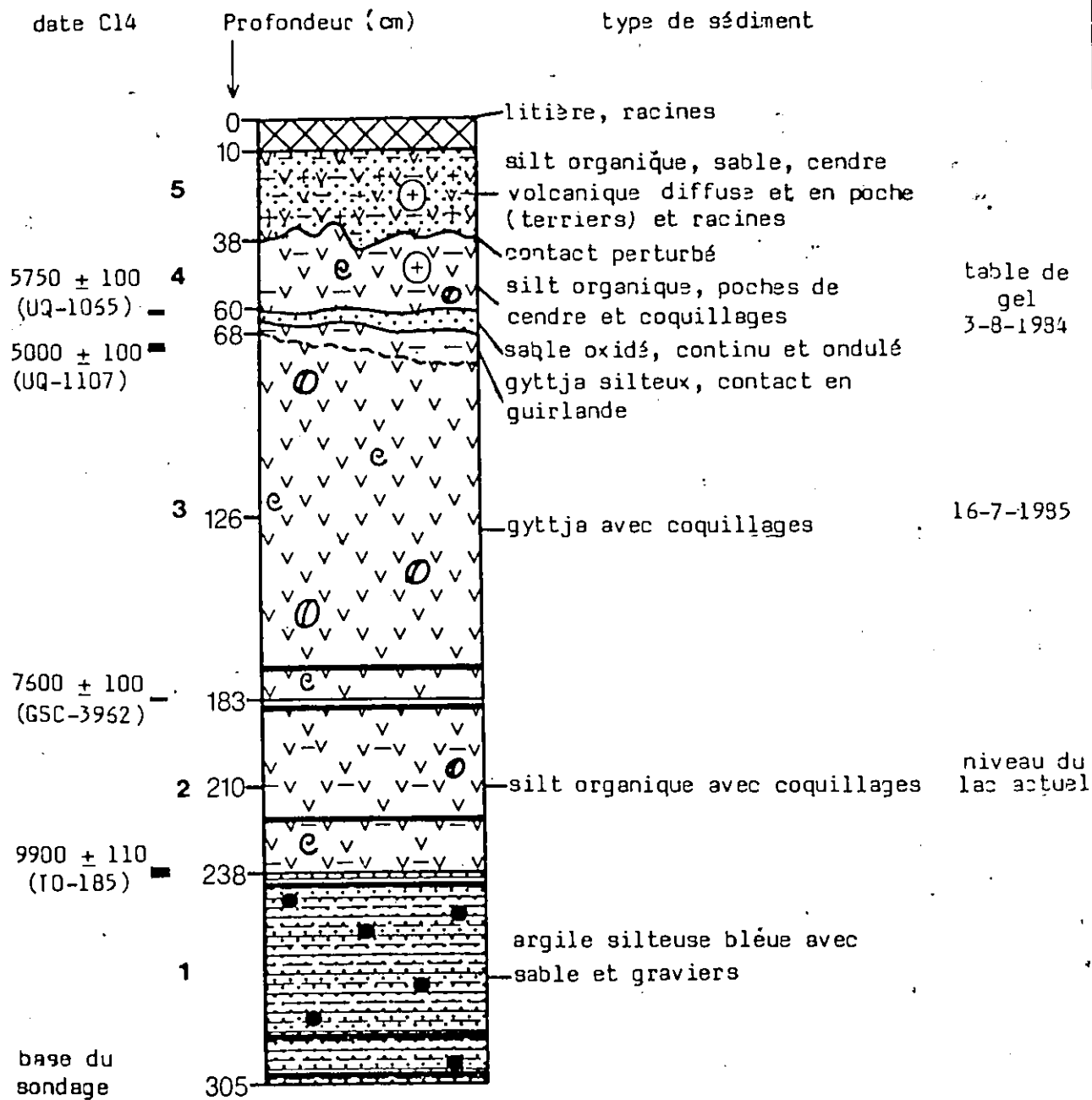
4.1. Géomorphologie

4.1.1. Schéma stratigraphique du profil HB1-HB1bis

Le profil palynologique provient d'un sondage de sédiments lacustres gelés accessibles d'une surface émergée située entre deux lacs (61° 45' 8"N, 137° 12' 43"O, alt. 1040 m), (fig. 3 loc. 5). Ce site est en amont de la plus méridionale des deux moraines du bassin du ruisseau Mackintosh.

La base du profil (fig. 5), l'unité 1, consiste en un dépôt de 67 cm d'épaisseur d'argile silteuse bleue avec sables et graviers. Cette unité n'a cependant pas été échantillonnée jusqu'à l'unité sous-jacente car son contenu en matière organique a été jugé, hâtivement, insuffisant. Il aurait été intéressant de déterminer l'épaisseur exacte de cette unité et de connaître la nature des sédiments sous-jacents.

Fig. 5 Schéma sédimentologique du profil pollinique H31, ruisseau Mackintosh, Territoire du Yukon, (61°45'8" N, 137°12'43" O, alt.: 1040 m)



Légende:



lentilles de glace de ségrégation < 1.0 cm

Les échantillons traités pour l'extraction pollinique ont révélé en moyenne 17.67 % de particules minérales supérieures à 250 microns (minimum 7.13 %, maximum 32.3 %). Cette fraction granulométrique a été obtenue lors du premier tamisage à travers une membrane métallique de 250 microns. Pour les échantillons sus-jacents à l'unité d'argile silteuse à graviers, cette fraction n'a pas été recueillie étant donné leur faible concentration minérale (Tableau 3).

Le sectionnement des argiles au laboratoire à l'aide d'une aiguille a révélé à la loupe binoculaire un feuilletage horizontal à peine perceptible de la matrice argileuse. Nous n'avons pas observé de stratification mettant en évidence des alternances granulométriques litées. Les sables et les graviers sont dispersés dans la matrice argilo-silteuse.

L'unité 2, sus-jacente à celle d'argile silteuse, est constituée de silt organique avec coquillages sur une épaisseur de 55 cm. Les coquillages présents sont de type gastéropode et lamellibranche. Ces derniers, en l'absence de détermination précise indiquent un milieu aquatique. La base de cette unité a été datée. Jugée stérile en matériaux datables en fonction d'une datation conventionnelle au carbone 14, l'échantillon a été soumis au laboratoire IsoTrace de l'Université de Toronto pour fin de datation radiométrique par accélération ("radiocarbon dating by accelerator mass spectrometry"). Cette technique offre l'avantage de dater des échantillons faiblement organiques

* Tableau 3: Données relatives aux préparations polliniques
 Mackintosh Creek (HB1), territoire du Yukon
 61°45'08"N, 137°12'43"W, alt. 1040 m

#Ech.	Profil	Séd.	Prof(cm)	Pac(g)	Pr(g)	Pc(g)	CPI (ppgs)	%>250 μ
1	HB1	SSiOCv	20.00	1.100	3.889	0.027	35 000	-
2	HB1	SSiOCv	25.00	1.250	4.412	0.020	37 000	-
3	HB1	SSiOCv	30.00	3.510	4.452	0.010	48 000	-
4	HB1	SSiOCv	35.00	3.400	4.320	0.008	37 000	-
5	HB1	SiOCv	40.00	1.180	4.091	0.008	110 000	-
6	HB1	SiOCv	45.00	1.170	4.038	0.008	100 000	-
7	HB1	SiOCv	55.00	1.290	3.569	0.004	160 000	-
8	HB1	SiOCv	63.50	1.420	5.131	0.010	110 000	-
9	HB1	Gyttja	71.50	2.249	5.112	0.010	130 000	-
10	HB1	Gyttja	85.50	0.860	4.823	0.010	120 000	-
11	HB1	Gyttja	94.25	1.350	5.790	0.010	140 000	-
12	HB1	Gyttja	104.25	1.560	4.070	0.010	120 000	-
13	HB1	Gyttja	111.20	1.290	3.690	0.010	110 000	-
14	HB1	Gyttja	121.25	1.340	5.297	0.010	110 000	-
15	HB1b	Gyttja	126.50	0.213	2.592	0.050	56 000	-
16	HB1b	Gyttja	138.50	0.439	2.860	0.030	82 000	-
17	HB1b	Gyttja	150.00	0.274	3.070	0.030	110 000	-
18	HB1b	Gyttja	154.50	0.477	4.146	0.020	170 000	-
19	HB1b	Gyttja	161.50	0.394	6.037	0.040	110 000	-
20	HB1b	Gyttja	169.50	0.292	2.759	0.050	50 000	-
21	HB1b	Gyttja	180.00	0.238	3.406	0.040	110 000	-
22	HB1b	SiO	188.75	0.272	2.773	0.030	99 000	-
23	HB1b	SiO	193.00	0.121	1.082	0.040	46 000	-
24	HB1b	SiO	197.00	0.110	1.565	0.040	60 000	-
25	HB1b	SiO	200.50	0.123	1.131	0.030	70 000	-
26	HB1b	SiO	204.50	0.106	1.239	0.040	61 000	-
27	HB1b	SiO	209.50	0.201	1.319	0.030	42 000	-
28	HB1b	SiO	213.50	0.249	2.631	0.040	52 000	-
29	HB1b	SiO	218.00	0.181	0.922	0.030	35 000	-
30	HB1b	SiO	221.75	0.326	1.545	0.020	56 000	-
31	HB1b	SiO	225.00	1.446	6.050	0.050	19 000	-
32	HB1b	SiO	233.50	0.200	1.421	0.020	68 000	-
33	HB1b	SiO	238.00	17.067	34.320	0.010	61 000	16.3
34	HB1b	ASiSG	242.50	23.193	5.772	0.020	3 700	32.3
35	HB1b	ASiSG	246.50	70.307	4.733	0.022	670	28.3
36	HB1b	ASiSG	256.25	43.856	6.685	0.015	2 600	30.6
37	HB1b	ASiSG	262.00	25.894	7.543	0.049	1 100	22.7
38	HB1b	ASiSG	275.75	23.921	4.287	0.020	2 200	8.2
39	HB1b	ASiSG	280.00	29.572	4.638	0.025	1 900	7.1
40	HB1b	ASiSG	284.50	62.260	6.691	0.024	1 200	13.3
41	HB1b	ASiSG	292.50	33.090	5.024	0.024	1 700	11.9
42	HB1b	ASiSG	298.50	51.408	5.479	0.015	1 700	9.6
43	HB1b	ASiSG	305.00	58.630	5.28	0.021	1 100	12.6

#Ech.: numéro d'échantillon
 Profil HB1 (1984), HB1bis (1985)
 SSiOCv: Sable, silt organique et cendre volcanique diffuse
 SiO: Silt organique et coquillages
 Gyttja: Gyttja et coquillages
 ASiSG: Argile silteuse avec sable et gravier
 Prof(cm): profondeur (cm)
 Pac(g): poids de l'échantillon traité (sec) (g)
 Pr(g): poids du résidu (g)
 Pc(g): poids du résidu compté (g)
 CPI (ppgs): concentration pollinique (pollens/g de sédiment sec)
 %>250 μ : pourcentage (en poids) de la matière minérale supérieure à 250 μ

car elle nécessite que 5 milligrammes de carbone. Une plus petite quantité de carbone est requise car cette méthode de datation, au lieu de mesurer la concentration des atomes C^{14} par le nombre de désintégrations détectées durant un laps de temps donné, sépare directement les atomes C^{14} selon leur masse (Hedges et Gowlett, 1986).

