



National Library
of Canada

Bibliothèque nationale
du Canada

Canadian Theses Service

Service des thèses canadiennes

Ottawa, Canada
K1A 0N4

NOTICE

The quality of this microform 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 microform is governed by the Canadian Copyright Act, R.S.C. 1970, c. C-30.

AVIS

La qualité de cette microforme 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, tests publiés, etc.) ne sont pas microfilmés.

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

**Sources, limites d'extension et fusion des glaciers au Wisconsinien
supérieur dans la chaîne Ruby et le bassin d'Aishihik,
Territoire du Yukon.**

par

Véronique Dewez

Thèse présentée à l'École des Études supérieures
en vue de l'obtention du doctorat (Ph.D) en géographie

UNIVERSITE D'OTTAWA

soumission: Octobre 1987
révision: Février 1988

© Véronique Dewez, Ottawa, Canada, 1988.

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 0-315-46755-X



UNIVERSITÉ D'OTTAWA
UNIVERSITY OF OTTAWA

Résumé

Dans le cadre d'une étude paléogéographique portant sur le Wisconsinien supérieur, et entreprise dans la région située entre les lacs Kluane et Aishihik, au S.O. du Yukon, plus d'une centaine de dépôts glaciaires, fluvioglaciaires et glaciolacustres (les plus puissants ainsi que les sites-clés) ont été échantillonnés.

Une analyse granulométrique a été réalisée sur les matériaux inférieurs à 2 mm; et les résultats ont été soumis à une classification centroïde et une analyse factorielle des correspondances (AFC).

La classification permet d'identifier sept groupes à caractéristiques bien distinctes, depuis les dépôts lacustres turbiditiques jusqu'aux tills typiques, en passant par les dépôts de kame fins à grossiers; elle met également en évidence des flow tills, à matrice fine mais mal triée.

L'AFC ordonne les échantillons et les fractions granulométriques selon quatre facteurs principaux, qui peuvent s'interpréter comme suit: 1) taille de la classe dominante, 2) asymétrie de la distribution, 3) hétérogénéité des groupes, 4) degré de tri. L'organisation des plans factoriels témoigne d'un effet Guttman, qui implique que dans l'échantillonnage prévaut un seul facteur de tri: l'eau de fonte.

Une pétrographie en lames minces de graviers (2mm-2cm), méthode nouvelle, permet de déterminer si les dépôts correspondent à une glace d'origine locale ou régionale. En effet, les sédiments issus des lobes de Kluane et d'Aishihik contiennent des grauwackes, carbonates et/ou sédiments à grain fin en provenance des St Elias, tandis que les échantillons du coeur de la chaîne Ruby ne comportent que des débris locaux, granodiorites et/ou schistes. A l'intérieur même de la chaîne et dans le bassin d'Aishihik, des différences pétrographiques entre échantillons indiquent les origines de diverses petites langues de glace.

Enfin, une séparation des minéraux lourds ($d > 2,89$) a été effectuée dans la fraction 44 à 125 microns, et les résultats ont été également soumis à une classification et analyse factorielle des correspondances (AFC).

La classification permet de distinguer les dépôts du lobe de Kluane, du lobe d'Aishihik, ainsi que trois groupes de sédiments provenant de glaciers locaux dans chaîne Ruby (ceux du batholithe granitique, des schistes métamorphiques et du granite/alaskite).

Sur le plan des deux premiers facteurs, l'AFC organise les échantillons et (groupes de) minéraux en un nuage triangulaire, où les éléments 'biotite', 'carbonate' et 'titanite/grenat' correspondent aux pôles caractérisant respectivement les sédiments locaux, du lobe de Kluane et du lobe d'Aishihik.

Par le calcul de l'indice de diversité de Shannon, on peut voir 1) que les dépôts des glaciers locaux sont nettement moins diversifiés que ceux des deux grands lobes, et 2) que les sédiments glaciaires sont moins diversifiés que les fluvioglaciaires.

Ces analyses, conjuguée à une photo-interprétation détaillée, se sont révélées indispensables à la vérification de l'existence de glaciers locaux, à la détermination des sources de glace, à la précision de limites d'extension des lobes dans la chaîne, et à l'élaboration de modèles de déglaciation précis, où arrêt brusque de l'alimentation en glace et surabondance d'eau de fonte jouent un rôle primordial dans la rapidité avec laquelle les événements se sont succédés.

Abstract

Origins, limits and melting of late Wisconsin ice masses in the Ruby Range and the Aishihik Basin, Yukon Territory.

This thesis is a paleogeographic study of the late Wisconsin in the region located between Kluane and Aishihik lakes in the S.W. Yukon. In this framework, more than one hundred deposits of glacial, fluvioglacial and glaciolacustrine origin were sampled.

A granulometric analysis was carried out on the < 2mm size fraction, and the results were submitted to a cluster analysis and correspondence factor analysis.

The classification permits the identification of seven groups with distinctive characteristics, ranging from lacustrine turbidite deposits to typical tills, including fine to coarse kame deposits as well as flow tills with fine yet poorly sorted matrix.

Correspondence factor analysis arranges the samples and the granulometric fractions according to four principal factors, interpreted as follows: 1) size of the dominant class, 2) asymmetry of the distribution, 3) heterogeneity of the groups, and 4) degree of sorting. The organization of the factorial planes shows a Guttman effect, implying that within the samples only one sorting factor is important, that of meltwater.

Petrographic analysis of thin sections of gravels (2mm - 2cm) was used to determine whether the deposits correspond to local or regional ice masses. The sediments from the Kluane and Aishihik lobes contain greywackes, carbonates and / or fine-grained sediments originating in the St Elias, whereas the samples from the heart of the Ruby Range only comprise local debris, granodiorites and / or schists. In the interior of this range and in the Aishihik Basin, petrographic differences between

samples indicate the origins of various small ice tongues.

A separation of heavy minerals ($d > 2.89$; size range of 0.044 to 0.125 mm) was carried out, and the results were also submitted to a cluster and a correspondence factor analysis.

The classification distinguishes the deposits from the Kluane lobe, the Aishihik lobe, and three groups of sediments from local glaciers in the Ruby Range (in the granitic batholith, schists and granite / alaskite).

In the plane of the two first factors, the correspondence factor analysis organizes the samples and (groups of) minerals in a triangular arrangement, where the elements 'biotite', 'carbonate', and 'garnet titanite' correspond to the poles which characterize respectively the local sediments, the Kluane lobe and Aishihik lobe.

The Shannon diversity index calculation shows that 1) the deposits from local glaciers are clearly less diversified than those from the two major lobes, and 2) glacial sediments are less diversified than fluvio-glacial ones.

These analyses, linked with detailed photointerpretation, have enabled verification of the former existence of local glaciers, determination of the sources of ice, and more accurate delimitation of the maximum extent of the major lobes in the range. Deglaciation models, where the abrupt cut-off of ice supply and the overabundance of meltwater are of prime importance in establishing the rapidity of the succession of events, are proposed.

Remerciements

Toute ma gratitude va d'abord à mon superviseur, Marie-Anne Geurts, pour ses encouragements continuels, la confiance qu'elle n'a cessé de m'accorder tout au long de ce travail, ses discussions et critiques judicieuses, ainsi que son financement à partir de subventions de recherche.

Je voudrais remercier ici Monsieur Guy Seret, de l'Université Catholique de Louvain, qui s'est déplacé par deux fois jusqu'au Yukon afin de me faire bénéficier de son expérience de terrain. Il a pu susciter de vives et enrichissantes discussions, et m'a toujours accueillie chaleureusement dans son unité de recherche. Je lui dois énormément de m'avoir permis d'effectuer toutes les analyses granulométriques ainsi que les séparations de minéraux lourds dans son laboratoire de Louvain-la-Neuve.

Je tiens également à exprimer ma reconnaissance à Messieurs P. Johnson et D. Lagarec pour leur aide logistique et leurs conseils lors du travail de terrain.

Le travail de terrain a pu s'effectuer grâce au Groupe d'Etudes Nordiques, qui m'a accordé une bourse durant trois été.

Que mon mari voie dans la réalisation de cette thèse le fruit de sa patience pour la réalisation d'une centaine de lames minces et leur analyse. Tous mes remerciements vont également à Monsieur A. Lalonde, qui a contribué à l'identification pétrographique de nombreux graviers, et s'est chargé de l'analyse à la microsonde de grains de hornblende.

Je voudrais remercier ici tous ceux qui m'ont aidée à effectuer les analyses de laboratoire en Belgique et à Ottawa, les étudiants qui m'ont assistée sur le terrain, Hector Beudet pour l'élaboration des photo-mosaïques, Monsieur E. Hearn qui s'est dévoué pour la reproduction des photographies, Ian Campbell et Guy Auger pour les dessins, et Jennifer Kasper pour la traduction du résumé.

Je termine en insistant sur la profonde gratitude que j'éprouve pour ma mère et ma soeur, qui m'ont encouragée à venir faire un doctorat au Canada.

TABLE DES MATIERES

| | |
|---|----|
| I. INTRODUCTION | 1 |
| II. CADRE PHYSIQUE | 6 |
| 1. Physiographie | 6 |
| 2. Climat | 7 |
| 3. Végétation | 9 |
| 4. Géologie | 10 |
| 4.1. <u>Géologie du substratum</u> | 10 |
| 4.1.1. Carte de Kluane Lake | 11 |
| 4.1.2. Carte d'Aishihik Lake | 13 |
| 4.1.3. Carte de Dezadeash | 15 |
| 4.1.4. Sommaire | 15 |
| 4.2. <u>Géologie du Quaternaire</u> | 16 |
| 4.3. <u>Cendre volcanique White River</u> | 16 |
| III. LITTERATURE ET CADRE CONCEPTUEL | 31 |
| 1. Travaux traitant de la géologie de la région étudiée | 31 |
| 2. Travaux géologiques des régions limitrophes | 36 |
| 3. Chronologie du Plâistocène pour le S.O. du Yukon | 38 |
| 4. Cadre glaciaire de la région | 40 |
| 4.1. <u>Directions de mouvements des glaces</u> | 40 |
| 4.2. <u>Dépôts marquant l'extension maximale et la déglaciation</u> | 42 |
| 5. Cadre conceptuel | 43 |
| 5.1. <u>Problèmes et hypothèses de travail</u> | 43 |
| 5.2. <u>Méthodologie</u> | 44 |
| IV. PHOTOINTERPRETATION ET ANALYSES DE TERRAIN | 53 |

| | |
|--|----|
| 1. Introduction | 53 |
| 2. Vallée Cultus--Jarvis | 54 |
| 2.1. <u>Maximum de la glaciation</u> | 54 |
| 2.2. <u>Déglaciation: description des dépôts</u> | 55 |
| 2.2.1. Section avale de la vallée Cultus | 55 |
| 2.2.2. Section amont de la vallée Cultus | 56 |
| 2.2.3. Section de la vallée Jarvis | 58 |
| 2.3. <u>Déglaciation: interprétation</u> | 59 |
| 3. Vallée Gladstone | 61 |
| 3.1. <u>Description des dépôts</u> | 61 |
| 3.2. <u>Interprétation</u> | 65 |
| 3.2.1. Maximum de la glaciation | 66 |
| 3.2.2. <u>Déglaciation</u> | 68 |
| 4. Vallée Isaac | 70 |
| 4.1. <u>Description des dépôts</u> | 70 |
| 4.2. <u>Interprétation</u> | 73 |
| 5. Vallée Albert | 76 |
| 5.1. <u>Description des dépôts</u> | 76 |
| 5.2. <u>Interprétation</u> | 77 |
| 6. Vallée Mars | 79 |
| 6.1. <u>Description des dépôts</u> | 79 |
| 6.2. <u>Interprétation</u> | 80 |
| 7. Bassin d'Aishihik | 82 |
| 7.1. <u>Directions d'écoulement des glaces</u> | 82 |
| 7.2. <u>Extension maximale</u> | 83 |
| 7.3. <u>Déglaciation</u> | 83 |
| 7.3.1. Secteur Nord du lobe | 83 |

| | |
|--|-----|
| 7.3.2. Chronologie | 88 |
| 7.3.3. Lobe d'Aishihik | 89 |
| 8. Conclusion | 93 |
| V. GRANULOMETRIE | 110 |
| 1. Introduction | 110 |
| 2. Techniques granulométriques | 111 |
| 3. Méthodes d'interprétation | 114 |
| 3.1. <u>Méthodes bivariées</u> | 114 |
| 3.2. <u>Méthodes multivariées</u> | 116 |
| 3.2.1. Analyses factorielles | 117 |
| 3.2.2. Classifications | 118 |
| 4. Résultats | 120 |
| 4.1. <u>Classification</u> | 120 |
| 4.1.1. Courbe d'information mutuelle | 121 |
| 4.1.2. Dendrogramme des regroupements | 121 |
| 4.1.3. Description des groupes | 122 |
| 4.1.4. Interprétation des groupes | 124 |
| 4.1.5. Conclusion | 133 |
| 4.2. <u>Analyses factorielles des correspondances</u> | 134 |
| 4.2.1. Introduction | 134 |
| 4.2.2. Valeurs propres et trace | 135 |
| 4.2.3. Contributions absolues et relatives | 135 |
| 4.2.4. Plans factoriels | 140 |
| 4.2.5. Interprétation des facteurs | 147 |
| 4.2.6. Conclusion | 150 |
| 5. Résumé des relations granulométrie - sédimentologie | 152 |

| | |
|---|-----|
| VI. PETROGRAPHIE | 184 |
| 1. Introduction | 184 |
| 2. Préparation et analyse des lames | 186 |
| 2.1. <u>Sélection des échantillons</u> | 186 |
| 2.2. <u>Préparation des lames minces</u> | 186 |
| 2.3. <u>Analyse</u> | 187 |
| 3. Résultats | 189 |
| 4. Conclusion | 197 |
| | |
| VII. MINÉRAUX LOURDS | 212 |
| 1. Introduction | 212 |
| 2. Préparation et analyse des échantillons | 214 |
| 2.1. <u>Préparation</u> | 214 |
| 2.2. <u>Analyse</u> | 216 |
| 2.2.1. Méthode utilisée | 216 |
| 2.2.2. Minéraux identifiés | 219 |
| 3. Résultats | 219 |
| 3.1. <u>Source des minéraux lourds</u> | 220 |
| 3.2. <u>Classification</u> | 223 |
| 3.2.1. La courbe d'information mutuelle | 223 |
| 3.2.2. Le dendrogramme des regroupements | 223 |
| 3.2.3. Description des groupes | 226 |
| 3.2.4. Diversité des groupes | 226 |
| 3.2.5. Interprétation des groupes | 228 |
| 3.2.6. Conclusion | 237 |
| 3.3. <u>Analyses factorielles des correspondances</u> | 239 |
| 3.3.1. Introduction | 239 |
| 3.3.2. Résultats | 240 |

| | |
|--|-----|
| 3.3.3. Plans factoriels | 245 |
| 3.3.4. Conclusion | 251 |
| 3.4. <u>Relations cortèges minéralogiques - localisation</u> | |
| <u>géographique et mise en place</u> | 252 |
| 3.4.1. Echantillons du lobe de Kluane | 253 |
| 3.4.2. Echantillons de la chaîne Ruby | 254 |
| 3.4.3. Echantillons du lobe d'Aishihik | 257 |
| 4. Apport des minéraux lourds | 260 |
| VIII. CONCLUSION | 288 |
| REFERENCES | 294 |
| ANNEXES | 305 |

LISTE DES FIGURES

| | |
|--|----|
| 1.1 Carte des limites glaciaires au Wisconsinien | 3 |
| 1.2 Carte de localisation | 4 |
| 1.3 Image satellite du S.O. du Yukon | 5 |
| 2.1 Physiographie de la région étudiée | 19 |
| 2.2 Vallée Gladstone, encaissée dans la chaîne Ruby | 20 |
| 2.3 Pingo au Nord du lac Aishihik | 20 |
| 2.4 Glacier rocheux dans la chaîne de Ruby | 21 |
| 2.5 Géologie de la carte de Kluane | 22 |
| 2.6 Géologie de la carte d'Aishihik | 23 |
| 2.7 Extension de la cendre volcanique White River | 24 |
| 2.8 Cendre volcanique White River en coupe | 25 |
| 2.9 Grain de verre de la cendre volcanique White River | 26 |
| 2.10 Grain de hornblende de la cendre volcanique White River | 27 |
| 3.1 Limites glaciaires généralisées au centre-ouest du Yukon | 46 |
| 3.2 Extension glaciaire McConnell dans le secteur de Kluane | 47 |
| 3.3 Extension glaciaire McConnell au S.O. du Yukon | 48 |
| 3.4 Extension glaciaire McConnell dans le secteur d'Aishihik | 49 |
| 3.5 Modèles de glaciation dans la chaîne de Ruby | 51 |
| 4.1 Photo mosaïque de la vallée Cultus-Jarvis | 96 |
| 4.2 Champ de drumlins dans la vallée Jarvis | 97 |
| 4.3 Coupe de silts lacustres (amont Cultus) | 98 |
| 4.4 Aval de la vallée Cultus | 98 |
| 4.5 Photo mosaïque de la vallée Gladstone | 99 |

| | |
|---|-----|
| 4.6 Cordon morainique dans la vallée Gladstone | 100 |
| 4.7 Kame au Nord de 'Rectangular Lake' | 101 |
| 4.8 Embouchure de la vallée Venus | 101 |
| 4.9 Photo mosaïque de la vallée Isaac | 102 |
| 4.10 Vue vers l'Est dans la vallée Isaac | 103 |
| 4.11 Photo mosaïque de la vallée Albert | 104 |
| 4.12 Photo mosaïque de la vallée Mars | 105 |
| 4.13 Photo mosaïque du sud des lacs Aishihik et Sekulmun | 106 |
| 4.14 Photo mosaïque du centre des lacs Aishihik et Sekulmun | 107 |
| 4.15 Photo mosaïque du Nord du bassin d'Aishihik | 108 |
| 4.16 Delta du ruisseau Lister | 109 |
| | |
| 5.1 Décantation de sédiments en vases d'Atterberg | 156 |
| 5.2 Diagramme Médiane / Indice de Krumbein | 157 |
| 5.3 Exemple de plan factoriel | 157 |
| 5.4 Classification selon le critère du plus proche voisin | 158 |
| 5.5 Granulométrie: Carte de localisation des échantillons | 159 |
| 5.6 Granulométrie: Courbe d'information mutuelle | 160 |
| 5.7 Granulométrie: Dendrogramme des regroupements | 161 |
| 5.8 Rythmites au Nord du lac Aishihik | 162 |
| 5.9 Courbes cumulatives | 163 |
| 5.10 Séquence de l'échantillon DG1 | 164 |
| 5.11 Séquence de l'échantillon C12 | 164 |
| 5.12 Séquence de l'échantillon EG3 | 165 |
| 5.13 a. Topographie de glace morte dans Cultus Creek | 166 |
| b. Séquence de l'échantillon CC1 | 166 |
| 5.14 Rythmites lacustres (échantillon C06) | 167 |
| 5.15 Structures de déformation sous-aquatiques (KC2) | 167 |

| | |
|--|-----|
| 5.16 Strates frontales (foreset beds) fines (RL9) | 168 |
| 5.17 Strates frontales grossières (GT5) | 168 |
| 5.18 Kame juxtaglaciale (RV2) | 169 |
| 5.19 Till argileux (KG1) | 169 |
| 5.20 Cordons morainiques locaux (VH3) | 170 |
| 5.21 Plan factoriel I,II des 102 échantillons | 171 |
| 5.22 Plan factoriel I,II de 72 échantillons (sans les tills) | 172 |
| 5.23 Plan factoriel I,II des 30 échantillons de till | 173 |
| 5.24 Plan factoriel I,III des 102 échantillons | 174 |
| 5.25 Plan factoriel I,IV des 102 échantillons | 175 |
| 5.26 Plan factoriel I,III des 30 échantillons de till | 176 |
| | |
| 6.1 Pétrographie: Carte de localisation des échantillons | 199 |
| 6.2 Grain de grauwacke | 200 |
| 6.3 Grain de sédiment fin | 200 |
| 6.4 Granodiorite à hornblende | 200 |
| 6.5 Deux grains de gabbro | 200 |
| 6.6 Grain de quartzite | 201 |
| 6.7 Grain d'amphibolite | 201 |
| 6.8 Grain de schiste | 201 |
| 6.9 Grain de tuf | 201 |
| 6.10 Grain de roche volcanique de type coulée | 202 |
| 6.11 Grain de granodiorite avec myrmékite | 202 |
| 6.12 Carte lithologique simplifiée du S.O. du Yukon | 203 |
| | |
| 7.1 Minéraux lourds: Carte de localisation des échantillons | 265 |
| 7.2 Localisation des échantillons avec grains de carbonate | 266 |
| 7.3 Minéraux lourds: Courbe d'information mutuelle | 267 |

| | |
|---|-----|
| 7.4 Minéraux lourds: Dendrogramme des regroupements | 268 |
| 7.5 Localisation des échantillons du groupe I | 269 |
| 7.6 Localisation des échantillons du groupe II | 270 |
| 7.7 Localisation des échantillons du groupe III | 271 |
| 7.8 Localisation des échantillons du groupe IV | 272 |
| 7.9 Localisation des échantillons du groupe V | 273 |
| 7.10 Minéraux lourds: Plan factoriel I,II | 274 |

LISTE DES TABLEAUX

| | | |
|------|--|-----|
| 2.1 | Subdivisions hiérarchiques de la physiographie du S.O. du Yukon | 28 |
| 2.2 | Minéralogie de la cendre volcanique White River | 29 |
| 2.3 | Analyse à la microsonde d'amphiboles | 30 |
| 3.1 | Chronologie du Pléistocène au S.O. du Yukon | 52 |
| 5.1 | Distribution granulométrique des échantillons | 177 |
| 5.2 | AFC Granulométrie: Contributions absolues et relatives | 180 |
| 5.3 | AFC Granulométrie: Contributions absolues des groupes | 183 |
| 6.1 | Pétrographie et minéralogie des échantillons | 204 |
| 6.2 | Distribution pétrographique des échantillons par localisation | 211 |
| 7.1 | Minéraux et groupes de minéraux identifiés | 275 |
| 7.2 | Distribution minéralogique des échantillons | 276 |
| 7.3 | Distribution minéralogique des groupes d'échantillons | 279 |
| 7.4 | Indice de diversité de Shannon et diversité relative des groupes | 280 |
| 7.5 | Echantillons aux indices de Shannon les plus faibles et les plus élevés | 281 |
| 7.6 | Indice de Shannon des échantillons | 282 |
| 7.7 | AFC Minéraux lourds: contributions absolues et relatives | 283 |
| 7.8 | Distribution minéralogique des échantillons du lobe de Kluane | 285 |
| 7.9 | Distribution minéralogique des échantillons de la chaîne de Ruby | 286 |
| 7.10 | Distribution minéralogique des échantillons du lobe d'Aishihik | 287 |

LISTE DES ANNEKES

| | |
|---|-----|
| Annexe 1: Stratigraphie de la carte de Kluane | 303 |
| Annexe 2: Stratigraphie de la carte d'Aishihik | 305 |
| Annexe 3: Stratigraphie de la carte de Dezadeash | 308 |
| Annexe 4: Technique de séparation granulométrique | 309 |
| Annexe 5: Formules des moyennes empiriques, coefficients de dissymétrie et d'acuité | 310 |
| Annexe 6: Notes factorilles AFC Granulométrie: a. tous les échantillons; b. sans les tills; c. les tills | 31 |
| Annexe 7: Formules du principe barycentrique | 317 |
| Annexe 8: Technique de séparation des minéraux lourds | 318 |
| Annexe 9: Formule de l'indice de Shannon | 319 |
| Annexe 10: Notes factorielles AFC Minéraux lourds | 320 |

Chapitre I

Introduction

Depuis le début du siècle, de nombreuses études ont porté sur les problèmes d'extensions glaciaires pléistocènes, principalement wisconsinienne, au Yukon. Une partie en effet de ce territoire n'a jamais été recouverte par les glaciers quaternaires (Prest *et al.*, 1967). L'extension méridienne maximale de la zone non englacée au Wisconsinien supérieur se situe juste à l'Est du lac Kluane. Or, dans sa récente cartographie du retrait de cette calotte, Prest (1984) indique des limites maximales d'extension à l'Est et à l'Ouest du secteur compris entre les lacs Kluane et Aishihik, mais laisse indéterminés les raccords (fig.1.1). Il s'agit donc là d'une zone qui demeure problématique à l'heure actuelle, essentiellement à cause de l'existence potentielle de glaciers locaux.

Nous nous proposons, dans cette étude, 1) de vérifier l'existence de ces glaciers locaux, 2) de préciser les sources de glace et des limites d'extension maximale du dernier épisode glaciaire dans ce secteur-clé sus-mentionné, compris entre les lacs Kluane et Aishihik au S.O. du Yukon (fig.1.2), et 3) d'y proposer des modalités de déglaciation.

Pour atteindre ces buts, en plus d'une photointerprétation détaillée, nous aurons recours à l'analyse granulométrique, pétrographique et minéralogique de sédiments prélevés sur le terrain au cours des étés 1981 à 1984.

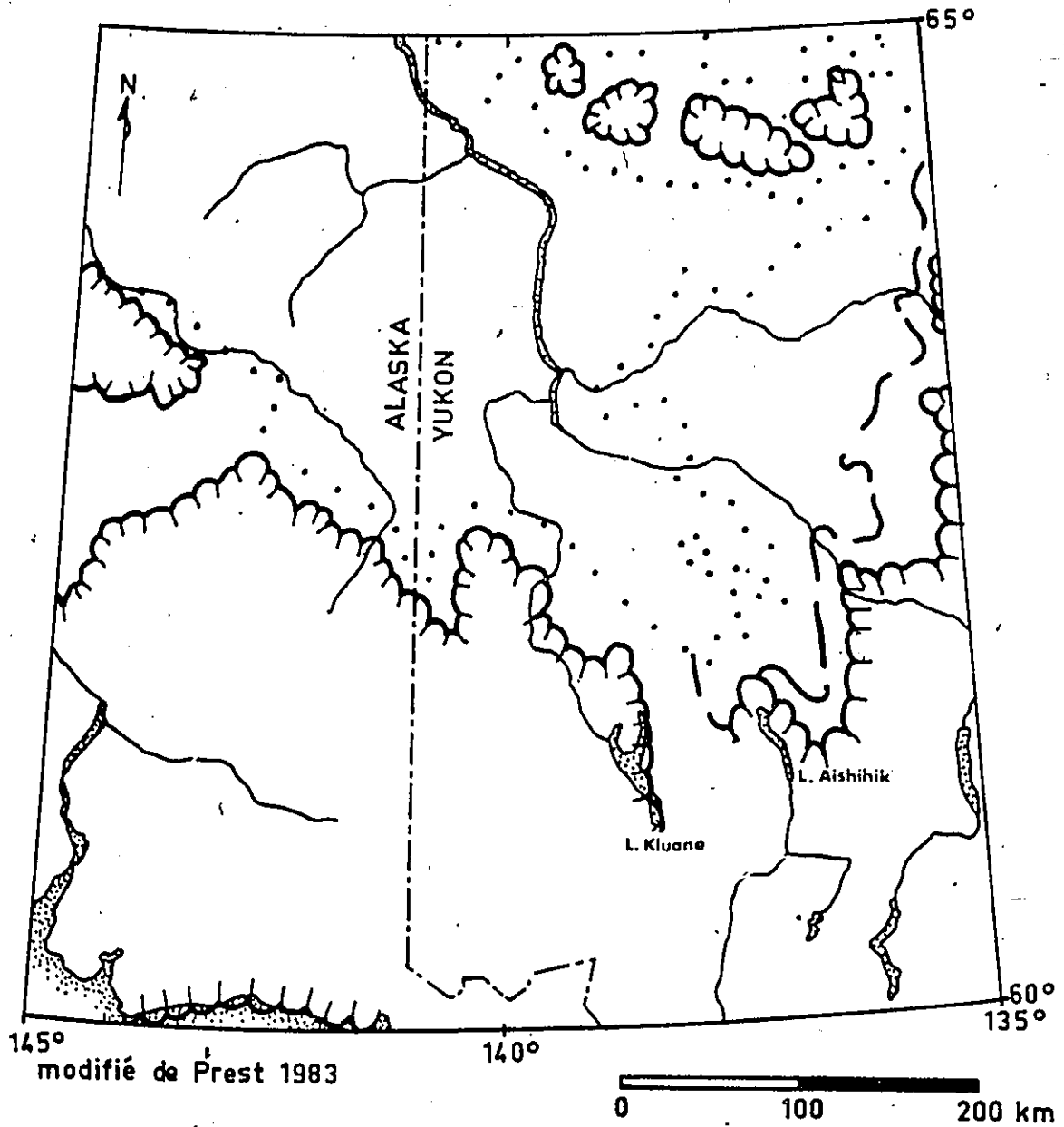
De plus, l'utilisation de méthodes quantitatives multivariées nous permettra de tirer un maximum d'information des résultats, tout en ouvrant une voie nouvelle dans ce domaine de la géomorphologie.

Ce travail présente donc un caractère régional, mais aussi thématique puisqu'il vise à montrer l'utilité des méthodes sus-mentionnées dans un cadre glaciaire de type alpin. L'image satellite (fig.1.3) montre en effet le caractère montagneux de la région étudiée, avec vallées profondément encaissées.

Il faut noter dès à présent que les altitudes données dans ce travail seront en pieds, et non en mètres, car les équidistances de la carte de référence (en encart) est en système impérial.

Figure 1.1

Les limites glaciaires au Wisconsinien






-  Représentation maximale de la limite
-  Représentation minimale de la limite
-  Étendue maximale des plus vieilles glaciations du Pléistocène

Figure 1.2

Carte de localisation de la région étudiée

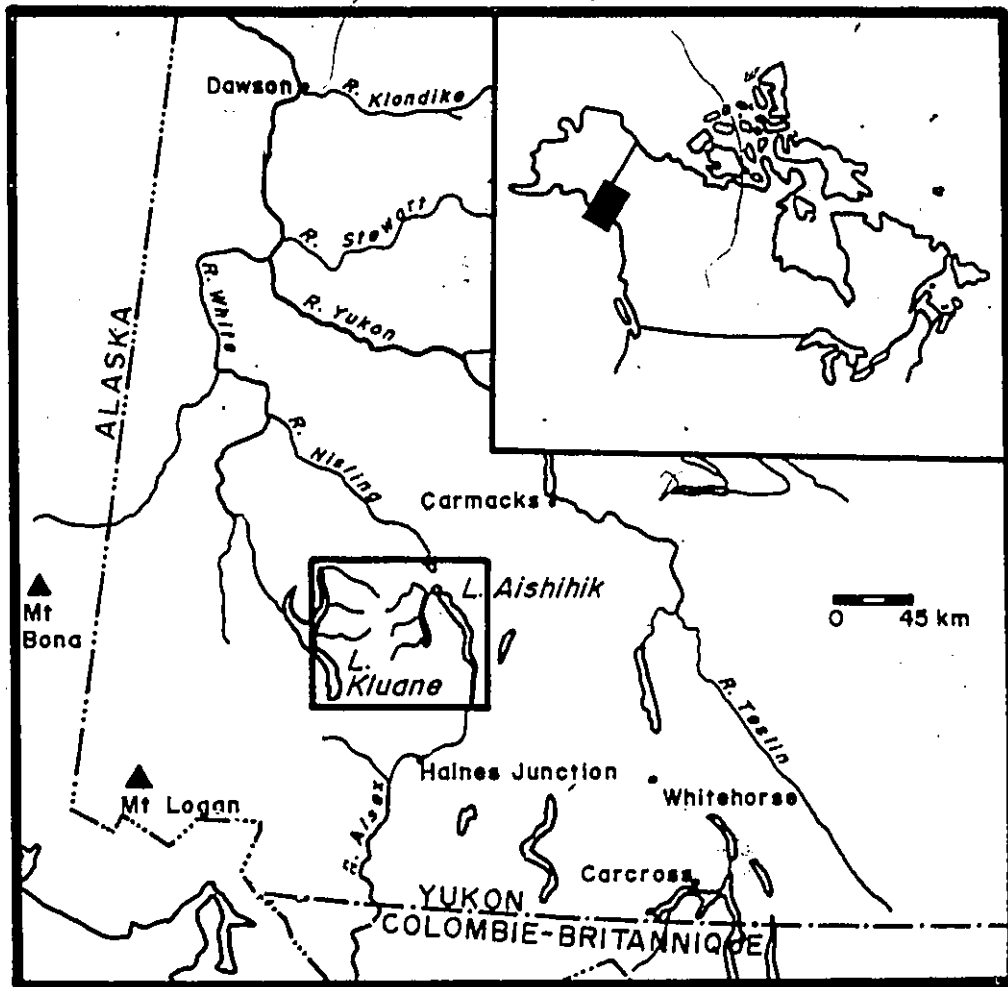
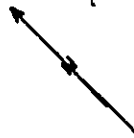


Figure 1.3

Image satellite du S.O. du Yukon



Chapitre II

Cadre Physique

1. PHYSIOGRAPHIE

La nomenclature encore actuellement utilisée pour l'ensemble de la cordillère canadienne est celle de Bostock (1948). La subdivision hiérarchique des régions d'étude et environnante est donnée au tableau 2.1, et cartographiée à la figure 2.1.

La subdivision "Plateau de Kluane" consiste essentiellement en deux chaînes allongées, dénommées Ruby et Nisling, et un bassin, celui d'Aishihik.

La surface du plateau est relativement élevée, comprise entre 5000 et 5200 pieds d'altitude. Les chaînes Ruby et Nisling y forment deux rides plus élevées, dont les pics dépassent 6300 et 5500 pieds respectivement. L'ancienne surface d'érosion du Plateau du Yukon reste l'aspect dominant; il est profondément découpé par des vallées à versants très raides, dont le fond se situe souvent à une altitude inférieure à 3500 pieds. Les dénivellations vallée-plateau dépassent donc 1800 pieds (fig.2.2).

Le bassin d'Aishihik consiste en une large dépression légèrement vallonnée, située entre 2800 et 4500 pieds d'altitude. A part quelques larges vallées, ce bassin est peu disséqué. Seuls quelques pics excèdent 5500 pieds.

Juxtaposées à l'Ouest, mais en parfait contraste avec le Plateau du Yukon se

dressent les monts St Elias, séparés seulement du plateau de Kluane par la "Shakwak Trench" (dépression Shakwak) (fig.2.1). Ces jeunes montagnes sont encore actuellement couvertes de glaces, et renferment un des plus hauts pics d'Amérique du Nord, le Mont Logan.

Au sud de la région étudiée, on retrouve toujours la chaîne des monts St Elias séparée du Plateau de Kluane par la dépression Shakwak, mais aussi la chaîne Boundary, qui fait partie des Coast Mountains. Il faut noter également que le Plateau de Kluane y est découpé par une large vallée orientée E-O, occupée par les rivières Dezadeash et Takhini et dénommée "Vallée de Takhini" par Bostock (1948).

Ces régions au sud et à l'ouest de notre secteur sont mentionnées ici car les champs de glace des St Elias et des Coast Mountains furent les principales sources de glace durant le Wisconsinien.

2. CLIMAT

Le facteur principal à considérer pour la région est sa localisation au N.E. des monts St Elias. En effet, ceux-ci forment une barrière efficace contre l'humidité et l'air chaud de l'Océan Pacifique. Dès lors, malgré sa proximité avec l'océan, la région est caractérisée par un climat de type continental. Elle se situe, selon les divisions de Kendrew et Kerr (1955), à cheval sur deux régions climatiques: "Central Interior" et "Southwest". Selon ces auteurs, "The Southwest of the Yukon has the least continental, the Central Interior the most continental, climate" (p.155), ce qui pourrait suggérer que notre région est "moyennement" continentale.

Le second facteur qui entre en jeu est la latitude (60 à 62° N), à laquelle les longs hivers à courte période de lumière contrastent avec les étés brefs mais où le soleil demeure visible durant plus de 19h à la fin du mois de juin.

Les seules données climatiques officielles disponibles pour la région correspondent à des normales ajustées sur la base de 5 à 19 années pour la période 1951-1980 et toutes les données disponibles de 1931 à 1950 (Environnement Canada, 1982).

Températures: 12°C en juillet et -24°C en janvier à Aishihik (situé au nord du lac Aishihik) comme à Burwash (localisé sur la rive ouest du lac Kluane). La moyenne annuelle pour les deux stations est de -4,4°C.

Précipitations: Il tombe 256 mm ($\sigma=30$) à Aishihik, pour 301 mm ($\sigma=56$) à Burwash. On enregistre de la neige, mais en très faible quantité, durant tous les mois de l'année sauf juillet.

L'écart de température entre le mois le plus chaud et le plus froid est de 36°C, ce qui correspond bien à un climat nettement continental. Les précipitations, de l'ordre de 300 mm et concentrées de juin à août (51%), indiquent un climat de type semi-aride.

Des vents forts sont communément enregistrés dans la dépression du lac Kluane comme dans celles des lacs Aishihik et Sekulmun. Les directions principales sont S.-S.E. en été et N. en hiver.

Une étude détaillée sur les températures estivales dans la vallée Gladstone (au sein de la chaîne Ruby) a fait l'objet d'une thèse de maîtrise par Lemaître (1985), et une régionalisation des climats thermiques du Sud du Yukon nous est fournie par Lagarec (1986).

Le climat de la région correspond à la limite sud du pergélisol discontinu. Celle-ci coupe en effet la région étudiée en son milieu, selon la cartographie de Hughes (1969). Ce climat permet en tous cas le maintien d'un pingo (fig.2.3) classiquement interprété comme étant de système fermé (Geurts et Dewez, 1985). Il est également favorable au développement de lobes de solifluxion (Alexander & Price, 1980) et de

glaciers rocheux (Johnson, 1984) (fig.2.4).

L'aspect aride du climat de la région, dû à sa localisation par rapport aux St Elias, nous intéresse particulièrement, car il est actuellement peu favorable à l'accumulation de neige dans les cirques du plateau de Kluane. Ce climat était probablement peu favorable au développement de glaciers de cirque débordant dans les vallées durant l'Holocène (Néoglaciale). Il a en tous cas permis le maintien des formes datant du dernier épisode glaciaire en un état de fraîcheur remarquable.

3. VEGETATION

Selon Muller (1967) et Tempelman-Kluit (1974), le secteur étudié porte la forêt boréale, la tundra forestière, la tundra arbustive et la tundra herbacée.

La forêt boréale se rencontre dans les zones les plus basses, et la couverture est généralement peu dense. L'épinette noire (*Picea mariana*) serait l'espèce la plus commune, mais l'épinette blanche (*Picea glauca*), le peuplier faux-tremble (*Populus tremuloides*) et le peuplier baumier (*Populus balsamifera*) poussent dans les zones bien à très bien drainées. Nous n'avons cependant rencontré, au cours de nos investigations sur le terrain, que l'épinette blanche et non la noire, ce qui est en accord avec la description de Kindle (1953) et Johnson & Raup (1964) pour la région de Dezadeash.

Au-delà de 3000 pieds, la tundra arbustive prend le relais. Elle consiste essentiellement en saules (*Salix sp*) et bouleaux (*Betula glandulosa*), avec de nombreuses Ericacées. Néanmoins, à des altitudes inférieures, la plupart des versants de vallée exposés au Sud sont dénudés, ou ne comportent qu'une végétation herbacée éparse, avec quelques bosquets de peupliers.

Sur les plateaux, la tundra herbacée consiste essentiellement en prairies à

Dryas (Dryas octopetala).

Une classification de la végétation en toundra arbustive dans la chaîne Ruby a été établie par Sarrazin (1987) à l'aide de méthodes comparées d'analyse aérienne.

Des études palynologiques détaillées, portant tant sur la végétation actuelle qu'Holocène, ont été effectuées ou sont en cours dans la chaîne Ruby et le bassin d'Aishihik. Il s'agit notamment des travaux de Dewez *et al.* (1984), Geurts et Dewez (1985), Beaudet (1986), Campbell (1987) et Wang (1988). A cela s'ajoute une étude portant sur les relations entre la végétation et l'environnement physique (Parent, man.).

La plupart des dépôts morainiques, fluvio-glaciaires et glaciolacustres se trouvent soulignés par un couvert arborescent plus clairsemé, ou par un changement de type de végétation vers l'arbustif ou l'herbacé, ce qui facilite grandement la photo-interprétation de la région. Ceci s'explique par une différence de pente et/ou de matériel parental entre le dépôt et son environnement immédiat, qui influence le drainage et donc la végétation.

4. GEOLOGIE

4.1. Géologie du substratum

La géologie de la région a été levée en deux temps; la carte de Kluane date de 1967 et fut levée par Muller, tandis que Tempelman-Kluit a levé la carte d'Aishihik (1974). Ces deux auteurs fournissent une liste complète des travaux géologiques effectués depuis la fin du XIXe siècle.

La juxtaposition des deux cartes pose des problèmes, car non seulement les légendes des deux cartes diffèrent, mais en plus les limites spatiales d'unités

comparables ne se prolongent pas d'une carte à l'autre (fig.2.5-2.6).

4.1.1 Carte de Kluane Lake

La dépression Shawkwak sépare les Monts St Elias du Plateau du Yukon, caractérisés par des formations géologiques totalement différentes. Les monts St Elias consistent en effet selon Muller (1967, p.17) en un assemblage eugéosynclinal de roches sédimentaires, volcaniques et intrusives. Les fossiles, malgré leur rareté, indiquent des âges allant du Dévonien au début du Tertiaire.

Le Plateau du Yukon, quant à lui, comprend essentiellement des roches granitiques, avec migmatites et gneiss associés. Il y a quelques roches volcaniques et sédimentaires, mais à métamorphisme léger à moyen, sans fossiles. Cette absence a conduit Muller (1967) à distinguer uniquement les bandes de roches lithologiquement similaires. Les bases de distinction sont d'une part le degré de métamorphisme, et d'autre part les différences de composition.

L'importance de la géologie dans ce travail de reconstruction des écoulements glaciaires implique la description détaillée des différentes formations, avec emphase sur la lithologie.

Muller (1967) divise les formations du Plateau du Yukon en sept unités, reprises à la figure 2.5.

- (1) Deux ceintures de schiste à quartz-biotite, avec un peu de gneiss. Les couches claires sont composées d'une mosaïque de quartz avec des feldspaths, tandis que les bandes foncées contiennent de la biotite et un peu de chlorite. Les minéraux accessoires principaux sont le grenat surtout, la magnétite, l'apatite et un peu de zircon.
- (2) Schiste à quartz-séricite: bandes de quartz en mosaïque, un peu d'albite, et du graphite en fines couches. La tourmaline et un minéral non identifié sont les minéraux accessoires.

Entre les unités (1) et (2) décrites ci-dessus, on trouve des roches métamorphiques basiques et ultrabasiques: Amphibolite foncée à grain fin ou schiste à actinolite plus grossière. A hauteur de Fourth of July Creek affleurent des gabbros à hornblende, biotite et grenat.

- (3) Bandes de calcaire recristallisé, schiste à mica et amphibolite.

Ces trois unités forment le "Yukon Complex".

- (4) Tufs et brèches basaltiques et andésitiques; texture pyroclastique, phénocristaux de plagioclase.
- (5) Batholithe de la chaîne Ruby: Granodiorite à hornblende et biotite, diorite à quartz. Larges cristaux de plagioclase. Myrmékite commune le long des contacts plagioclases/orthoclases. Biotite plus abondante que hornblende. Apatite et titanite communes, zircon plus rare.
- (6) Granodiorite de la chaîne Nisling: Granodiorite à biotite et hornblende, monzonite à quartz. Nombreux minéraux opaques, cristaux de biotite de 6 mm communs; un peu d'apatite.
- (7) Alaskite de la chaîne Nisling: leucogranite ou leucomonzonite à quartz, qui se désintègre facilement en phénocristaux. Quartz fumé, feldspath rose, un peu de biotite et pas de hornblende. Intercroissance micrographique de quartz et feldspath. La fluorite est le seul minéral accessoire.

Dykes: matrice de quartz et feldspath. Texture granulaire ou granophyrique. Un peu de biotite, hornblende, magnétite et fluorite.

Muller (1967) divise les formations des St Elias en quatre groupes principaux dont la pétrographie et minéralogie sont les suivantes:

- (1) Groupe Kaskawulsh: calcaire (recristallisé) ou marbre, avec alternance d'argilite. Le diopside y est commun, de même que la trémolite.
- (2) Complexe Greenschist: phyllades et schistes, avec greenstone massif mineur; fragments anguleux de quartz et d'albite; séricite, chlorite, calcite et un peu d'épidote. Greenstones volcaniques: épidote, zoïsite, actinolite, quartz, calcite et albite en fines couches.
- (3) Groupe Cache Creek: forme la majeure partie du versant de la chaîne Kluane, face à la dépression Shakwak.
- Roches volcaniques: tufs et brèches altérées, dont la plupart montrent un cortège constitué de plagioclase, chlorite et épidote.
 - Division sédimentaire: grauwacke (épaisseur de 600m environ); calcaire à silex (160m d'épaisseur environ); argilite.
 - Intrusions basiques et ultrabasiques: gabbros et péridotites. Gabbros: feldspath et augite, un peu de serpentinite; cortège de plagioclase et diopside avec texture diabasique; la hornblende a remplacé au moins partiellement le diopside; la chlorite, zoïsite et épidote sont des minéraux secondaires. Péridotites: olivine et pyroxène avec diopside.
- (4) Groupe Mush Lake: La division volcanique comprend des plagioclases et

diopsides formant un assemblage diabasique; épidote, chlorite et séricite y sont secondaires; on y trouve également quelques roches pyroclastiques (tufs). La division sédimentaire consiste en grauwacke et deux unités mineures de calcaire.

Il faut noter ici que les Monts St Elias ont fait l'objet d'un levé détaillé par la Commission géologique du Canada dans le cadre du projet "Opération Saint Elias". Celui-ci fait l'objet d'un "open file" compilé par Dodds (1982). L'étude, destinée à résoudre les problèmes de stratigraphie et de structure des formations, confirme la lithologie de Mullen (1967). Selon Read et Monger (1975), le Groupe Mush Lake correspond en effet à une division volcanique (coulées et tufs) et une division sédimentaire (calcaire, dolomie, argilite et grauwacke). Eisbacher (1975) décrit le Groupe Dezadeash (au Sud de la région étudiée) comme constitué de flysh marin, avec grauwacke, argilite et schiste. Enfin Campbell et Dodds (1975) résument la lithologie des St Elias en roches essentiellement sédimentaires, dominées par des roches carbonatées et argileuses, des grauwackes et des schistes. Les roches plutoniques, moins abondantes, sont de type gabbroïque, et les formations volcaniques mineures consistent en tufs et coulées.

4.1.2. Carte d'Aishihik Lake

La région est essentiellement constituée de roches métamorphiques, surtout des schistes et quelques gneiss, et de roches granitiques, auxquelles les chercheurs précédents ont donné le nom de "Yukon Group" ou "Yukon Complex". Ces roches ont été subdivisées en un certain nombre d'unités lithologiques, dont certaines peuvent être équivalentes au point de vue métamorphique. Mais les relations stratigraphiques ainsi que l'âge de ces unités demeurent un problème.

Voici la description des unités cartographiées en figure 2.6, selon Tempelman-Kluit (1974), avec à nouveau emphase sur la lithologie.

ρPm: Amphibolite: roche vert foncé, composée d'actinolite, répandue dans tout le

plateau du Yukon.

- ρ Pbsq: Schiste à biotite: schiste à grain grossier, à biotite et muscovite; quartzite à mica. Le grenat y est commun, et on trouve des lentilles d'amphibolite à grenat. Un peu de marbre. Cette unité correspond à l'unité (1) de Muller (cfr ci-dessus).
- ρ Pc: marbre: petites lentilles réparties en deux bandes, interfoliées avec le schiste à biotite.
- ρ Psqr: schistes cornéens (hornfelses schists). Séquence très homogène, contenant de la cordiérite, du staurotide, quartz, mica, plagioclase, chlorite, graphite et tourmaline. Grenat rare.
- TRgd: granodiorite (20% quartz, 15% feldspath et 50% plagioclase), à proportions égales de biotite et hornblende. La titanite y est commune. Cette granodiorite est l'équivalent de l'unité (5) de Muller (batholithe granitique).
- TRgdm: granodiorite à hornblende. Sa composition varie depuis une monzonite à quartz jusqu'au diorite à quartz, avec prédominance des types plutôt mafiques. On y trouve 12% environ de hornblendes vertes pléochroïques, tandis que la biotite est un constituant mineur. Le sphène est abondant, et l'apatite commune.
- TRqm: monzonite rose à quartz: quantités égales de quartz, feldspath et albite. La biotite fait 2% environ, la hornblende 10%. On peut y trouver de la pyrite et de l'hématite.
- Mqmp: monzonite porphyrique à quartz et biotite. La hornblende est présente.
- LMdim: diorite à hornblende: texture fine, équigranulaire et homogène. Roche "mélanocratique" à plagioclase, hornblende kaki et biotite. L'apatite et la magnétite sont plus qu'abondantes.
- Tg: granite Coffee Creek: quantités égales de quartz fumé, feldspath et albite. Texture granitique. La biotite fait 3%.
- Tgal: Alaskite de la chaîne Nisling: granite miarolitique leucocratique. Grain moyen, intercroissance en myrmékite de quartz et feldspath. La biotite fait 1%, la hornblende ne se rencontre que localement. La fluorite est commune.
- Les unités Tg et Tgal correspondent à l'unité (7) de Muller (Alaskite).
- Tfp: porphyre-feldspathique: dykes et coulées de composition acide à intermédiaire, incluant l'Alaskite de la chaîne Nisling indifférencié. Phénocristaux de feldspath très abondants, phénocristaux de hornblende abondants, biotite rare. La matrice est aphanitique à très fine.
- TMN: Mount Nansen Group: roches volcaniques acides, à altération foncée. Texture aphanitique, parfois des fragments de tuf.
- Tvr: tuf acide multicolore, s'altérant selon une large gamme de couleurs claires et vives. La texture est variable. La plupart des roches sont des tufs à fragments

de verre. La matrice est le plus souvent vitreuse brune ou jaunâtre en lame mince. Quelquefois des cristaux de biotite ou hornblende.

4.1.3. Carte de Dezadeash

Au sud de la région étudiée, la géologie a été levée par Kindle en 1953. Dans la région couverte par cette carte affleurent des formations des St Elias, du Plateau du Yukon et des Coast Mountains. Les unités des St Elias et du plateau de Kluane correspondent à des lithologies similaires à celles identifiées pour les cartes de Kluane et d'Aishihik (cfr. ci-dessus). A cela s'ajoutent les intrusions des Coast Mountains, essentiellement granitiques.

4.1.4. Sommaire

Le S.O. du Yukon se subdivise en trois blocs: les formations des St Elias sont essentiellement sédimentaires (calcaires argilites et grauwackes) et volcaniques, avec des intrusions basiques (gabbros); le plateau de Kluane présente une alternance de schistes et de granodiorites, avec des affleurements volcaniques le long du lac Aishihik et des dykes dans la chaîne Nisling; et les Coast Mountains consistent en un vaste batholithe granitique.

Le patron spatial de ces unités est favorable à la reconstitution des sources des sédiments transportés par les glaciers durant le Wisconsinien puisque les St Elias, qui constituent la source régionale principale, sont constitués largement de roches sédimentaires à grain fin que l'on ne retrouve pas dans le Plateau du Yukon.

Dans le cadre de cette étude, les problèmes de datation des unités revêtent un caractère secondaire par rapport à la lithologie, c'est pourquoi nous avons mis la stratigraphie des trois cartes en annexes 1, 2 et 3.

Etant donné que la glaciation du Wisconsinien supérieur constitue le noyau de notre travail, nous donnerons une description détaillée de l'histoire pléistocène de la région dans le chapitre suivant, qui traite de la littérature et du cadre conceptuel.

4.3. CENDRE VOLCANIQUE WHITE RIVER

Un événement catastrophique, qui s'est produit à deux reprises durant l'Holocène, marque encore le paysage. Il s'agit des éruptions qui ont produit la cendre volcanique White River. Telle que cartographiée par Bostock (1952) et modifiée par Hansen (1965), cette cendre couvre 325000 km² avec un lobe dominant qui s'étend vers l'Est à 725 km de la source, et un lobe moins important vers le Nord (fig.2.7). Ces deux lobes correspondent à deux éruptions différentes à partir d'un volcan situé dans le S.E. des Monts Wrangell en Alaska. Le lobe Nord est daté à ca 1890 B.P., et le lobe Est à ca 1250 B.P. (Lerbekmo *et al.*, 1975). Il a été suggéré par McGhee (1983) que l'éruption du lobe Est a eu lieu en hiver, et a provoqué la migration d'un groupe de Dene du Yukon vers le désert de Navajo.

La région étudiée, située entre les lacs Kluane et Aishihik, n'a été touchée que par la cendre la plus récente, celle du lobe Est, qui forme une couche discontinue de 2 à 15 cm d'épaisseur sous le sol actuel (fig.2.8).

Cette cendre a fait l'objet de diverses analyses chimiques (Lerbekmo *et al.*, 1975; Downes, 1985), et les relations entre la cendre et facteurs physiques de l'environnement ainsi que l'impact de la cendre sur la végétation ont été étudiés pour la région par Dewez *et al.* (1984). Dans le cadre de ce travail, c'est la minéralogie de la cendre qui nous intéresse, car sa présence sous la surface de la plupart des dépôts échantillonnés peut avoir pollué les sédiments prélevés, ce qui biaiserait nos analyses de minéraux lourds.

Le tableau 2.2, extrait de Lerbekmo et Campbell (1969), donne la composition

minéralogique de la cendre selon une moyenne de 66 échantillons. Les verres et plagioclases, de densité faible, comptent pour plus de 86% du poids, les minéraux opaques (ilménites et magnétites) pour un peu moins de 3%, et les 11% restants sont constitués de hornblendes (9,6%) et d'hypersthènes (1%). La fraction lourde de nos échantillons pourrait donc être polluée par les opaques, les hornblendes et les hypersthènes, minéraux dont la densité dépasse celle du bromoforme (CHBr_3 , $d=2,89$), liqueur utilisée pour la séparation. Afin de vérifier si ces minéraux volcaniques n'ayant subi qu'un transport éolien suivi parfois d'un remaniement présentent un faciès distinctif des minéraux transportés par les glaciers, nous avons prélevé un échantillon de cendre pure, et observé les grains à la loupe binoculaire et au microscope électronique. Nous avons constaté que les grains de verre (qui donnent la couleur blanche à la cendre) présentent une texture volcanique typique perlitique et laminée (fig.2.9a et 2.9b) décrite notamment par Williams *et al.* (1982). Quant aux hornblendes, hypersthènes et minéraux opaques, ils présentent au microscope optique une texture "en alvéoles" déchiquetée sur les côtés. Le microscope électronique à balayage nous montre qu'en fait les grains sont couverts d'une couche de verre irrégulière, à texture perlitique (fig.2.10a et 2.10b).

Nous avons fait faire une lame mince polie avec trois grains de hornblende extraits d'un échantillon de la cendre (W), trois grains de hornblende présentant une texture perlitique extraits d'un sédiment glaciaire de la chaîne Ruby (A) et enfin trois grains de hornblende à aspect usuel extraits d'un autre échantillon de la chaîne Ruby (H). Deux grains de chaque échantillon ont été analysés. La composition des amphiboles des trois échantillons a été obtenue à l'aide d'une microsonde électronique du type Camebax, complètement automatisée, et utilisant le mode de dispersion des longueurs d'onde. Les spectres de rayons X sont acquis simultanément sur quatre spectromètres, avec un courant de 7 nA et un potentiel d'accélération de 15 kV. La transformation des données a été obtenue à l'aide d'un logiciel Cameca

(tableau 2.3).

La partie supérieure du tableau, qui donne les concentrations (en pourcentages de poids) montre déjà que les deux amphiboles de l'échantillon H présentent des concentrations moindres de Al_2O_3 , de Na_2O , de fluor et de chlore. L'amphibole Hb se distingue de plus par une concentration plus faible de FeO , de MnO et de K_2O , mais plus forte de MgO . La partie inférieure du tableau 2.3, qui donne la formule structurale de chaque grain basée sur 23 oxygènes, nous permet de mettre en relief les ressemblances et différences entre les six grains analysés. En effet, les deux caractères les plus distinctifs sont d'une part la teneur totale du site A (sodium et potassium) et d'autre part le rapport fer / fer + magnésium ($Fe/Fe+Mg$). Un coup d'oeil au tableau nous apprend directement que les deux amphiboles de l'échantillon H se distinguent par une teneur du site A inférieure de moitié à celle des amphiboles des échantillons W et A, et que l'amphibole Hb présente un rapport $Fe/Fe+Mg$ beaucoup plus faible que celui des autres grains. On peut également noter que les deux amphiboles H se caractérisent par une teneur nettement plus élevée en silice (6,88) que les autres (<6,69).

Selon la nomenclature de Leake (1978), tous les grains analysés font partie de la famille des AMPHIBOLES CALCIQUES. Les deux grains extraits de la cendre White River (W) sont des HORNBLENDES EDENITIQUES, les deux grains à texture perlitique extraits d'un sédiment glaciaire de la chaîne Ruby (A) sont des HORNBLENDES PARGASITIQUES, et les deux amphiboles à texture régulière extraits d'un sédiment glaciaire de la chaîne Ruby (H) sont des MAGNESIO - HORNBLENDES. Si les hornblendes des échantillons W et A portent des noms différents, elles ne peuvent en réalité se distinguer les unes des autres, car le critère de différenciation est la teneur en silice, inférieure à 6,5 pour les hornblendes édénitiques et supérieure à 6,5 pour les hornblendes pargasitiques. Or, la teneur en silice des hornblendes W varie entre 6,46 et 6,47, tandis que celle des hornblendes A

varie entre 6,55 et 6,69, ce qui correspond à une différence minime.

Les résultats obtenus montrent une forte similarité entre les amphiboles des échantillons W et A, tandis que les amphiboles H sont nettement plus distinctes. On peut donc assumer que les amphiboles à texture perlitique (A) ont la même origine que celles de l'échantillon W, c'est-à-dire qu'elles correspondent à des hornblendes de la cendre volcanique White River, tandis que les hornblendes à texture régulière ont une autre origine, et proviennent vraisemblablement du substratum de la région qui contient ce minéral en abondance (cfr. 4.1).

En conclusion, l'analyse à la microsonde d'amphiboles extraites de la cendre volcanique White River, d'amphiboles à texture perlitique et d'amphiboles ordinaires a permis de confirmer que les hornblendes reconnues au microscope optique par leur texture perlitique (qui trahit une couche de verre les enrobant) proviennent effectivement de la cendre volcanique White River. Etant donné que ces hornblendes particulières n'apparaissent que dans un seul des échantillons analysés, justement prélevé à faible profondeur, nous avons éliminé cet échantillon pour l'étude de minéraux lourds, et nous avons pu assumer que les autres échantillons n'étaient pas significativement pollués par cette cendre.

Subdivisions physiographiques, S-O Yukon.

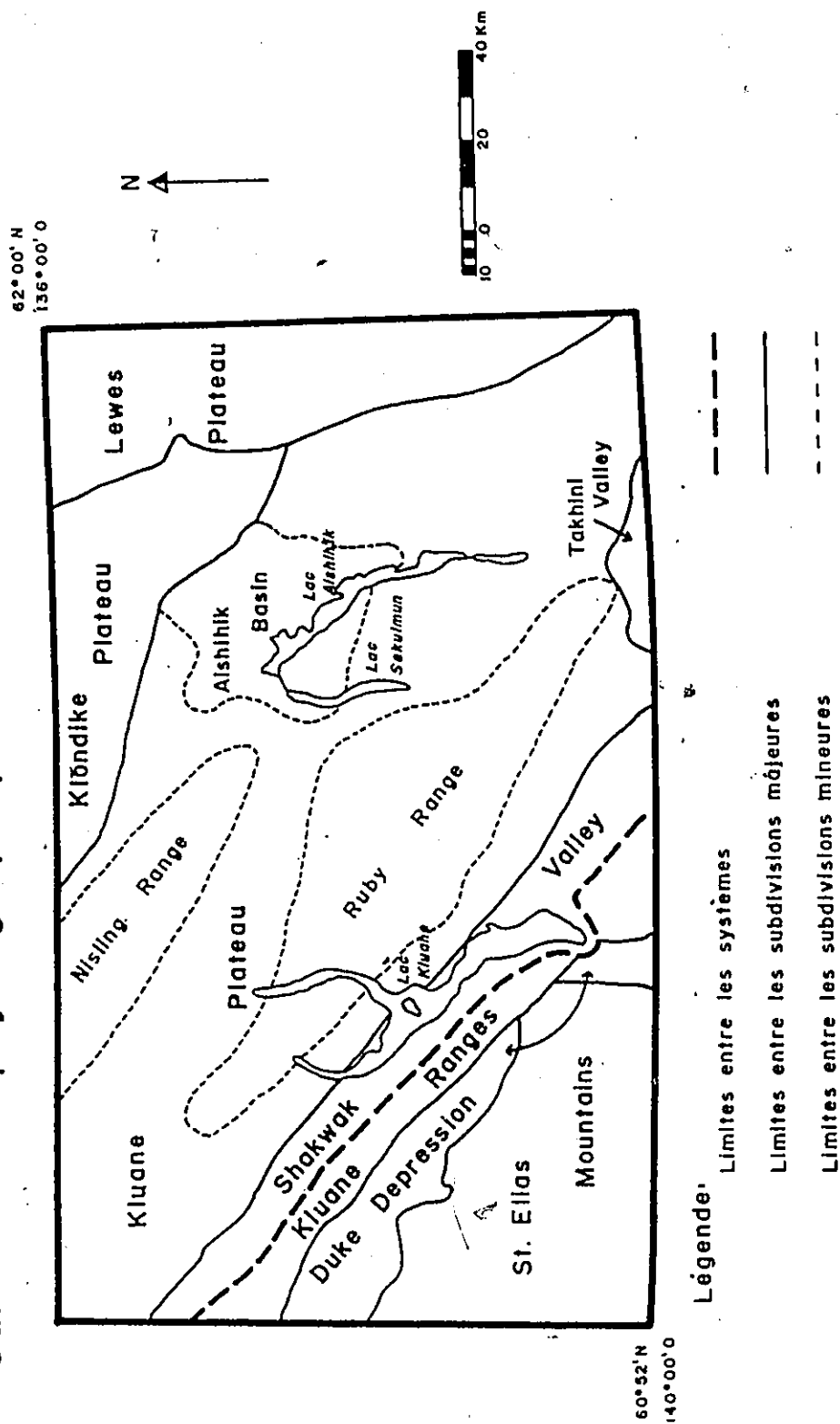


Figure 2.1: Physiographie de la région étudiée

Source: Physiographic subdivisions of the Canadian Cordillera, H.S. Bostock, 1947.

Figure 2.2: Vallée Gladstone, encaissée dans la chaîne de Ruby

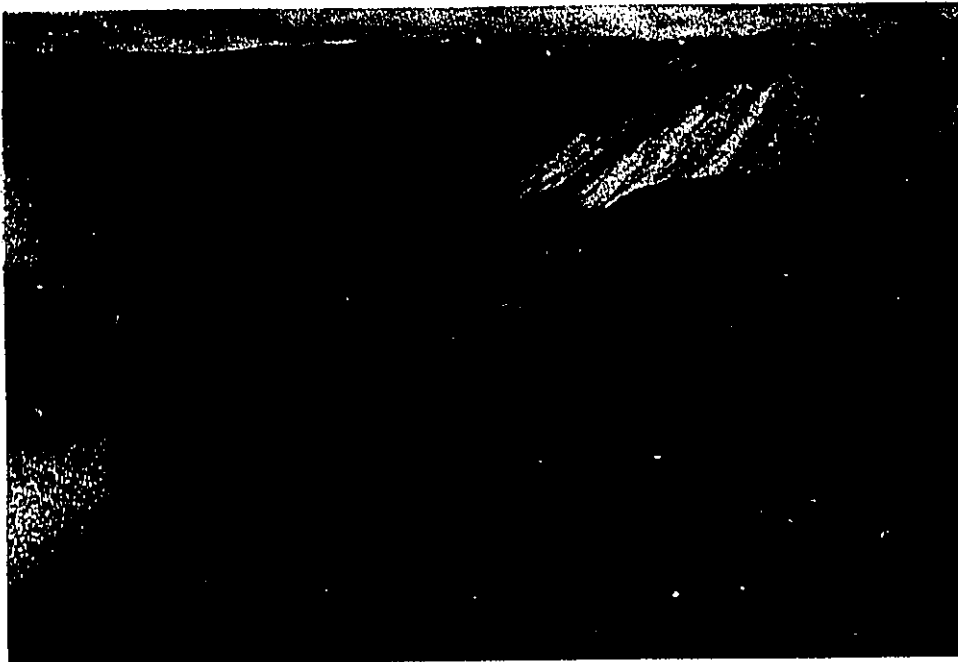
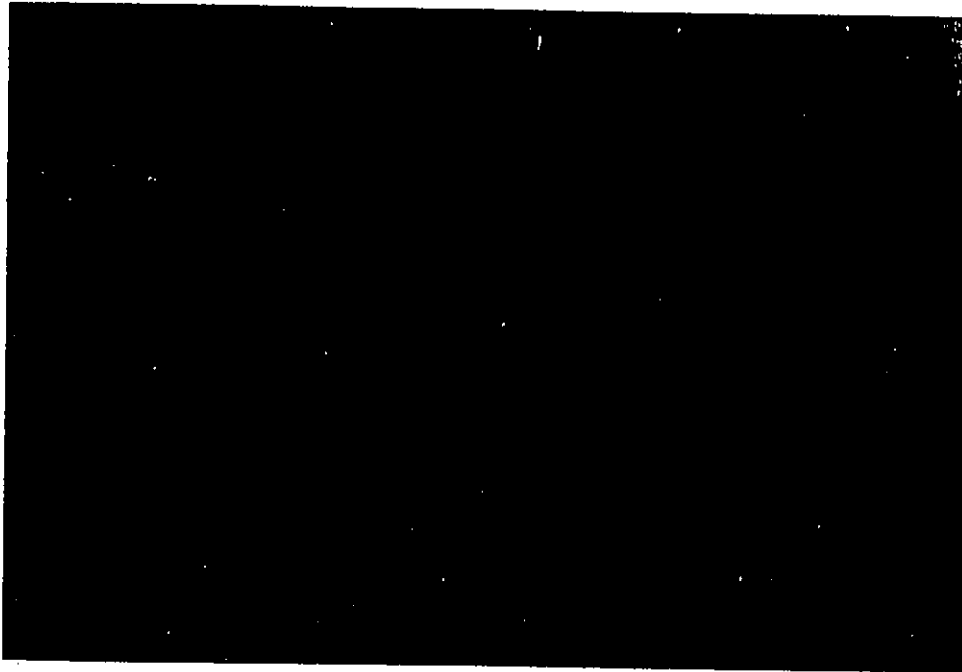
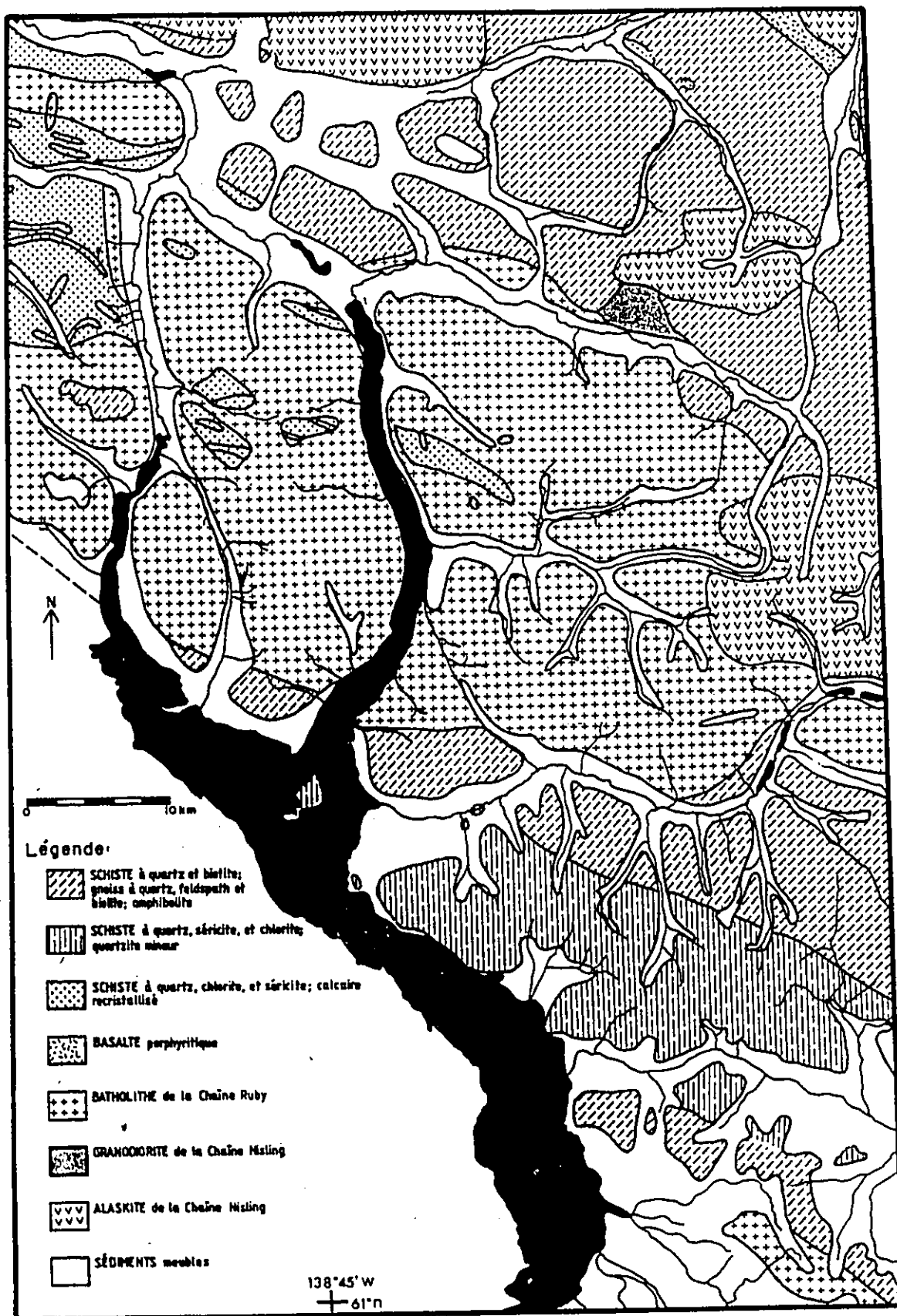


Figure 2.3: Pingo au Nord du lac Aishihik

Figure 2.4

Glacier rocheux dans la chaîne de Ruby





Source: Carte 1177A, J.E. Muller, 1965.