L'unité 3 est composée de gyttja avec coquillages sur une épaisseur de 115 cm. Quelques lentilles de glace de ségrégation inférieures à 1.0 cm d'épaisseur ont été décelées à la base de cette unité qui est située à environ 30 cm au-dessus du niveau lacustre actuel. Une datation radiométrique conventionnelle donne une date de 7600 ans BP pour cet échantillon riche en matière organique. Le sommet de cette unité, daté de 5000 ans BP, présente un apport minéral plus important en relation avec les dépôts sus-jacents.

L'unité 4 consiste en un dépôt où la fraction minérale est plus importante: on retrouve une unité de silt organique avec coquillages sur une épaisseur de 20 cm à la base de laquelle on observe un lit ondulé de sable oxydé d'épaisseur variant de 1 à 6 cm. La présence de coquillages, le contenu silteux et le caractère ondulé indique des apports minéraux dans un milieu lacustre. L'inversion de date entre le sommet du gyttja et la base du silt organique indique d'un remaniement possiblement postérieur à 5000 ans BP.

L'unité supérieure consiste en un dépôt de silt, sable et de cendre volcanique diffuse sur une épaisseur de 18 cm. Des racines du couvert végétal actuel s'y retrouvent. Nous n'avons pas décelé la présence de coquillages.

Ces deux unités supérieures, échantillonnées sur paroi de mollisol, présentent de plus des poches tubulaires de cendre volcanique, d'environ 10 cm de diamètre. La cendre volcanique est associée à celle du lobe Est de la White River ash que nous avons retrouvé fréquemment dans le secteur (Dewez et al, 1984) et qui a été datée de 1250 ans BP (Lerekmo et Campbell, 1968).

•

Le Spermophile arctique (Spermophilus parrii) est un animal fouisseur qui établit son gîte dans des endroits bien drainés et poreux, au-dessus du pergélisol (Woods, 1980). Le sommet du profil, le mollisol actuel témoigne donc, par la présence de terriers fossilisés durant l'éruption volcanique de 1250 ans BP, que l'émersion de la surface a eu lieu entre 5000 ans et 1250 ans BP.

4.1.2. Carte des unités morphologiques de la vallée Mackintosh,
amont des cordons morainiques

4.1.2.1. Plancher de la vallée Mackintosh

Les éléments morphologiques de la vallée Mackintosh ont été cartographiés (fig. 6) suite à une première photo-interprétation, et à quelques vérifications sur le terrain. Leur organisation spatiale est à la base de l'interprétation de la succession paléoenvironnementale.

4.1.2.2. Les formes de contact glaciaire

Les formes de contact glaciaire sont décelables selon la pente soutenue par les affleurements, la faiblesse du couvert végétal (indicatrice de la texture grossière des sédiments) et des traces d'effondrements subséquents à la disparition du support de la glace. Trois contrôles sur le terrain ont permis de vérifier l'origine juxta-glaciaire par la granulométrie et la nature hétérogène des sédiments.

La vallée Mackintosh est barrée par un cordon morainique dédoublé. Il forme la limite nord du secteur à l'étude.


La courbe de niveau de 3500 pieds relie plusieurs formes juxtaglaciaires. Trois de celles-ci ont des surfaces topographiques à de altitudes différent de moins de 19 mètres,


Fig. 6: Carte des unités morphologiques de la vallée Mackintosh,
amont des cordons morainiques.


LEGENDE


limites glaciaires: McConnell:  cordons morainiques
Reid:  intermédiaires: 


unités morphologiques:


 dépôts glaciaires d'ablation (épais)
kames, kettles; sables, graviers et blocs.

 dépôts glaciaires d'ablation (minces)
solifluxion; silts, sables graviers et blocs.

 dépôts fluvioglaciers
terrasses; sables et graviers.


 dépôts d'épandage proglaciaire
terrasses; sables, graviers et blocs.

 dépôts glacio-lacustres
thermokarst; argiles et silts.


 roche en place, till mince par endroits
merque de récurage glaciaire +

altitude (pieds): sommet, terrasse ▲ col ▼

col: X

cirque glaciaire: 

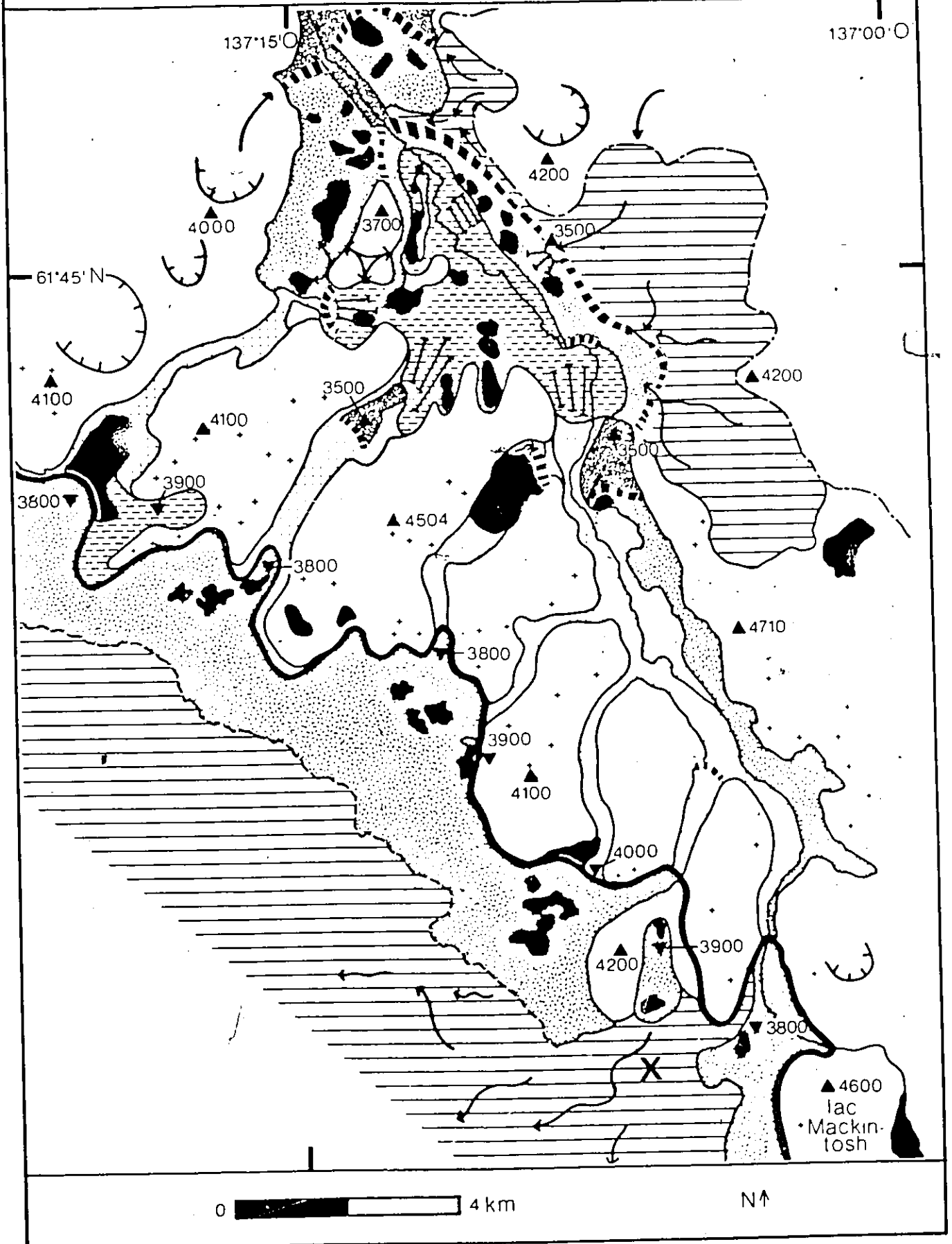
ruissellement: 

cone alluvial: 

lac: 



Fig. 6: Carte des unités morphologiques de la vallée Mackintosh, amont des cordons morainiques



selon des déterminations effectuées à l'aide d'un altimètre barométrique Keuffel et Eusser, modèle 800271.

En aval, vers le nord, de ces formes juxta-glaciaires on retrouve des cônes d'épandage proglaciaire à la surface desquels on décèle une série d'anciens chenaux d'écoulement d'eaux de fonte. En contrebas des épandages proglaciaires et des dépôts morainiques on peut retrouver des cônes alluviaux en prolongement des retouches fluvio-glaciaires. Le ruissellement actuel étant beaucoup plus faible que celui responsable de l'épandage, la végétation s'est implantée de façon sélective: on observe une organisation linéaire dans le sens de la plus forte pente de plateaux herbacés et arbustifs. L'organisation réticulée de la végétation pourrait témoigner des variations granulométriques du matériel parental.

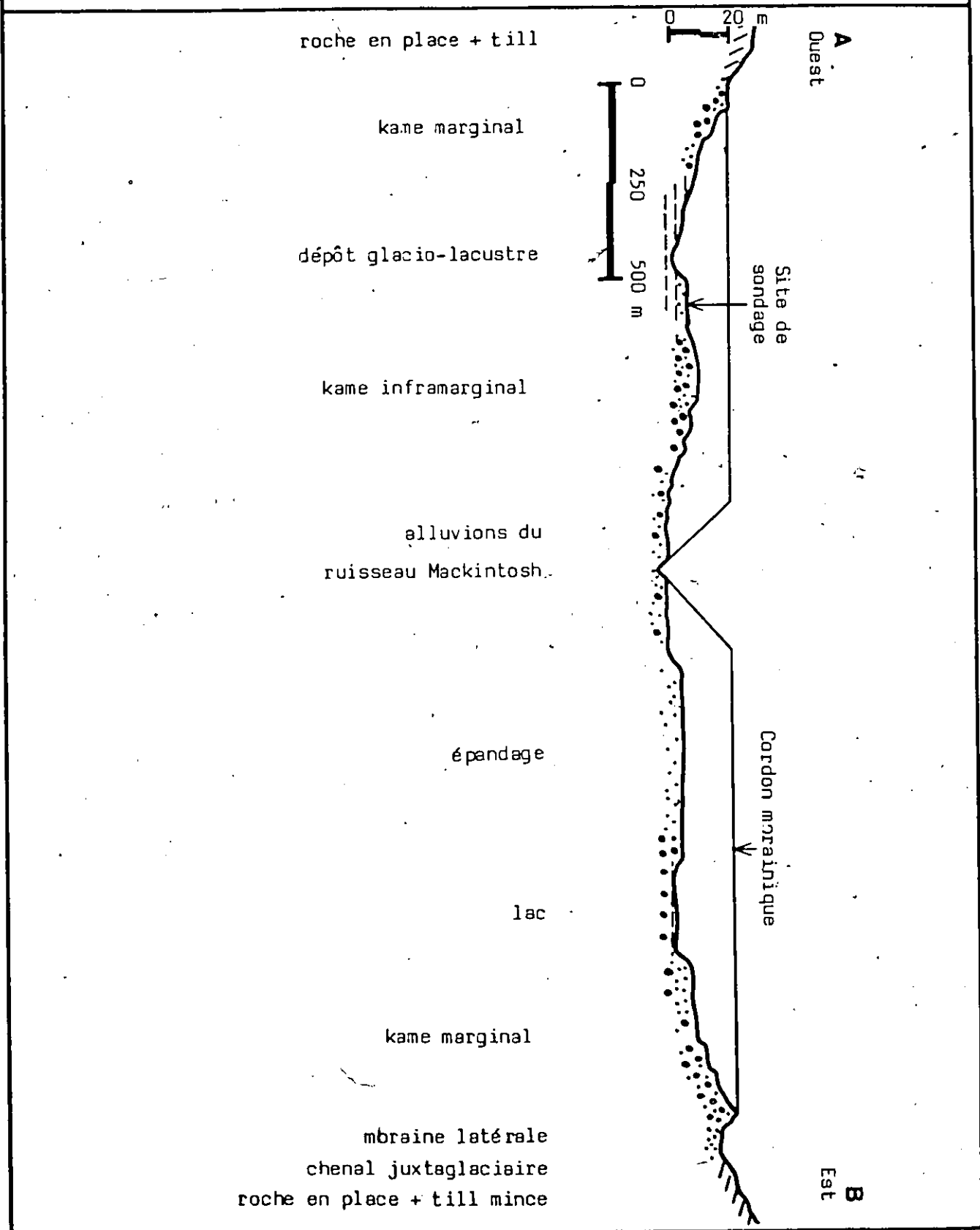
4.1.2.3. Les zones lacustres





Hors de la zone immédiatement drainée par le ruisseau Mackintosh en amont de la moraine frontale se retrouve une série de lacs distribués de façon sub-parallèle au cordon morainique le plus au sud.