National Library
of Canada

Canadian Theses Service

Bibliothèque nationale
du Canada

Service des thèses canadiennes

NOTICE

AVIS

THE QUALITY OF THIS MICROFICHE
IS HEAVILY DEPENDENT UPON THE
QUALITY OF THE THESIS SUBMITTED
FOR MICROFILMING.

UNFORTUNATELY THE COLOURED
ILLUSTRATIONS OF THIS THESIS
CAN ONLY YIELD DIFFERENT TONES
OF GREY.

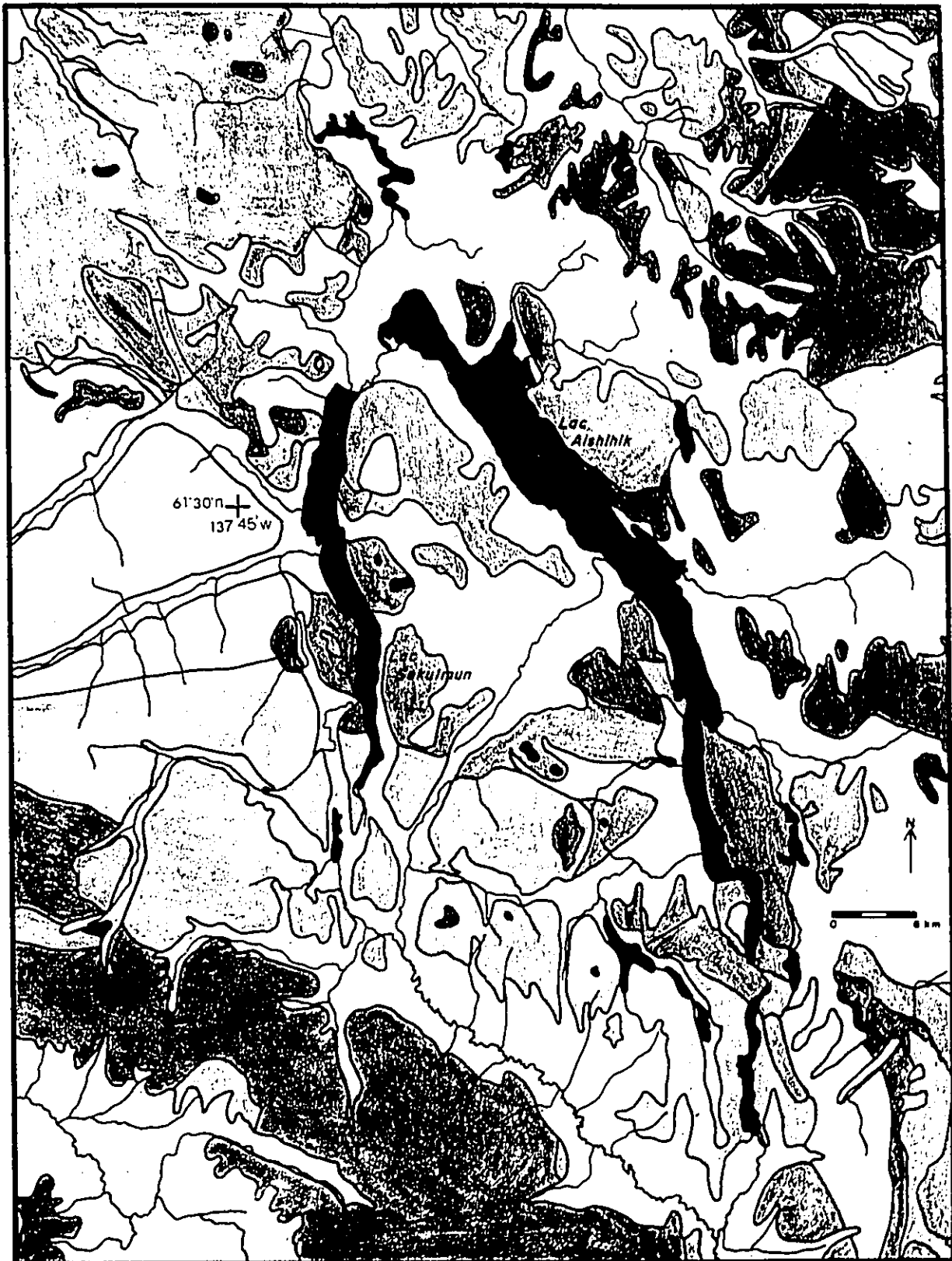
LA QUALITE DE CETTE MICROFICHE
DEPEND GRANDEMENT DE LA QUALITE DE LA
THESE SOUMISE AU MICROFILMAGE.

MALHEUREUSEMENT, LES DIFFERENTES
ILLUSTRATIONS EN COULEURS DE CETTE
THESE NE PEUVENT DONNER QUE DES
TEINTES DE GRIS.

LÉGENDE:

- Tvr Tuf acide multicolore
- TMN Groupe Mont Nansen
- Tfp Porphyre feldspathique
- Tgal Alaskite de la Chaîne Nisling
- Tg Granite Coffee Creek
- LMdim Diorite à hornblende
- Rqm Monzonite rose à quartz
- Rgm Granodiorite à hornblende
- Rgd Granodiorite de la Chaîne Ruby
- APm Amphibolite
- Schiste cornéer(hornfelsesd schist)
- Sb Schiste à biotite
- Sédiments meubles

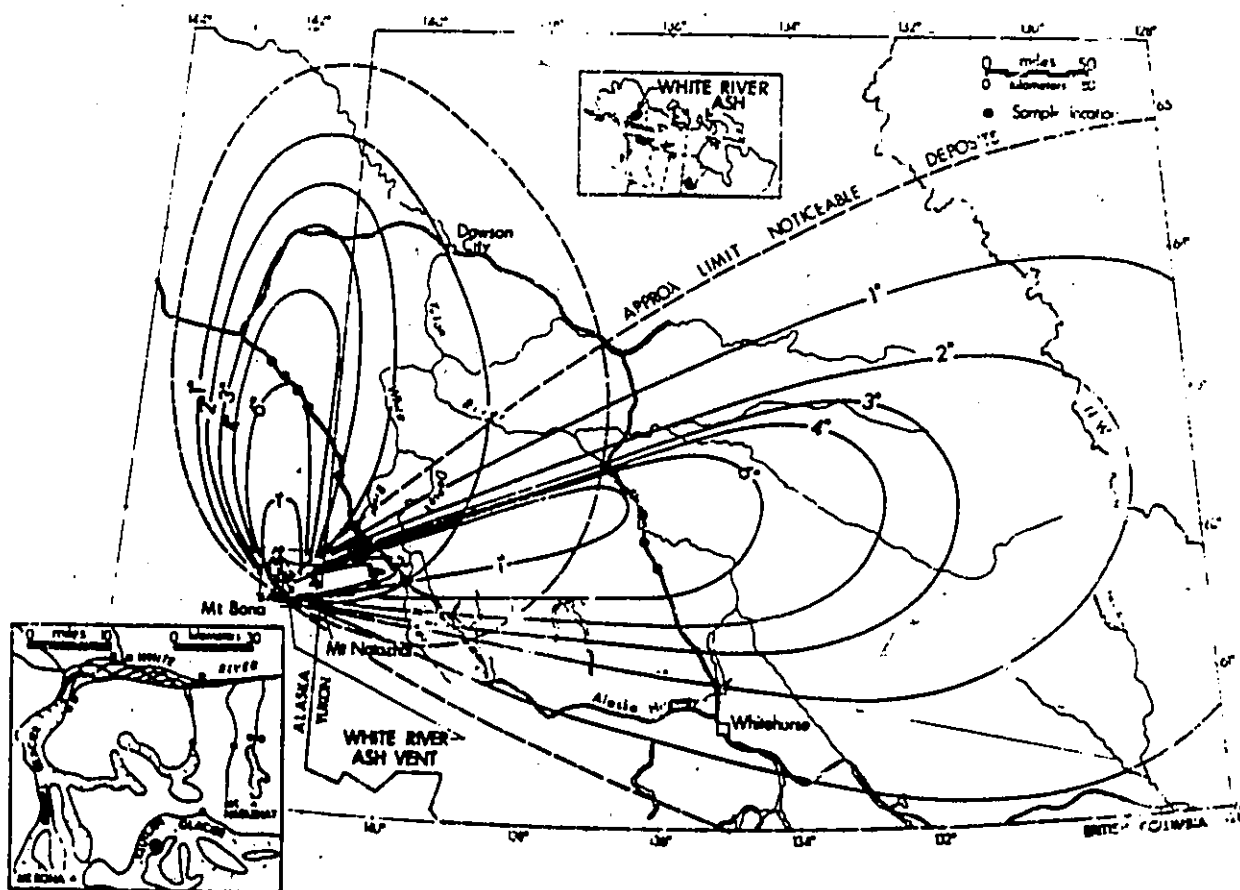
Figure 2.6: Géologie de la carte d'Aishihik



Source: Carte 17-1973; D.J. Templeton-Kluit.

Figure 2.7

Extension de la centre volcanique White River



(Lerbekmo et al., 1975)

Figure 2.8: Cendre volcanique White River en coupe

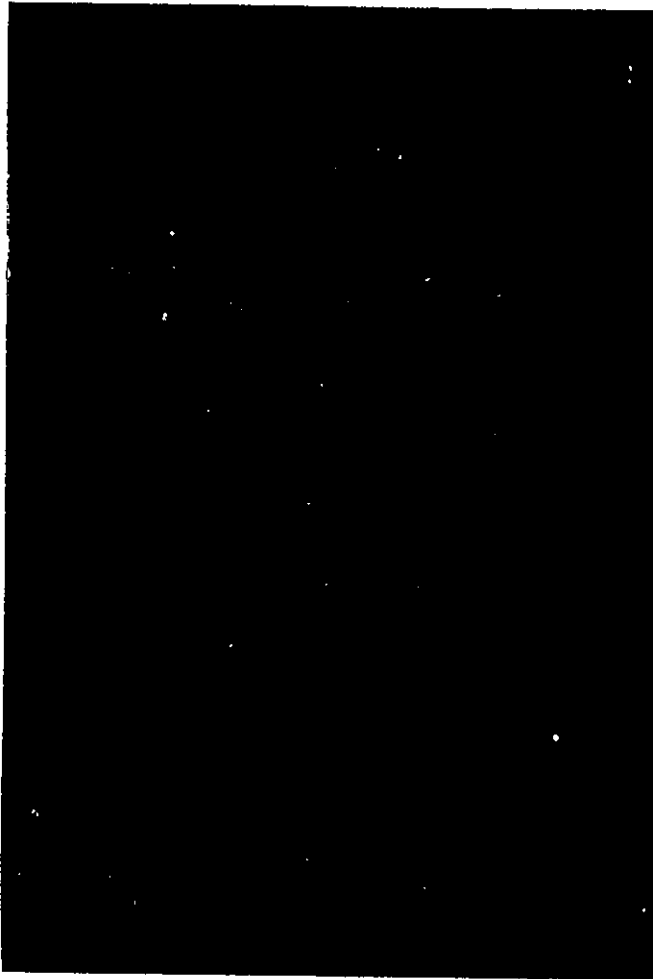


Figure.2.9

Grain de verre de la cendre volcanique White River



Vue globale

Agrandissement

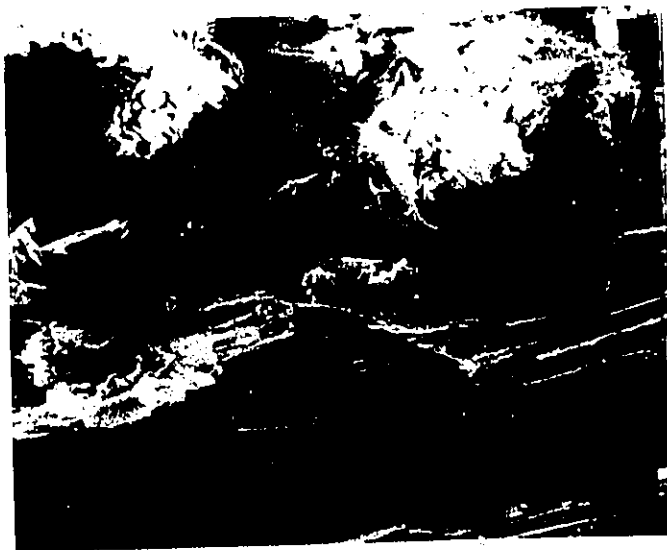
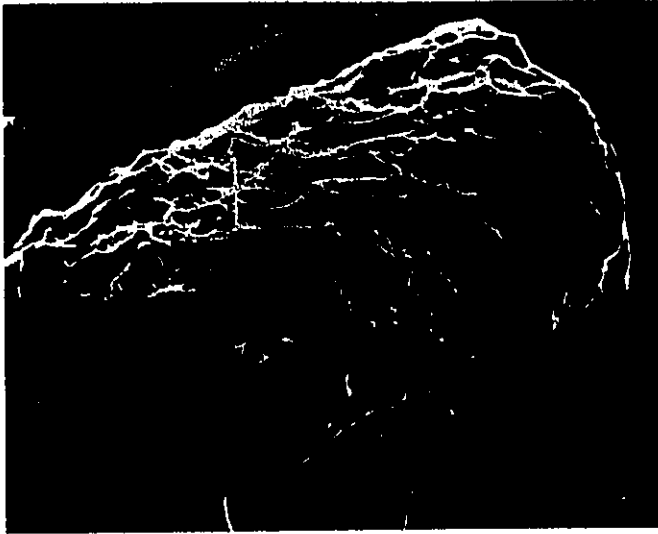


Figure 2.10

Grain de hornblende de la cendre volcanique White River



Vue globale

Agrandissement

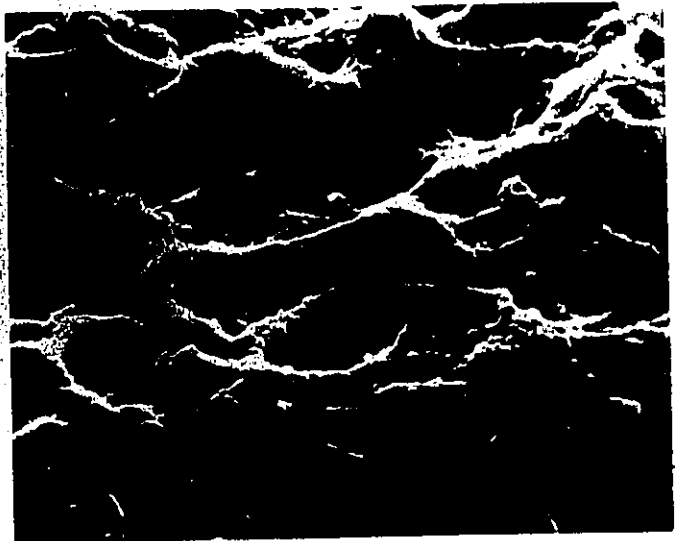


TABLEAU 2.1
 PHYSIOGRAPHIE DU S.O. YUKON

| Interior system | Western system |
|---------------------------------------|----------------------|
| Northern plateau and mountain area | -Coast mountain area |
| Yukon plateau | Coast mountains |
| Western Yukon plateau | Boundary ranges |
| -Kluane plateau | -Outer mountain area |
| -Shakwak valley | St Elias mountains |
| | Kluane Ranges |
| | Duké Depression |
| | Alsek Ranges |

TABLEAU 2.2
COMPOSITION MINERALOGIQUE
DE LA CENDRE WHITE RIVER

| MINERAUX | % |
|-------------|------|
| Quartz | 23,2 |
| Orthoclase | 14,8 |
| Albite | 34,7 |
| Anorthite | 13,9 |
| Hornblende | 9,6 |
| Hypersthène | 1,0 |
| Ilménite | 0,9 |
| Magnétite | 1,8 |

TABLEAU 2.3
ANALYSES A LA MICROSONDE

| | W | | A | | H | |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| | a | b | a | b | a | b |
| SiO ₂ | 45,38 | 46,32 | 44,22 | 43,56 | 46,98 | 47,01 |
| TiO ₂ | 2,32 | 1,83 | 1,79 | 2,08 | 2,78 | 1,98 |
| Al ₂ O ₃ | 10,48 | 9,75 | 11,71 | 10,56 | 7,77 | 8,90 |
| FeO | 10,06 | 9,35 | 10,11 | 9,41 | 10,69 | 6,74 |
| MnO | 0,11 | 0,04 | 0,11 | 0,16 | 0,12 | 0,02 |
| MgO | 15,84 | 16,46 | 15,37 | 15,99 | 15,27 | 17,05 |
| CaO | 11,43 | 11,41 | 10,54 | 11,26 | 11,05 | 11,12 |
| Na ₂ O | 1,84 | 1,77 | 2,20 | 1,99 | 1,15 | 1,19 |
| K ₂ O | 0,57 | 0,57 | 0,60 | 0,67 | 0,57 | 0,28 |
| F | 0,53 | 0,72 | 0,20 | 0,69 | / | 0,15 |
| Cl | 0,08 | 0,07 | 0,06 | 0,09 | 0,02 | 0,01 |
| O, F, Cl | 0,24 | 0,32 | 0,10 | 0,31 | 0,00 | 0,07 |
| Total | 98,40 | 97,97 | 96,81 | 96,15 | 96,40 | 94,38 |

Formules structurales sur base de 23 oxygènes:
(A0-1 B2 C5 T8 O23)

| | | W | | A | | H | |
|----------|------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| | | a | b | a | b | a | b |
| T | Si | 6,553 | 6,687 | 6,474 | 6,456 | 6,883 | 6,885 |
| | Al | 1,447 | 1,313 | 1,526 | 1,544 | 1,117 | 1,115 |
| C | Al | 0,336 | 0,346 | 0,495 | 0,301 | 0,225 | 0,421 |
| | Ti | 0,252 | 0,199 | 0,197 | 0,232 | 0,306 | 0,218 |
| | Mg | 3,409 | 3,542 | 3,354 | 3,533 | 3,334 | 3,722 |
| | Fe ²⁺ | 1,003 | 0,913 | 0,954 | 0,934 | 1,135 | 0,639 |
| B | Fe ²⁺ | 0,212 | 0,216 | 0,284 | 0,232 | 0,175 | 0,187 |
| | Mn | 0,013 | 0,005 | 0,014 | 0,020 | 0,015 | 0,002 |
| | Ca | 1,768 | 1,765 | 1,653 | 1,748 | 1,734 | 1,745 |
| | Na | 0,007 | 0,014 | 0,049 | / | 0,076 | 0,066 |
| A | Na | 0,508 | 0,481 | 0,523 | 0,572 | 0,251 | 0,272 |
| | K | 0,105 | 0,105 | 0,112 | 0,127 | 0,107 | 0,052 |
| Tot. A | | 0,613 | 0,586 | 0,635 | 0,739 | 0,358 | 0,324 |
| Fe/Fe+Mg | | 0,26 | 0,24 | 0,27 | 0,25 | 0,28 | 0,18 |

Chapitre III

Littérature et cadre conceptuel

1. TRAVAUX TRAITANT DE LA GEOLOGIE DE LA REGION ETUDIEE

- (1) Le fait qu'il y ait eu glaciation au Yukon fut reconnu d'abord par Dawson, dès 1889. Au début du siècle, Cockfield (1927) donne les premières indications concernant la géologie de la partie sud de la carte d'Aishihik; le rapport de Brooks (1900) contient la reconnaissance de la géologie de la région de Kluane; et le levé pour la Commission Géologique du Canada au Yukon fut entamé en 1904 par McConnell.
- (2) 1948: Bostock établit une physiographie pour la cordillère canadienne au nord du 53^e parallèle, et donne notamment des indications précises concernant la géologie du Quaternaire du bassin d'Aishihik, de la chaîne Ruby et de la dépression Shakwak. L'auteur décrit en effet pour le bassin d'Aishihik: "Pleistocene ice reached to a height of about 5,000 feet above sea-level in the southern part of the basin, and moved northwestward along Aishihik Lake to near Nisling River. The ice also overflowed northeastward through gaps in the divide between Aishihik Lake and Nordenskiöld River. A great part of the basin is drift covered." (p.72). En ce qui concerne les chaînes Ruby et Nisling,

il dit: "During the last glaciation the ice overrode the lower parts of the southwest side of the upland and spread through the entrenched valleys, splitting and reuniting its tongues in the valley of the trough." (p.73). Enfin pour la vallée Shakwak l'auteur déclare: " In Pleistocene time the valley formed a large trough where the ice from the great glaciers of St Elias Mountains coalesced and spread before it pushed on through the gaps in the ranges to the north. As a consequence, it has been heavily scoured in its narrower parts and elsewhere mantled by widespread drift deposits." (p.73).

- (3) Bostock publie en 1952 un rapport sur la géologie au N.O. de la dépression Shakwak. Il y présente une glaciation datant du Wisconsinien supérieur, et précise que l'altitude atteinte par les glaces était de 5200 pieds (1750 m) dans la chaîne Ruby. Dans la dépression Shakwak, la glace s'écoulait vers le N.O. jusqu'à Snag, position terminale.
- (4) 1966: Bostock reconnaît quatre glaciations au Yukon central, et les organise stratigraphiquement: "The youngest glacial limit is marked by fresh ice marginal landforms and is typified by the moraine crossing the Stewart River valley a few miles below Mayo. This moraine was first recognized in 1900 by R.G. McConnell (1903) and is here named the McConnell Moraine. The informal terms McConnell glacial limit and McConnell advance are applied to correlative phenomena. Down the Stewart River valley about 40 miles beyond the McConnell Moraine, a well marked zone of ice-marginal landforms and deposits form a second and distinctly older limit. Here a system of moraines, kame terraces and ice-marginal features is named the Reid Moraine in view of its striking development near Reid Lakes, which is taken as the type locality. The informal terms Reid glacial limit and Reid advance are applied to correlative phenomena. Till, gravel, erratics and other glacial phenomena

beyond the Reid limit, lacking glacial topographic expression in places and with degraded glacial landforms in others are separated into two units: a younger, the Klaza Drift, characterized by modified glacial landforms in the valleys of the Klaza River and Lonely Creek; and an older, the Nansen Drift, represented by deeply weathered deposits without glacial topographical features found in localities around Nansen Creek. As with the names above the term advance is used with Klaza and Nansen informally." (pp.1-2).

- (5) 1967-68: Hughes entame la géologie du Quaternaire détaillée de la carte d'Aishihik, et publie deux brefs rapports en utilisant la chronologie de Bostock (1966). En 1967, Hughes reconnaît deux avancées glaciaires successives qu'il corrèle avec Reid et McConnell de Bostock (1966), et des traces de glaciation plus anciennes équivalentes à Klaza ou Nansen. Pour chacune des glaciations successives la glace avait une direction N.N.O., provenait du sud du plateau du Yukon, et était enrichie de glace des Monts St Elias ainsi que de cirques locaux. Chaque glaciation était moins étendue que la précédente, de sorte que la glace McConnell était restreinte aux vallées principales. L'auteur remarque également les traces de lacs glaciaires durant l'épisode McConnell, surtout celui qui a occupé les vallées Aishihik et Sekulmun lors de la déglaciation. En 1968, Hughes rectifie le nombre de glaciations à deux, Reid et McConnell, donne quelques détails concernant l'existence de glaciers locaux dans la chaîne Ruby et mentionne la présence de thermokarst.
- (6) 1967: Muller publie la carte géologique de Kluane (Map 1177A) et celle des glaciations pléistocènes (Map 1178A), avec un rapport détaillé. L'auteur décrit trois avancées glaciaires successives, nommées Nisling (la plus ancienne), Ruby (intermédiaire) et St Elias (la plus récente). La présence et l'extension de Nisling sont basées sur des traces de glaciation à une altitude plus élevée et au-

delà des limites relativement nettes de Ruby. Le niveau de la glace était de 6000 pieds dans la partie N.E. des St Elias, et 5000 pieds dans le plateau du Yukon. Le mouvement principal de la glace était en direction N.O., et celle-ci s'écoulait dans la vallée Shakwak, la dépression entre les chaînes Ruby et Nisling, et les autres vallées orientées vers le N.O. Les traces de la glaciation Ruby sont les mieux définies dans la chaîne Ruby, d'où le nom de cette avancée glaciaire. "Glaciated valleys are the most common expression of this glaciation, in contrast to the glaciated plateau surfaces of the preceding one" (p.11). L'altitude de la glace dans ces vallées était 500 à 1000 pieds inférieure à celle de la glace Nisling. Dans la chaîne Ruby, il y a eu formation de langues glaciaires ayant plusieurs miles de long et plus d'un mile de large dans les basses vallées principales, tandis que les petites vallées à plus haute altitude ont donné naissance à de petites langues de glace de quelques km de long seulement. La vallée Shakwak servait de réservoir de glace principal, et l'alignement des drumlins indique une direction N.O. de la glace. La majeure partie de la glace qui a envahi le secteur de Kluane provenait du S.E. et s'écoulait dans cette vallée vers le N.O. Elle était enrichie de langues secondaires provenant des St Elias et s'écoulant à la faveur des vallées transversales. Dans la chaîne Ruby, la glace de la vallée Shakwak était enrichie par des glaciers locaux, formant tout un réseau de langues glaciaires communicantes. L'auteur décrit enfin une avancée restreinte à la chaîne des St Elias, d'où son nom, et qu'il tente de corréler à de petits glaciers de cirque dans les chaînes Ruby et Nisling.

- (7) 1969: Bostock publie un court rapport concernant le changement de drainage post glaciaire du lac Kluane. Selon cet auteur, le drainage normal du lac est vers le Pacifique, via la rivière Alsek, et s'est maintenu depuis le début de

l'Holocène jusqu'au Néoglaciale, époque où l'avancée du glacier Alsek a entraîné un renversement de drainage catastrophique.

- (8) En 1969, Hughes *et al.* publient une carte des extensions glaciaires pléistocènes au Yukon, au sud de la latitude 65°N., avec indications de directions des flux de glace. Il s'agit en fait de la compilation des données obtenues au cours des années '60 par les géologues ayant travaillé dans la région. La nomenclature adoptée est celle de Bostock (1966).
- (9) 1974: Tempelman-Kluit publie la carte géologique d'Aishihik, accompagné d'un rapport de 97 pages, mais il ne donne aucune information nouvelle concernant les glaciations.
- (10) 1978: Workman publie une thèse de doctorat sur la préhistoire de la région Kluane - Aishihik. Bien que ce travail soit archéologique et non centré sur la géologie du secteur, l'auteur donne une excellente synthèse des informations disponibles concernant le Pléistocène, notamment les glaciations, les lacs glaciaires et le Néoglaciale.
- (11) Le manuscrit de Hughes, que l'auteur nous a fait parvenir en 1983, constitue un rapport extensif sur la géologie du Quaternaire de la carte d'Aishihik, incluant les limites glaciaires et mouvements de glace, la stratigraphie, les lacs glaciaires et changements de drainage, et les phénomènes périglaciaires observés. En ce qui concerne les glaciations, l'auteur déclare: "...the limits of McConnell glaciation are defined by prominent moraines, ice-contact glaciofluvial deposits and meltwater channels... In the southern part of the map area, where high plateau elements stood above the Cordilleran ice sheet as nunataks, the limit is less well defined. Moraines and other ice-marginal features marking the limit of Reid glaciation are subdued in comparison with those of the McConnell

glaciation and much less continuous. In general, the Reid limit lies only a few km beyond the limit of the later McConnell glaciation... During the McConnell glaciation... the southern and central parts of the map-area were invaded by ice from the Coast and St Elias Mountains that followed tortuous anastomosing pathways through the mountainous plateau area in the south to form the Aishihik sub-lobe in Aishihik Lowland... (The extent to which ice moved northward through the higher passes of the Ruby Range during McConnell glaciation remains uncertain for several reasons".

- (12) L'extension des glaciers de cirque dans la chaîne Ruby a été récemment étudiée par Lacasse (1987). Par ailleurs, R. Kodybka rédige une thèse de doctorat portant sur les directions d'écoulement glaciaire dans le secteur N.O. de la chaîne Ruby, sur le plateau de Kluane. Il utilise des indicateurs minéralogiques et géochimiques.

2. TRAVAUX GEOLOGIQUES DES REGIONS LIMITOPHES

- (1) Kindle (1953) publie la carte géologique de Dezadeash (Map 1019A), avec un rapport détaillé contenant des informations sur la géologie du Quaternaire. L'auteur ne donne aucune précision concernant l'âge ou le nombre de glaciations mais déclare simplement: "During Pleistocene time great masses of ice accumulated in the Icefield Ranges of the St Elias Mountains, and moved east, northeasterly and north, down slope... At the time of greatest activity, Dezadeash - Takhini valley was filled to an elevation of about 6,000 feet above sea-level, and ice-sheet spread northerly and covered the greater part of the Aishihik district." (pp.14-15). L'accent est mis sur les lacs glaciaires qui ont envahi une bonne partie du secteur lors de la déglaciation, avec emphase sur le

lac glaciaire Champagne.

- (2) En 1964, Johnson et Raup publient un travail qui traite essentiellement de la déglaciation dans le secteur de Dezadeash.
- (3) Les articles de Denton et Stuiver (1966,1967) fournissent des détails précis concernant la stratigraphie du secteur de Kluane. En effet, ces auteurs reconnaissent deux glaciations anciennes (Shakwak et Icefield) qui s'écoulaient par la rivière Slims dans la vallée Shakwak près du lac Kluane, et la glaciation Kluane (la plus récente) qui présentait la même direction d'écoulement, dont la glace avait une épaisseur de 3500 pieds au moins localement, et dont l'extension maximale atteignait Snag (au nord du lac Kluane). Ils décrivent également une extension néoglaciale nettement plus restreinte. Voici leur chronologie, basée sur 20 dates au radiocarbone: Glaciation Shakwak, antérieure à 49000 B.P.; "interglaciaire" Silver, également antérieur à 49000 B.P.; glaciation Icefield, qui débute avant 49000 B.P. et se termine vers 37700 B.P.; "interglaciaire" du Boutellier, qui débute vers 37700 B.P. et se termine avant 30100 B.P.; glaciation de Kluane, qui débute avant 30100 B.P. et se termine entre 12500 et 9780 B.P.; intervalle non glaciaire "Slims" qui débute entre 12500 et 9780 B.P. et se termine vers 2640 B.P.; Néoglaciale (2640 B.P. - actuel).
- (4) La région de Snag/Klutlan (au N.O. du lac Kluane) a été intensivement étudiée par Rampton (1967, 1968, 1971a, 1971b). Cet auteur identifie deux glaciations successives, qu'il appelle Mirror Creek (la plus ancienne) et Macauley (la plus récente). La glaciation de Mirror Creek est légèrement plus extensive que celle de Macauley. La palynologie l'aide à établir une stratigraphie, et il met l'accent sur les vastes topographies de glace morte associées aux deux glaciations, qu'il compare afin de vérifier leur état de fraîcheur.

- (5) Hughes, Rampton et Rutter organisent en 1972, dans le cadre du XXIV^e congrès géologique international, une excursion axée sur la géomorphologie du Quaternaire au Yukon central et méridional. Cette excursion constitue une synthèse des connaissances de l'époque.
- (6) En 1981, Rampton publie une étude sur la géologie de surface du Parc National de Kluane. L'accent y est mis sur la glaciation de Kluane (chronologie de Denton et Stuiver, 1967) et la déglaciation ultérieure, responsables de la majorité des formes de relief glaciaires, fluvioglaciaires et glaciolacustres du Parc.

3. CHRONOLOGIE DU PLEISTOCENE POUR LE S.O. YUKON

Le tableau 3.1 présente les différentes chronologies proposées pour le secteur d'étude et celles des régions limitrophes.

Celle de Denton et Stuiver (1967) est la plus précise (cfr. ci-dessus), malheureusement elle cadre mal avec les chronologies des autres auteurs.

Bostock (1966), Hughes (1967), Muller (1967) et Rampton (1971) reconnaissent tous clairement deux grandes glaciations, qu'ils appellent respectivement Reid, Nisling ou Mirror Creek pour la plus ancienne, et McConnell, Ruby ou Macauley pour la plus récente. Bostock distingue de plus deux glaciations antérieures (Klaza et Nansen) tandis que Muller ajoute une glaciation plus récente (St Elias). Mais d'après Hughes *et al.* (1969) et Rampton (1971), Muller aurait confondu un stade de récession de la glaciation Ruby avec cette nouvelle glaciation; et Bostock admet (1966, 1969) que les traces glaciaires de Klaza et Nansen sont si estompées que leur existence reste hypothétique.

Les limites d'extension des deux glaciations partout reconnues se raccordent

relativement bien d'un secteur à l'autre, permettant à Hughes *et al.* (1969) de relier d'une part McConnell, Ruby et Macauley (glaciation la plus récente) et d'autre part Reid, Nisling et Mirror Creek (glaciation antérieure). De plus, les datations au radiocarbone montrent un certain synchronisme des glaciations McConnell, Kluane et Macauley: celles-ci auraient débuté peu avant 35000 B.P. et pris fin vers 12000 B.P.

Les corrélations avec la chronologie de Denton et Stuiver (1967) s'avèrent délicates, car l'interstade du Boutellier n'apparaît nulle part ailleurs, suggérant qu'en fait les épisodes Kluane et Icefield sont deux séquences d'une même grande glaciation, équivalente à McConnell - Ruby - Macauley, mais Icefield débute beaucoup plus tôt que ses équivalents possibles. Il se peut néanmoins que les informations disponibles soient insuffisantes pour trouver l'équivalent du Boutellier.

Quant à la chronologie de Rampton (1981) pour le Parc Kluane, elle n'apporte aucun éclaircissement, car la période "Wisconsin" est trop générale pour établir des corrélations.

De cette discussion ressortent les points majeurs suivants:

- (1) La région d'étude comporte les traces de seulement deux épisodes glaciaires distincts, appelés Nisling et Ruby dans la région de Kluane mais Reid et McConnell dans celle d'Aishihik.
- (2) Seul le dernier grand épisode glaciaire est relativement bien délimité dans le temps, avec un maximum se situant vers 13500 BP. Nous l'appellerons McConnell, suivant la nomenclature adoptée par Hughes *et al.* (1969).
- (3) Cette glaciation McConnell fut précédée d'une glaciation d'extension supérieure, que nous appellerons Reid suivant le même nomenclature de Hughes *et al.* (1969), et qui se serait terminée avant 45000 B.P. Ses limites tant spatiales que temporelles sont beaucoup plus floues, car elle se situe au-delà des possibilités de datation au radiocarbone, et les formes sont marginales

puisqu'elles ne subsistent que dans l'étroite zone située au-delà de l'extension de McConnell. Ces formes sont de plus estompées vu leur âge.

4. CADRE GLACIAIRE DE LA REGION

4.1. Directions de mouvement des glaces

Les glaces qui ont couvert la région étudiée font partie de la calotte glaciaire St Elias, et proviennent des Monts St Elias ainsi que des Coast Mountains, ce tant pour la glaciation Reid que McConnell. A cette glace s'ajoute celle des petits glaciers locaux, dont l'importance n'est pas précisée (Hughes *et al.*, 1969).

Les auteurs s'accordent sur le fait que les glaciations Reid et McConnell présentent un patron très similaire, mais les glaces de McConnell se sont étendues moins loin et ont atteint une altitude moins élevée que celles de Reid.

Durant les deux épisodes, les glaces ont envahi la région étudiée suivant deux lobes distincts, issus des Monts St Elias et des Coast Mountains, et s'écoulant principalement vers le N.O. (fig.3.1):

- à l'Ouest, la dépression Shakwak (à présent occupée partiellement par le lac Kluane) a permis une concentration importante de glaces, et la formation d'une langue active qui s'est écoulée bien au Nord et à l'Ouest de notre région. Ce lobe a débordé vers l'Est dans la chaîne Ruby, suivant l'axe O.-E. de grandes vallées telles Gladstone, Raft et Talbot. Nous l'appellerons le "lobe de Kluane".
- à l'Est, un lobe d'une cinquantaine de km de large s'est écoulé vers le bassin d'Aishihik. Les glaces se sont faufilees d'une part dans les vallées d'Aishihik, West Aishihik et Sekulmun; elles proviennent également du débordement du glacier de Jarvis Creek via quelques cols peu élevés. Ce lobe a débordé vers l'Ouest dans la chaîne Ruby, notamment à la faveur des vallées d'Isaac et Albert Creeks. Nous

l'appellerons "lobe d'Aishihik".

Jusqu'au Sud de la chaîne Ruby (vallée de Jarvis - Cultus), les deux lobes formaient une seule masse de glace concentrée dans la large vallée E.-O. de Takhini. Il faut également ajouter que dans la partie Sud du lac Aishihik, peu à l'Est de la région étudiée, les glaces du lobe d'Aishihik rejoignaient celles du lobe Cassiar; celui-ci fait partie de la calotte de la Cordillère.

La figure 3.1 permet de mieux visualiser cette description, même si les limites cartographiées se rapportent uniquement à la glaciation McConnell. Il s'agit d'une généralisation des données disponibles, recueillant l'accord des auteurs des diverses cartes.

Si on rentre davantage dans les détails, on constate à la fois des divergences d'interprétation et des lacunes dans les délimitations:

- Dès 1969, Muller (in Hughes *et al.*, 1969) réinterprète les limites de la glaciation Nisling (Reid?) comme bien en-deçà de celles qu'il avait originellement établies (Muller, 1967). Rampton (1971) considère également que les limites établies par Muller en 1967 sont trop extensives.
- En ce qui concerne la glaciation McConnell, les cartes établies (Muller, 1967; Hughes *et al.*, 1969; Tempelman-Kluit, 1974 et Hughes, manuscrit) montrent toutes une extension légèrement différente au sein de la chaîne Ruby: (a) Pour Muller (1967) (fig.3.2), qui a cartographié le secteur de Kluane, pratiquement toutes les vallées de la chaîne Ruby sont envahies par un système anastomosé de langues glaciaires en provenance de la dépression Shakwak, alimentées en partie par des glaciers locaux. (b) Pour Hughes *et al.* (1969) (fig.3.3), les limites dans les vallées de la chaîne Ruby (carte de Kluane) sont légèrement plus restrictives que celles de Muller (1967), avec quelques petits glaciers indépendants. Dans le secteur d'Aishihik, la topographie est plus plane, et les altitudes plus faibles, ce qui rend

plus continue la zone recouverte par les glaces. Seuls quelques nunataks émergent. Le débordement du glacier vers l'Ouest du lac Sekulmun dans les vallées transversales reste non délimité. (c) La carte de Tempelman-Kluit (1974) (fig.3.1) étant une généralisation des informations disponibles, un grand secteur au centre de la chaîne Ruby semble n'avoir pas été atteint par la glaciation. (d) La récente interprétation de Hughes (man.) pour la carte d'Aishihik (fig.3.4) respecte les grands traits de l'interprétation de 1969, mais délimite mieux la pénétration de la langue glaciaire dans les vallées adjacentes de la chaîne Ruby. Davantage de nunataks apparaissent. Hughes (man.) reconnaît néanmoins que l'altitude précise atteinte par les glaces dans la zone la plus montagneuse de la chaîne reste problématique, notamment car on ne connaît pas l'importance des glaciers locaux.

4.2. Dépôts marquant l'extension maximale et la déglaciation

Pour la glaciation Reid, Muller (1967) et Hughes (man.) ne mentionnent aucune forme précise, mais indiquent que la topographie glaciaire de cette époque est très estompée vu son ancienneté.

Pour la glaciation McConnell, ces auteurs donnent quelques précisions pour les régions de Kluane et d'Aishihik respectivement. Les limites d'extension sont marquées par des moraines presque continues dans le bassin d'Aishihik, et des moraines frontales sont visibles dans les vallées de Talbot, Raft et Gladstone Creek. Dans la partie sud de la région en revanche, les limites sont moins précisément marquées car les moraines et chenaux pro- et juxtaglaciaires sont rares. Aucune emphase n'est mise dans les descriptions sur l'abondance des formes fluvioglaciaires telles kames, terrasses et eskers alors que dans les glaciations de vallées, ce sont souvent les formes qui prédominent et qui permettent alors d'établir les modalités de déglaciation. C'est du moins ce qu'ont pu faire notamment Seret (1967) dans les Vosges ainsi que Fulton (1967) et Clague (1984) en Colombie Britannique.

L'importance des dépôts associés à de la glace morte est également sous-estimée, puisque Muller (1967) n'en fait pas mention, et que Hughes (man.) les cartographie, mais n'en tire aucune information concernant les modalités de déglaciation. Seul Rampton (1971) a fait une analyse détaillée de ce type de dépôt dans la région de Snag, afin de comparer ceux datant de la glaciation Macauley de ceux correspondant à celle de Mirror Creek. Seuls les lacs glaciaires sont mentionnés (Muller, 1967; Hughes *et al.*, 1969; Hughes, man.). Ils correspondent à plusieurs types de situation: les uns sont coincés dans des vallées entre deux langues de glace et existent dès l'extension maximale (on trouve leurs traces dans la plupart des vallées de la chaîne Ruby); d'autres marquent le retrait des langues glaciaires principales, et se trouvent ainsi coincés entre des dépôts de front et la langue active en retrait. Les grands lacs glaciaires Kluane et Sekulmun - Aishihik correspondent au second type de situation. Notons encore un contraste non encore développé: certains lacs ont laissé d'abondants dépôts silto-argileux (notamment Kluane et Aishihik), tandis que d'autres n'ont pour trace qu'une banquette taillée dans le versant, soulignée par la végétation.

5. CADRE CONCEPTUEL

5.1. Problèmes et hypothèses de travail

La synthèse de la littérature montre le peu de coordination existant entre les différents travaux. Selon les prospections de la Commission géologique du Canada, les auteurs travaillent sur des secteurs délimités par les cartes topographiques, et non par région physiographique. Ainsi la région que nous étudions se trouve à cheval sur deux cartes ayant fait l'objet d'une cartographie glaciaire. Mais leur juxtaposition donne des résultats contradictoires au niveau des extensions glaciaires, comme de

l'altitude atteinte par les glaces (fig.3.2-3.4).

Nous nous proposons donc, dans cette étude, de considérer la chaîne Ruby comme un ensemble, bordé à l'ouest par le lac Kluane et à l'est par le lac Aishihik (fig.3.5); et d'y étudier l'extension de la glaciation McConnell, l'origine des glaces ainsi que les conditions de mise en place des dépôts.

Nous savons, par la littérature, que la glace qui s'écoulait dans la dépression Shakwak a débordé vers l'est dans la chaîne Ruby, mais l'extension exacte fait l'objet de dissensions, notamment dans la vallée Gladstone: selon la carte de Muller (fig.3.2), toute la vallée est englacée selon une langue continue depuis Kluane, qui semble se prolonger bien au-delà de la carte; tandis que selon la carte de Hughes *et al.* (fig.3.3), la langue de glace qui déborde de Kluane s'arrête exactement au col de la vallée; enfin selon la carte de Hughes (man.) (fig.3.4) et sa communication orale P. Johnson (in Johnson, 1983), cette glace se serait prolongée plusieurs km à l'est de ce col. Ce problème de limite vaut pour plusieurs vallées d'axe O.-E.

La carte de Johnson (fig.3.6a) illustre le fait que la chaîne Ruby s'est retrouvée "coincée" entre le lobe de Kluane et celui d'Aishihik. Une zone de confluence y est indiquée; mais rien ne prouve que les lobes se soient effectivement rejoints. La carte de Hughes (fig.3.4) ne montre aucun point de jonction. De plus, les quelques langues pointant vers l'Est ne proviennent pas nécessairement du débordement du lobe de Kluane; il pourrait s'agir de glaciers locaux. Le problème de l'origine des glaces (lobe de Kluane, d'Aishihik ou glace locale), mentionné par Hughes (man.), est mis en évidence par Johnson (1983) à propos de la vallée que nous avons informellement appelée "Mars" (fig.3.6b).

5.2. Méthodologie

L'étude de la littérature nous permet de constater que les travaux se basent sur la

photointerprétation, avec quelques points de vérification sur le terrain par analyses des coupes principales. Si cette photointerprétation constitue une étape fondamentale et indispensable à toute étude géomorphologique, l'analyse des sédiments corrélatifs aux dépôts glaciaires, fluvioglaciaires et glaciolacustres peut contribuer grandement à la connaissance des événements qui se sont produits au Pléistocène. C'est du moins ce que montrent notamment les travaux de Zandstra (1983) et Rappol & Stoltenberg (1985) aux Pays-Bas, Linden (1975) et Svantesson (1976) en Suède, Ehlers (1979) au Danemark et Meyer (1983) au Nord de l'Allemagne. Ces différents auteurs ont complété leurs études des sédiments glaciaires par des analyses granulométriques, pétrographiques et/ou de minéraux lourds. Nous nous proposons donc d'appliquer ces trois techniques, mais à des sédiments tant glaciaires que paraglaciaires, avec bien sûr une photointerprétation préalable.

- (1) Photointerprétation et analyse sur le terrain vont nous permettre d'identifier les divers dépôts (moraines, kames, eskers, deltas...) et d'établir des schémas d'extension glaciaire et de déglaciation.
- (2) L'analyse granulométrique des échantillons prélevés dans les dépôts de la région permettra de préciser les conditions de mise en place ainsi que les relations granulométrie / lithologie environnante.
- (3) Les analyses pétrographiques et de minéraux lourds de ces dépôts viseront d'abord à vérifier l'existence de glaciers locaux à l'intérieur de la chaîne Ruby, entre les lobes de Kluane et d'Aishihik, et à préciser la nature pétrographique ainsi que le cortège minéralogique des sédiments provenant des deux lobes et des glaciers locaux. Ces deux étapes nous permettront de préciser l'extension des lobes et des glaciers locaux, d'inférer des directions d'écoulement à l'intérieur de la chaîne Ruby et de vérifier des schémas de déglaciation suggérés par la photointerprétation et l'analyse sur le terrain.

Afin de tirer un maximum d'information de nos résultats, des méthodes multivariées de classification et d'analyse factorielle seront utilisées.

Ce travail a donc une orientation régionale et thématique, puisque son but est de compléter les connaissances actuelles concernant la dernière glaciation au S.O. Yukon, mais corollairement de montrer dans quelle mesure des techniques granulométriques, pétrographiques et minéralogiques s'avèrent fructueuses dans une région où elles n'ont encore jamais été appliquées, ce malgré la rareté des coupes disponibles.

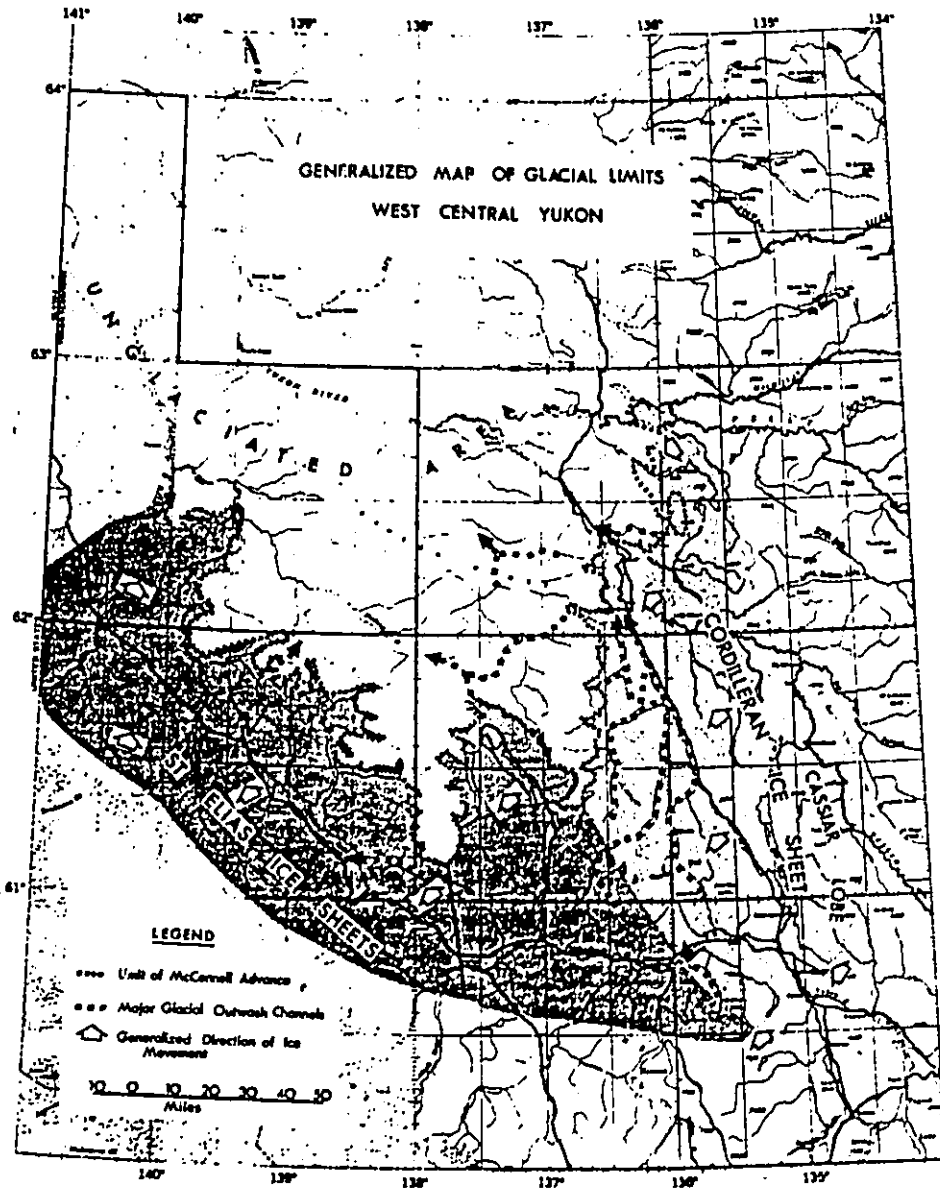
Les échantillons ont été prélevés de façon à couvrir l'ensemble des vallées de la région étudiée, où se trouvent concentrés les dépôts glaciaires, fluvioglaciers et glaciolacustres édifiés durant la glaciation McConnell et la déglaciation qui lui est associée. Le plateau situé entre les lacs d'Aishihik et de Sekulmun a également fait l'objet d'un échantillonnage, car son altitude suffisamment basse a permis aux glaces de le recouvrir au Wisconsinien supérieur (fig.3.4 et 3.5).

Au sein des vallées, les échantillons ont été prélevés dans les dépôts les plus puissants et ceux nécessaires pour couvrir les différents secteurs morphologiques de ces vallées. Dans les coupes naturelles, toutes les séquences observables ont été échantillonnées. Malheureusement, ces coupes sont rares dans la région, et dans la plupart des cas nous avons dû creuser dans les dépôts afin de prélever des sédiments non affectés par la pédogénèse ou la cendre volcanique White River. Une ou deux séquences seulement par dépôt ont alors pu être échantillonnées.

Le prélèvement effectué ne correspond donc ni à un échantillonnage au hasard ni à un prélèvement systématique dans tous les dépôts de la région, mais à un compromis optimisant la diversité des dépôts observés, leur localisation, la rareté des coupes disponibles et le nombre d'échantillons qui pouvaient être analysés dans le cadre de cette étude.

Figure 3.1

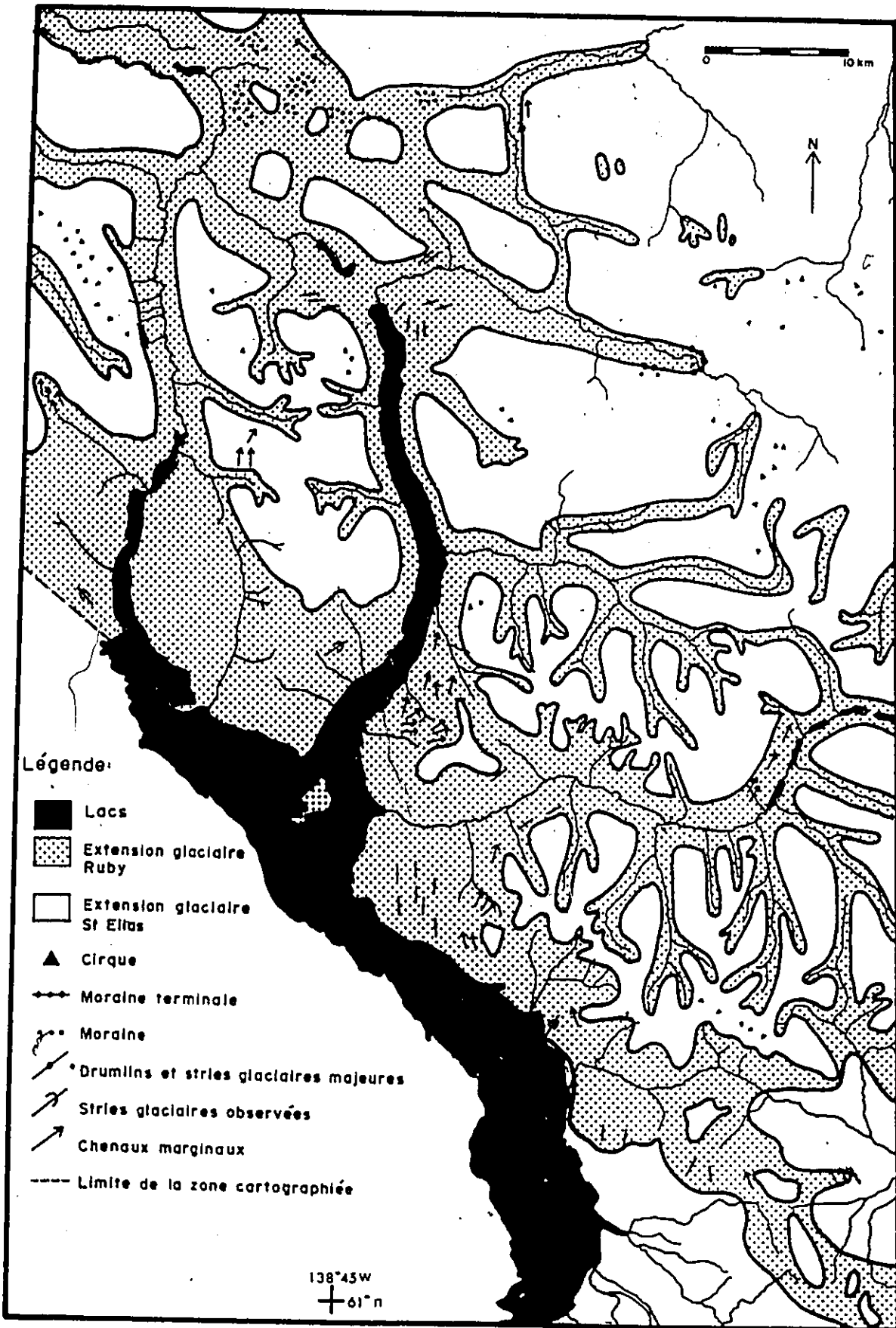
Limites glaciaires généralisées au centre-ouest du Yukon



Generalized sketch map of glacial limits and flow patterns in west-central Yukon.

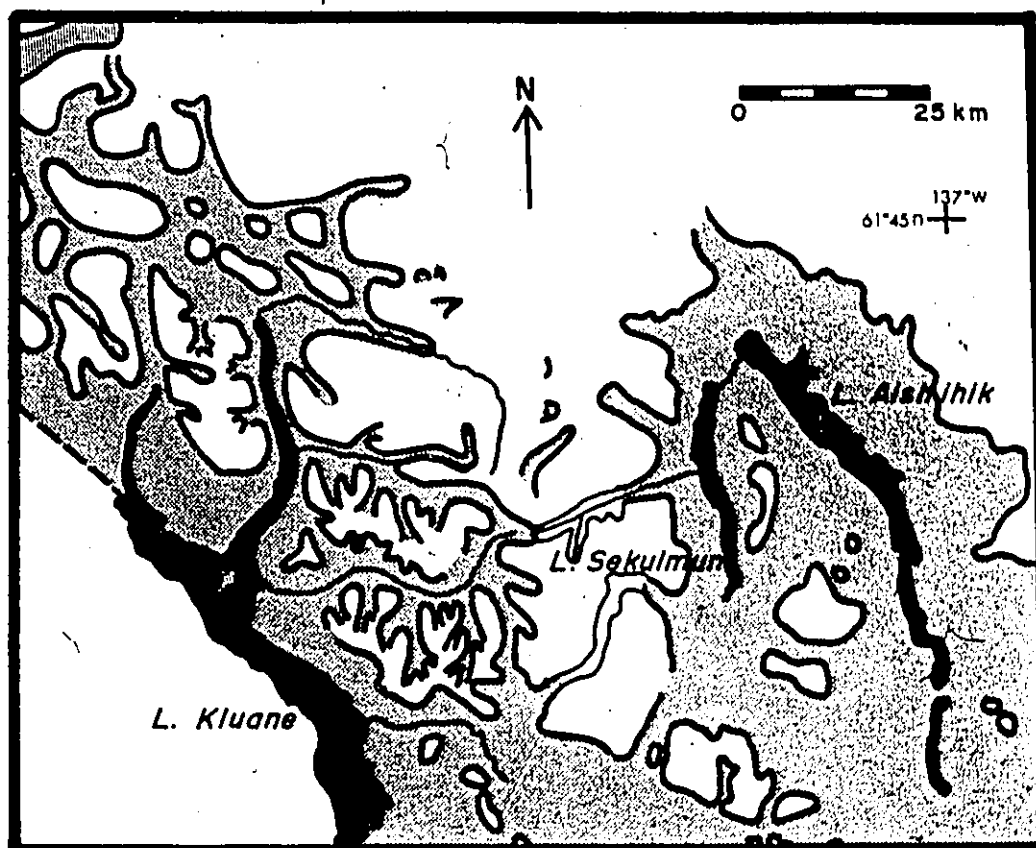
(Tempelman-Kluit, 1974)

Figure 3.2: Extension glaciaire McConnell dans le secteur de Klouane



Source: Carte 1178A; J.E. Muller, 1965.

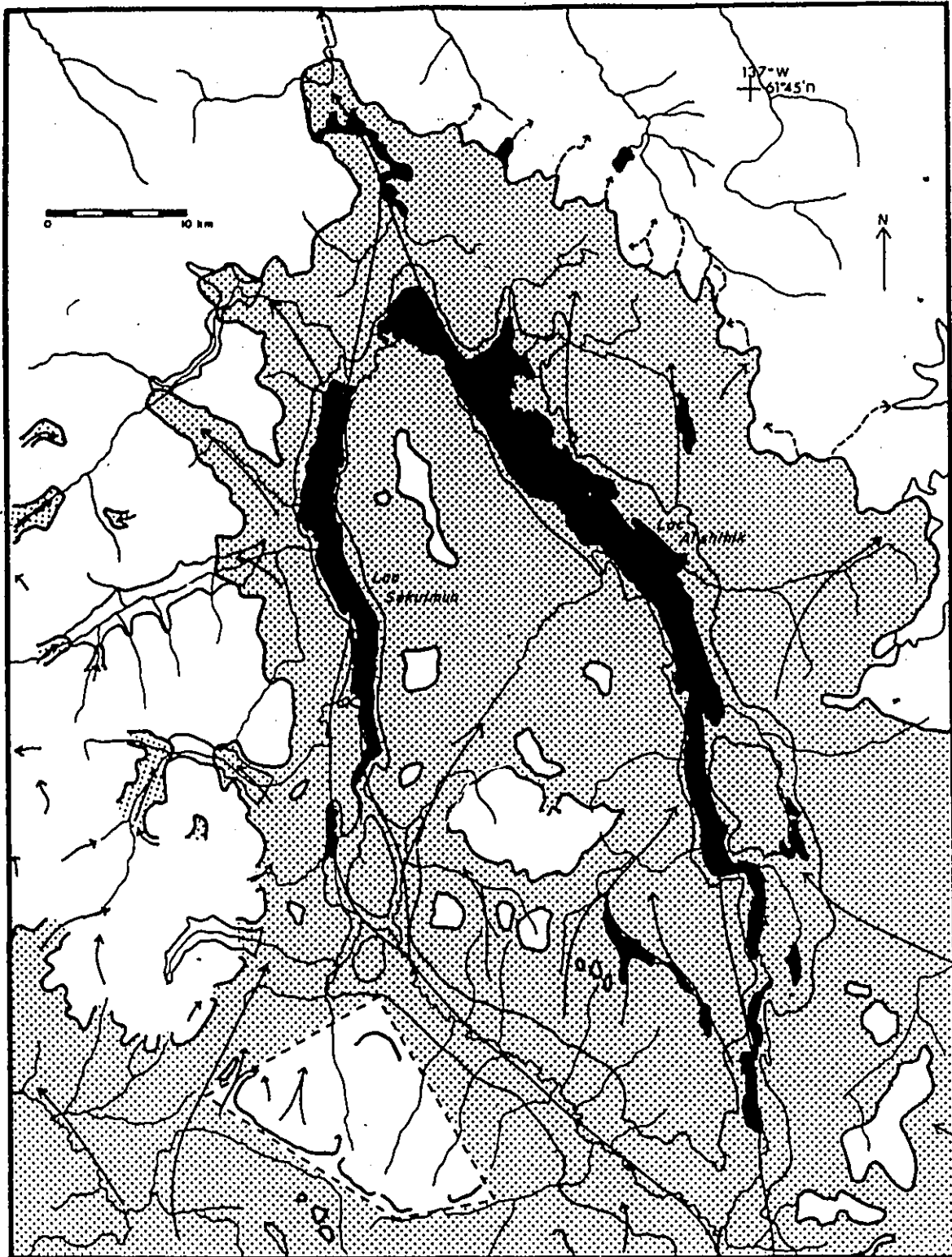
Figure 3.3: Extension glaciaire McConnell au S.O. du Yukon



Légende:

- Lacs
- Extension glaciaire McConnell (Ruby)
- Limite de la zone cartographiée

Source: Carte G-1968; O.L. Hughes, 1967-68.



Légende:


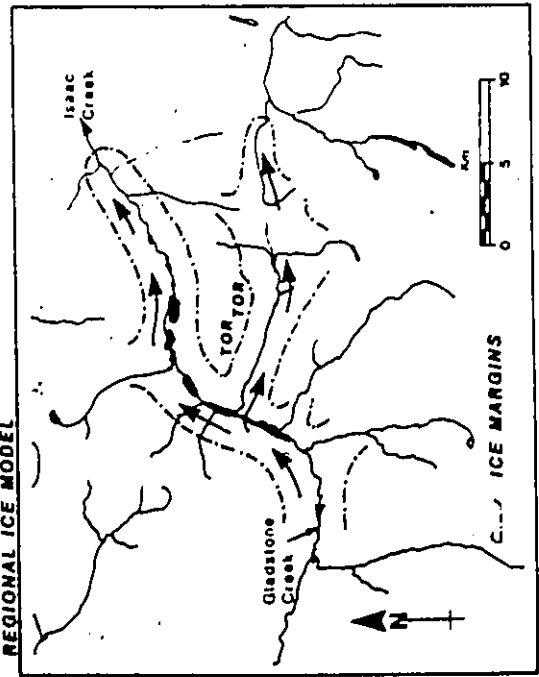
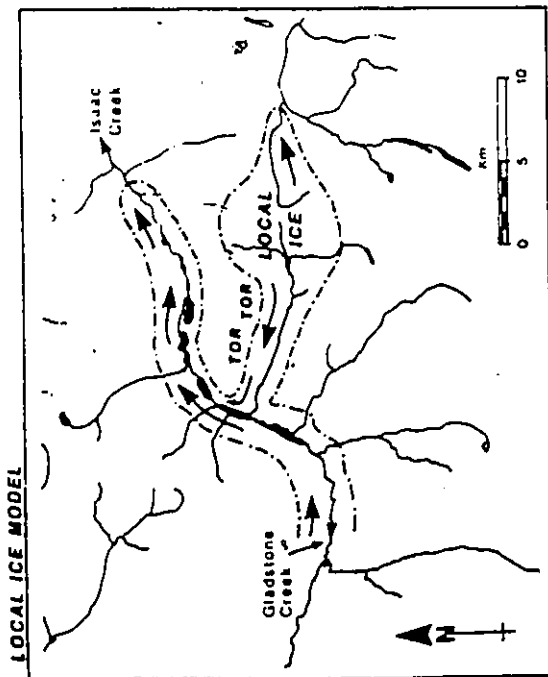
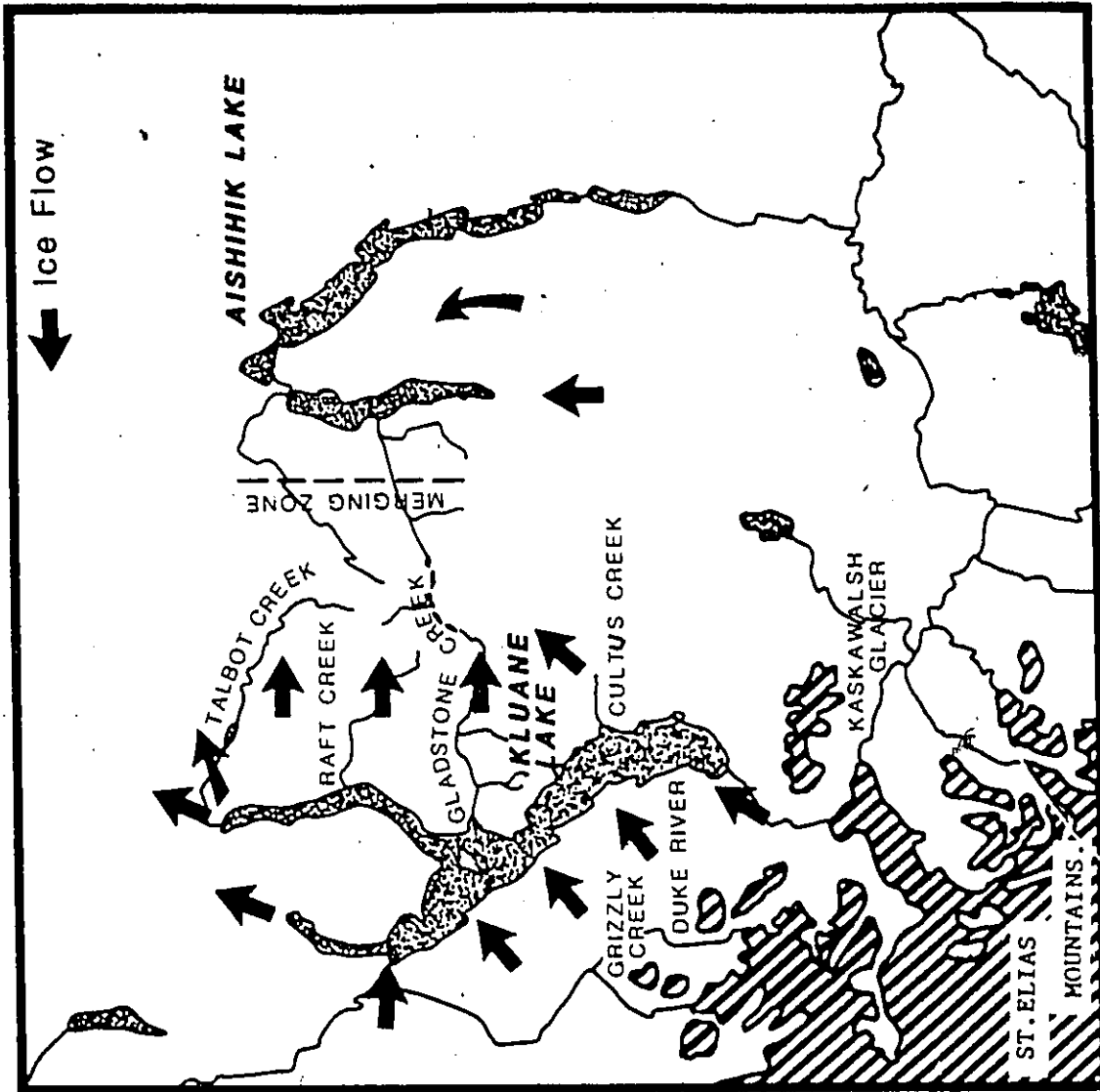
- | | |
|--|--|
|  Lacs |  Chenaux marginaux |
|  Extension glaciaire McConnell |  Limite lacustre |
|  Direction d'écoulement glaciaire |  Zone à cartographie incomplète |

Figure 3.6: Modèles de déglaciation dans la chaîne de Ruby



(P. Johnson, 1983)

Tableau 3.1: Chronologie du Pléistocène au S.O. du Yukon

| Denton and Stuiver Silver Creek | Bostock Carmacks | Rampton Snag-Klutton | Muller Kluane Lake | Hughes Aishihik Lake |
|------------------------------------|---------------------|-------------------------|-----------------------|-------------------------|
| Neoglacial adv. 2640 | | | | |
| Stims | | | St Elias | |
| Kluane glac.] 12500 | 12120 | 13600 | | |
| Boutellier] 30100 | 35000 | 35000 | Ruby | McConnell |
| Icefield glac.] 37700 | 42900 | 38000 | | |
| Silver] 49000 | 46580 | 48000 | Nising | Reid |
| Shakwak glac. ? | ? | ? | | |
| | Kloza | | | |
| | Nansen | | | |

| | | | | | |
|---------|------------------|------------------|-----------------|-----------------|------------|
| RAMPTON | 13 660 ± 180 BP | GSC-495 | BOSTOCK | 12 120 ± 140 BP | GSC-672 |
| | >35 000 | BP GSC-919 | | >35 000 | BP GSC-180 |
| | >38 000 | BP GSC-959 | | >42 900 | BP GSC-524 |
| | 48 000 ± 1300 BP | GSC-732 | | >46 580 | BP GSC-331 |
| | | DENTON & STUIVER | 2640 ± 80 BP | Y-1435 | |
| | | | 12500 ± 200 BP | Y-1386 | |
| | | | 30100 ± 600 BP | Y-1385 | |
| | | | 37700 ± 1500 BP | Y-1356 | |
| | | | >49000 | BP Y-1486 | |

Chapitre IV

Photo interprétation et analyses de terrain

1. INTRODUCTION

Ainsi que nous l'avons vu dans le chapitre précédent, la glaciation au Wisconsinien supérieur dans la chaîne Ruby et le bassin d'Aishihik peut se résumer comme suit: deux lobes de glace, appelés informellement Kluane et Aishihik, ont envahi la dépression Shakwack et la vallée Cultus - Jarvis, ainsi que les grandes vallées de West Aishihik - Sekulmun et Aishihik à partir des Monts St Elias et des Coast Mountains, avec accumulation dans la vaste dépression de Takhini.