La coupe transversale (fig. 7) présente l'agencement des dépôts de surface de la vallée. La série de lacs du côté ouest de la vallée est délimitée de chaque côté par des dépôts de sable et de graviers arrondis et de pétrographie hétérogène. Ces dépôts sont d'une part accolés au versant ouest de la vallée jusqu'au niveau du cordon morainique sous forme de petites terrasses disposées parallèlement au versant. Du côté est de cette série de lacs, on retrouve le même type de matériaux en prolongement de l'affleurement rocheux au sud du site de sondage. Cet affleurement peut être possiblement responsable d'un sectionnement de la glace lors de son avancée et cette fracture aurait pu être exploitée lors des écoulements des eaux de fonte. L'agencement sub-parallèle au cordon morainique et la nature grossière des sédiments juxtaposés aux dépôts lacustres suggèrent donc une origine de culot de glace morte de ces lacs.

Ces lacs témoignent aussi de caractères thermokarstiques. Hughes (1968) signale, dans le secteur du lac Aishihik, la présence de lentilles de glace de quelques millimètres à environ un mètre d'épaisseur dans des dépôts glacio-lacustres gelés. L'équivalent en eau représente environ 30 % de la section. Cette particularité peut être responsable de la morphologie thermokarstique locale. Il ne précise cependant pas la localisation de ces dépôts.

Fig. 7 Coupe transversale de la vallée Mackintosh, en amont du cordon morainique.



- Légende:
- | | | | | | | | |
|---|-------------|---|--------------|---|-------|---|-----------------------------|
|  | silt argile |  | gravier bloc |  | sable |  | roche en place + till mince |
|---|-------------|---|--------------|---|-------|---|-----------------------------|

La comparaison des photos aériennes de 1956 et de 1979 (fig. 8) prises le 6 août 1956 et le 2 juillet 1979, met en évidence l'instabilité sub-actuelle du relief. On y remarque, en premier lieu l'instabilité des berges. Cette dernière se traduit soit par l'émergence de hauts-fonds (1), soit par l'effondrement de zones limitrophes (2). De plus, on peut déceler un aggrandissement de certaines petites mares (3). Enfin, le sondage qui a été effectué a révélé la présence de dépôts de silts et d'argiles pouvant expliquer cette dynamique. Le temps de l'année de la prise de vue et les différences de conditions météorologiques ne peuvent, à elles seules, expliquer les modifications observées: à la fois augmentation et diminution des niveaux de bases lacustres. Cette dynamique thermokarstique est de même type que celle associée à des argiles limoneuses telle que décrite par Pissart et Gangloff (1984) dans la région de Kuujuaq, Nouveau-Québec.

En considérant que les dépôts à texture grossière (kame, épandages proglaciaires), de par leur plus faible capacité de rétention d'eau, ne sont pas aussi propices à l'instauration du pergélisol sous forme de lentilles de glace de ségrégation; l'érosion thermokarstique témoigne donc de la présence de dépôts silteux ou argileux. Nous avons utilisé ce critère pour délimiter l'extension du bassin glacio-lacustre dans la vallée Mackintosh.



Figure 8: Dynamique thermokarstique
d'après photos aériennes: A-15428-38 (6 août 1956) 1
A-25193-166 (25 juillet 1979) 2

échelle:  1 km

La zone cartographiée comme bassin glacio-lacustre, en amont des cordons morainiques de la vallée Mackintosh, par l'organisation spatiale des éléments morphologiques (terrasses de kames, kettles, épandages fluvio-glaciaires et activité thermokarstique subséquente) est interprétée en termes de lac de fusion glaciaire (supra- et/ou juxta-glaciaire) et non comme lac proglaciaire de retrait.

L'agencement des éléments morphologiques de la vallée Mackintosh suggèrent une déglaciation récente.

Le col X séparant le bassin Mackintosh de celui d'Aishihik, en présentant des signes de glaces plus actives que ceux situés plus au nord-ouest, nous a incité à avancer l'hypothèse de transfluence d'un langue de glace contemporaine de la glaciation McConnell dans le bassin Mackintosh. La photo aérienne présente en effet une faible surface de formes associées à des glaces stagnantes (fig. 9).

La transfluence au col sud, selon ces arguments topographiques et morphologiques, ne se limite pas seulement à cette vallée. Des formes de contact glaciaire (de moindre ampleur) se retrouvent aussi dans chacune des vallées secondaires incisées dans le flanc nord du massif Aishihik. Ces dernières présentent des profils transversaux à fond plat qui témoignent du remblaiement fluvio-glaciaire sous l'altitude des formes de contact glaciaire .

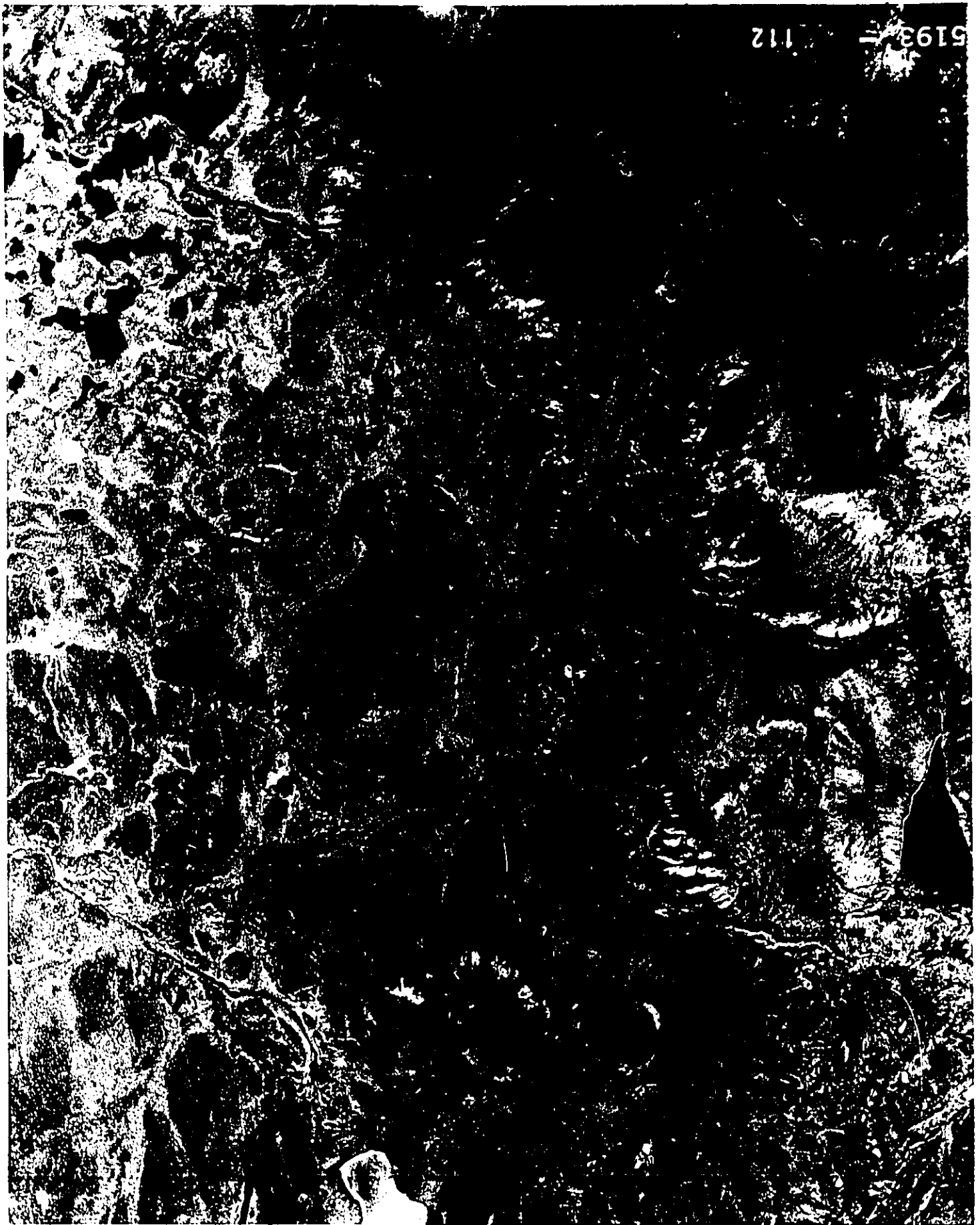


Figure 9: Col X
d'après photo aérienne A-25193-112 échelle: _____ 1 km

4.1.3. Carte des unités morphologiques du secteur nord du lac

Aishihik



La carte régionale des unités morphologiques (fig. 10) présente les assemblages des formes du relief selon la prépondérance de l'agent responsable de leur édification (dépôts glaciaires d'ablation, dépôts fluvio-glaciaires ou glacio-lacustres) de même que les limites glaciaires et les cordons morainiques qui leur sont associés.

La carte a été dressée à partir de celle de Hughes (comm. écrite). La photo-interprétation à partir des critères développés dans le secteur de la vallée Mackintosh et des données obtenues lors de quelques arrêts d'un survol effectué en hélicoptère nous permet de détailler davantage la carte de Hughes. Un sondage entre les limites Reid et McConnell a été effectué par une partie de l'équipe de recherche durant la tournée aéroportée.


La répartition de ces unités morphologiques apparaît structurée en fonction de l'altitude. Les traces de cirques glaciaires, de dépôts minces de till (ces deux unités associées à des lobes de glaces plus ou moins actifs) et les dépôts juxtaglaciaires minces se retrouvent au-dessus du niveau 3500 pieds. Les dépôts glaciaires d'ablation (associés à des appareils glaciaires plutôt stagnants), les épandages fluvio-glaciaires et les dépôts glacio-lacustres se retrouvent


Fig. 10 Carte des unités morphologiques du secteur nord du lac Aishihik.