Le lobe de Kluane se prolonge au N.O. bien au-delà de la région à l'étude, jusqu'aux environs de Snag, tandis que le lobe d'Aishihik s'est arrêté une quinzaine de kilomètres au Nord du lac Aishihik. Entre ces deux lobes se dressait la masse de la chaîne Ruby, dont la surface du plateau se trouve à plus de 5000 pieds d'altitude, avec les sommets au-delà de 7000 pieds; cette chaîne est disséquée par de profondes vallées, dans lesquelles ont pénétré les deux lobes, sans pour autant que soit précisé si ceux-ci se sont rejoints ou si des glaciers locaux ont maintenu isolés les deux lobes.

Dans ce chapitre, nous allons étudier les deux lobes principaux (Kluane et

Aishihik) selon leur parcours dans les vallées principales, ainsi que les vallées de la chaîne Ruby à localisation stratégique entre les deux lobes. Nous envisagerons ainsi successivement la vallée Cultus - Jarvis, la vallée Gladstone - Isaac, les vallées Alber et "Mars", ainsi que le bassin d'Aishihik (carte en encart).

2. VALLEE CULTUS - JARVIS (fig.4.1)

La dépression Shakwak (correspondant dans cette région à la vallée de Christmas Creek et au lac Kluane) et la vallée de Cultus - Jarvis constituent l'essentiel du lobe. Celles-ci sont séparées par les collines de Kluane (Kluane Hills), petite ride où seuls quelques pics atteignent plus de 5000 pieds d'altitude.

2.1 Maximum de la glaciation

Les traces d'érosion glaciaire fraîches sur les versants des collines de Kluane montrent qu'en fait peu de nunataks émergeaient, mettant les langues de Christmas et de Cultus - Jarvis en étroit contact. Ce schéma concorde avec une altitude des glaces établie vers 5000 pieds tant par Hughes pour le secteur de Jarvis (fig. 3.4) que par Muller pour la région de Cultus et du lac Kluane (fig.3.2).

Dans sa progression vers le N.O., ce lobe s'est heurté au flanc S.O. de la chaîne Ruby. Ceci a entraîné, du côté du lac Kluane actuel, une érosion basale du substratum en roches moutonnées, et dans la vallée Jarvis une compression due à un changement de 90° dans la direction d'écoulement de la glace. La compression latérale a engendré un champ de drumlins remarquable (fig. 4.2), mentionné d'ailleurs par Hughes dans son manuscrit. Le brusque changement de direction (de S→N à E→O) a probablement ralenti l'avancée de la glace, permettant une accumulation et des transfluences vers des vallées internes de la chaîne Ruby via des cols à basse altitude (c'est-à-dire inférieure à 5000 pieds). Ces cols présentent un fond

remarquablement plat et lisse; le substratum y est strié et rabotté, indices d'érosion glaciaire.

2.2 Déglaciation: description des dépôts

Les modalités de déglaciation de la vallée Cultus - Jarvis nous sont données par les nombreux dépôts qui la jallonnent, permettant tout d'abord une subdivision en trois sections principales: les sections avale et amont de la vallée Cultus et la section de la vallée Jarvis.

2.2.1 Section avale de la vallée Cultus

Ce secteur se caractérise par une abondance de dépôts meubles, qui présentent une topographie typique de désintégration de glace morte en kames et kettles. Selon la nomenclature de Rampton (1981), qui a cartographié la vallée Christmas au Sud de Cultus, il s'agit d'un 'kame and kettle complex', dont les matériaux seraient graveleux ou sableux. L'analyse de ces dépôts révèle une granulométrie très variable, allant des silts (ou sables très fins) aux graviers grossiers. Ce complexe se localise au centre de la vallée, et se raccorde latéralement à trois niveaux de terrasses dont l'altitude croît à mesure que l'on se rapproche des versants. Le complexe de kames et kettles se situe à une altitude comprise entre 2600 et 2700 pieds, de même que le niveau de terrasse inférieur; le niveau intermédiaire est compris entre 2700 et 2800 pieds, et le niveau supérieur entre 2800 et 2900 pieds. Sur le versant Nord les niveaux correspondent à d'étroites banquettes, tandis que le versant Sud montre des surfaces bien développées. Les niveaux présentent une légère pente vers l'Ouest, c'est-à-dire vers le lac Kluane. La pointe amont de ce secteur correspond à une terrasse deltaïque dont les chenaux anastomosés visibles en surface indiquent un écoulement E→O des eaux, et située à une altitude comprise entre 2800 et 2900 pieds. Accolée au versant Nord de la vallée, on retrouve une banquette vers 3000 pieds d'altitude,

tandis qu'une retouche est visible vers 2800 pieds; les trois niveaux de terrasses se retrouvent donc mais à une altitude légèrement supérieure. Juste à l'amont de cette terrasse deltaïque, un éperon barre la vallée à partir du versant Sud. Celui-ci est constitué de sédiments meubles, grossiers mais compacts, d'origine morainique. Cet éperon marque la limite entre le secteur aval de Cultus, décrit ci-dessus, et le secteur amont, correspondant à un étranglement de la vallée.

2.2.2 Section amont de la vallée Cultus

Entre l'éperon et l'embouchure de Fourth of July, la vallée est resserrée entre les versants raides de la chaîne Ruby et ceux des collines de Kluane, qui y présentent les altitudes les plus élevées. Des sédiments meubles sont néanmoins visibles, formant des replats plus ou moins étroits accolés aux versants Nord et Sud de la vallée. Celle-ci présente un coude, permettant de la diviser en deux sous-secteurs:

- (a) secteur S.O.→N.E.: juste à l'amont de l'éperon, on distingue des replats sur les versants Nord et Sud à un altitude comprise entre 3100 et 3200 pieds au Nord (avec quelques kettles témoignant de la fusion de culots de glace morte), et 3200 à 3300 pieds au Sud. A l'amont de ces replats, le versant Nord devient très raide et les sédiments meubles accolés forment donc des banquettes étroites à section très raide, tandis que le versant Sud est plus doux. Les dépôts s'échelonnent du fond de la vallée jusqu'à une altitude de 3200 à 3400 pieds. Quelques retouches sont visibles à un niveau inférieur, compris entre 2900 et 3000 pieds. Les quelques sections non recouvertes de végétation montrent une alternance de matériel morainique (non trié, avec blocs hétérométriques et hétérogènes dans une matrice fine compacte) et de petits dépôts de kame (lits de graviers et de sables).
- (b) secteur N.O.→S.E.: le coude de la vallée Cultus correspond à l'embouchure d'une vallée adjacente en provenance du Nord, où les dépôts sont davantage

étalés. A l'amont des sédiments meubles sont encore visibles, mais davantage dégradés par des dépôts de versant et recouverts de végétation. Leur altitude augmente progressivement jusqu'à 3700 pieds. Entre 3600 et 3700 pieds s'étale un vaste replat dans la vallée adjacente en provenance du Sud, dont l'altitude correspond au sommet des dépôts dans cette section de la vallée principale. Les petites coupes vers le fond de la vallée montrent du matériel de kame ou du till (comme dans la section précédente), mais les coupes proches du sommet révèlent des silts stratifiés (fig.4.3), avec à certains endroits des mouvements subaquatiques et de glacitectonique, ainsi que des dropstones. Ce secteur se termine par un vaste éperon barrant la vallée à partir du versant Nord, dont les sédiments grossiers compacts suggèrent une origine morainique.

- (c) Entre l'éperon et la vallée de Fourth of July, on rencontre le col séparant les ruisseaux Cultus et Jarvis. La vallée s'élargit progressivement car l'axe des collines de Kluane plonge vers le Sud, et les dépôts meubles prennent une extension latérale. Le versant Sud montre une succession de cordons morainiques tandis que les replats accolés au versant Nord s'élargissent tout en diminuant d'altitude. Ceux-ci atteignent en effet 3300 à 3400 pieds, puis diminuent à 3200 pieds à la confluence avec le ruisseau Fourth of July. De part et d'autre du ruisseau s'étale une terrasse, dont une coupe révèle des sédiments à matrice silteuse et ~~ou~~ finement sableuse, avec des galets dispersés, hétérométriques et hétérogènes
- (d) La vallée de Fourth of July est également tapissée de sédiments meubles, qui s'amenuisent vers l'amont, et dont les altitudes s'élèvent jusqu'à 3700 pieds environ à hauteur de la confluence avec le ruisseau Twelfth of July. Une coupe à l'amont de cette confluence révèle un till avec des blocs dans une matrice sableuse; tandis que la coupe de la confluence montre une séquence de gros galets (≈ 20 cm de diamètre) à la base, formant des lits inclinés vers le S.O.,

dans une matrice sableuse, surmontés d'une couche de silt d'un peu moins d'un mètre d'épaisseur.

2.2.3 Section de la vallée Jarvis

La vallée de Jarvis est large, et tapissée de sédiments meubles. Juste à l'Est de Fourth of July, la terrasse qui se raccorde à celle située à l'Ouest du ruisseau, et dont l'altitude est de 3200 pieds environ (cfr. ci-dessus) fait place à une deuxième terrasse, dont l'altitude est légèrement inférieure à 3100 pieds, criblée de kettles, et présentant donc une topographie typique de désintégration de culots de glace morte. Celle-ci se retrouve au Sud de la vallée.

A l'Est de ce secteur, le large fond de la vallée Jarvis est tapissé d'un dépôt de till de fond jusqu'au Sud de la jonction avec le ruisseau McKinley. Ce till forme une surface plane, dont l'altitude est comprise entre 3000 et 3200 pieds. Au niveau et au Sud du coude de la vallée, un vaste champ de drumlins est développé dans ce dépôt de till. Il s'agit donc de "till drumlins" dont la hauteur est le plus souvent inférieure à 10m et la longueur comprise entre 500 et 1500 m. Il faut noter qu'au Sud du coude les buttes sont beaucoup plus allongées qu'à proximité du coude lui-même.

Au Sud du ruisseau McKinley, les drumlins et le versant sont séparés par une zone à topographie de glace morte typique, dont l'altitude est de 3200 pieds environ.

Quelques kilomètres au Sud se trouve le lac Kloo, résidu du lac glaciaire de même nom, décrit par Kindle (1953). Selon cet auteur, aux alentours du lac actuel on peut voir des plages lacustres jusqu'à une altitude de 3000 pieds environ.

Depuis Fourth of July jusqu'à l'extrémité Sud de la rivière Jarvis, le dépôt de till est incisé au centre sur une trentaine de mètres, pour former le plancher sur lequel divague le ruisseau actuel. Sa pente est en effet quasi nulle, et son altitude de 3000 pieds environ.

2.3. Déglaciation: Interprétation

Très tôt lors du retrait, c'est-à-dire lorsque l'altitude des glaces se situe encore au-delà de 4000 pieds, la langue de Cultus - Jarvis s'individualise de celle de Christmas, vu la présence des collines de Kluane.

- Une mince transfluence au niveau de l'amont de Cultus cesse d'être active, isolant un culot de glace morte qui en se désintégrant donne une topographie de kames et kettles.
- Dans le secteur aval de Cultus, le passage des glaces entre les vallées Christmas et Cultus est maintenu vu l'altitude plus basse des collines de Kluane; et l'alimentation dans la vallée Jarvis se poursuit, mais avec un volume moindre de glace, ce qui limite son extension à l'éperon morainique situé peu à l'amont de la confluence de Fourth of July. Le secteur amont de Cultus cesse donc d'être alimenté, et les eaux de fonte donnent naissance à un lac barré à l'Est et à l'Ouest par de la glace. Ceci explique la présence des silts lacustres observés dans cette section et mentionnés par Muller (1967). La rareté des coupes ne permet pas de définir s'il s'agissait de deux lacs étirés entre le culot de glace et les versants, ou d'un lac couvrant toute la largeur de la vallée. Vu l'épaisseur moindre des glaces dans la vallée Jarvis, la plupart des transfluences cessent d'être actives, et en particulier au niveau de Fourth of July un lac proglaciaire se crée, ainsi que le témoignent les silts en séquence supérieure des coupes. Ce lac était probablement en communication avec le lac glaciaire de l'amont de Cultus, puisque dans les deux cas les silts se situent à une altitude de 3600 pieds environ.

En plein retrait, l'alimentation du secteur aval stoppe complètement car l'altitude des glaces n'est plus suffisante pour que soient maintenues des transfluences entre les vallées Christmas et Jarvis. Le large culot de glace isolé commence à fondre et à se scinder en blocs plus petits (notamment celui qui devait occuper l'emplacement actuel

de Cultus Bay), avec une eau de fonte abondante qui provoque l'édification de kames. A une échelle plus large, la déglaciation devait être active dans toute la région étudiée, avec la formation des lacs glaciaires de Kluane et Sekulmun - Aishihik. Il est donc vraisemblable que les trois niveaux de terrasse observés sont à mettre en relation avec le lac glaciaire de Kluane; et les altitudes concordent puisque le plus haut niveau suggéré par Muller (1969) est de 3000 pieds environ et que le niveau supérieur de la terrasse à l'amont du secteur est compris entre 3000 et 3100 pieds. La déglaciation du secteur aval de la vallée Cultus est donc contemporaine de la formation du lac glaciaire Kluane, expliquant à la fois la présence de trois niveaux de terrasse que l'on peut à présent qualifier de lacustres, et le fait que le complexe de kames et kettles lui-même s'organise en niveaux successifs assez planes (fig.4.4).

A ce stade du retrait, le lac glaciaire de l'amont de Cultus est vidangé, et la vallée Jarvis est libre de glaces. Au Sud, il y a formation du lac glaciaire Kloo, dont le niveau à 3000 pieds explique l'incision des sédiments glaciaires en un chenal s'élargissant vers le Sud.

Selon ce schéma de déglaciation, toute la vallée Cultus - Jarvis a été envahie par les glaces en provenance directe des St Elias, avec des transfluences vers des vallées internes de la chaîne Ruby. Cependant, ce serait l'aval des secteurs de Cultus et de Jarvis qui auraient subi l'influence la plus tardive, tandis que le secteur intermédiaire (amont de Cultus) aurait été isolé plus tôt, permettant sans doute l'incorporation de matériel plus local.

Ce modèle est en désaccord avec celui proposé par Muller (1967) car, ainsi que le montre sa carte glaciaire (fig.3.2), la moraine située peu à l'amont de la confluence de Fourth of July est interprétée comme limite maximale de l'extension glaciaire St Elias. avec tout le secteur aval libre de glace (sans transfluence de Christmas à Cultus). Même avec la réinterprétation de l'extension glaciaire St Elias en un épisode

de récession de la glaciation Ruby (Hughes *et al.*, 1969), le modèle proposé correspond à un retrait depuis l'aval de Cultus jusqu'à Jarvis, sans que le secteur intermédiaire soit coincé entre deux masses de glace. Ceci rend l'interprétation des silts perchés (à 3600 pieds d'altitude) à peu près impossible, car l'auteur admet lui-même que les niveaux maxima des lacs glaciaires de Kluane et Kloo se situent à 3000 pieds environ.

Une étude fine impliquant l'analyse détaillée de chacune des coupes disponibles pourrait probablement lever tout doute, mais l'utilisation de méthodes telles la pétrographie et minéralogie de sédiments va pouvoir préciser l'importance des apports externes et/ou locaux dans les trois secteurs ainsi que Fourth of July, et vérifier l'hypothèse de transfluences.

3. VALLEE GLADSTONE

Au Nord de la vallée Cultus, la langue qui s'écoulait dans la dépression Shakwak a pu pénétrer vers l'Est dans la chaîne Ruby à la faveur de la vallée transversale du ruisseau Gladstone (fig.4.5).

3.1 Description des dépôts

- (1) En bordure du lac Kluane, on observe une zone basse, marécageuse, dont l'altitude est inférieure à 2700 pieds, à morphologie de moraine de désintégration (hummocky moraine de Rampton, 1981). Les coupes juste au Nord de la vallée Gladstone et à son embouchure révèlent une succession de séquences à matrice fine, très compacte, où sont incorporés des galets ou blocs hétérométriques et hétérogènes, avec une disposition en bandes subhorizontales. Certaines séquences sont plus fines et avec moins de cailloux, et présentent de nombreuses failles de glacitectonique, d'autres au contraire possèdent peu de

matrice interstitielle. En contact latéral vers le lac ou coiffant ces dépôts, on trouve une séquence silto-sableuse, avec quelques cailloux et de nombreuses failles.

- (2) A l'aval de la vallée, le ruisseau actuel divague dans une large plaine alluviale, encaissée dans des sédiments meubles dont la surface forme une succession de terrasses densément boisées, et dont l'altitude augmente vers les versants ainsi que vers l'amont de la vallée. Au contact de la zone interprétée comme moraine de désintégration, on trouve une première terrasse dont l'altitude est comprise entre 2700 et 2800 pieds, surtout développée au Sud du ruisseau Gladstone. Cette terrasse fait place vers l'Est à une seconde terrasse, dont l'altitude est comprise entre 2900 et 3000 pieds, également développée surtout au Sud du ruisseau. Ces deux terrasses ne présentent malheureusement aucune coupe.
- (3) Sur la rive Nord de Gladstone on retrouve deux niveaux, le premier situé entre 3000 et 3100 pieds d'altitude, le second entre 3100 et 3200 pieds. Les coupes révèlent, comme à l'embouchure, des séquences à graviers, galets et blocs noyés dans une matrice fine compacte, surmontés d'une séquence à matrice silto-sableuse pleine de failles, à cailloux rares.
- (4) A la confluence des ruisseaux Gladstone et Cyr, les replats disparaissent. De petites coupes dégradées le long de Gladstone indiquent cependant encore la présence de matériel meuble.
- (5) A la jonction avec une vallée importante en provenance du N.O., les dépôts meubles deviennent négligeables, et le ruisseau cesse d'être encaissé. A cette hauteur, le fond de la vallée est légèrement supérieur à 3200 pieds, c'est-à-dire au niveau de la terrasse supérieure de la rive Nord, située plus à l'aval (3).
- (6) A partir de cette jonction, une banquette située à 4000 pieds environ apparaît sur le versant Nord de la vallée Gladstone, et se prolonge vers l'Est jusqu'au

premier lac Gladstone, baptisé informellement 'Rectangular Lake'. Cette banquette correspond à un brusque changement de pente des versants Nord et Sud de la vallée. On remarque également que tous les dépôts glaciaires ou fluvioglaciaires de la vallée Gladstone sont inférieurs à cette altitude.

- (7) A la confluence des ruisseaux Swanson et Gladstone, un imposant cordon morainique barre la vallée Gladstone à partir du versant Nord. Son altitude est comprise entre 3600 et 4000 pieds. A l'aval de la vallée Swanson une large terrasse s'étale à une altitude légèrement supérieure à 3900 pieds. A l'Est du cordon, deux lambeaux de terrasse découpés se situent à une altitude comprise entre 3800 et 4000 pieds. Ces trois terrasses ne présentent pas de coupes, mais le cordon morainique lui-même se révèle très intéressant et complexe (fig. 4.6):
- Le sud du cordon, dont l'altitude est assez basse, correspond à l'unité 1, constituée de blocs et galets en bancs épais, bien émoussés, noyés dans une matrice fine silto-sableuse bien litée par endroits; l'aspect en est morainique.
 - Juste au Nord, le cordon est constitué d'une alternance a) de lits sableux, fins à grossiers, sans cailloux, b) de lits plus graveleux à cailloux bien émoussés et c) de sables grossiers à graviers bien arrondis. Le tout est surmonté d'une séquence de lentilles de gravier, avec pendage apparent vers l'Est, contenant des galets bien émoussés, interprétée comme un chenal. Cette unité 2 correspond à des strates frontales (foreset beds) de matériel fluvioglacière.
 - Au centre du cordon, là où celui-ci est le plus élevé, on trouve une séquence de rythmites (unité 3) sablo-silteuses et sans cailloux, avec failles.
 - Le cordon présente une coupe E.-O., et on peut voir deux séquences de blocs arrondis, hétérogènes et hétérométriques, noyés dans une matrice fine compacte (unité 4), plaqués contre les rythmites et reposant partiellement sur elles.
- (8) A hauteur de Rectangular Lake, trois vallées importantes confluent vers la

vallée Gladstone: au Sud du lac, celle que nous avons informellement appelée 'Pluton', au centre celle de Venus, et au Nord celle que nous avons informellement baptisée 'Mars'. Ce secteur présente un intérêt particulier, vu la présence de nombreux dépôts:

- Au Nord du lac se développe une terrasse de kame, avec chenaux anastomosés en surface, à une altitude comprise entre 3800 et 3900 pieds. Celle-ci présente une pente régulière vers le N.E., c'est-à-dire l'amont actuel de la vallée; elle est à présent disséquée en trois sections par des chenaux d'érosion, et est accolée au versant Sud (fig.4.7). En coupe, on constate que la terrasse est constituée de bas en haut: a) d'une alternance de lits de sable fin, sable moyen et sable grossier sans le moindre caillou ($\approx 20\text{m}$ d'épaisseur); b) de sable grossier à petits graviers, avec un pendage de 23° vers le N.E. ($\approx 7\text{m}$ d'épaisseur) et c) de chenaux de sable grossier à galets arrondis, sur une épaisseur de 1m environ. Il s'agit manifestement d'un kame deltaïque lacustre.
- Au Nord de ce kame deltaïque s'étale le cône alluvial du ruisseau 'Mars', à l'apex duquel on trouve un cordon morainique barrant la vallée à partir du Nord, et dont l'altitude est comprise entre 3900 et 4100 pieds. En coupe ce cordon présente la succession de trois unités: une séquence de till à la base, avec des blocs noyés dans une matrice fine, des rythmites sablo-silteuses au milieu, et en partie supérieure du sable grossier à cailloux arrondis, lité. Sur la rive Sud de la vallée 'Mars' on aperçoit deux lambeaux de cordon morainique, dont le matériel est très grossier.
- L'embouchure de la vallée Venus montre des dépôts plus complexes (fig.4.8): sur la rive Sud deux cordons morainiques latéraux, à matériel très grossier; en bordure du lac un kame juxtaglaciaire à sédiments sableux, dont l'altitude est comprise entre 3800 et 3900 pieds; juste à l'amont, un petit cordon morainique

à matériel grossier et un esker (ride sinueuse) dans le fond de la vallée, dont les sédiments sont également sableux.

- A l'embouchure de 'Pluton', on peut voir des replats dont l'altitude est également comprise entre 3800 et 3900 pieds, mais qui ne présentent aucune coupe.

3.2 Interprétation

Selon Muller (1967), une langue en provenance du lobe de Kluane se serait infiltrée jusqu'à l'amont de la vallée Gladstone, à la limite Est de la carte de Kluane (fig.3.2). L'imposant cordon morainique à la confluence des ruisseaux Gladstone et Swanson représenterait un stade de récession, de même que le petit cordon morainique à l'embouchure de la vallée 'Mars'. Les autres dépôts ne sont pas mentionnés. Ce modèle comporte un certain nombre de points faibles, dont:

- (1) le fait que les cordons morainiques situés dans les vallées Raft et Talbot (parallèles à Gladstone mais situées plus au Nord) sont considérés par Muller (1967) comme marquant l'extension maximale de la glaciation Ruby, alors que celui de Gladstone ne constituerait qu'un stade de récession;
- (2) l'altitude maximale des glaces à l'embouchure de Gladstone se situe à 5000 pieds environ, mais descend à 4000 pieds à l'Ouest du cordon morainique; et vu que l'altitude du plancher de la vallée se situe à 3500 pieds à ce niveau, l'épaisseur de la glace qui était de 2500 pieds à l'embouchure n'est plus que de 500 pieds 15 km à l'amont dans la vallée Gladstone. Il devient dès lors douteux que cette mince langue de glace se soit encore prolongée sur 20 km, sans admettre au moins un apport massif de glace locale à partir des vallées adjacentes telles 'Pluton', Venus, 'Mars' et d'autres moins importantes;
- (3) le fait que le cordon morainique à la confluence de Swanson présente à la fois une telle épaisseur de sédiments (entre 50 et 60 m de dépôts) et une telle

diversité d'unités cadre mal avec un épisode de récession, d'autant plus qu'aucun cordon ne marque l'extension maximale proposée tout à l'amont de Gladstone.

Nous avons donc développé une hypothèse alternative, qui tient compte des dépôts observés mais ne pourra être vérifiée que par la granulométrie et surtout le contenu pétrographique et minéralogique des sédiments à l'embouchure, dans le cordon morainique et à l'Est de celui-ci, notamment à la confluence de Venus, dans la terrasse de 'Rectangular Lake', le cordon morainique à l'embouchure de 'Mars' et enfin les dépôts tout à l'amont de la vallée Gladstone.

3.2.1 Maximum de la glaciation

Lors du maximum de la glaciation McConnell une langue de glace en provenance du lobe de Kluane se serait effectivement infiltrée vers l'Est dans la chaîne Ruby à la faveur de la vallée Gladstone, mais son extension maximale correspondrait au cordon morainique à l'embouchure de la vallée Swanson. Le glacier aminci se serait décollé du versant Nord, avec création d'un petit lac juxtaglaciaire entre le glacier et le versant, barré à l'Est par la glace en provenance de Swanson qui aurait débouché dans la vallée principale et occupé la zone entre le cordon et le lambeau de terrasse à l'Est. Ceci peut expliquer la formation de l'unité de rythmites lacustres dans la partie supérieure Nord du cordon. L'embouchure de plusieurs vallées en provenance du Sud, où se seraient écoulés des glaciers locaux aurait favorisé l'arrivée de glace locale dans la vallée Gladstone, avec formation de kames entre les blocs de glace, notamment la crête bien visible à l'Est de la terrasse. Les vallées 'Pluton', Venus et 'Mars' auraient, vu la superficie de leur bassin, concentré une masse de glace suffisante pour que celle-ci pénètre dans la vallée Gladstone sur quelques kilomètres et crée une langue quasi continue, alimentée à l'amont par deux

vallées importantes en provenance du N.O.

La vallée Gladstone aurait donc été envahie par les glaces sur toute la longueur, mais celles-ci seraient d'origine locale à l'Est du cordon morainique de Swanson, et feraient partie intégrante du lobe de Kluane à l'Ouest de ce cordon. La banquette visible sur le versant Nord depuis l'Ouest de la moraine jusqu'à 'Rectangular Lake' indiquerait que l'altitude atteinte par les glaces dans le secteur était de 4000 pieds environ, du moins en bordure de ce versant. Le fait que les dépôts fluvioglaciaires -notamment les deux lambeaux de terrasse à l'Est du cordon morainique, les replats entre les embouchures des vallées 'Pluton' et Venus, le kame à l'embouchure de Venus et le kame deltaïque au Nord de 'Rectangular Lake'- présentent tous une surface comprise entre 3800 et 3900 pieds, altitude de la moraine, indique un niveau commun des plans d'eau depuis cette moraine jusqu'à l'embouchure de 'Mars'. Plutôt qu'une coïncidence, nous pensons que ces plans d'eau étaient reliés entre eux par des chenaux juxtaglaciaires entre les blocs de glace; et les eaux à ce niveau pouvaient s'écouler jusqu'à l'amont de la vallée Gladstone et passer le col entre les ruisseaux Gladstone et Isaac puisque l'altitude de celui-ci est de 3800 pieds. Ce modèle a l'avantage de fournir un exutoire pour les eaux de fonte tant de la langue glaciaire issue du lobe de Kluane que des glaciers locaux aboutissant dans la vallée Gladstone. Vu l'encaissement de cette vallée dans la chaîne Ruby et l'absence de cols à basse altitude, le seul écoulement possible est dans l'axe de la vallée, c'est-à-dire le col entre Gladstone et Isaac. La pente vers le N.O. de la terrasse au Nord de 'Rectangular Lake' confirme un écoulement des eaux vers l'amont de la vallée Gladstone.

Dans ce schéma, l'unité de rythmites lacustres du cordon morainique serait due à un plan d'eau coincé entre le versant Nord de la vallée, la langue de glace au Sud et à l'Ouest et la glace issue de Swanson à l'Est. L'exutoire de ce plan d'eau correspondrait à la banquette visible sur le versant Nord, donc juxtaglaciaire. La

terrasse à l'aval de Swanson, située également à une altitude comprise entre 3900 et 4000 pieds, correspondrait à un kame juxtaglaciare en relation avec le plan de cet exutoire.

3.2.2 Déglaciation:

- (1) En début de déglaciation, la langue active se serait amincie, se décollant davantage du versant, tandis que plus à l'amont dans la vallée des blocs de glace s'individualisent vu l'alimentation réduite, intensifiant la circulation des eaux de fonte. Il y aurait alors construction de l'unité de strates frontales ('foreset beds') dans le cordon morainique, formation d'un plan d'eau entre le bloc de glace de 'Rectangular Lake' et celui issu de 'Mars', avec sédimentation lacustre (unités de strates basales (bottomset beds), frontales (foreset beds) et sommitales (topset beds) observées dans la coupe du kame deltaïque), et sédimentation du kame à l'embouchure de Venus, le tout à un niveau compris entre 3800 et 3900 pieds.
- (2) L'unité de till dans la partie Sud du cordon morainique correspondrait à un dépôt basal de la langue de glace, mais celle plaquée contre les rythmites peut s'interpréter comme une réavancée tardive de la langue issue de Kluane ou comme une redéposition de matériel glaciaire transporté depuis l'aval de la vallée, c'est-à-dire un 'flow till'. L'idée de 'flow till' implique une déglaciation avec surabondance d'eau de fonte, sursaturation des sédiments et une quantité suffisante de particules fines dans le matériel pour le rendre plastique et provoquer un mouvement de masse. Le problème des 'flow tills' est complexe, et de nombreux auteurs se sont penchés sur le sujet, notamment Evenson *et al.* (1977); Lawson (1981); Eyles *et al.* (1983); Lajoie et St Onge (1985); et St Onge et Lajoie (1986). A la lumière de la granulométrie, pétrographie et minéralogie de ce diamicton par rapport aux autres unités, ainsi que les

modalités de déglaciation dans les autres secteurs de la région, nous essaierons d'argumenter l'hypothèse de réavancée glaciaire par opposition à celle de flow till.

- (3) A l'aval de la vallée Gladstone, des dépôts meubles occupent le fond de la vallée jusqu'à une altitude de 3200 pieds. Ceux-ci y forment des terrasses accolées aux versants, et se présentent en quatre niveaux d'altitude décroissante vers l'embouchure de la vallée, avec une altitude légèrement inférieure à 3200 pieds pour le niveau supérieur, et supérieure à 2700 pieds pour l'inférieur. En parallèle avec l'embouchure de Cultus, on peut considérer que les terrasses jusqu'à 3100 pieds correspondent à des niveaux du lac glaciaire de Kluane. Quant au niveau supérieur, rien ne le différencie des autres, et vu que Muller (1967) mentionne l'existence d'un niveau lacustre à une altitude de 3500 pieds à hauteur de la vallée Talbot, on peut concevoir un niveau vers 3200 pieds dans la vallée Gladstone. Ce schéma suggère une déglaciation Nord→Sud, avec un plan d'eau restreint au Nord du lac actuel et un exutoire à 3500 pieds, et un agrandissement progressif du lac vers le Sud avec amincissement de la glace et possibilités d'exutoires successifs à des altitudes décroissantes. Le fait que les sédiments meubles sont restreints à des terrasses accolées aux versants suggère la présence de glace au centre de la vallée, avec recul progressif au fur et à mesure de la déglaciation. Les observations sur le terrain révèlent que les séquences de coupes dans les terrasses ne diffèrent apparemment pas des séquences de la zone dont la surface présente une morphologie glaciaire: il s'agit de sédiments d'apparence glaciaire surmontés d'une unité silto-sableuse à rares cailloux, de type lacustre. La granulométrie de chacune des unités dans les coupes se révèle ici indispensable pour interpréter les séquences, et reconstituer les étapes de déglaciation dans le secteur. Il s'agit soit de tills de fond successifs recouverts simplement de sédiments lacustres du

lac glaciaire Kluane, mais alors pourquoi ces séquences glaciaires ne se prolongent-elles pas au centre de la vallée; soit on a affaire à des flow tills surmontés de sédiments lacustres, flow tills dus au remaniement de sédiments glaciaires sursaturés lors de la déglaciation par un apport massif d'eau de fonte, et glissant sur les bords du glacier; soit encore on aurait des tills de fond surmontés de flow tills par remaniement de ces tills de fond lors de la déglaciation, le tout surmonté de sédiments lacustres. L'apparence glaciaire de la surface à 2600 pieds serait due à la fonte progressive d'un culot de glace morte alors que s'édifiait le dernier niveau du lac glaciaire Kluane.