LEGENDE


limites glaciaires: McConnell:  Reid: 


unités morphologiques:


 dépôts glaciaires d'ablation (épais)
kames, kettles; sables, graviers et blocs.

 dépôts glaciaires d'ablation (minces)
solifluxion; silts, sables graviers et blocs.

 dépôts fluvio-glaciaires
terrasses; sables et graviers.

 dépôts d'épandage proglaciaire
terrasses; sables, graviers et blocs.


 dépôts glacio-lacustres
thermokarst; argiles et silts.


 roche en place, till mince à l'intérieur
de la limite Reid.

localisation des dates radiométriques:

A: 9660 BP B: 9900 BP C: 7450 BP

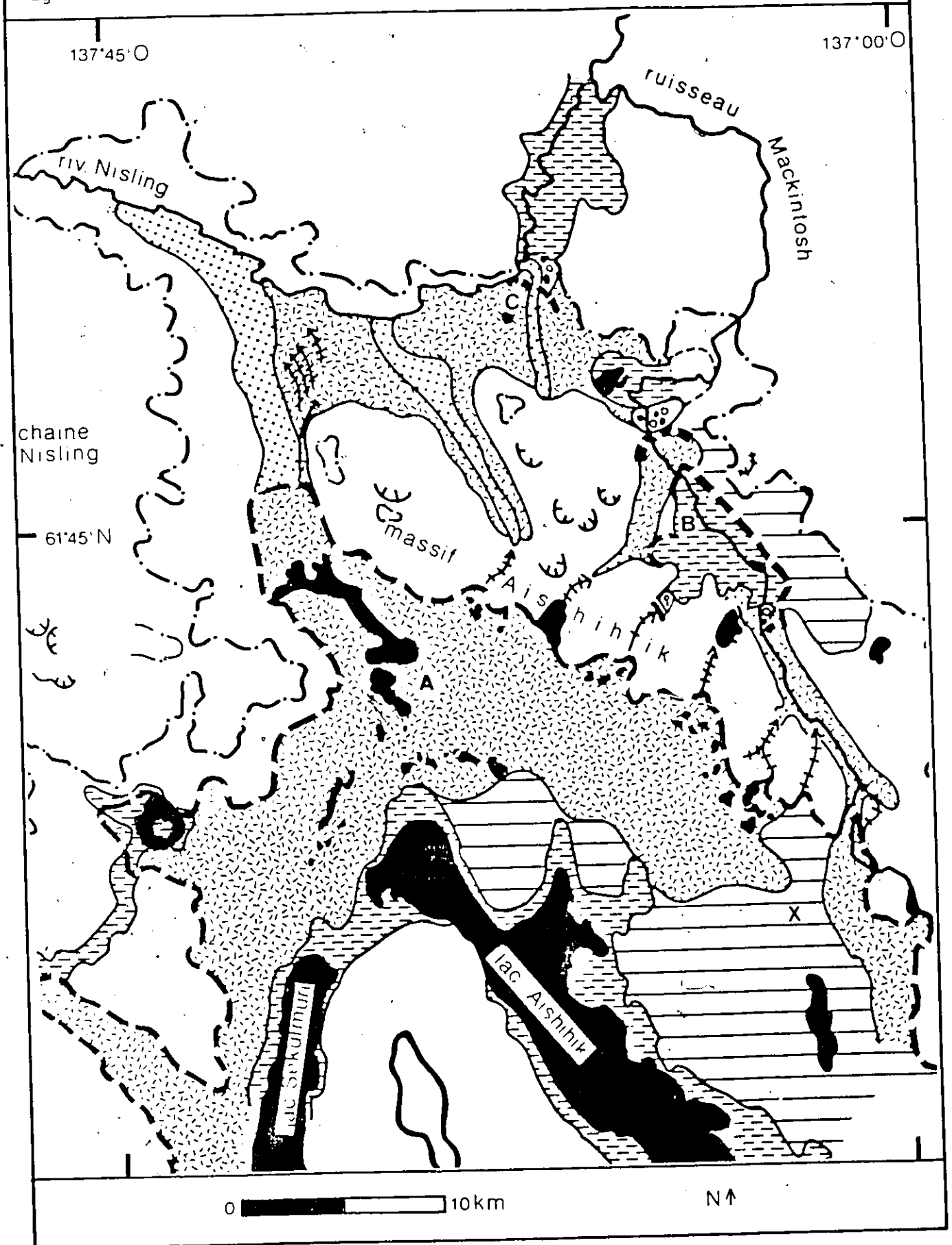
col: X

cirque glaciaire: 

chenaux d'eau de fonte: 

lac: 

Fig. 10: Carte des unités morphologiques du secteur nord du lac Aishihik

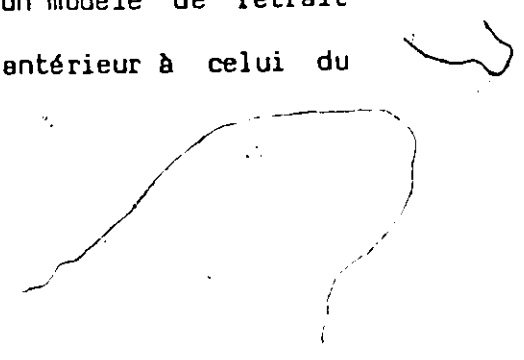


essentiellement au ou sous le niveau de 3500 pieds à l'exception de ceux du flanc sud-ouest du massif Aishihik qui culminent à l'altitude 3900 à 4000 pieds.

La datation radiométrique de l'unité sus-jacente à celle d'argile silteuse avec graviers indique que la terminaison de l'épisode glacio-lacustre a eu lieu vers 9900 ans BP (fig. 10, loc.B). Le processus de datation utilisé a décelé une source de contamination par la datation de deux fractions: "the humic acid fraction is somewhat younger (8170 ± 130 YBP; 10-185 a) than the humin fraction (9900 ± 110) indicating the presence of contamination. The best estimate for the age of the sample is the 10-185 date on the humin fraction but the actual age could be somewhat older." (Radiocarbon analysis report, Isotracer Laboratory; 12 mars 1986). Cette date est donc légèrement antérieure à celle de l'âge minimum pour la déglaciation du flanc sud-ouest du massif Aishihik (9660 ± 150 , GSC-749; fig. 10, loc. A).

4.1.4. Synthèse régionale

Cet assemblage de formes s'inscrit dans un modèle de retrait glaciaire de la vallée Mackintosh légèrement antérieur à celui du massif Aishihik.



A l'échelle régionale, la vallée Mackintosh n'est pas la seule à présenter des signes de transfluence ou de présence de glace à une époque qui pourrait être celle de l'extension glaciaire McConnell. D'autres traces se retrouvent dans les deux autres vallées drainant le versant nord du massif Aishihik. Ces vallées ont des planchers retouchés par des épandages fluvio-glaciaires dominés par des kames juxtaglaciaires. Les cols du massif Aishihik ont pu être franchis par des langues de glace étant donné la coïncidence de la limite altitudinale telle que délimitée par Hughes avec celle des cols.

Afin de tester l'hypothèse d'une glaciation McConnell plus étendue que celle cartographiée par Hughes, nous avons tenté de dater le début de la sédimentation organique en amont de la limite Reid telle que délimitée par Hughes (comm. écrite). Un profil palynologique y a été recueilli (fig. 10, loc. C) par X. Wang. Une date de 7450 ans BP à la base du deuxième sondage a été obtenue. A deux reprises, le sondage a été limité par un bloc sous-jacent aux dépôts tourbeux. Nous ne connaissons donc pas l'épaisseur réelle des dépôts organiques et nous ne pouvons pas, à l'aide de ce profil connaître l'âge de la déglaciation du secteur amont de la limite Reid.

Ainsi, en l'absence de sédiments d'âge nettement antérieur à 10 000 ans, il nous est permis, sous certaines réserves, de concevoir une limite McConnell maximale au-delà de celle cartographiée par Hughes. Une telle position des limites peut s'expliquer de plus par le contrôle du relief sur l'écoulement des lobes de glaces: une fois le massif Aishihik franchi, le flanc nord de ce dernier n'offrait plus de résistance aux glaces transfluentes.

Denton (1974), dans la synthèse régionale des systèmes glaciaires des monts St-Elias, estime que le maximum glaciaire de la glaciation du Pléistocène supérieur a eu lieu vers 14 000 ans BP. Selon lui, le système glaciaire des St-Elias aurait nécessité de 1500 à 2700 ans pour sa désintégration. Il estime à 4000 ans la période de temps requise pour la disparition de la calotte de la Cordillère, celle-ci étant plus vaste que le système glaciaire des Monts St-Elias. Ainsi, les cordons morainiques de la vallée Mackintosh peuvent donc être considérés comme un des derniers stades de retrait de la glaciation McConnell; la date de 9900 ans BP du profil Mackintosh Creek-HB1 dans une zone que Hughes place au-delà des limites McConnell correspondant davantage à la période de déglaciation préconisée par Denton.

4.2. Palynologie

4.2.1. Les diagrammes polliniques

Le diagramme pollinique (annexe 1) présente les résultats des analyses polliniques effectuées sur les échantillons du profil HBI (de 0 à 121 m de profondeur) et ceux du profil HBI bis (de 126 à 305 m).

4.2.1.1. Le diagramme des fréquences relatives

De gauche à droite, on y retrouve successivement, en fonction de la profondeur, un schéma sédimentologique, les datations radiométriques, un histogramme de la concentration totale (voir la section suivante pour la définition) et la relation des pourcentages des pollens de plantes arboréennes, arbustives et herbacées. Le corps du diagramme présente ensuite les histogrammes des fréquences en pourcentages des 28 taxons constituant la somme pollinique (plantes vasculaires). Les pollens et les spores des plantes semi-aquatiques, aquatiques et des bryophytes de même que les pollens indéterminés étant considérés hors du total pour le calcul des pourcentages polliniques.

4.2.2. La concentration pollinique totale (CPI)

La concentration pollinique totale (CPI) est définie de la façon suivante:

Le nombre de pollens d'un taxon donné dans un échantillon de sédiment ($N(\text{tax})$) est obtenu en extrapolant le nombre de pollens comptés ($n(\text{tax})$) d'après la fraction du résidu de la préparation qui a été analysé au microscope (P_a/P_r).

$$N(\text{tax}) = n(\text{tax}) \times P_r / P_a$$

La concentration pollinique totale (CPI) est définie par le nombre total de pollens ($\sum N(\text{tax})_i$) dans l'échantillon de sédiment traité, divisé par le poids de ce dernier (P_ϵ); elle est donc exprimée en pollens par gramme de sédiment sec (gpgs)

$$CPI = \sum N(\text{tax})_i / P_\epsilon$$

La concentration pollinique ainsi définie varie donc de façon directement proportionnelle à la proportion de matière organique de l'échantillon; une période de sédimentation minérale rapide, pour un même paysage végétal se traduit par une baisse de la concentration pollinique (Tableau 3).