4. VALLEE ISAAC

L'amont de la vallée Gladstone, et son prolongement en vallée Isaac, nous amène sur la carte d'Alshihik, interprétée par Hughes (fig.3.4).

4.1 Description des dépôts: (fig.4.9 et 4.10)

Au col séparant les bassins des ruisseaux Gladstone et Isaac, on observe des buttes de quelques mètres de hauteur, dont le matériel est sablo-graveleux, avec litage décimétrique. Dans les séquences les plus grossières, des cailloux de 5 à 10 cm de diamètre sont présents. Certaines buttes présentent des enlèvements avec petites dépressions. Il s'agit de kames, résidus de la fusion de culots de glace morte.

Peu à l'Est de ces dépôts se développe une topographie en kames et kettles où les sédiments sont abondants et organisés en surfaces criblées de dépressions vers le centre de la vallée, mais en buttes plus isolées vers le versant Nord. Le versant Sud est profondément entaillé par des cirques, qui débouchent en couloirs d'avalanche et talus d'éboulis au fond de la vallée, mais les dépôts glaciaires et fluvioglaciaires y sont peu développés. Ce complexe de kames et kettles se situe à une altitude

comprise entre 3800 et 3900 pieds, et les sédiments y sont sablo-graveleux, peu compacts, avec litage décimétrique.

A l'Est de ce complexe on trouve un lambeau de terrasse accolé au versant Nord, à une altitude légèrement supérieure à 3900 pieds, qui s'élargit subitement en une large terrasse barrant toute la vallée. L'importance de ce niveau 3900 pieds est soulignée par le fait que la terrasse se prolonge vers l'Est en une banquette bien marquée sur tout le versant Nord de la vallée Isaac, et à l'embouchure de la vallée avec le lac Sekulmun cette banquette se transforme en gorge taillée dans le versant. En surface, la grande terrasse se caractérise par des chenaux anastomosés, et par une légère pente vers l'Est. A l'Est de la grande terrasse, une seconde terrasse située à une altitude légèrement supérieure à 3700 pieds se démarque le long du versant Nord, et se prolonge dans la vallée Isaac par des lambeaux de terrasse toujours accolés à ce versant. Cette basse terrasse montre quelques chenaux plus larges et continus, mais marquant toujours un écoulement vers l'Est des eaux. En coupe, les sédiments de la grande terrasse consistent en séquences litées, finement sableuses à sablo-graveleuses, et en milieu de coupe des pentes de l'ordre de 23° ont pu être mesurées. Il s'agit donc d'un kame deltaïque lacustre, et le lac associé à ce delta est marqué dans le paysage par la banquette du versant Nord. La basse terrasse ne présente aucune coupe, mais en creusant on trouve un matériel graveleux surmontant du sable fin, très homométrique, lité, sans le moindre gravier.

Face à ces terrasses et à l'Est de celles-ci aboutissent deux vallées importantes en provenance du Sud. A l'embouchure de ces vallées on trouve également des replats en forme de terrasses, dont le niveau correspond exactement à celui de la grande terrasse. Les sédiments y sont essentiellement du sable lité.

A quelques kilomètres de l'embouchure d'Isaac, le ruisseau a dégagé une coupe révélant des rythmites silto-sableuses fines, homométriques, avec quelques cailloux et un litage perturbé, surmonté d'une unité sablo-graveleuse avec nombreux cailloux et

un fin litage visible.

A hauteur du lac Sekulmun les dépôts suivants sont visibles:

- le niveau 3900 se retrouve sur le versant Nord sous forme de banquette, avec creusement d'une gorge exutoire menant dans la vallée Y; et sur le versant Sud au coin avec la vallée X s'étale une forme deltaïque.
- le niveau 3700 se retrouve sur le versant Sud, à l'Ouest du replat deltaïque de 3900, sous forme de dépôts d'aspect morainique; et sur le versant Nord une étroite banquette s'étend dans la vallée Y.
- on distingue un niveau 3500, qui se présente sous forme de delta sur le versant Sud et de cordon morainique de retrait au coin du versant Nord.
- de 3500 à 3300 pieds, une série de cordons morainiques latéraux se détachent du coin versant Nord - vallée Y.
- entre 3300 et 3200 pieds s'édifie le delta d'Isaac dans le lac Sekulmun.
- au dessus de 3900 pieds, on trouve sur le versant Nord des lambeaux de cordons morainiques situés entre 4800 et 4900 pieds. Le plus haut cordon pénètre dans la vallée Isaac sur quelques kilomètres, et s'incurve ensuite vers le centre de la vallée. Il se prolonge vers le Nord le long de la vallée Y vers la vallée Albert. Ce niveau maximum correspond sur le versant Sud à un cordon morainique avec banquette dans la paroi, et se raccorde à une gorge taillée dans la vallée X, dont l'altitude est de 4900 pieds. Un niveau à 4300 pieds se marque nettement sur le versant Sud par un replat deltaïque qui se prolonge dans la vallée X, et plus à l'intérieur de la vallée Isaac on retrouve des lambeaux de niveau lacustre à cette altitude.

La vallée Y, qui rejoint l'embouchure de la vallée Isaac à la vallée Albert, constitue un magnifique exemple de cordons morainiques de retrait, avec deltas proglaciaires associés. Ces cordons et deltas ont une altitude comprise entre 4000

pièds à proximité de la jonction avec la vallée Albert et 3700 pieds du côté de la vallée Isaac. Le plus haut delta proglaciaire se situe entre 3900 et 4000 pieds, ce qui correspond à la fois au niveau lacustre principal dans la vallée Isaac et à un niveau lacustre bien visible dans la vallée Albert à l'Est de la confluence avec la vallée Y. Les autres deltas proglaciaires successifs se situent chacun à une altitude légèrement inférieure au précédent, et leur pente vers le Nord indique que les eaux devaient s'écouler vers le lac glaciaire Albert. Le dernier delta, celui de 3700 pieds, se situe à même altitude que le col de la vallée Y. Il faut enfin noter que les deltas sont accolés au versant Ouest de la vallée Y tandis que le versant Est présente des cordons morainiques.

4.2 Interprétation

Que l'on considère l'hypothèse d'une langue de glace issue du lobe de Kluane se poursuivant dans Isaac (Muller, 1967) ou s'arrêtant au col entre Gladstone et Isaac (Hughes *et al*, 1969) ou l'hypothèse alternative que nous venons de présenter pour la vallée Gladstone, dans les trois cas la morphologie de l'amont de la vallée Isaac indique que de la glace s'y est écoulée, mais que son extension maximale correspondait à l'amont de la grande terrasse, celle-ci représentant un kame deltaïque dans un lac glaciaire qui occupait le reste de la vallée d'Isaac jusqu'à quelques kilomètres du lac Sekulmun actuel.

Au maximum de la glaciation, les dépôts dans la vallée Isaac à la confluence des vallées X et Y montrent que le lobe de glace qui s'écoulait dans la vallée du lac Sekulmun a pénétré vers le Nord dans la vallée Y et vers l'Ouest dans la vallée Isaac. Ces deux langues se sont arrêtées respectivement dans la vallée Albert et quelques kilomètres à l'amont de l'embouchure de la vallée Isaac. En ce qui concerne leur altitude, les plus hauts cordons morainiques dans la vallée Isaac se situent entre 4800 et 4900 pieds, c'est-à-dire 1000 pieds au-dessus du niveau lacustre suggéré par la

grande terrasse à l'amont. Le long de la vallée Y, ces cordons morainiques se poursuivent, mais sont identifiés par Hughes (man.) comme datant de la glaciation Reid. Il est dès lors possible que ces hauts cordons morainiques sur le versant d'Isaac Creek datent également de Reid. Durant l'épisode McConnell le lobe de Sekulmun aurait pénétré moins profondément dans la vallée Isaac, formant le barrage responsable du lac glaciaire mais avec une altitude des glaces n'excédant pas 4000 pieds sur le bord Nord, de façon à ce que les eaux du lac glaciaire puissent s'écouler entre le glacier et le versant Nord dans la gorge exutoire située à 3900 pieds. Ce niveau a dû être suffisamment stable pour permettre l'édification de la grande terrasse (kame deltaïque lacustre), des terrasses à l'embouchure des deux vallées en provenance du Sud, de la banquette lacustre continue sur le versant Nord, du replat deltaïque sur le versant Sud à proximité de l'embouchure et surtout le creusement de la gorge exutoire dans le versant Nord. L'importance de ce niveau est encore soulignée par le fait que dans la vallée Albert, où se jetaient les eaux du lac glaciaire Isaac, on a les traces d'un lac glaciaire situé à même altitude (ou très légèrement en-dessous). De plus, une altitude maximale des glaces aux environs de 4000 pieds le long des versants dans le secteur central des vallées Gladstone et Isaac concorde avec l'hypothèse d'une circulation des eaux depuis l'aval actuel de la vallée Gladstone (à hauteur du cordon morainique) vers la vallée Isaac, ainsi que nous l'avons suggéré.

Lors de la déglaciation, l'abaissement progressif du niveau des glaces du lobe de Sekulmun s'est traduit par la baisse du niveau de l'exutoire, ce qui explique la formation dans la vallée Y de deltas proglaciaires situés chacun à une altitude inférieure. L'amincissement de la glace s'est accompagné d'un recul progressif de la limite frontale du lobe de Sekulmun dans les deux vallées, traduit par une extension vers l'Est du lac glaciaire et d'une série de cordons morainiques de retrait dans la vallée Y. Vers 3700 pieds, il y a eu stabilisation temporaire, d'où édification de la

basée terrasse dans la vallée Isaac. Ce niveau, situé à l'altitude du col dans la vallée Y, correspond donc au niveau minimum d'un exutoire du lac glaciaire Isaac vers Albert. Ensuite, les eaux ont dû circuler sous, dans et/ou en bordure du glacier vers Sekulmun, ce qui a certainement accéléré le processus de déglaciation dans ce secteur. Les cordons morainiques situés entre 3500 et 3300 pieds à l'embouchure de la vallée Isaac montrent le recul de la glace, mais l'édification du delta dans Sekulmun, dont l'apex est à 3300 pieds, témoigne d'un réajustement catastrophique des eaux piégées dans la vallée Isaac à un niveau de base nettement inférieur, traduisant probablement le moment où le bouchon de glace du lobe de Sekulmun a sauté, provoquant la vidange du lac glaciaire Isaac.

A l'amont, la déglaciation s'est traduite par l'individualisation de blocs de glace issus des grands cirques ainsi que des vallées adjacentes, entre lesquels se sont édifiés des kames où subsistaient de petits culots de glace morte. Il en est résulté une topographie typique de glace morte, où la présence de gros blocs de glace se traduit actuellement par des lacs, et des limites régulières des zones de kames et kettles. Il faut également mentionner que, dans le secteur allant des lacs Gladstone jusqu'à la grande terrasse, de larges cônes occupent le débouché de vallées adjacentes et principaux couloirs d'avalanche. Ceux-ci n'ont jamais été datés, mais leur ampleur et la régularité de l'altitude de leur apex vers 4000 pieds suggèrent un âge tardiglaciaire, où le niveau de base était plus élevé que l'actuel et où la fonte des neiges et glaces sur le plateau a pu entraîner des débits considérables avec transport important de matériel. Cette hypothèse est encore appuyée par le fait qu'à l'amont de la grande terrasse, certaines buttes de désintégration glaciaire semblent se superposer aux cônes, au lieu d'être recouvertes par ceux-ci.

Dans les vallées Isaac comme Gladstone, l'étude pétrographique et minéralogique des sédiments permettra d'appuyer ou d'infirmer l'hypothèse de

glaciers locaux, et la granulométrie servira à comparer les dépôts de la chaîne Ruby avec ceux que nous avons échantillonnés dans la vallée Cultus-Jarvis, le long du lac Kluane et dans le bassin d'Aishihik.

5. VALLEE ALBERT

Le ruisseau Albert prend sa source peu au Nord d'un des lacs Gladstone, au sein de la chaîne Ruby, et se jette dans le lac Sekulmun à hauteur de la rive Nord (fig.4.11).

5.1 Description des dépôts:

Dans le secteur amont, on remarque un ensemble de cordons morainiques qui barrent les vallées adjacentes à leur embouchure, avec une courbure systématiquement vers l'amont de ces vallées, suggérant une langue de glace dans la vallée Albert qui déborde très légèrement à la confluence avec des vallées tributaires. Le cordon le plus à l'amont est situé à une altitude légèrement supérieure à 4800 pieds, alors que le plancher de la vallée Albert se trouve 400 pieds plus bas, traduisant une épaisseur minimale de glace de l'ordre de 500 pieds. Un peu plus à l'aval, le mince cordon barrant une vallée provenant du Sud est situé vers 4600 pieds, alors que le fond de la vallée est à 4300 pieds environ, indiquant une épaisseur de glace minimale de l'ordre de 300 pieds. Ce cordon se prolonge vers l'Est pour barrer une seconde vallée adjacente, et se poursuit sous forme de replat bien marqué jusqu'à hauteur d'une moraine barrant la vallée Albert. Deux kilomètres à l'aval, un double cordon morainique à l'embouchure d'une vallée en provenance du Nord avec courbure vers Albert semble indiquer un apport de glace de cette vallée adjacente. Quelques kilomètres à l'amont de cette vallée, un cordon morainique avec courbure vers l'amont correspondrait à une glace dans Albert débordant dans cette vallée comme

dans celles décrites plus à l'amont.

Le secteur compris entre le cordon morainique barrant la vallée Albert et la confluence Albert - vallée Y présente une morphologie confuse, où on distingue des sédiments meubles accolés aux versants dont l'aspect est glaciaire, mais avec des lambeaux de terrasses (kames?) à une altitude supérieure à 4000 pieds. Aucune coupe n'est visible.

A hauteur de la vallée Y, un niveau aux alentours de 3900 pieds est souligné d'une part par un vaste delta proglaciaire occupant tout le secteur S.O., et d'autre part par une banquette lacustre sur le versant Nord de la vallée Albert ainsi qu'un kame deltaïque et une terrasse à l'embouchure d'une vallée en provenance du Nord. La banquette se poursuit vers l'aval (N.E.) de la vallée, jusqu'à un coude vers le S.E. Au niveau du coude, on distingue un cordon morainique qui rejoint la vallée de Sekulmun, situé à une altitude de 4100 pieds environ. Depuis ce coude jusqu'au bassin d'Aishihik; la vallée est tapissée de sédiments meubles d'aspect morainique. Au niveau du débouché lui-même, un vaste replat en forme de delta s'étale entre les lacs Sekulmun et Aishihik, dont les sédiments sont constitués vers l'apex de sables et graviers bien triés, lités; tandis que l'aval du talus est constitué de rythmites silto-argileuses.

5.2 Interprétation

Ainsi que l'indique Hughes dans sa carte glaciaire (fig.3.4), un glacier local s'est écoulé dans la vallée Albert, débordant légèrement dans les vallées adjacentes, et se serait arrêté à hauteur du cordon morainique barrant la vallée, celui-ci marquant donc une extension maximale. Entre ce cordon et la vallée Y, Hughes interprète les sédiments comme datant de la glaciation Reid, avec un petit glacier s'écoulant dans la vallée tribulaire en provenance du Nord, à l'embouchure de laquelle se trouve le double cordon morainique. Ceci pourrait expliquer l'aspect dégradé des dépôts et

l'absence de coupes.

La langue glaciaire dans la vallée Y aurait, toujours selon cet auteur, butté contre le versant Nord de la vallée Albert, formant le barrage amont d'un lac glaciaire; le barrage aval étant une langue glaciaire également en provenance de Sekulmun, avec une altitude des glaces comprise entre 4000 et 4100 pieds. Aucun exutoire n'est indiqué pour ce lac glaciaire. Au vu des formes et en fonction de l'interprétation donnée pour la vallée Isaac, nous pensons que la langue glaciaire dans la vallée Y s'est arrêtée à la confluence avec la vallée Albert, permettant l'édification du delta proglaciaire dans le lac glaciaire Albert. Ce lac aurait alors pénétré quelques kilomètres à l'amont de la vallée Albert, où la topographie aurait servi de barrage. Ceci expliquerait pourquoi il n'y a pas de lac proglaciaire dans le secteur compris entre le cordon morainique et la vallée Y. Nous pensons également que la langue glaciaire issue de Sekulmun qui a envahi la partie avale de la vallée Albert n'a pas complètement barré le lac glaciaire, car si cela avait été le cas il n'y aurait pas eu d'exutoire possible pour le lac. Nous pensons donc que le long du versant Ouest de la vallée Albert les eaux ont pu circuler à la surface du glacier dont l'altitude était à peine supérieure à 3900 pieds, et s'échapper vers le N.O. dans la chaîne Nisling à la faveur d'une vallée dont le col est situé entre 3800 et 3900 pieds. Ce col est d'ailleurs repris sur la carte glaciaire de Hughes comme chenal d'écoulement, mais datant de la glaciation Reid.

Lors de la déglaciation, l'amincissement de la glace et le recul du front glaciaire ont permis aux eaux de s'écouler vers le bassin d'Aishihik en bordure de la langue glaciaire. Ceci a pu accélérer le processus de fonte, de façon à ce que le bouchon de glace à l'aval de la vallée Albert saute, vidant le lac glaciaire et provoquant l'édification d'un vaste delta dont l'apex est situé entre 3200 et 3300 pieds. Qui dit delta dit plan d'eau, et la similitude de niveau entre le delta et celui d'Isaac suggère

qu'il s'agit du lac glaciaire Aishihik - Sekulmun en voie de formation. A nouveau, la pétrographie et minéralogie des sédiments du delta par rapport à ceux des terrasses environnantes permettront de vérifier le modèle de déglaciation décrit ci-dessus alors que Hughes ne distingue pas de delta dans sa carte des dépôts meubles, mais indique que ce secteur fait partie intégrante d'un vaste lac glaciaire Aishihik - Sekulmun.

6. VALLEE MARS (fig.4.12)

Juste au Nord du kame deltaïque de 'Rectangular Lake' débouche la vallée que nous avons informellement appelée 'Mars' (cfr. Vallée Gladstone). Celle-ci présente une orientation O.-E., et relie la vallée Gladstone à celle du lac Sekulmun, avec un col situé à un peu moins de 5200 pieds.

Le secteur Ouest de la vallée (c'est-à-dire entre le col et la vallée Gladstone) présente un profil transversal en U, avec fond plat et versants raides, et une pente faible; tandis que dans le secteur Est le ruisseau s'encaisse rapidement, donnant un profil transversal en V, et une pente relativement forte.

6.1. Description des dépôts:

Dans le secteur Est de la vallée, rien ne marque le regard avant l'embouchure, où se développe le cordon morainique mentionné au paragraphe de Gladstone (3). Le fond de la vallée est recouvert d'un mince manteau de sédiments meubles, d'origine glaciaire et/ou de versant remanié.

Dans le secteur Ouest, une série de dépôts se localise à la confluence avec la vallée que nous avons informellement appelée 'Ruby': un cordon morainique avec courbure vers l'Est barre la vallée Mars à une altitude légèrement supérieure à 4300 pieds, suggérant une alimentation à partie du col; en prolongement de ce cordon morainique, le versant Nord révèle un niveau lacustre bien développé, parfaitement

continu et situé à une altitude de 4600 pieds environ. Celui-ci est temporairement interrompu au niveau d'une vallée suspendue venant du Nord, où on peut voir une topographie typique de glace morte, et se poursuit vers l'Est sur quelques kilomètres. En face de la vallée suspendue débouche une autre vallée adjacente, où un kame deltaïque s'étale au même niveau que la banquette lacustre du versant Nord. Dans la vallée Ruby, on retrouve une topographie de kames et kettles, avec rides et anneaux de contact glaciaire, développée essentiellement sur la rive Ouest, tandis que le versant Est se marque par un vaste replat situé lui-aussi à une altitude de 4600 pieds environ. Tous ces dépôts sont constitués de sables grossiers et graviers.

6.2. Interprétation:

Ainsi que mentionné au chapitre littérature, des divergences d'opinion existent quant à la direction d'écoulement de la glace dans le secteur Ouest de la vallée Mars. La glace venait-elle de Gladstone, pénétrant alors la vallée d'Ouest en Est et constituant une ramification du lobe de Kluane ainsi que le proposent Muller (1967) ainsi que Johnson et Kodybka (1984) ou bien trouvait-elle son origine à proximité du col, avec un écoulement Est→Ouest vers Gladstone et un écoulement Ouest→Est vers la vallée de Sekulmun, ainsi que le propose Hughes (in Johnson et Kodybka, 1984)?

En fonction des dépôts visibles à l'embouchure de la vallée Venus et du modèle présenté pour la vallée Gladstone, il est peu probable qu'une glace locale ait descendu la vallée Venus tandis qu'une glace régionale aurait remonté la vallée Mars. Le modèle local s'intègre donc mieux à notre schéma général, et est d'ailleurs appuyé par plusieurs observations: 1) La disposition spatiale des dépôts dans le secteur de Rectangular Lake : la terrasse deltaïque au Nord du lac indique (a) que la glace occupait surtout la rive N.O. de Gladstone et (b) qu'il fallait un barrage de glace à l'amont de la terrasse pour qu'il y ait formation d'un plan d'eau, ce qui suggère le

recul d'un glacier descendant la vallée Mars plutôt que le retrait d'une langue ayant débordé à partir de la vallée Gladstone. 2) L'altitude du col à 5200 pieds environ est trop élevée pour permettre une transfluence, puisque les auteurs s'accordent sur une altitude des glaces vers 5000 pieds dans la dépression Shakwak. 3) La présence d'un cirque au Sud du col a pu fournir une certaine quantité de glace, et la forme en bassin du col a pu favoriser une accumulation de glace. Cependant, seuls des outils comme la pétrographie et la minéralogie permettront de trancher la question.

Dans le secteur Est, un glacier provenant du col de la vallée Mars s'est étendu jusqu'à la confluence avec la vallée Ruby, là où se situe le cordon morainique, et la langue glaciaire qui a envahi cette vallée Ruby par transfluence depuis la vallée Fourth of July s'est également arrêtée peu à l'amont de la confluence. A l'extrémité Est de la vallée Mars, le lobe glaciaire de Sekulmun a pénétré sur quelques kilomètres, ainsi que le témoignent les cordons morainiques sur le versant Nord, et s'est arrêté à hauteur de la vallée suspendue, où on trouve des kames et kettles. Entre les glaciers provenant du col de Mars, de la vallée Ruby et le lobe de Sekulmun s'est formé un lac glaciaire, dont le niveau était à 4600 pieds environ et dont l'exutoire ne pouvait qu'être le long du versant Ouest de la vallée suspendue.

Lors de l'extension maximale, l'altitude atteinte par les glaces du lobe de Sekulmun était comprise entre 5000 et 5500 pieds, altitude des plus hauts cordons morainiques latéraux, et le lac glaciaire Mars s'étendait depuis la confluence Ruby - Mars jusqu'à la vallée suspendue.

Au début de retrait, ce lac s'est étendu vers l'Est par recul du front du lobe de Sekulmun, vers l'Ouest par recul du glacier de Mars et vers le Sud par recul de la langue transfluente de Ruby, tout en gardant le même exutoire; c'est ce qui explique la prolongation du niveau lacustre à l'Ouest du cordon morainique et à l'Est de la vallée suspendue, ainsi que la présence de la terrasse à 4600 pieds dans Ruby. Ce n'est que lorsque le recul du lobe de Sekulmun a libéré la gorge où s'écoule à présent

le ruisseau issu du col de Mars que le lac glaciaire s'est vidangé dans la vallée de Bear Lakes.

Lors de la déglaciation, l'abaissement du niveau des glaces a mis fin à la transfluence vers la vallée Ruby, et le culot inactif s'est désintégré, donnant cette topographie typique. Le fait que la langue de Mars ne présente pas cette morphologie constitue un indice supplémentaire d'une source locale au niveau du col de la vallée; car si on avait eu transfluence à partir de Gladstone l'arrêt de l'alimentation lors de la déglaciation aurait également dû donner un lambeau de glace morte qui se serait désintégré sur place.

7. BASSIN D'AISHIHIK

Etant donné l'altitude moins élevée du bassin d'Aishihik et du secteur S.E. de la chaîne Ruby, au maximum de la glaciation McConnell la glace du lobe d'Aishihik formait une couverture continue, où émergeaient quelques nunataks. L'extension maximale, les directions d'écoulement des glaces ainsi que le levé détaillé des dépôts meubles nous a été aimablement fourni par O.L. Hughes sous forme de documents manuscrits, et il nous semble dès lors inutile de répéter son travail. Nous nous pencherons seulement sur les problèmes d'extension maximale, et développerons surtout les modalités de déglaciation de ce lobe en rapport avec la formation du lac glaciaire Sekulmun - Aishihik.

7.1. Directions d'écoulement des glaces:

La glace en provenance de la chaîne des St Elias et des 'Coast Mountains' a pénétré vers le Nord à la faveur de la vallée de la rivière Aishihik, et s'est écoulée selon deux axes principaux: celui des lacs Canyon et Aishihik ainsi que celui de la rivière West Aishihik et du lac Sekulmun (fig.4.13 et 4.14). Des transfluences vi

cols du secteur du lac Ittlemit et un axe secondaire amont West Aishihik - Lister ont canalisé les glaces qui ont recouvert la région entre les lacs Aishihik et Sekulmun. De plus, des transfluences à partir de la vallée Jarvis vers celle de West Aishihik ont certainement contribué à l'alimentation du lobe d'Aishihik. Dans ce contexte d'écoulements via des cols et des étranglements de vallées, il sera intéressant de voir dans les dépôts la proportion de roches et minéraux régionaux versus locaux par rapport aux sédiments du lobe de Kluane où les sources régionales alimentent directement les vallées principales comme la dépression Shakwak (lac de Kluane) et celle de Jarvis.

7.2. Extension maximale (fig.4.15):

En ce qui concerne le débordement vers l'Ouest du lobe, nous avons vu lors de l'étude des vallées Mars, Isaac, Y et Albert (fig.4.14) que la pénétration était réduite à quelques kilomètres, et que l'extension proposée par Hughes était légèrement exagérée. Vers le Nord en revanche, l'étude conduite par Beaudet (1986) suggère que le secteur de Mackintosh a été envahi par la glaciation McConnell, alors que la limite fixée par Hughes se situe au niveau des cols séparant les vallées d'Aishihik et de Mackintosh. Nous nous sommes dès lors penchés sur la zone du chenal d'écoulement au Nord du lac Stevens, et la photo-interprétation montre que plusieurs replats sont cribblés de kettles, et que de minces cordons morainiques sont visibles le long du versant. Il est donc possible que la glaciation McConnell se soit étendue plus au Nord que ne le montrent les limites officielles, mais l'étude détaillée du secteur compris entre les glaciations Reid et McConnell sort du cadre de cette étude.

7.3. Déglaciation

7.3.1. Secteur Nord du lobe (fig.4.15)

La photo-mosaïque montre que la morphologie dominante est celle d'une

topographie de glace morte:

- (1) Au N.E. du lac Aishihik, le lobe est venu butter contre un substratum remontant et, qu'il y ait eu arrêt au niveau des cols ou transfluences vers Mackintosh, cette situation est favorable à une remontée abondante de débris le long de plans de cisaillement (Parizek, 1969); et lors de la déglaciation un arrêt de l'alimentation a pu transformer cette zone en glace morte pleine de sédiments, qui par fusion a donné ce type de topographie.
- (2) Au Nord du lac Stevens, on distingue un cordon morainique à l'amont duquel la topographie descend vers le lac, et est criblée de kettles. Dans ce cas-ci, il s'agit du flanc proximal d'une moraine de cisaillement, où lors du recul du front glaciaire les culots de glace enterrés sous les sédiments ont fondu progressivement, laissant des dépressions actuellement occupées par de petits lacs. Cette surface est comprise entre 3200 et 3100 pieds.
- (3) Au Sud de l'aéroport d'Aishihik, la terrasse qui rejoint le delta d'Albert Creek présente une structure remarquable en alvéoles, "nids d'abeille", probablement due au réseau de fracturation de la glace (St Onge et Geurts, 1982). Les dépressions sont de taille nettement inférieure à celle des deux secteurs précédents, et les rides qui les séparent forment un réseau régulier, et se situent toutes à peu près au même niveau, ce qui suggère une édification en fonction d'un plan d'eau bien stable. Il ne s'agit donc plus de débris entraînés le long de plans de cisaillement, mais de fonte progressive de culots de glace morte en blocs de plus en plus fracturés, entre lesquels circulent des eaux de fonte chargées de sédiments. L'altitude de cette surface est de 3200 pieds environ.
- (4) Le long du lac Aishihik, à hauteur de la rive Nord du lac Sekulmun, on distingue un complexe de kames et kettles dont l'aspect diffère encore des précédents: les kames couvrent une superficie nettement supérieure à celle des kettles, et ces derniers peuvent présenter un réseau interne de fracturation en

"nids d'abeille" Il peut s'agir ici de dépôts juxtaglaciaires, où la fonte subséquente de culots de glace morte dans les sédiments a provoqué la formation de kettles, tandis que les blocs de glace à la surface se sont fracturés, donnant un réseau en alvéoles.

Le delta d'Albert Creek est constitué de deux surfaces inclinées N.O.→S.E. qui occupent la majeure surface du secteur compris entre la berge Nord du lac Sekulmun et la rive N.O. du lac Aishihik. L'apex du delta supérieur est situé à une altitude proche de 3300 pieds, le delta lui-même descend jusqu'à 3200 pieds, et 50 pieds sous ce niveau s'étend le delta inférieur. Le delta supérieur est bordé au S.O. par le versant de la chaîne Ruby, mais au N.E. la limite est indentée, et correspond au passage à la surface où se développe la structure en nids d'abeilles mentionnée ci-dessus. Le delta inférieur est bordé au Nord par le delta supérieur et au Sud une plaine alluviale, quelques mètres au-dessus du niveau actuel du lac Sekulmun, sépare la rive Nord de ce lac du versant du delta. En ce qui concerne les dépôts, le delta supérieur ainsi que l'apex de l'inférieur est constitué de sables et de graviers lités, où un pendage de 22° a pu être mesuré, mais à l'aval du côté distal du delta inférieur on trouve des rythmites silto-argileuses. Il semble donc que le delta supérieur se soit édifié entre la chaîne Ruby, un complexe de glace morte et le front du glacier de Sekulmun. Le recul postérieur de ce dernier aurait permis la formation du delta inférieur, de taille beaucoup plus réduite.

Au Nord du lac Aishihik, une large coupe expose les sédiments constituant une vaste terrasse en arc-de-cercle, qui se prolonge vers le Nord en un chenal exutoire marqué par une série de lacs. Au centre, il s'agit d'épaisses rythmites argilosilteuses, avec quelques minces lits de sable fin; au coin Est on observe des lits inclinés de sables et de graviers, et au coin Ouest des dépôts de till compact. La terrasse est située à un peu plus de 3050 pieds d'altitude, et la terrasse qui la borde (sur laquelle

la piste d'atterrissage a été construite) se situe une centaine de pieds plus haut (3150 pieds environ). Cette dernière se prolonge le long de l'exutoire, jusqu'à la moraine terminale; elle présente une surface plane, mais est découpée en plusieurs lambeaux par des zones de kames et kettles situées légèrement en contrebas.

Dans sa partie N.E., le lac Aishihik est divisé en deux bras, séparés par une colline de roche en place, et un chapelet de lacs situés à 3150 pieds environ relie le bras Est à l'exutoire Nord mentionné ci-dessus. Il s'agit manifestement d'un chenal permettant l'écoulement vers le Nord des eaux de fonte d'un glacier situé à l'emplacement du lac Aishihik actuel. Les sédiments observés par sondage en bordure de ce chenal sont des graviers homométriques grossiers, surmontés de silts argileux lités de 20 cm d'épaisseur.

Trois niveaux principaux semblent donc se dégager dans le secteur Nord du lobe d'Aishihik: un niveau supérieur, compris entre 3200 et 3300 pieds, constitué du delta supérieur d'Albert et la terrasse où sont développés les nids d'abeille; un niveau intermédiaire situé aux alentours de 3150 pieds, constitué du delta inférieur d'Albert, de la terrasse de l'aéroport qui se poursuit vers le Nord et encadre le chenal exutoire ainsi que du chenal reliant le bras Est du lac à la terrasse de l'aéroport; et enfin un niveau à 3050 pieds, altitude de cet exutoire et de la terrasse juste au Nord du lac Aishihik actuel.

En fonction de toutes ces observations, nous proposons le schéma de déglaciation suivant:

- (1) En début de retrait, la glace constituant le front N.E. du lobe d'Aishihik cesse d'être active, donnant naissance au vaste complexe de kames et kettles compris entre 3500 et 3900 pieds d'altitude, tandis que le front de la langue qui pénétrait dans la vallée Albert reculait progressivement.

- (2) La fonte des culots de glace en altitude a pu contribuer à une surabondance d'eau dans le secteur, et vu la proximité ainsi que la faible épaisseur de la glace à hauteur de la moraine terminale, les eaux de fonte pouvaient s'écouler vers le Nord via le chenal exutoire qui était déjà actif au maximum de la glaciation. Lorsque le bouchon de glace à l'embouchure de la vallée Albert a sauté, les eaux du lac glaciaire Albert ont pu inonder la zone coincée entre le glacier encore actif dans la vallée du lac Sekulmun et le large bloc de glace morte abandonné par le glacier d'Aishihik en retrait. A ce stade, le niveau d'écoulement des eaux devait être légèrement supérieur à 3200 pieds, avec pour conséquence l'édification du delta d'Albert à cette altitude. La présence d'une large terrasse de kame à cette altitude le long de la rive Ouest du lac Aishihik montre non seulement que les glaciers d'Aishihik et de Sekulmun formaient deux langues séparées, mais surtout que dès le début de la déglaciation la fonte affectait les flancs des glaciers aussi bien que leur front.
- (3) Par fonte de la glace morte de la zone terminale, le niveau d'écoulement s'est graduellement abaissé, pour se stabiliser aux environs de 3150 pieds, altitude du delta inférieur d'Albert et de la terrasse de l'aéroport, ce qui suggère un léger recul du front du glacier dans Sekulmun et une canalisation des eaux de fonte du glacier d'Aishihik stabilisé au talus marquant l'extrémité Sud de cette terrasse de l'aéroport et au niveau du bras en deux larges chenaux marqués actuellement dans le paysage par une série de lacs.
- (4) Un abaissement du niveau de base plus au Nord dans la chaîne Nisling a provoqué l'encaissement d'un chenal plus étroit jusqu'à une altitude de 3050 pieds, alors qu'à cette époque le front du glacier d'Aishihik avait reculé jusqu'à la rive Nord du lac actuel (à quelques mètres près), provoquant la formation d'un petit lac proglaciaire. Entre les deux lacs, un chenal maintient une liaison entre les eaux de fonte du glacier Sekulmun et ce lac proglaciaire.