Tableau 3: Données relatives aux préparations polliniques
 Mackintosh Creek: HB1, territoire du Yukon
 61°45'08"N, 137°12'43"W, alt. 1040 m

#Ech.	Profil	Séd.	Prof(cm)	Pac(g)	Pr(g)	Pc(g)	CPI (gp/g)	%>250 μ
1	HB1	SSiOCv	20.00	1.100	3.889	0.027	35 000	-
2	HB1	SSiOCv	25.00	1.250	4.412	0.020	37 000	-
3	HB1	SSiOCv	30.00	3.510	4.452	0.010	48 000	-
4	HB1	SSiOCv	35.00	3.400	4.320	0.008	37 000	-
5	HB1	SiOCv	40.00	1.180	4.091	0.008	110 000	-
6	HB1	SiOCv	45.00	1.170	4.038	0.008	100 000	-
7	HB1	SiOCv	55.00	1.290	3.569	0.004	160 000	-
8	HB1	SiOCv	63.50	1.420	5.131	0.010	110 000	-
9	HB1	Gyttje	71.50	2.249	5.112	0.010	130 000	-
10	HB1	Gyttje	85.50	0.860	4.823	0.010	120 000	-
11	HB1	Gyttje	94.25	1.350	5.790	0.010	140 000	-
12	HB1	Gyttje	104.25	1.560	4.070	0.010	120 000	-
13	HB1	Gyttje	111.20	1.290	3.690	0.010	110 000	-
14	HB1	Gyttje	121.25	1.340	5.297	0.010	110 000	-
15	HB1b	Gyttje	126.50	0.213	2.592	0.050	56 000	-
16	HB1b	Gyttje	138.50	0.439	2.860	0.030	82 000	-
17	HB1b	Gyttje	150.00	0.274	3.070	0.030	110 000	-
18	HB1b	Gyttje	154.50	0.477	4.146	0.020	170 000	-
19	HB1b	Gyttje	161.50	0.394	6.037	0.040	110 000	-
20	HB1b	Gyttje	169.50	0.292	2.759	0.050	50 000	-
21	HB1b	Gyttje	180.00	0.238	3.406	0.040	110 000	-
22	HB1b	SiO	188.75	0.272	2.773	0.030	99 000	-
23	HB1b	SiO	193.00	0.121	1.082	0.040	46 000	-
24	HB1b	SiO	197.00	0.110	1.565	0.040	60 000	-
25	HB1b	SiO	200.50	0.123	1.131	0.030	70 000	-
26	HB1b	SiO	204.50	0.106	1.239	0.040	61 000	-
27	HB1b	SiO	209.50	0.201	1.319	0.030	42 000	-
28	HB1b	SiO	213.50	0.249	2.631	0.040	52 000	-
29	HB1b	SiO	218.00	0.181	0.922	0.030	35 000	-
30	HB1b	SiO	221.75	0.326	1.545	0.020	56 000	-
31	HB1b	SiO	225.00	1.446	6.050	0.050	19 000	-
32	HB1b	SiO	233.50	0.200	1.421	0.020	68 000	-
33	HB1b	SiO	238.00	17.067	34.320	0.010	61 000	16.3
34	HB1b	ASiSG	242.50	23.193	5.772	0.020	3 700	32.3
35	HB1b	ASiSG	246.50	70.307	4.733	0.022	670	28.3
36	HB1b	ASiSG	256.25	43.856	6.685	0.015	2 600	30.6
37	HB1b	ASiSG	262.00	25.894	7.543	0.049	1 100	22.7
38	HB1b	ASiSG	275.75	23.921	4.287	0.020	2 200	8.2
39	HB1b	ASiSG	280.00	29.572	4.638	0.025	1 900	7.1
40	HB1b	ASiSG	284.50	62.260	6.691	0.024	1 200	13.3
41	HB1b	ASiSG	292.50	33.090	5.024	0.024	1 700	11.9
42	HB1b	ASiSG	298.50	51.408	5.479	0.015	1 700	9.6
43	HB1b	ASiSG	305.00	58.630	5.28	0.021	1 100	12.6

#Ech.: numéro d'échantillon

Profil HB1 (1984), HB1 bis (1985)

SSiOCv: Sable, silt organique et cendre volcanique diffuse

SiO: Silt organique et coquillages

Gyttje: Gyttje et coquillages

ASiSG: Argile silteuse avec sable et gravier

Prof(cm): profondeur (cm)

Pac(g): poids de l'échantillon traité (sec) (g)

Pr(g): poids du résidu (g)

Pc(g): poids du résidu compté (g)

CPI (gp/g): concentration pollinique (pollens/g de sédiment sec)

%>250 μ : pourcentage (en poids) de la matière minérale supérieure à 250 μ

L'histogramme des concentrations polliniques totales (troisième colonne du diagramme pollinique (annexe 2)) présente en noir les concentrations selon l'échelle dessinée au bas de l'histogramme; en blanc, l'échelle doit être divisée par un facteur de 10. Cette échelle étendue a été nécessaire afin de rendre visibles les faibles concentrations des échantillons d'argile silteuse avec sables et graviers.

La courbe des concentrations est fortement dentelée. Ceci témoigne de la forte variabilité entre des échantillons successifs. On décèle cependant une augmentation marquée de 3700 à 61 000 gpgs à la transition entre l'unité d'argile silteuse à celle de silt organique. Cette dernière présente une CPI moyenne de 56 000 gpgs et affiche une tendance à l'augmentation graduelle jusqu'à l'unité de gyttja sus-jacente qui présente une CPI moyenne de 109 000 gpgs. L'unité de silt organique (unité sédimentaire 4) affiche une CPI moyenne de 120 000 gpgs, et celle de sable, silt organique et cendre volcanique (unité 5), présente une CPI moyenne de 39 000 gpgs. Cette dernière témoigne d'une augmentation des apports minéraux.

Les facteurs responsables de la variation de la concentration pollinique sont multiples. A l'échelle de l'unité sédimentaire, la CPI varie de façon inversement proportionnelle avec la fraction minérale comme en témoignent les faibles CPI des argiles silteuses

et les fortes CPI des échantillons de gyttja. Au niveau des variations inter-échantillons, nous ne pouvons pas faire intervenir les lentilles de ségrégation car la CPI est calculée en fonction des poids de sédiment sec. Nous avons décelé qu'un seul cas où la CPI offrait localement une diminution associée à une lentille de glace (niveau 218 cm). Il faut donc faire intervenir un autre agent responsable des diminutions des concentrations polliniques.

La courbe des CPI affiche un creux au niveau 126 cm. L'échantillon numéro 15 (126 cm), lors de son traitement en laboratoire, a perdu environ 50% du culot de centrifugation lors d'une décantation (carnet de notes de laboratoire, 1984-1986). La décantation des surnageants d'acide fluorhydrique pose quelques fois des problèmes de perte. Les culots (dans lesquels les pollens sont concentrés) ont de faibles cohérences dans l'acide fluorhydrique et il arrive, de façon accidentelle, qu'une partie du résidu pollinique soit perdue. L'extraction pollinique peut donc introduire une certaine variation de la concentration.

C'est pourquoi nous considérons essentiellement les concentrations moyennes, qui varient de façon inversement proportionnelle avec la quantité de matière minérale de l'unité sédimentaire; les variations inter-échantillons pouvant refléter l'empreinte des manipulations au laboratoire en plus des variations des taux de sédimentations minérale et organique.

4.2.3. Zonation

Le diagramme pollinique des fréquences relatives a été zoné par inspection visuelle. Le milieu de sédimentation lacustre a pour caractéristique un certain lissage des variations spectrales à cause des brassages bi-annuels propres aux lacs dimictiques. De plus, les milieux lacustres possèdent une proportion d'apports de pollens régionaux qui augmente avec la taille du bassin (Jacobson et Bradshaw, 1981). Le type de milieu du profil Mackintosh-HB1 affiche ainsi une sensibilité relativement faible à l'intérieur d'un même paysage végétal.

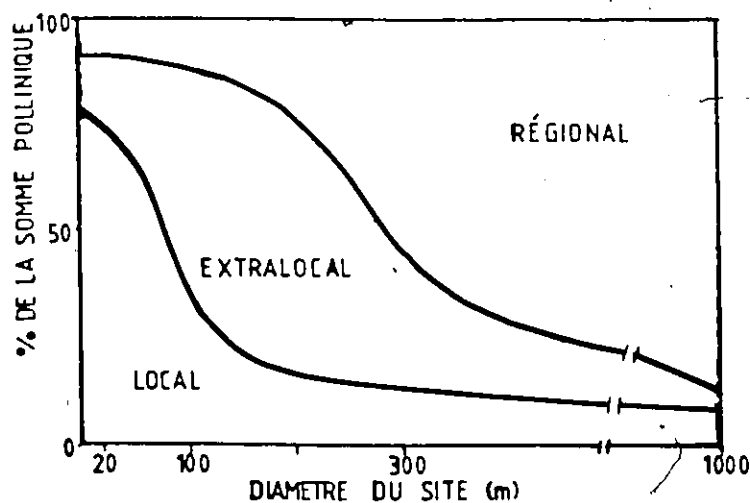


Fig. 11: Variation des apports régionaux en fonction de la taille du bassin (d'après Jacobson et Bradshaw, 1981).

Trois zones ont été délimités en fonction des prédominances spectrales que l'on peut attribuer à des paysages végétaux distincts; les sous-zones (a,b, ou c) présentent des variations mineures dans les assemblages polliniques.

Zone 1 Herbacées-Picea

La zone 1, des niveaux 305 à 240 cm, présente une tendance à la diminution de la dominance de Picea (de 45 à 10%) consécutive à l'augmentation de Betula (de 15-20 à 60%) et des plantes herbacées. Ces dernières occupent de 25 à 40% du spectre et sont dominées par les graminées (de 15 à 25%) et les cypéracées (de 5-10 à 15%). Populus affiche son maximum à 2.5%.

Dans la sous-zone 1a, Alnus, comme Picea, Pinus et les tricolpés corrodés (regroupant des pollens abimés et difficilement différenciables de Ranunculaceae, Crucifereae, Artemisia et possiblement de Saxifragaceae et de Sherpherdia) présentent des pourcentages supérieurs à ceux de la sous-zone 1b.

La sous-zone 1b affiche la présence des pollens de plantes aquatiques. Le type Nuphar est confiné à cette sous-zone et on observe l'apparition de Myriophyllum.

La zone 1 affiche des concentrations polliniques totales (CPI) de 670 à 3700 grains de pollens par gramme de sédiment sec (gpgs); la moyenne des CPI est de 1800 gpgs.

Zone 2, Betula-cypéracées

La zone 2, du niveau 240 à 190 cm, est dominée par Betula (de 82 à 60% au sommet de la zone). Myriophyllum et les pollens de plantes semi-aquatiques telles que Sphagnum, Lycopodium et de milieu humide (polypodiacées) s'affirment nettement.

Les graminées subissent une diminution plus marquée que celle des cypéracées. Picea, Pinus et Alnus affichent leurs plus faibles pourcentages; Picea franchit le seuil de 10% au niveau 215 cm, au début de la sous-zone 2b. La CPT moyenne est de 52 400 gpgs.

Zone 3, Betula-Picea

Cette zone, du niveau 190 au sommet du profil, est dominée dans l'ensemble par Betula (de 35 à 50%) tandis que Picea oscille entre 3 et 5%. Les pourcentages des pollens de plantes arborescentes, arbustives et herbacées sont relativement constants sur l'ensemble de cette zone.

Alnus augmente graduellement jusqu'au niveau 140 cm, où il affiche un maximum de 13%. Salix, dans cette zone comme dans l'ensemble du diagramme, présente une faible représentation de façon continue et inférieure à 3%.

Les graminées, inférieures à 10% supplantent les cypéracées au-dessus du niveau 140 cm.

La sous-zone 3b, au-dessus du niveau 106 cm, se distingue par sa plus grande diversité en terme de nombre de taxons: on retrouve, de façon sub-continue, la représentation de plantes arbustives et herbacées (Sherpherdia, Saxifragaceae, Chenopodiaceae, Caryophyllaceae et Ranunculaceae) qui sont absentes de la sous-zone 3a. Artemisia et les cypéracées diminuent nettement à la transition 3a/3b tandis que les graminées se maintiennent et que les composées de type Aster augmentent.

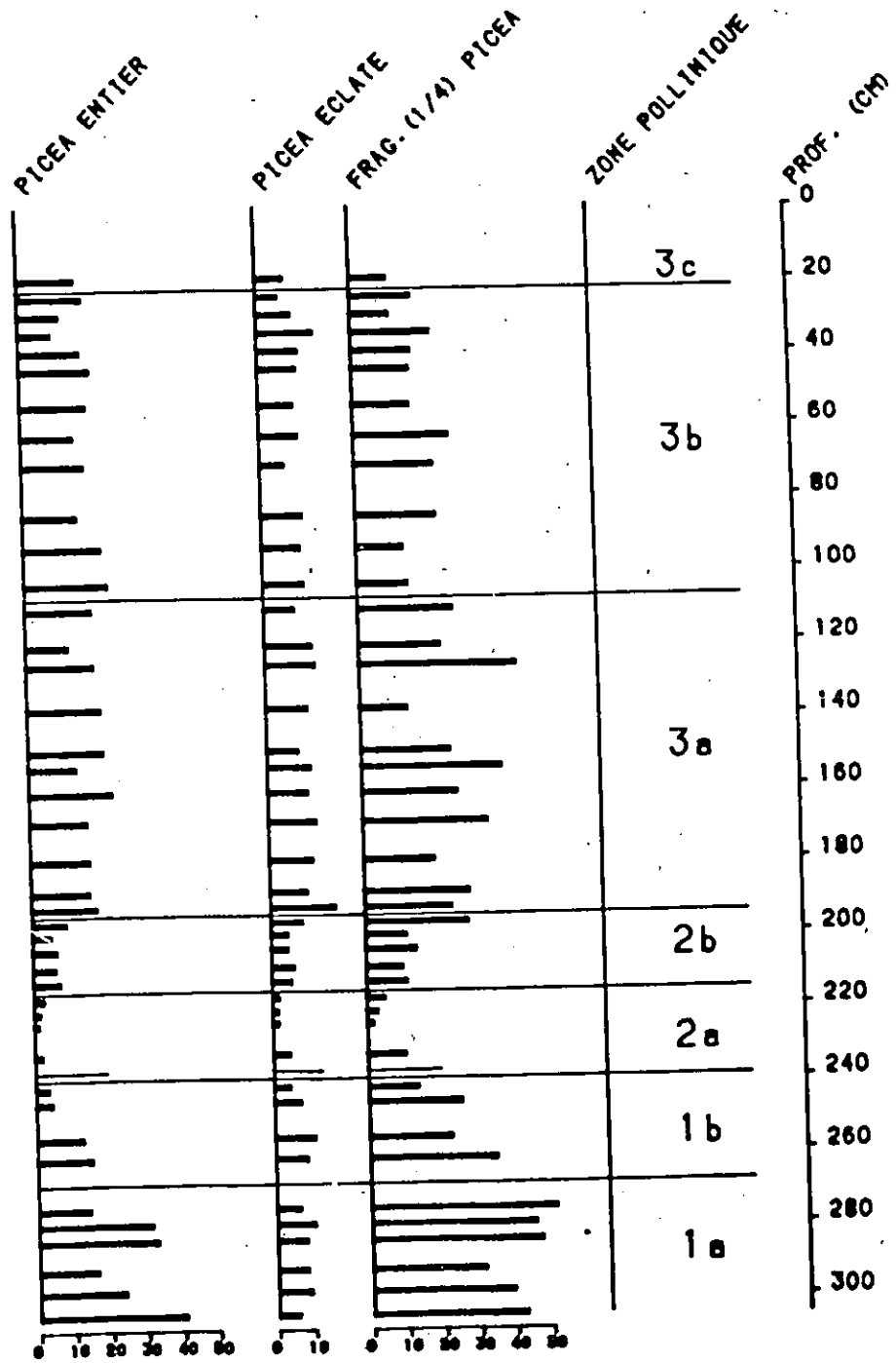
La sous-zone 3c, au-dessus du niveau 25 cm, se distingue par la disparition de Myriophyllum qui était représenté de façon continue dans la sous-zone 3b. L'absence de ce taxon, discutable en soi comme critère de zonation, est cependant soutenue par la diminution très marquée de celui-ci au sommet de la sous-zone 3b. Sherpherdia, Epilobium, Populus et Juniperus, ces deux derniers fréquemment sous-représentés, sont présents dans cette zone.

La CPT moyenne est de 95 000 gpgs.

4.2.4. Le diagramme des pollens de Picea

Le diagramme des pollens de Picea (fig. 12) présente les pourcentages des grains de pollens de Picea selon leur état de conservation. Nous avons étudié la variation des pourcentages de fragments de grains afin de dégager des séries de spectres polliniques pouvant témoigner de remaniement; le transport des pollens dans une matrice minérale pouvant éroder ces derniers et les spectres pourraient afficher des pourcentages importants de fragments.

Fig. 12 : Diagramme des pollens de Picea



Durant l'analyse au microscope, les grains de Picea ont été classés en trois catégories: les pollens entiers, les pollens éclatés et les fragments de pollens. Les comptages des deux premières catégories ont été additionnés et la somme a été utilisée pour les pourcentages dans la troisième colonne intitulée Picea dans le diagramme des fréquences polliniques relatives. Les pollens de Picea éclatés sont déchirés mais complets; les deux ballonets et le corps du grain sont abimés, mais la majeure partie de l'exine est visible et permet leur intégration dans la somme pollinique. Les fragments de pollens de Picea ont été comptés en multiples d'un quart de grain. Par exemple, si environ la moitié d'un grain était visible, deux fragments étaient comptés.

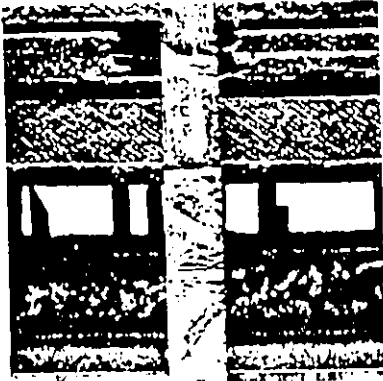
La base du diagramme montre une diminution des pollens entiers et des fragments de pollens tandis que les pollens éclatés présentent des pourcentages relativement constants. Les zones 2 et 3 présentent par contre un comportement similaire des pourcentages des trois catégories de grains à savoir une augmentation graduelle des grains entiers, éclatés et des fragments au niveau de la sous-zone 2b, suivie de variations parallèles jusqu'au sommet du diagramme.

Nous avons calculé les coefficients de corrélation de Spearman des distributions des grains entiers et des grains éclatés avec celle des fragments de Picea suite à l'élimination des deux

pics des fragments de Picea aux niveaux 126 et 154 cm. Le coefficient de corrélation des entiers/fragments sur l'ensemble des données des trois zones des entiers/fragments est plus élevé ($r=0.67$) que celui des éclatés/fragments ($r=0.37$). Le coefficient de corrélation des éclatés/fragments, effectué sur les données des zones 2 et 3, affiche une meilleure corrélation de ces derniers que sur l'ensemble des trois zones ($r=0.79$) Ceci confirme la distribution originale des pourcentages des pollens éclatés telle que présentée dans la zone 1 du diagramme.

Ces échantillons de la zone 1 ont cependant subi un traitement d'extraction pollinique plus violent que ceux des zones 2 et 3, plus riches en matière organique. En effet, les échantillons d'argile silteuse ont subi un micro-tamissage avec agitation magnétique d'une durée de 10 à 20 fois supérieure. Durant le micro-tamissage, les pollens et la matière minérale sont agités par un aimant dans un milieu liquide. La rotation de l'aimant en contact avec la membrane et les sédiments peut causer un frottement abrasif. Il est permis de penser que les pollens éclatés peuvent être plus sensibles que les pollens entiers à cette érosion mécanique. Ce phénomène n'a cependant pas pu être contrôlé car les échantillons d'argile silteuse se sont révélés trop pauvres en matière organique pour être traités de la même façon que les échantillons sus-jacents.

Le diagramme témoigne ainsi d'une zone 1 montrant un caractère de remaniement plus prononcé que celui des zones 2 et 3. Cependant, nous ne connaissons pas la partie du remaniement décelé qui puisse être imputée à l'extraction pollinique possiblement plus abrasive que celle des échantillons plus riches en matière organique. Quoiqu'il en soit, les pourcentages non-négligeables des pollens de Picea entiers de la zone 1 suggèrent des apports d'origine atmosphérique.



CHAPITRE V

CHAPITRE V

Interprétation et discussion

5.1. Interprétation

5.1.1. Zone 1, Herbacées-Picea

La zone 1 présente une série d'éléments palynologiques dont la convergence suggère un paysage végétal ouvert.

Les plantes herbacées affichent des pourcentages nettement supérieurs à ceux des zones 2 et 3. Le milieu lacustre offre la particularité de diminuer la représentation des taxons locaux par rapport à des profils de sols de dépressions ou même des profils de tourbe (Jacobson et Bradshaw, 1981). Les représentations de 20 à 40% de pollens de plantes herbacées de la zone 1 doivent donc être interprétés en tenant compte de ce phénomène. Les apports de Picea sont considérés comme exotiques car le diagramme des pollens de Picea (fig. 12) suggère l'existence d'un apport atmosphérique par la proportion de pollen entiers; les éclatés et les fragments pouvant témoigner de remaniement des sédiments ou de destruction lors de l'extraction pollinique.

L'augmentation des apports de Betula coïncide avec une baisse de la proportion des sédiments minéraux. Ceci est interprété

comme l'arrêt d'apports sédimentaires attribuables à la fusion de la glace dans le bassin.

A cette augmentation de Betula, à la transition entre les sous-zones 1b et 2a, s'ajoutent la disparition de plantes aquatiques de type Nuphar ("ponds ans slow streams", Hulten, 1968, p. 450) et l'implantation de Myriophyllum, une plante aquatique de faible profondeur ("shallow water", Hulten, 1968, p. 694). Cette transition impliquant d'une part une plante aquatique tolérant un faible courant à d'autre part une plante palustre, et la transition sédimentaire de la zone 1 à la zone 2 soutiennent une stabilisation du milieu lacustre. Nous interprétons cette transition comme étant subséquente à la disparition de la glace dans le bassin et à la colonisation par Betula des surfaces dégagées.

L'implantation de Betula cause une diminution des pourcentages d'espèces sur-représentées, notamment Picea et de façon moins marquée Pinus et Alnus.

Ces quatre derniers taxons sont fréquemment sur-représentés au-delà de la limite des arbres (Markgraf, 1980; Geurts et al, 1983). Campbell (1985), à l'aide de spectres de mousses provenant d'un transect de part et d'autre de la limite altitudinale du bouleau arbustif dans le secteur de la Chaîne Ruby, a mis en évidence la dominance de Picea et d'Alnus sur Betula lorsque ce dernier n'est pas prédominant localement.

De façon analogique, sur une base temporelle, on peut déceler dans la succession des assemblages polliniques de la zone 1 à la zone 3 du diagramme, le même type de jeu des dominances de Picea et d'Alnus en fonction de la prédominance de Betula.

5.1.2. Zone 2, Betula-cypéracées

La sous-zone 2a, dominée par Betula, affiche le maintien de la représentation des cypéracées, l'augmentation de Myriophyllum et de plantes indicatrices de milieu humide (Sphagnum, Lycopodium et polypodiacées). L'augmentation de la production locale suggère l'eutrophisation des bordures du lac.

La zone 2b témoigne de l'implantation graduelle de Picea dans le bassin. Le seuil de 10% de Picea se situe par interpolation au niveau 215 m. Nous utilisons le critère proposé par Ritchie (1984) qui discute les modalités d'implantation de Picea dans le secteur du Mackenzie. D'après les datations radiométriques effectuées, l'unité de silt organique affiche un taux de sédimentation de 42 ans par centimètre. Le niveau 215 m est donc interpolé à environ 8900 ans BP; soit de 1000 ans postérieur à la déglaciation. Cette date de 8900 ans BP doit être considérée comme date maximum de l'implantation de Picea à cause du vieillissement nécessaire et d'ampleur inconnue de la date de 9900 ans BP. Ceci suggère donc que l'implantation de l'épinette à Mackintosh Creek serait légèrement plus ancienne qu'à Antifreeze Pond.

5.1.3. Zone 3, Betula-Picea

La zone 3 présente peu de modifications subséquentes à l'apparition de la toundra forestière moderne suggérée par la stabilisation des pourcentages de Picea. Alnus atteint son maximum, de façon graduelle vers 600 ans BP. Ces apports sont considérés comme exotiques, Alnus étant actuellement absent du secteur. La courbe d'Alnus se distingue de la courbe classique de celui-ci dans les diagrammes nordiques: on décèle généralement une augmentation marquée de sa représentation vers 800 ans BP. Le caractère graduel de sa progression à MC-HB1 peut être interprétée en terme de son absence du bassin durant l'Holocène. Alnus est absent de la région actuellement, de plus il est un taxon fortement sur-représenté.

La sous-zone 3b présente toujours une composante aquatique tel que suggéré par le maintien de Myriophyllum. Le plus grand nombre de taxons représentés dont Shepherdia et Epilobium (plantes colonisatrices ou indicatrices de milieux instables), la diminution de plantes indicatrices de milieu humide (Sphagnum et polypodiacées) et l'augmentation des espèces héliophiles (Aster et Saxifraga) dans la zone 3b suggèrent un milieu de sédimentation lacustre dont les zones limitrophes sont mieux drainées.

Les assemblages polliniques des sous-zones 3b et 3c affichent des variations mineures par rapport à la sous-zone 3a. On peut expliquer ces caractères faiblement différenciés par la présence d'indices sédimentaires témoins de remaniement: le mollisol actuel est bio- et cryoturbé, les datations radiométriques ont mis en évidence une inversion de dates entre les niveaux 71.5 et 60 cm. De plus, Myriophyllum maintient sa représentation jusqu'au niveau 25 cm même si nous n'avons pas décelé de coquillages au-dessus du niveau 38 cm. Le remaniement associé à la fois au milieu lacustre et à l'émergence des sédiments a pour effet de lisser et d'homogénéiser les spectres polliniques et rend la zonation subtile.

On peut cependant déceler une légère diminution de Picea vers le sommet la sous-zone 3b; celle-ci correspond grossièrement à l'unité sédimentaire 5, perturbée et ne présentant pas de coquillages. Or, les milieux de sédimentation pollinique sub-aérienne affichent une plus forte composante des apports locaux que les milieux lacustres (Jacobson et Bradshaw, 1981). La diminution de Picea au sommet du diagramme peut donc être interprétée comme changement de sensibilité du site associée à l'émergence et non pas nécessairement comme une diminution de l'importance de Picea dans le paysage végétal.

La reconstitution de l'évolution Holocène du paysage végétal doit se limiter à considérer une certaine stabilité du paysage végétal depuis le développement de la toundra forestière vers 8000

ans BP. La faible différenciation zonale de la zone 3 étant interprétée en fonction de l'évolution morphologique du milieu de sédimentation. Cette dernière se traduisant par l'émergence des sédiments lacustres antérieure à 1250 ans BP, tel qu'indiqué par la fossilisation des terriers par la cendre volcanique White River.

5.2. Discussion

Le diagramme Mackintosh-HB1 montre certaines similarités avec celui d'Antifreeze Pond (AFP). La toundra arbustive, dominée par le bouleau, succède à la toundra herbacée vers 9980 ans BP à AFP et à un paysage ouvert à MC-HB1. Les paysages climax, la forêt boréale à Snag, et la toundra forestière à Mackintosh Creek, une fois implantés, se maintiennent; cette stabilité apparente peut cependant être expliquée par la localisation à basse altitude des deux sites et par le type de milieu de sédimentation peu propice à déceler les faibles variations climatiques de l'Holocène récent.

Les deux diagrammes diffèrent cependant sur les modalités d'implantation de l'épinette. A AFP, l'implantation de l'épinette est brutale selon la résolution stratigraphique du profil: la représentation de Picea passe de 0 à 20% entre deux échantillons, durant une période d'environ 400 ans. A Mackintosh Creek, l'implantation se fait de façon plus graduelle car on y distingue deux paliers à l'intérieur de la même unité sédimentaire. Ceci élimine d'office qu'une variation du type de milieu de sédimentation soit responsable des variations spectrales observées.

Un premier palier, des niveaux 233 à 218 m, présente des pourcentages de 3 à 7% et un deuxième entre les niveaux 218 à 213 m ou l'on retrouve de 10 à 13% de Picea. Cette période d'implantation s'échelonne sur 9 échantillons représentant environ 800 ans.

Les paysages végétaux climax diffèrent aussi. Le diagramme AfP présente une densification de la forêt d'épinette vers 5700 ans BP tandis que la toundra forestière à MC-HB1 se stabilise vers 8000 ans BP. Rampton (1971), interprète la densification de la forêt en termes d'augmentation de l'humidité favorable à Picea. Heusser et al (1985) décèlent sur la cote du Pacifique, une augmentation des précipitations à partir de 7000 ans BP culminant vers 4000 BP.

On peut faire appel à la sensibilité des sites de prélèvement, telle qu'exprimée par l'altitude de ceux-ci par rapport à la limite altitudinale des arbres pour expliquer les divergences d'évolution des paysages végétaux. A AfP, il existe une différence de 600 m tandis qu'à Mackintosh-HB1, le site de prélèvement est situé à environ 100 m sous la limite des arbres. De plus, la limite altitudinale de l'épinette est dans notre site d'étude à environ 100 m sous celle d'Antifreeze Pond. Les données climatiques de Snag (tableau 2) présentent des conditions sensiblement plus humides et des températures moyennes mensuelles de juin, juillet et août supérieures aux besoins thermiques minima de l'épinette (selon Black et Bliss, 1980). Ceci reflète les conditions climatiques plus contraignantes pour l'épinette dans le

secteur du bassin Mackintosh (tableau 2), et peut expliquer les spectres de toundra forestière du paysage climax Holocène du diagramme MC-HB1.

Le diagramme MC-HB1 se distingue par les apports importants de Picea durant l'épisode de déglaciation. La représentation de Picea à AFP (inférieure à 5%) est beaucoup plus faible qu'à MC-HB1. Il faut cependant noter que les pollens de plantes herbacées occupent environ 80 % du spectre à AFP, comparativement à 20 et 40 % MC-HB1. Les spectres glaciaires du Sud-Ouest du Yukon témoignent donc d'apports non-négligeables de Picea. Ces derniers semblent prédominants à MC-HB1, mais ceci est imputable à la faible production locale durant la déglaciation et à l'importance des apports exotiques associée à un lac de taille vraisemblablement plus vaste que le lac actuel.

La présence de pourcentages non-négligeables de pollens de Picea dans la zone 1 du diagramme MC-HB1 et l'implantation de ce dernier possiblement antérieure à celle détectée à AFP apporte des éléments nouveaux à la problématique de l'implantation de l'épinette dans le nord-ouest de l'Amérique du Nord. Les représentations de Picea dans les diagrammes du finiglaciaire du Sud-Ouest du Yukon sont faibles mais néanmoins existantes. Celles-ci suggèrent la possibilité d'un refuge qui restera hypothétique tant qu'il ne sera pas confirmé.

CONCLUSION

La recherche géomorphologique effectuée dans le secteur nord du lac Aishihik a mis en évidence une déglaciation récente du bassin du ruisseau Mackintosh. L'organisation spatiale des unités morphologiques, la topographie et la datation du début de la sédimentation organique post-glaciaire permettent d'expliquer la déglaciation récente du bassin par la transfluence du lobe Aishihik dans la vallée Mackintosh. D'autres formes suggérant la transfluence ont été observées dans les vallées du flanc nord du massif Aishihik. Le contrôle radiométrique que nous avons pu effectuer soutient partiellement l'idée de transfluence régionale: l'absence de sédiments organiques nettement antérieur à 10 000 ans, au-delà de la limite McConnell telle que tracée par Hughes et coll. (1968), implique donc une révision des limites glaciaires du secteur nord du lac Aishihik.

L'étude palynologique menée dans le bassin du ruisseau Mackintosh permet de reconstituer l'évolution du couvert végétal durant l'ensemble de l'Holocène. La toundra arbustive, dominée par le bouleau nain s'implante promptement après la déglaciation du bassin vers 9900 ans BP. L'épinette apparaît dans le bassin vers 8900 ans BP et la toundra forestière s'installe vers 8000 ans BP. La sensibilité du site ne permet pas de déceler des variations du paysage végétal subséquentes à la stabilisation apparente de la toundra forestière.

L'époque de l'implantation de l'épinette est, à la limite, synchrone ou même antérieure à celle décelée à Snag. Sous réserve de la sensibilité limitée de la palynologie à dégager les tendances spatiales de migration de l'épinette à l'échelle régionale, cette date ne s'intègre pas dans l'hypothèse d'implantation de l'épinette au Sud-Ouest du Yukon en provenance du centre de l'Alaska telle qu'émise par Hopkins et coll. (1981). La date de 8900 soutient plutôt l'idée de refuge locaux telle que formulée par Ager et Brubaker (1985).

La recherche a mis en évidence un délai d'environ 1000 ans entre l'époque de la déglaciation et celle de l'implantation de l'épinette. Ce délai, selon la vitesse de migration post-glaciaire de l'épinette dans l'Est du Canada telle que suggérée par Davis (1981), se traduirait par une distance d'environ 250 km existant entre le bassin du ruisseau Mackintosh et la localisation d'un refuge. Cette position extra-régionale mais néanmoins proximale permet d'expliquer les apports de pollens de *Picea* détectés, antérieurement à 10 000 ans BP. Des recherches ultérieures au centre-ouest du Yukon pourront peut être vérifier l'hypothèse de refuge de l'épinette en Béringie.

BIBLIOGRAPHIE

- AGER, I.A. 1984. Holocene vegetational history of Alaska. in Late Quaternary Environments of the United States, H.E. Wright Jr., editor, pp. 128-140.
- AGER, I.A. et BRUBAKER, L. 1985. Quaternary palynology and vegetational history of Alaska. in Pollen records of Late Quaternary North American sediments. Bryant, V.M. et Holloway, R. éds.. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation. pp. 353-384.
- BASTIN, B. 1971. Recherches sur l'évolution du peuplement végétal en Belgique durant la glaciation de Wurm, Acta Geographica, vol.9 pp. 49-52.
- BLACK, R.A. et BLISS, L.C. 1980. Reproductive biology of Picea mariana (Mill.) BSP at treeline near Inuvik, Northwest Territories, Canada. Ecological Monographs 50, pp. 331-354.
- BOSTOCK, H.S. 1948 Physiography of the Canadian Cordillera, with special reference to the area north of the fifty-fifth parallel. Geological Survey of Canada, Memoir 247, 103p.
- BOSTOCK, H.S. 1966. Notes on glaciation in Central Yukon Territory; Geological Survey of Canada, Paper 65-36.
- BOURGEOIS, J.C. et GEURIS, M.-A. 1983. Palynologie et morphogénèse récente dans le bassin de Grizzly Creek (territoire du Yukon). Journal Canadien des Sciences de la terre vol.20, no10, pp. 1543-1553.
- CAMPBELL, I. 1985. Two pollens diagrams from the Ruby Range, South-Western Yukon Territory, Canada. Thèse de BSc, Département de Géologie, Université d'Ottawa, 81p.
- CWYNAR, L.C., BURDEN, E. et MCANDREWS, J.H. 1979. An inexpensive sieving method for concentrating pollens and spores from fine-grained sediments. Canadian Journal of Earth Sciences, vol 16, pp. 1115-1120.
- DENTON, G.H. 1974. Quaternary glaciations of the White River valley, Alaska, with a regional synthesis for the Northern St-Elias Mountains, Alaska and Yukon Territory. Geological Society of America Bulletin, 85, pp. 871-892.

- DENTON, G.H., KARLEN, W. 1977. Holocene glacial and treeline variations in the White River Valley and Skolai Pass, Alaska and Yukon Territory. *Quaternary Research* 7, pp. 68-111.
- DEWEZ, V., GEURTS, M.-A., ET PHIPPS, M. 1984. Répartition de la cendre volcanique White River selon les caractéristiques du milieu, et son impact sur la végétation, (sud-ouest du territoire du Yukon, Canada) *Bulletin de la Société belge de Géologie*, 93;4: 315-327.
- FAEGRI, K., -IVERSEN, J. 1975. Textbook of pollen analysis, 3rd ed., Munksgard, Copenhagen, 295p.
- FOWELLS, H.A. 1965. Silvics of forest trees of the United States, U.S. Department of Agriculture, Handbook 271.
- GEURTS, M.-A., LAGAREC, D., SARRAZIN, F., et LEMAITRE, S. 1983. Pluie pollinique de l'été 1982 dans la vallée du Gladstone Creek (Yukon); Notes de recherches, no 39, Département de Géographie, Université d'Ottawa, Ontario, 39p.
- GEURTS, M.-A. 1984. Le pollen: un indicateur de circulation atmosphérique: L'exemple de Pinus dans le Ruby Range (Sud-Ouest du Yukon, Canada). Center for Quaternary Stratigraphy. Colloque du groupe de contact du Fond National de la Recherche Scientifique (Belgique). Louvain la Neuve, le 28 nov. 1984, Résumés distribués aux participants.
- HOPKINS, D.M., SMITH, P.A., MATTHEWS Jr, J.M. 1981. Dated wood from Alaska and the Yukon: implications for forest refugia in Beringia. *Quaternary Research* 15, pp. 217-249.
- HUGHES, O.L. 1967. Surficial geology studies, Aishihik Lake map area. Geological Survey of Canada, Paper 67-1A: 48-49.
- HUGHES, O.L. 1968. Surficial geology, Aishihik Lake, Yukon Territory, (115H). Geological Survey of Canada, Paper 68-1A: 168.
- HUGHES, O.L. Communication écrite.
- HEDGES, E.M. et GOWLETT, J.A. 1986. Radiocarbon dating by accelerator mass spectrometry, *Scientific American*, vol. 254, no 1, pp. 100-107.
- HULTEN, E. 1968. Flora of Alaska and neighboring territories. Stanford University Press, Stanford.
- JACOBSON, G.L. et BRADSHAW, R.H.W. 1981. The selection of sites for paleovegetational studies. *Quaternary Research*, 16, pp. 80-96.

- KAPP, R.O., 1969. How to know pollen and spores. Wm. C. Brown Company Publishers, Dubuque, Iowa, U.S.A., 248 p.
- LICHI-FEDOROVICH, S. 1970. The pollen stratigraphy of a dated section of Late-Pleistocene lake sediment from Central Alberta. Canadian Journal of Earth Sciences, vol. 7, pp. 938-45.
- MARKGRAF, V., 1980. Pollen dispersal in mountain areas. Grana, vol.19, pp. 127-146.
- MCANDREWS, J.H., BERTI, A.A., et NORRIS, G., 1973. Key to the Quaternary pollens and spores of the Great Lakes Region. Royal Ontario Museum Life Science Miscellaneous Publication, Toronto, Ontario, 61p.
- MILLER, M.M, et ANDERSON, J.H. 1974. Out of phase Holocene climatic trends in the maritime and continental sectors of the Alaska-Canada Boundary Range. in Quaternary Environments: Proceedings of a symposium. W.C. Mahoney ed., Geographical Monographs, York University no5, pp.33-58.
- Normales climatiques au Canada. Températures et précipitations, 1951-1980
Le Nord: I.Y. et I.N.O. Environnement Canada. Service de l'environnement atmosphérique. Centre d'édition du Gouvernement du Canada, 55p.
- QUIMEI, D.R. 1983. Etude palynologique des argiles de la Mer de Champlain dans le Canton de Cumberland, Est-Ontario. Thèse de maîtrise, Département de Géographie, Université d'Ottawa, 115p.
- RAMPTON, V.N. 1971. Late Quaternary vegetational and climatic history of Snag-Klutlan area, Northern Yukon Territory, Canada. Geological Society of America, Bulletin vol.82, pp. 959-978.
- PISSARI, A. et GANGLOFF, P. 1984. Les paves minérales et organiques de la vallée de l'Aveneau près de Kuujuaq, Québec subarctique. Géographie physique et Quaternaire, vol. 38, no 3, pp. 217-228.
- RIICHIE, J.C. 1984. Past and present vegetation of the Far Northwest of Canada, University of Toronto Press, Toronto, 251p.
- SUGDEN, D.E. et JOHN, B.S. 1976. Glaciers and landscapes, a geomorphological approach. Arnold, London, 376p.
- TEMPELMAN-KLUIT, D.J. 1974. Reconnaissance geology of Aishihik Lake, Snag and part of Stewart River map-areas. West-central Yukon. Geological Survey of Canada, Paper 73-41.

VEILLETTE, J.J., NIXON, F.M. 1980. Portable drilling equipment for shallow permafrost sampling. Geological Survey of Canada, Paper 79-21, 36p.

WOODS, Jr., S.E. 1980. Les écureuils du Canada. Musée national des sciences naturelles, Musées nationaux du Canada, Ottawa, pp. 75-83

ANNEXES

ANNEXE 1

Méthode de préparation des argiles silteuses, modifiée de Cwynar (1979) et de Ouimet (1983).

1. Sécher l'échantillon (jusqu'à 75 g environ) dans un bécber au four, pendant 24 heures, à 80° C. Peser.

2. Hydrater et mettre en suspension l'échantillon à l'aide d'une baguette en verre. (On peut utiliser une solution de pyrophosphate de soude ($\text{Na}_4 \text{P}_2 \text{O}_7$ à 5%) pour défloculer le sédiment au risque d'obtenir des précipités (Ouimet, 1983)).

3. Décantier en plusieurs étapes l'échantillon hydraté à travers une membrane métallique de 250 microns dans un godet de plastique, modifié pour recevoir une membrane Nytex de 10 microns à sa base, dans lequel un aimant a été introduit. Ne pas introduire une trop grande quantité de sédiment à la fois car une surcharge a pour effet d'empêcher l'écoulement de l'eau et le filtrage ne peut s'effectuer.

4. Mettre l'agitateur magnétique en marche.

5. Transvider la fraction de 10 à 250 microns dans un bécber lorsque le filtrat est clair.

6. Centrifuger dans des tubes de plastique de 100 ml lorsque l'ensemble de l'échantillon a subi le micro-tamisaqe.

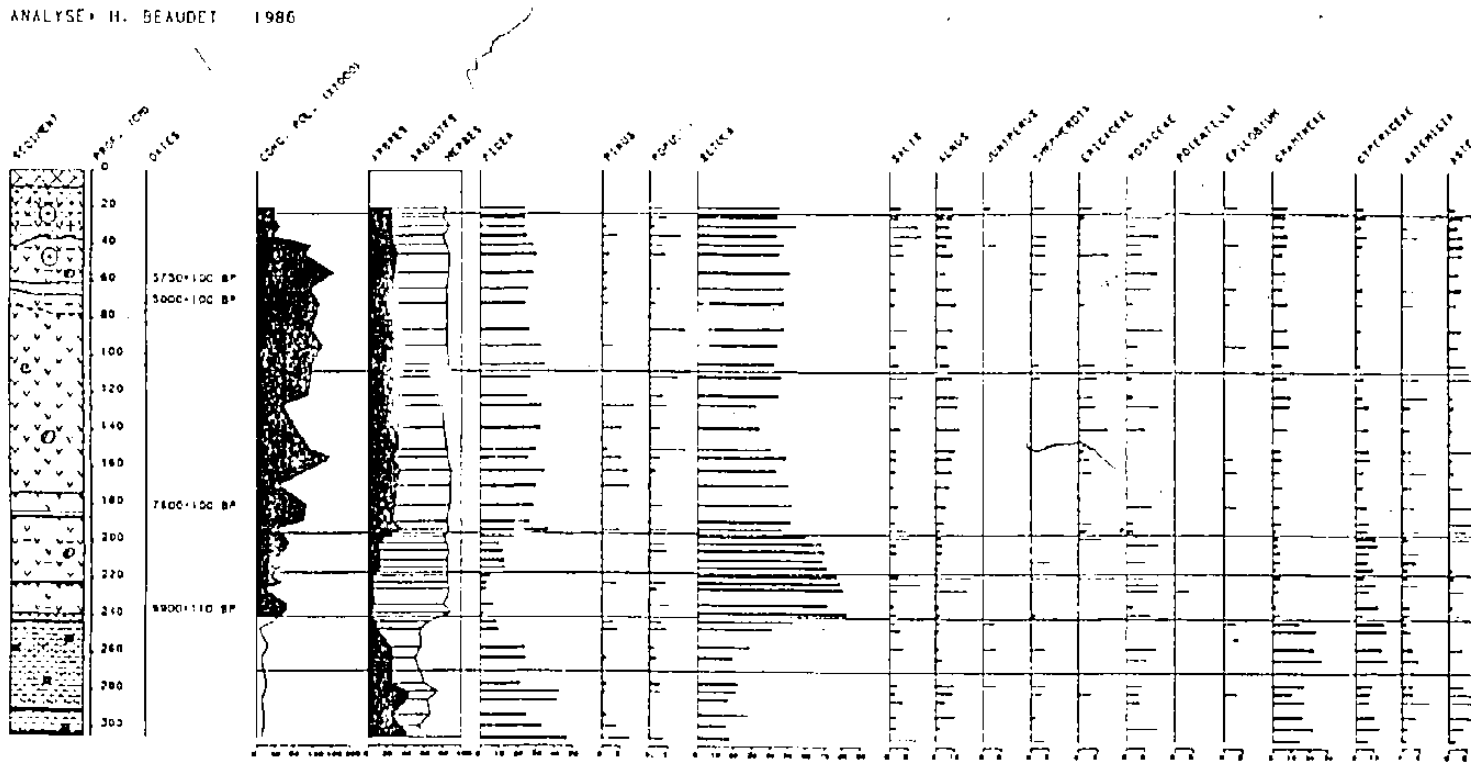
7. Recueillir la fraction supérieure à 250 microns. Sécher et peser.

Poursuivre la préparation par l'attaque à l'acide fluorhydrique à froid ou à chaud selon l'intensité requise, et par l'acétolyse. Un deuxième microtamisaqe, sans l'utilisation de la membrane de 250 microns peut être effectué suite à l'acétolyse; ce dernier permet une meilleure concentration du résidu de pollens pour l'analyse au microscope: les précipités résultant du refroidissement de l'acide fluorhydrique et les débris de matière organique inférieurs à 10 microns ayant été éliminés.

MACKINTOSH CREEK-H51, TERRITOIRE DU YUKON

61°45'08"N, 137°12'43"W, ALT. 1040 M

ANALYSE H. BEAUDET 1986



- LEGENDE
- ARGILE SILTEUSE
 - SABLES ET GRAVIERS
 - SILT ORGANIQUE AVEC EDOUILLAGES
 - MATIERE ORGANIQUE
 - LENTILLE DE GLACE DE SEGREGATION
 - SABLE
 - CENDRE VD