- (5) Les langues glaciaires des lacs Sekulmun et Aishihik ont continué à fondre, provoquant un agrandissement progressif du lac glaciaire Sekulmun - Aishihik, et lors du dégagement de l'exutoire Sud un changement de drainage s'est opéré, le niveau de ce lac glaciaire s'est abaissé, probablement jusqu'à l'altitude du delta édifié par la rivière qui lie le lac Sekulmun au lac Aishihik.

7.3.2. Chronologie

- (1) Juste à la limite Sud de la ceinture de moraine de désintégration, un échantillon de tourbe d'un étang gelé, prélevé par O.L. Hughes dans une couche organique surmontant des silts lacustres et surmonté de silts argileux à coquillages abondants a fourni une date de 9660 +150 BP (GSC-749). Selon ce chercheur, la date donne l'âge minimum du retrait de la glace de la position marquée par la ceinture morainique (in Lowdon and Blake, 1970, p.75).
- (2) O.L. Hughes a également prélevé un morceau de bois dans la coupe formant la rive Nord actuelle du lac Aishihik, 5 pieds sous la surface. Ce bois, qui était situé dans une couche organique surmontant des rythmites glaciolacustres et surmontée de silts argileux à mollusques, a fourni une date de 7140 +140 BP (GSC-755). Selon Hughes (in Lowdon and Blake, 1970, p.75) la date fournit l'âge minimum du drainage du lac glaciaire Aishihik - Sekulmun vers le Sud.
- (3) Le long de la rivière drainant actuellement la lac Sekulmun vers le lac Aishihik, une coupe dans des silts lacustres du delta inférieur d'Albert (\approx 3150 pieds) montre un replat situé à 3050 pieds, correspondant au niveau du dernier exutoire vers le Nord (Geurts *et al.*, 1985). Une dizaine de pieds sous la surface du replat, un échantillon prélevé dans un horizon tourbeux a livré une date de 9790 +130 BP (LV-1475). Cet horizon surmonte des rythmites lacustres et est surmonté de sables. Le développement de la tourbe correspond probablement à l'abandon du chenal par encaissement dans les silts lors d'un

nouvel abaissement de l'exutoire du lac glaciaire Aishihik, et la transformation du replat en zone marécageuse. Ce nouvel abaissement de l'exutoire ne peut correspondre qu'à un changement de drainage vers le Sud, puisque le niveau du dernier exutoire vers le Nord est à 3050 pieds, altitude du sommet du replat. Cette date de 9790 +130 BP se révèle donc particulièrement importante, puisque d'une part elle tend à vieillir considérablement l'âge minimum du drainage vers le Sud donné par le bois de la coupe au Nord du lac Aishihik (7140 +140 BP), et que d'autre part elle coïncide avec l'âge donné par la tourbe de l'étang au Sud de la ceinture morainique (9660 +150 BP). En fait, la localisation géographique de cet étang indique qu'il s'agit du niveau de 3150 pieds, soit l'ancien chenal exutoire vers le Nord. L'encaissement de 100 pieds entre les deux exutoire se serait donc effectué en un laps de temps très court (150 ans au maximum), ce qui est concevable dans des sédiments meubles fluvioglaciaires et glaciolacustres. Il semblerait ainsi que le changement de drainage vers le Sud se soit effectué très tôt lors de la déglaciation, suggérant que tout le bassin d'Aishihik se soit déglacé quasi-simultanément, par opposition à un retrait progressif du Nord au Sud du lobe de glace.

7.3.3. Lobe d'Aishihik

En l'absence de datation absolue, nous ne pouvons appuyer cette hypothèse de déglaciation très rapide que par des indices géomorphologiques. Nous nous sommes ainsi penchés sur les traces de niveaux lacustres tout au long du bassin d'Aishihik - Sekulmun. Voici nos constatations:

- (a) Les grands deltas d'Isaac (fig.4.14), d'Albert (fig.4.15) et de Lister (fig.4.14) montrent tous trois un apex aux environs de 3300 pieds, et une édification entre 3300 et 3200 pieds. Ces trois deltas correspondent de plus à une vidange de lac glaciaire lorsque le bouchon de glace à l'aval des vallées respectives a sauté.

Enfin, dans les trois cas, le delta s'est édifié alors que subsistaient encore des culots de glace morte entre le versant et le Nord du delta. L'agrandissement de la photographie aérienne du delta de Lister (fig.4.16) montre clairement ce phénomène. L'altitude inférieure du secteur de glace morte par rapport à la surface du delta ainsi que le réseau des chenaux prouvent que le delta s'est formé avant la fusion des culots de glace. Ces trois deltas datent donc d'un stade précoce de la déglaciation, et leur altitude commune alors qu'ils sont géographiquement très éloignés les uns des autres suggère qu'ils se sont formés dans des plans d'eau régis par un même exutoire, même si ces plans ne communiquaient pas directement entre eux; il s'agirait du niveau supérieur du lac glaciaire Sekulmun - Aishihik.

- (b) L'existence de plans d'eau à un niveau compris entre 3200 et 3300 pieds est confirmée au Sud des deux lacs par la présence de chenaux et de kames développés à cette altitude (Bear Lakes, Lac Hopkins, fig.4.13).

Un dernier argument en faveur d'une désintégration rapide est l'abondance des topographies de glace morte, classifiées en 'kames and kettles', 'low relief hummocky ground moraine' et 'high relief disintegration moraine' (Prest, 1968). Celles-ci se retrouvent tant dans le lobe de Kluane que dans celui d'Aishihik, et au sein même de la chaîne Ruby.

Nous pouvons distinguer deux types de situation: 1) des zones extensives situées soit en bordure du lobe d'Aishihik, juste en-deçà des moraines terminales telles qu'établies par Hughes (man.), soit à altitude relativement élevée sur le plateau entre les lacs Sekulmun et Aishihik, et 2) des zones allongées dans l'axe de vallées plus ou moins étroites et à pentes plus ou moins fortes (Isaac Creek, Cultus Creek, Jarvis River...).

Leur morphologie est variée: dans certains cas apparaît une structure en

alvéoles, "nids d'abeille" probablement due au réseau de fracturation de la glace (St Onge et Geurts, 1982), tandis qu'ailleurs il s'agit plutôt de monts et dépressions circulaires ou ovales, accompagnés de crêtes sinueuses. Nos observations montrent soit un matériel très hétérométrique et compact, soit un matériel trié tantôt grossier (blocs, graviers, sables grossiers), tantôt fin et lité; le tout dans un espace restreint. Ceci témoigne de conditions de mise en place extrêmement variables, où glace comme eau peuvent jouer un rôle prédominant. L'étude de Parizek (1969) dans le centre-sud de la Saskatchewan, sur les "Glacial Ice-Contact Rings and Ridges" apporte de nombreux points de comparaison. L'auteur met en effet en évidence la variabilité des formes au point de vue taille (longueur, largeur, hauteur) et environnement (glaciolacustre, fluvioglaciaire, till d'ablation ou supraglaciaire...) qui reflètent la variété des conditions de déglaciation.

L'étude de ces formes considérées comme mineures peut aider à la reconstitution des conditions et du déroulement du retrait des glaces, si l'on connaît leurs conditions idéales de formation. Selon Parizek (1969, p.100) "Ice-contact rings and ridges are best displayed in size, form diversity and frequency of occurrence where englacial debris was abundant, high above the base of the glacier, and where thick accumulations of supraglacial debris resulted from stagnation... these conditions were met where live ice thrust upon and overrode dead ice near the glacier's margin during successive readvances and where thrusting at the snout of the glacier accompanied ice movement over selected topographically high areas". Ceci diffère sensiblement des conditions de notre région: les topographies de glace morte dans les vallées étroites de la chaîne Ruby correspondent plutôt à un mouvement de la glace vers l'aval de ces vallées, et non à des contrepentes, sans qu'il y ait évidence de réavancées successives, car les cordons morainiques apparaissent isolés. Nous avons en fait constaté que ces topographies typiques apparaissaient systématiquement à l'aval du col de partage des vallées (en considérant la direction de mouvement des

glaces). Ceci suggère une déglaciation avec arrêt brusque de l'alimentation lorsque l'altitude des glaces atteint juste celle des cols. Chaque secteur correspondant à une topographie de glace morte se serait alors formé indépendamment, par isolement d'un culot de glace plus ou moins épais, et à un stade différent du retrait glaciaire. Les zones extensives d'Aishihik pourraient répondre au même mécanisme d'alimentation brutalement interrompue, puisque les glaces du lobe devaient franchir plusieurs cols à hauteur de la vallée de Jarvis et du lac Ittlemit. L'importance des formes viendrait du fait qu'il s'agissait d'une langue de glace plus importante. Mais ici, certaines conditions de Parizek sont rencontrées, car nous nous trouvons à la marge du glacier, avec une topographie qui s'élève vers l'Ouest et le N.E., permettant la remontée de débris le long de plans de cisaillement.

La présence de topographies de glace morte en altitude suggère une déglaciation par amincissement de la glace de tout le lobe d'Aishihik, suivi d'un rétrécissement en langues glaciaires concentrées aux lacs Sekulmun et Aishihik actuels, puisque ces topographies se retrouvent notamment sur la rive Ouest du lac, à des altitudes légèrement supérieures à 3300 pieds.

En résumé, nos évidences de terrain indiquent une déglaciation marquée par un abaissement de l'épaisseur des glaces, laissant des culots de glace morte en altitude et un recul tant latéral que frontal des langues glaciaires. La présence du niveau supérieur du lac glaciaire dans le Sud comme dans le Nord de la région suggère que la déglaciation a affecté la chaîne Ruby et le bassin d'Aishihik simultanément, et le fait que le drainage vers le Sud du lac glaciaire se soit effectué à une date très précoce confirme la rapidité de cette déglaciation, ce qui peut s'expliquer par un arrêt brusque de l'alimentation.

L'étude par photographies aériennes conjuguée à nos observations de terrain permet de suggérer un modèle de déglaciation pour la vallée Cultus - Jarvis qui diffère de celui indiqué par Muller (1967), avec un lac glaciaire perché, localisé dans le secteur amont de la vallée Cultus, barré à l'Est et à l'Ouest par une langue glaciaire. Un abaissement du niveau des glaces aurait ensuite coupé l'alimentation à l'aval de la vallée Cultus, avec abandon d'un large culot de glace qui aurait fondu alors que s'établissait le lac glaciaire Kluane.

La vallée Gladstone - Isaac, par sa localisation stratégique entre les lacs Kluane et Sekulmun, se révèle extrêmement intéressante, car elle nous permet de proposer une limite maximale d'extension vers l'Est du lobe de Kluane à hauteur d'un imposant cordon morainique situé à environ 15 km de l'embouchure du ruisseau Gladstone, tandis que le lobe de Sekulmun n'aurait pénétré vers l'Ouest que quelques km dans la vallée Isaac. Entre les deux lobes, la vallée aurait été alimentée par des glaciers locaux, avec formation d'un lac glaciaire dans la vallée Isaac. En début de déglaciation, celui-ci se serait vidangé par rupture du barrage de glace, avec édification d'un large delta.

A nouveau cette hypothèse diffère de celle proposée par Muller, où le lobe de Kluane aurait envahi la vallée Gladstone au moins jusqu'au col la séparant d'Isaac.

Ce problème d'une alimentation locale par opposition à une alimentation régionale se répercute sur la vallée Mars, localisée entre la vallée Gladstone et celle de Sekulmun.

Dans la vallée Albert, un glacier local semble avoir envahi le secteur amont, tandis que l'aval est barré par une extension du lobe de Sekulmun, provoquant la formation d'un lac glaciaire. Lors de la déglaciation, une vidange catastrophique du lac se serait produite lorsque le barrage de glace a cédé, permettant la formation

rapide d'un delta à l'embouchure de la vallée, au contact des glaces du lobe d'Aishihik et de Sekulmun. Ceci diffère de l'interprétation de Hughes (fig.3.4), qui indique un lac glaciaire continu Aishihik - Sekulmun à ce niveau.

Dans le secteur Nord d'Aishihik, nous proposons une déglaciation rapide où, dans un premier stade, le niveau des glaces s'est abaissé, laissant inactive la ceinture de glace qui buttait contre la topographie remontante ainsi que la glace en altitude sur le plateau qui sépare les lacs Aishihik et Sekulmun. Ensuite, les eaux de fusion de cette glace inactive, auxquelles s'ajoutent les eaux de vidange du lac glaciaire Albert provoquent la formation de plans d'eau entre cette ceinture et le front des langues glaciaires d'Aishihik et de Sekulmun, avec écoulement de ces eaux de fonte vers le Nord, selon la direction du chenal d'écoulement déjà fonctionnel au maximum de la glaciation.

Le niveau de l'exutoire se stabilise aux alentours de 3150 pieds, avec création d'un large plan d'eau - exutoire, et s'abaisse très rapidement au niveau de 3050 pieds. A ce moment, l'exutoire Sud du lac Aishihik se libère, provoquant une inversion de drainage.

Cette déglaciation rapide semble avoir affecté tout le bassin d'Aishihik, puisque les deltas d'Isaac et de Lister se construisent au même niveau que celui d'Albert, indiquant au moins une communication entre les plans d'eau dans lesquels les deltas s'édifient. Vu l'abaissement rapide du niveau de l'exutoire, on peut également penser que ces trois deltas datent du même stade précoce de déglaciation, correspondant à un niveau supérieur du lac Aishihik - Sekulmun. Celui-ci devait se présenter sous forme de lacs marginaux, puisque les rives Nord correspondent, à quelques mètres près, au front régulier de deux langues glaciaires qui subsistaient alors que le dernier exutoire vers le Nord était déjà fonctionnel; c'est également ce qu'indiquent les kettles dans les bordures Nord des deltas.

Tant dans la chaîne Ruby que dans la dépression Shakwak et le bassin d'Aishihik la présence de topographies de glace morte indiquent une déglaciation par abaissement du niveau des glaces, provoquant un arrêt de l'alimentation par barrage au niveau des cols de passage.

L'eau de fonte semble jouer un rôle prépondérant lors de la déglaciation, puisque la grosse majorité des dépôts sont de type fluvioglaciaire ou glaciolacustre, et qu'un peu partout dans la chaîne des lacs glaciaires se sont formés et vidangés. La granulométrie nous permettra de comparer les différents types de dépôt d'un même secteur ainsi que des dépôts de même type appartenant à des lobes différents, ce qui devrait aboutir à une classification de ces sédiments et des éclaircissements concernant les rôles respectifs de l'eau et de la glace en tant qu'agents d'érosion, de tri ou de remaniement.

Dans le contexte présenté au cours de ce chapitre, nous voyons également que la pétrographie et la minéralogie des sédiments pourront nous permettre de vérifier les directions d'écoulement des glaces, et d'accentuer ou d'infirmer la présence de glaciers locaux dans la chaîne Ruby. Ceci devra se faire par comparaison avec des sédiments issus des lobes de Kluane et d'Aishihik. Nous pourrons également vérifier l'impact des transfluences sur la composition des débris transportés, ainsi que l'influence de la lithologie locale lors de la fusion de culots de glace morte.

Figure 4.1: Photo mosaïque de la vallée Cultus - Jarvis

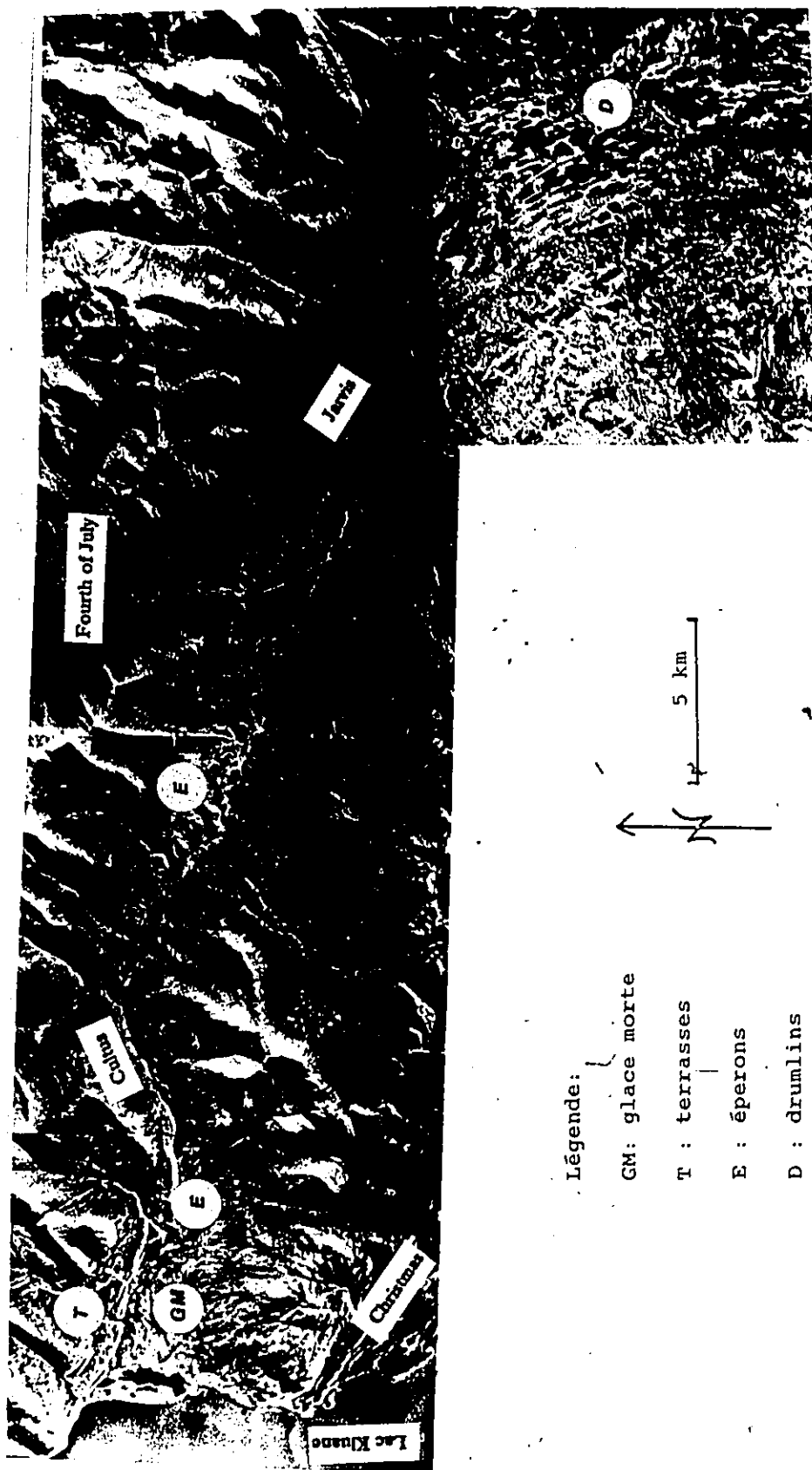


Figure 4.2: Champ de drumlins dans la vallée Jarvis

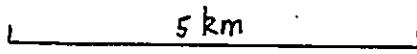
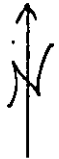
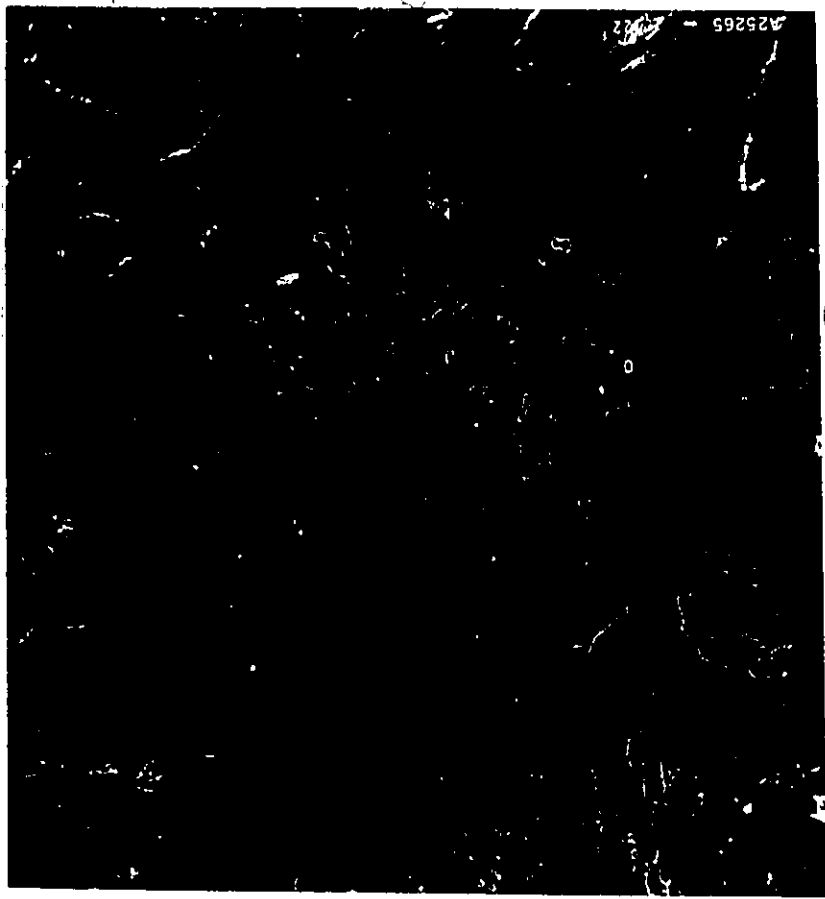


Figure 4.3: Coupe de silts lacustres (amont Cultus)

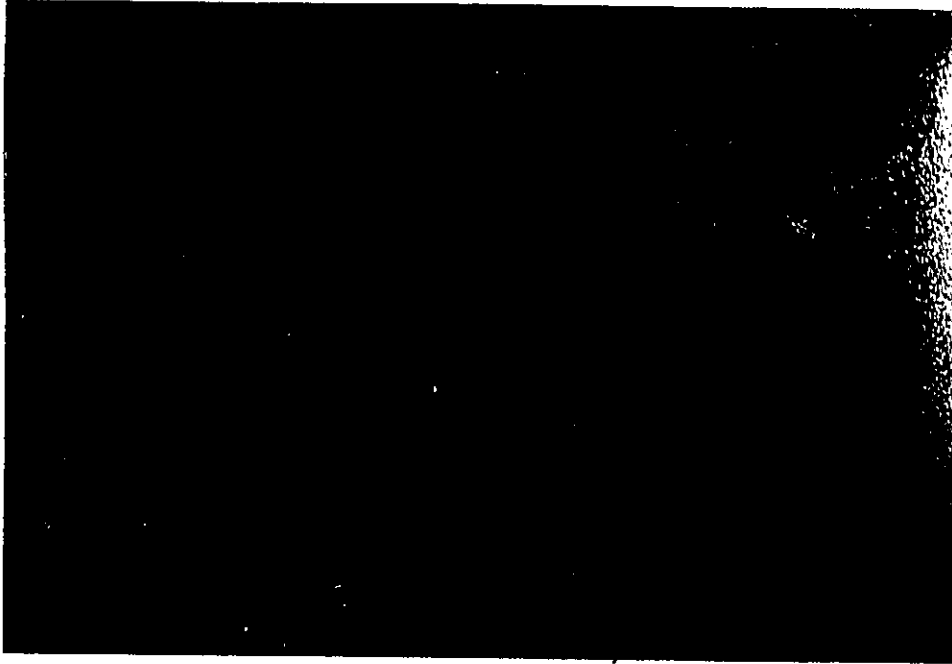
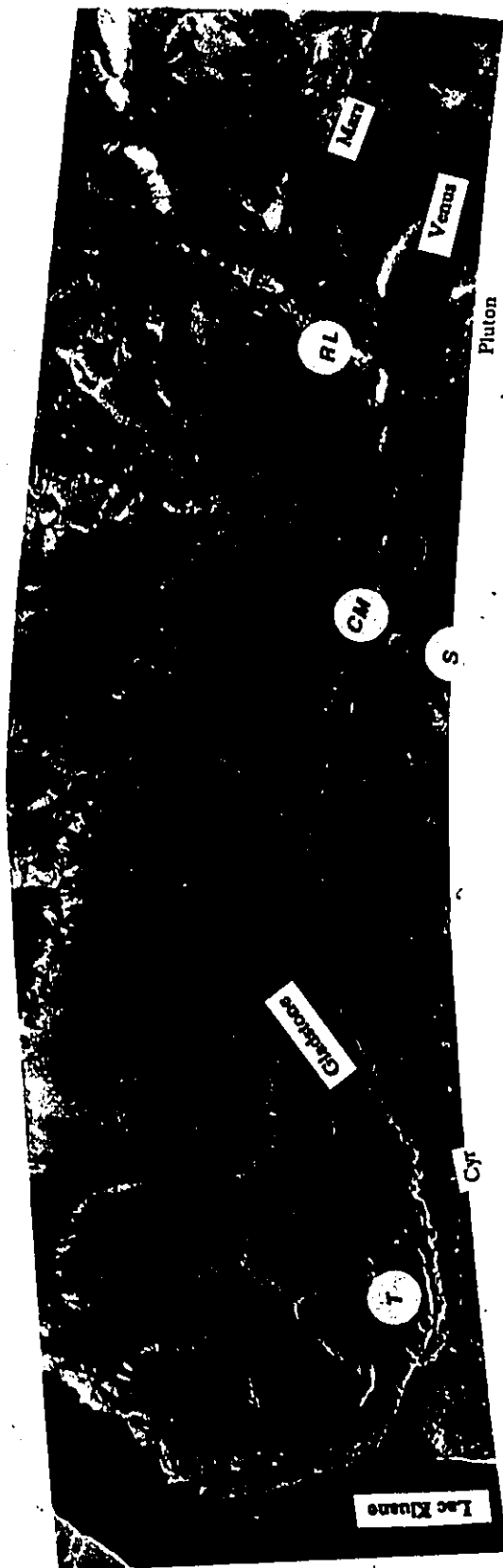


Figure 4.4: Aval de la vallée Cultus



Figure 4.5: Photo mosaïque de la vallée Gladstone



Légende:

RL: Rectangular Lake

CM: Cordon Morainique

S : ruisseau Swanson

T : Terrasses



5 km

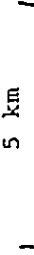
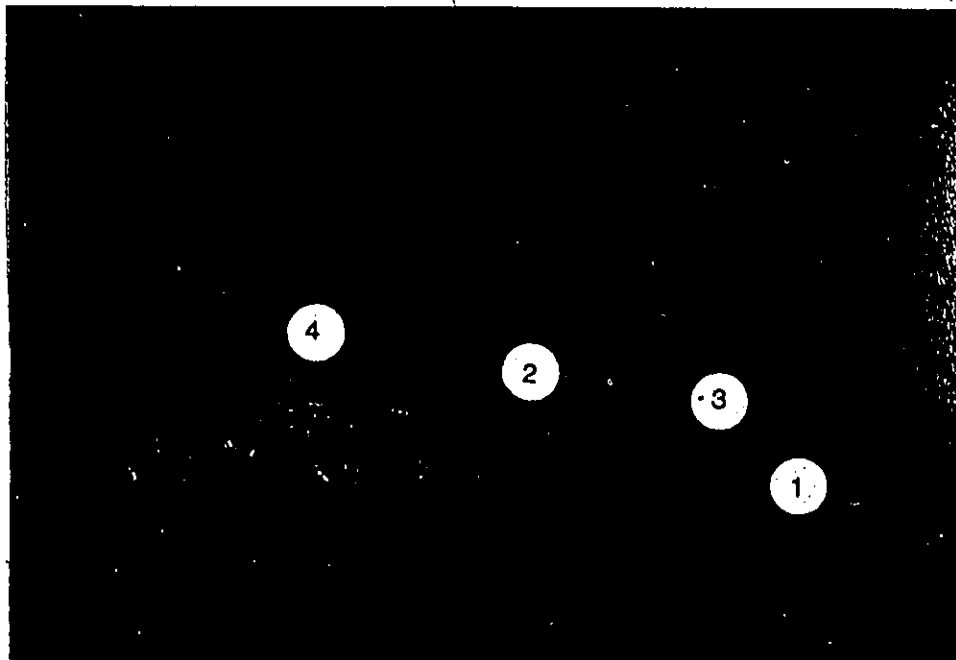


Figure 4.6

Cordon morainique dans la vallée Gladstone



unité 1: till

unité 2: rythmites

unité 3: strates frontales (foreset beds)

unité 4: till ou flow till

Figure 4.7: Kame au Nord de 'Rectangular Lake'

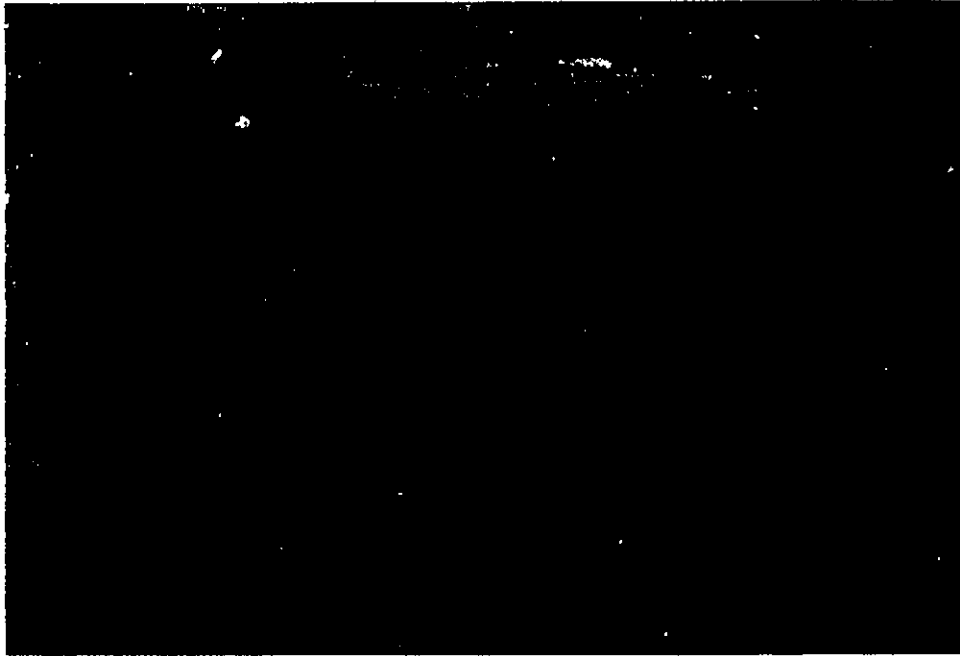


Figure 4.8: Embouchure de la vallée Venus

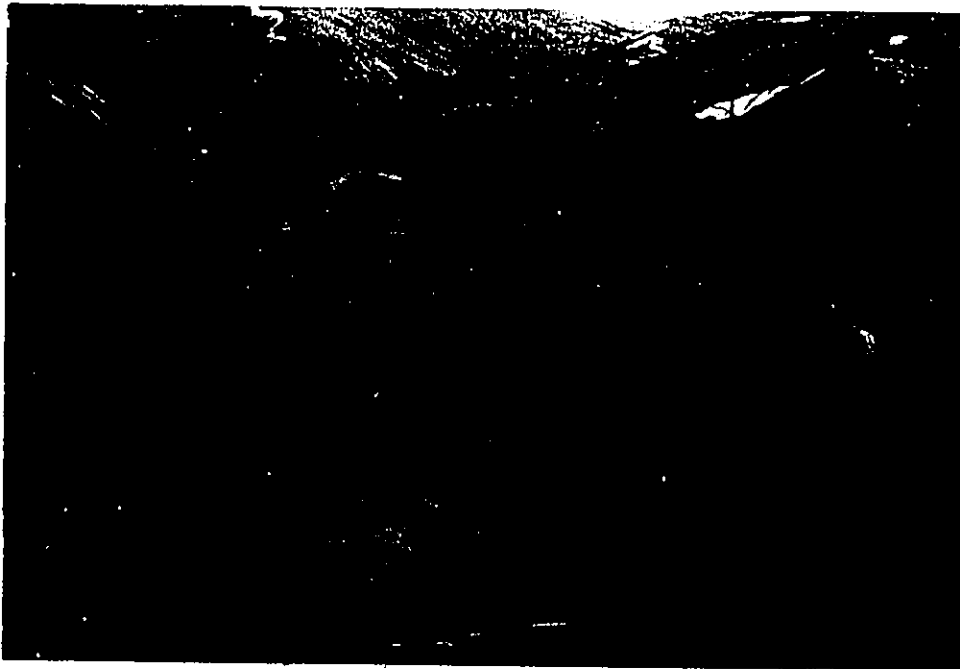


Figure 4.9: Photo mosaïque de la vallée Isaac



Légende:

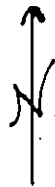
GT: Grande Terrasse

BT: Basse Terrasse

GM: Glace Morte

GE: Gorge-Exutoire

DI: Delta Isaac



5 km

Figure 4.10

Vue vers l'Est dans la vallée Isaac

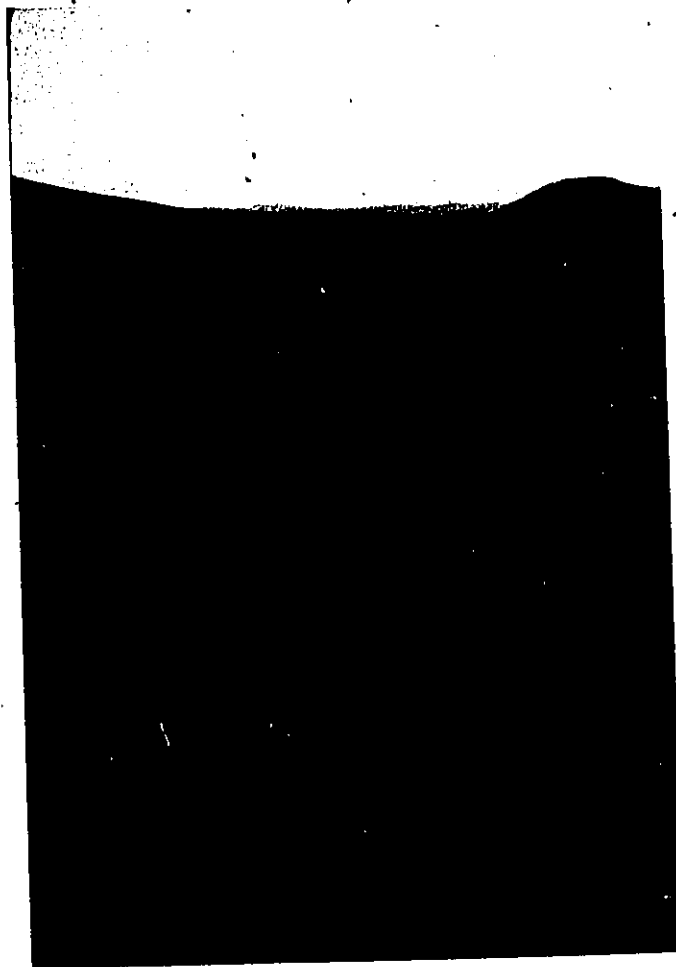


Figure 4.11: Photo mosaïque de la vallée Albert

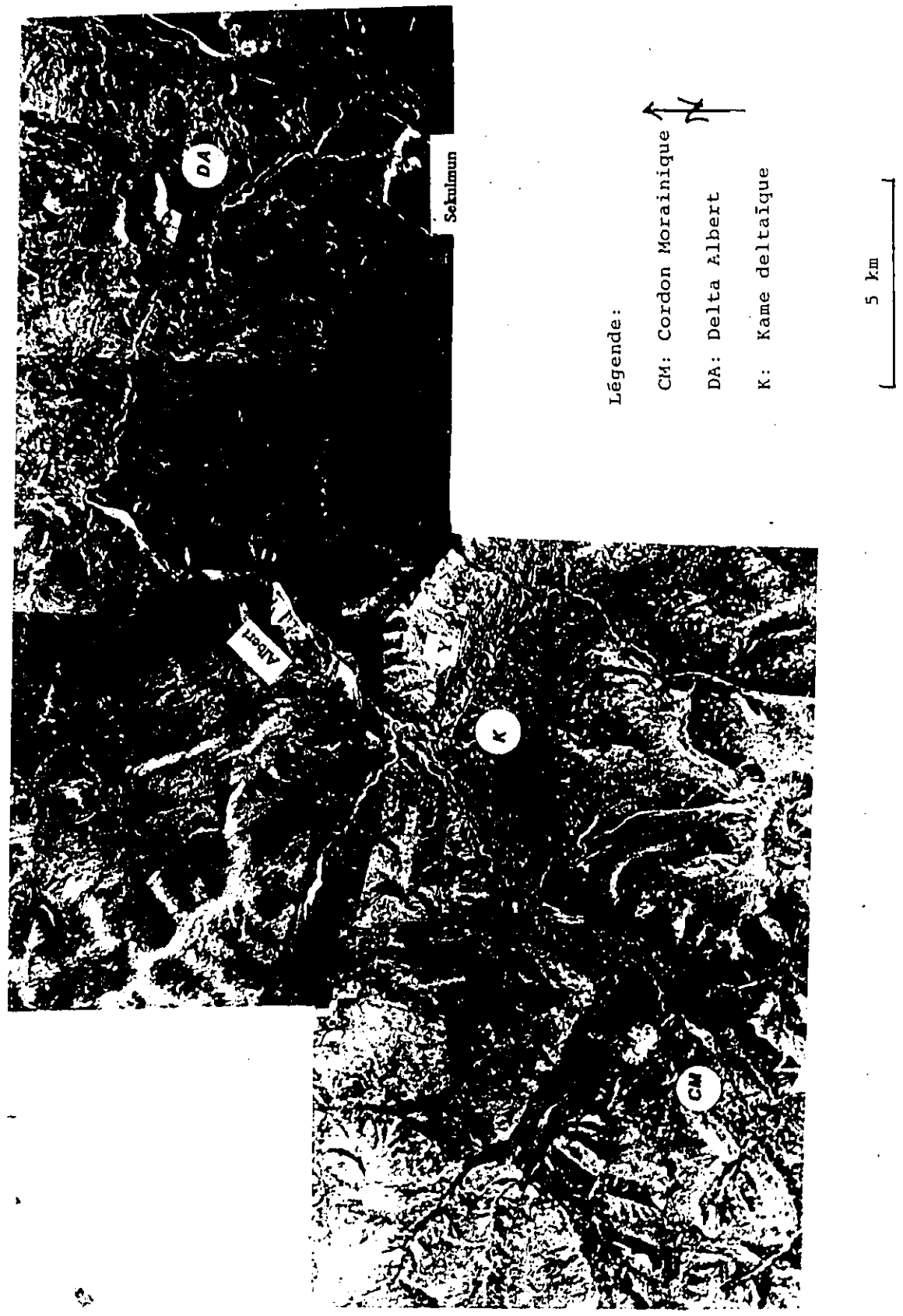
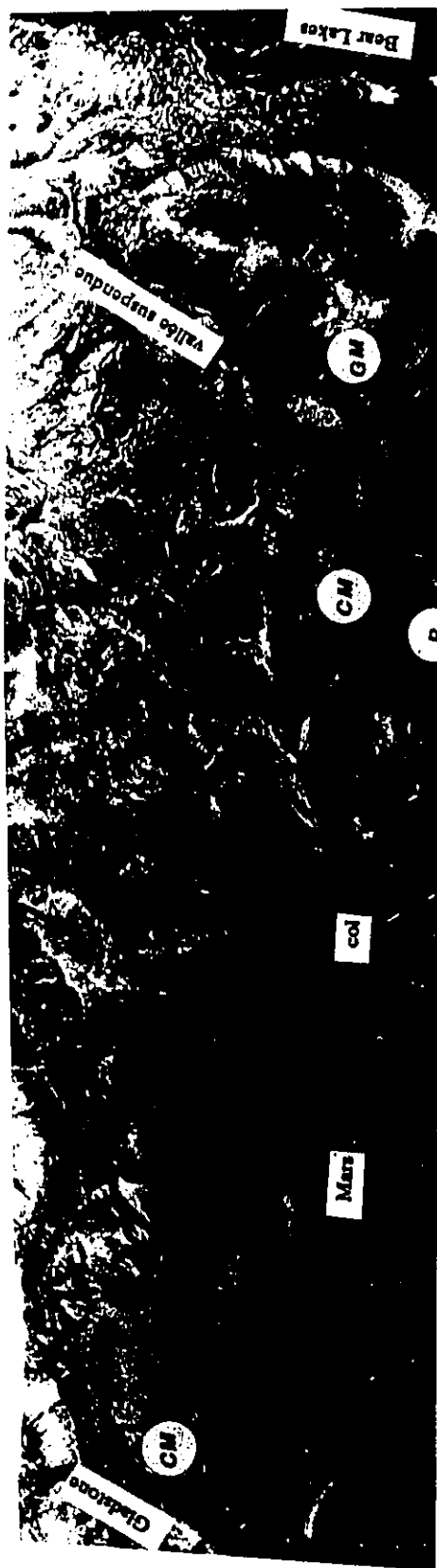


Figure 4.12: Photo mosaïque de la vallée Mars



Légende:

R : Ruby

CM: Cordon Morainique

GM: Glace Morte

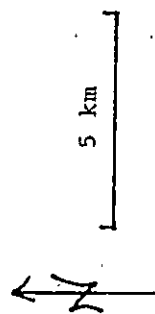


Figure 4.13: Photo mosaïque au Sud des lacs Aishihik et Sekulmun

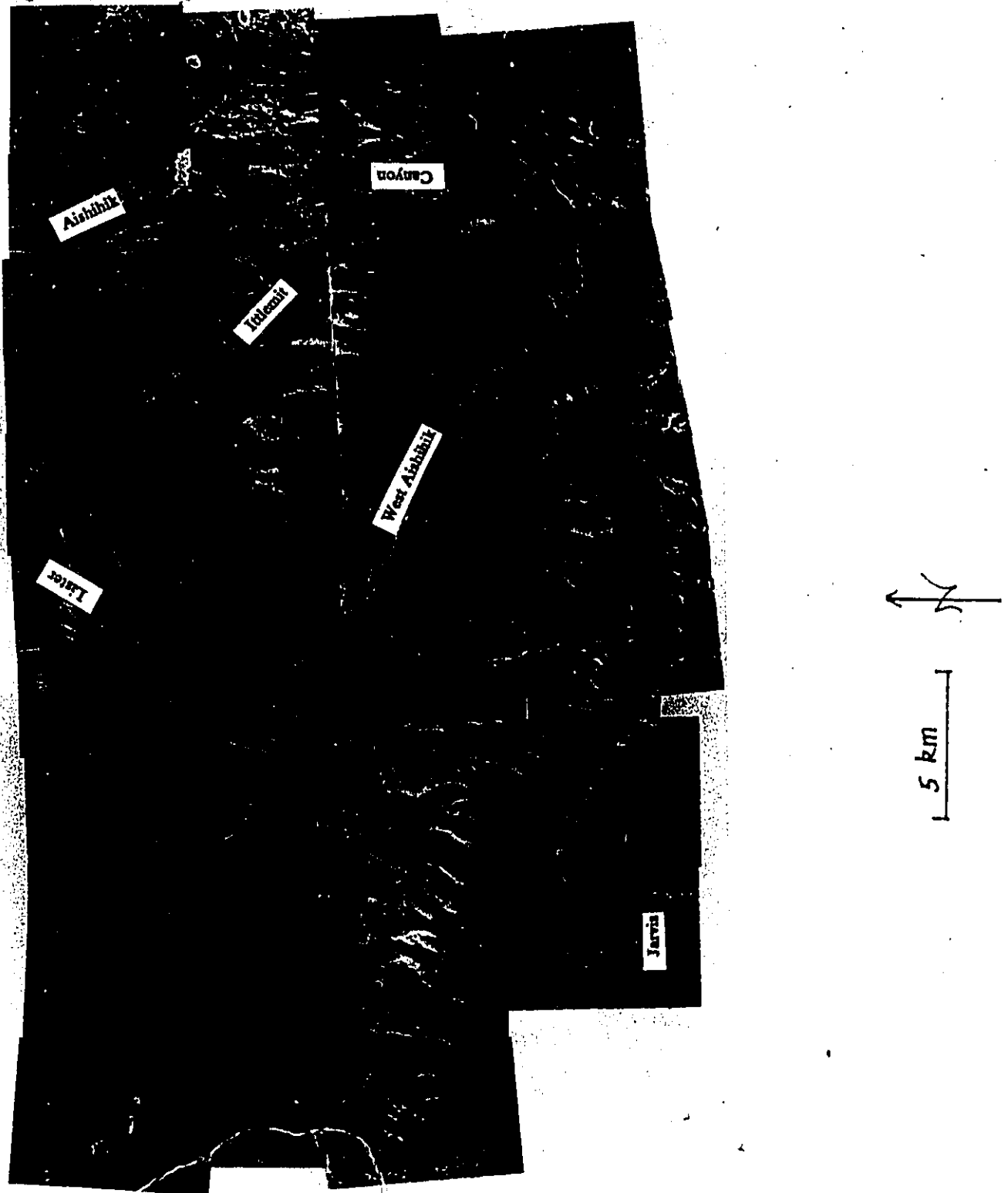
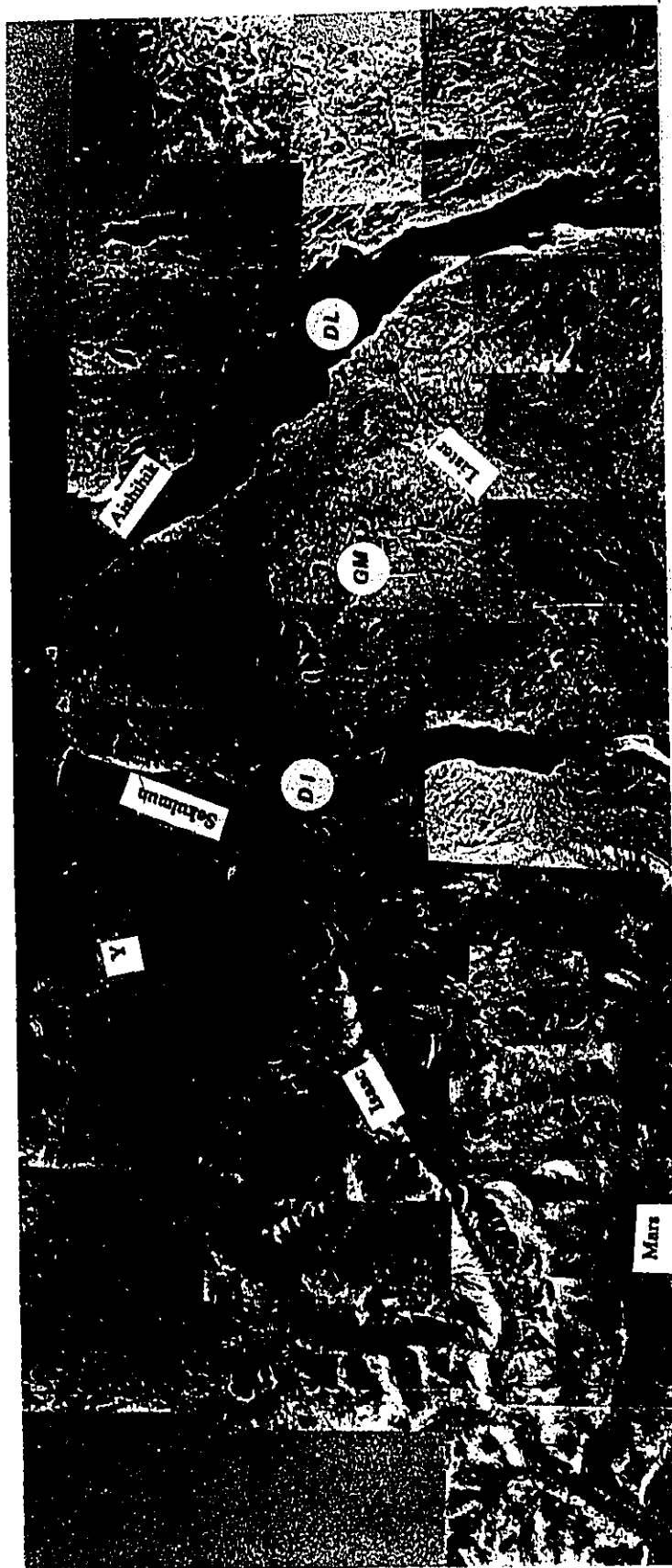


Figure 4.14: Photo mosaïque au centre des lacs Aishihik et Sekulmun



Légende:

DI: Delta Isaac

DL: Delta Lister

GM: Glacier Morte

Légende:

(1): ceinture morainique de désintégration

(2): cordon morainique frontal

(3): nids d'abeilles

(4): kames et kettles

DA : Delta Albert

E : Exutoire

C1 : Chenal exutoire du maximum

C2 : Chenal exutoire 3150 pieds

C3 : Chenal du bras Est

C14: Dates au radiocarbone

5 km



Figure 4.15: Photo mosaïque du secteur Nord du bassin d'Aishihik

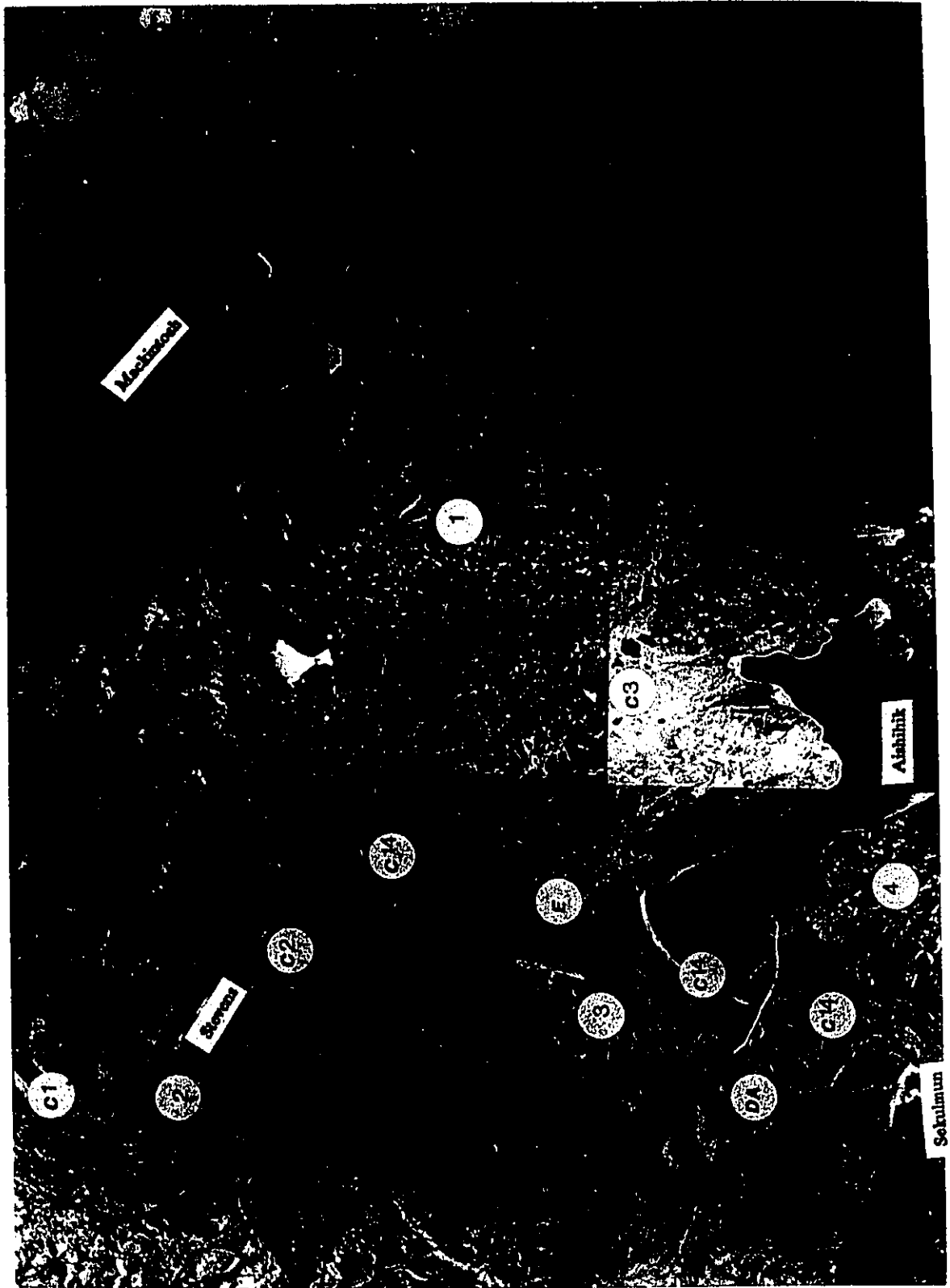


Figure 4.16: Delta du ruisseau Lister



1 km

Chapitre V

Granulométrie

1. INTRODUCTION

C'est une notion connue depuis le XVIIIe siècle que la dimension des particules constituant les sédiments détritiques meubles - c'est-à-dire formés de minéraux ou de fragments provenant de la destruction de roches préexistantes - dépend des mécanismes hydrauliques (ou éoliens) de transport et de sédimentation. Ce n'est cependant qu'au cours des cinquante dernières années que l'étude de la granulométrie, c'est-à-dire le pourcentage de masse totale correspondant à chaque dimension de particules, s'est généralisée (Rivière, 1977).

L'étude granulométrique d'un sédiment comporte une phase de technique de laboratoire, qui vise à subdiviser le plus précisément possible ce sédiment en classes dimensionnelles, et une phase d'interprétation cherchant à mettre en évidence des lois générales de l'évolution granulométrique au cours du transport et de la sédimentation.

Techniques comme interprétation ont fait l'objet d'un très grand nombre de publications, dont il serait impossible d'établir la liste exhaustive. Nous ne citerons que les travaux de Cailleux et Tricart (1963), de Folk (1966), de King (1966), de Griffiths (1967), de Visher (1969) et de Rivière (1977) à titre de référence générale;

les études de Krumbein (1936), Folk et Ward (1957), Passega (1964) et Doeglas (1968) pour leur contribution à l'interprétation de sédiments fluviaux par le calcul d'indices granulométriques et/ou l'élaboration de diagrammes et Shepard (1963) pour l'application des techniques granulométriques à des sédiments marins. En ce qui concerne les sédiments glaciaires, Dreimanis (1971), Karrow (1976), Raukas *et al.* (1978) et Haldorsen (1981) mettent en évidence l'importance de la granulométrie dans la description et la classification des tills. Ces auteurs déclarent en effet que ce sont les paramètres les plus communément utilisés et les plus efficaces. Il serait dès lors hors de portée de ce travail de donner une liste exhaustive des travaux effectués dans ce domaine. Les apports les plus marquants nous viennent de Dreimanis et Vagners (1969, 1971, 1972) qui mettent la granulométrie des tills en relation avec la lithologie du substratum, introduisant ainsi la notion de 'terminal grades' (à chaque type de roche correspond une taille minimale fixe des débris par abrasion et pulvérisation), et montrent une distribution bimodale des tills de fond correspondant aux fragments de roches et de minéraux. Vorren (1977) livre une excellente synthèse de la distribution et des paramètres granulométriques pour différents tills; et Boulton (1978) met en évidence les liens entre la granulométrie des débris et leur type de transport (à la base, la surface ou l'intérieur du glacier).

2. TECHNIQUES GRANULOMETRIQUES

Celles-ci relèvent de deux méthodologies très différentes, mais complémentaires. Les méthodes de tamisage sont en effet adressées à des dimensions de particules allant de 40 μ à 2 cm environ, alors que les fractions argileuses ou silteuses requièrent une analyse basée sur la détermination de la vitesse limite de chute des particules dans un liquide (eau) de densité et viscosité connues (loi de Stokes). Il faut toutefois mentionner que les méthodes hydrauliques de décantation, comme les tubes de

sédimentation, permettent de traiter toutes les fractions sédimentaires sans avoir recours au tamisage. Mais le coût des appareils et la lenteur de la méthode (minimum 24h par échantillon) font que peu de laboratoires utilisent ces techniques.

Au niveau de l'analyse mécanique des fractions fines, nous avons le choix entre la méthode de la pipette d'Andreasen courte et une décantation en vases d'Atterberg (fig.5.1). La méthode de la pipette est décrite par Rivière (1977), et celle des vases d'Atterberg en Annexe 4. La principale différence réside dans la quantité de sédiment utilisée pour la décantation: 10 cm³ prélevé d'un volume initial de 0.5 l maximum en pipette, toute la matière dans les vases d'Atterberg. La précision atteinte par les deux méthodes est très comparable, et c'est pour des raisons d'équipement de laboratoire que nous avons opté pour les vases d'Atterberg.

En ce qui concerne le tamisage, une agitation mécanique de la colonne est recommandée, mais certains laboratoires préfèrent tamiser à sec, d'autres sous eau. Après quelques essais, nous avons constaté que le tamisage sous jet d'eau convenait mieux à nos sédiments, permettant une meilleure séparation des grains. Quant au choix des tamis, la progression géométrique introduite par Wentworth en 1922 est la plus largement utilisée. On peut également la considérer comme une échelle logarithmique de base 2, où chaque limite granulométrique est le double de la précédente (en partant des fractions fines); l'échelle ϕ , introduite par Krumbein en 1934 en est l'application directe. Les limites argile-silt et silt-sable sont fixées à 2 et 63 microns respectivement, suivant la nomenclature de Doeglas (1968), qui nous sert également de base pour la subdivision des classes granulométriques.

Mais il est rare que ces techniques soient directement applicables aux sédiments bruts; ceux-ci subissent généralement une préparation dont les buts sont d'isoler les éléments constitutifs.

Nous avons donc procédé à trois techniques successives, décrites en Annexe 4: (1) préparation des échantillons, (2) décantation des fractions inférieures à 44 μ , et

(3) tamisage des fractions supérieures. En fonction des vitesses limites de chute des particules dans des vases de 30 cm remplis d'eau, nous avons sélectionné les 4 fractions suivantes: $<2\mu$, $2-4\mu$, $4-8\mu$ et $8-16\mu$, la fraction $16-32\mu$ présentant des temps de décantation trop courts ($5'33''$) pour que les mouvements tourbillonnaires dus à l'agitation soient négligeables. Le tamisage sous jet d'eau nous a permis d'obtenir 7 fractions: $44-63\mu$, $63-125\mu$, $125-250\mu$, $250-500\mu$, $500-1000\mu$, $1000-2000\mu$ et enfin un résidu $>2000\mu$. La fraction $16-44\mu$, lien entre la fraction supérieure obtenue dans les vases d'Atterberg et la fraction inférieure du tamisage, a été récupérée dans un vase de 5 litres placé sous le tamis 44μ , et décantée.

Pour les 102 échantillons traités, nous avons obtenu les poids des 12 fractions granulométriques, dont la somme devrait idéalement redonner le poids sec initial. En pratique, on sait que chaque manipulation entraîne une perte de matériel, et les résultats obtenus dans notre cas sont plus qu'acceptables, puisqu'en moyenne 98% du sédiment sont récupérés.

Etant donné que le poids du résidu peut jouer un grand rôle dans un échantillon initial de 80 g, sans pour autant être représentatif (il peut s'agir d'un ou deux gros graviers), nous avons établi les % de poids des 11 fractions de la matrice fine (2 mm) en fonction de leur somme, sans tenir compte du poids du résidu. Il faut également mentionner que notre intention de respecter une progression géométrique dans l'établissement des fractions n'a pu être totalement observée, puisque nous passons de 16μ à 44μ à 63μ . Cette rupture correspond au passage d'une méthode de décantation à un tamisage, et est rarement évitable. Nous estimons toutefois qu'il ne s'agit pas d'un gros handicap, car les fractions $16-32\mu$ et $32-64\mu$ peuvent être facilement interpolées. De plus, la limite 44μ est une limite interne aux silts, et n'influence en rien le calcul des proportions d'argile, silt et sable de nos sédiments.

3. METHODES D'INTERPRETATION

Les 102 échantillons soumis au traitement granulométrique présentent entre eux des différences, minimales entre certains mais marquées entre d'autres. Le premier pas vers l'interprétation consiste à les comparer, afin de les rassembler en quelques groupes les plus homogènes possibles, et qui aient leurs caractéristiques propres.

3.1 Méthodes bivariées

Classiquement, les comparaisons entre sédiments sont basées sur deux critères: la dimension de la (des) classe(s) dominante(s) et le degré de triage, représentés graphiquement par un histogramme des fréquences ainsi qu'une courbe cumulative établie en coordonnées semi-logarithmiques. L'histogramme fait ressortir l'absence de triage par l'égalité des classes dimensionnelles, le triage au profit d'une classe dominante (le mode) caractérisée par un bâtonnet nettement plus haut, ou encore le mélange de deux ou plusieurs populations (deux ou plusieurs modes). Il ne constitue en fait que la visualisation du profil dimensionnel de l'échantillon considéré. La courbe cumulative, quant à elle, synthétise l'information du profil dimensionnel par sa pente ainsi que son (ou ses) point(s) d'inflexion..

La comparaison visuelle des courbes et histogrammes ne se révélant efficace que pour une quantité limitée de figures, des critères mathématiques se sont avérés nécessaires pour traiter un nombre conséquent d'échantillons. Plusieurs paramètres, dérivés directement de la courbe cumulative, ont ainsi été instaurés. Les plus fréquemment utilisés sont:

- la médiane (Me), abscisse du point correspondant à l'ordonnée 50%, exprimée en millimètres.
- l'indice de Krumbein ($Qd\phi$), écart des dimensions entre le premier quartile (Q_{25} , abscisse du point correspondant à l'ordonnée 25%) et le troisième quartile (Q_{75} , abscisse du point correspondant à l'ordonnée 75%), mesuré en échelle ϕ

- les moyennes empiriques de Trask, Inman et Folk & Ward (formules en Annexe 5)
- les coefficients de dissymétrie (skewness) de Trask, Inman et Folk & Ward (formules en Annexe 5)
- les coefficients d'acuité (kurtosis) de Krumbein & Pettijohn, Folk & Ward et Inman (formules en Annexe 5)

On constate toutefois que la multiplicité des définitions numériques des paramètres de même nom (moyenne, dissymétrie, acuité) montre leur part d'arbitraire. Mais il apparaît surtout que chaque paramètre réduit l'information de tout un profil granulométrique à un seul chiffre, biais qui n'est comblé que partiellement en multipliant le nombre de paramètres calculés. En effet, il n'est pas possible d'établir de hiérarchie entre ces paramètres; et de plus les diagrammes ne peuvent représenter les échantillons qu'en fonction de paramètres pris deux à deux, où se retrouve le problème de classer les échantillons en groupes représentatifs. Un diagramme simple et fréquemment utilisé consiste à représenter les échantillons en fonction de leur médiane en ordonnée et indice de Krumbein en abscisse (Sourdat *et al.*, 1975). Il faut également mentionner le diagramme de Passega (1964), dans lequel les échantillons apparaissent suivant les valeurs du centile supérieur (q_{99}) et de la médiane, car cette méthode donne généralement de bons résultats. Il semblerait cependant que ce diagramme soit surtout efficace pour l'étude des transports de sédiment en milieu fluvial (Rivière, 1977).

La synthèse la plus élaborée de l'information contenue dans les courbes cumulatives nous vient de Rivière (1977), par l'intermédiaire de ses 'faciès granulométriques' (linéaire, parabolique, logarithmique et hyperbolique), où chacun correspond à un mode de mise en place. Le faciès linéaire correspond à des sédiments provenant de la désagrégation *in situ* de roches; le faciès parabolique

indique des caractères sédimentologiques encore primitifs, mais avec transport et triage; le faciès logarithmique suggère des actions aéro- ou hydrodynamiques puissantes; et enfin le faciès hyperbolique indique une décantation des particules. Malheureusement, les indices d'évolution granulométrique définis par Rivière (1977) aux fins d'interprétation des faciès s'avèrent longs et complexes à calculer, et requièrent l'emploi soit d'une calculatrice programmable puissante (HP-65), soit d'un ordinateur. L'utilisation de ces paramètres se trouve donc réduite à l'auteur et à son école, et seule subsiste l'utilisation visuelle des faciès, qui peuvent d'ailleurs se retrouver dans le diagramme médiane / indice de Krumbein ($Me/Qd\phi$). C'est du moins ce qu'ont obtenu Sourdat et Mahé (1974) pour leurs 300 échantillons de formations superficielles de Madagascar. Ces auteurs distinguent neuf nuages de points, plus ou moins chevauchants, correspondant à neuf familles granulométriques, où chacune d'entre elles peut être assimilée à un faciès type. Nous voyons à ce type de travail plusieurs inconvénients:

- le calcul graphique des deux paramètres pour 300 courbes est un travail long et fastidieux
- les caractéristiques granulométriques sont malgré tout réduites à deux paramètres
- les limites entre nuages de points sont loin d'être clairement marquées, et requièrent donc une part d'arbitraire (fig.5.2)

3.2 Méthodes multivariées

Sourdat *et al.* (1975) ont résolu les deux premiers inconvénients en ayant recours à l'analyse factorielle des correspondances. Cependant, ces auteurs n'ont pas soumis tous leurs échantillons, sans préciser le mode de sélection; et surtout les groupes délimités à partir des plans factoriels semblent arbitraires (fig.5.3), car liés a priori aux familles granulométriques reconnues dans le diagramme $Me/Qd\phi$.

Si l'étude effectuée par Sourdat *et al.* (1975) nous semble ouvrir une voie

nouvelle dans l'interprétation des données granulométriques, des améliorations sont néanmoins possibles. Nous nous sommes donc proposé de soumettre tous nos échantillons traités à des analyses multivariées, qui traitent les données globalement, sans réduction a priori de l'information. Diverses techniques sont actuellement disponibles, et décrites en détail par Benzecri dans ses deux tomes de l'"Analyse des données" (1982, 1984). Il s'agit notamment des analyses factorielles, nuées dynamiques et classifications automatiques. Pour Hein (1974), Sourdat *et al.* (1975) ainsi que de Blanck et Korosec (1979), c'est l'Analyse Factorielle des Correspondances (AFC) qui s'est révélée la plus efficace dans l'interprétation de données granulométriques. C'est pourquoi nous avons choisi cette méthode.

3.2.1 Analyses factorielles

La méthode d'analyse factorielle constitue une aide à la synthèse en dégagant, à partir de l'analyse des relations entre variables d'origine (ici les différentes fractions granulométriques) un nombre réduit de variables nouvelles (= facteurs) très significatives car porteuses d'une information aussi peu redondante que possible (Beguin, 1979). L'analyse factorielle des correspondances (AFC) est destinée plus spécifiquement à traiter des tableaux de fréquences (comme nos données) car elle se fonde sur la distance dite du χ^2 (chi-carré) pour évaluer la proximité des variables (fractions granulométriques) et des lieux (échantillons). La matrice de données de départ se doit d'être homogène (ce qui est notre cas), mais non à valeurs cardinales; alors que dans l'analyse factorielle en composantes principales les données doivent obligatoirement être cardinales, puisque les distances entre variables (analyse en mode R) ou entre les lieux (analyse en mode Q) sont basées sur le coefficient de corrélation de Pearson (Beguin, 1979). L'AFC se ramène en fait à une analyse en composantes principales, fondée sur ce concept particulier de distance du chi-carré. Dans les deux types d'analyse factorielle, les facteurs retenus sont orthogonaux (donc

indépendants au sens statistique), et l'ordre dans lequel ils sont extraits correspond à un pourcentage décroissant de l'inertie totale dont ils rendent compte (extraction en fonction de l'information qu'ils apportent). L'AFC présente encore l'avantage de s'exprimer graphiquement par la projection simultanée des lieux (échantillons) et des variables (fractions granulométriques) dans des plans définis par la combinaison des axes factoriels pris deux à deux, alors que l'analyse factorielle en composantes principales ne peut réaliser cela que par deux applications successives (mode R et mode Q).

3.2.2 Classifications

Nous avons soumis nos échantillons à une classification automatique afin de les regrouper sans aucun a priori. Les classifications se divisent en deux familles, décrites par Benzecri (1984) et Beguin (1979). Il s'agit principalement des méthodes agglomératives et hiérarchisées, où les individus sont regroupés suivant un critère de distance (euclidienne ou χ^2). Les deux méthodes d'agrégation les plus courantes sont celles du plus proche voisin et du centroïde. Dans la méthode du plus proche voisin, la distance entre deux groupes est définie comme la plus petite distance entre deux échantillons, un de chaque groupe; tandis que dans la méthode du centroïde on définit la distance entre deux groupes comme la distance entre leurs centroïdes (moyennes à n dimensions) et sont fusionnés à chaque palier les deux groupes les plus proches (Beguin, 1979).

L'inconvénient principal de la méthode du plus proche voisin est l'effet de chaînage qui lui est presque toujours associé. La procédure permet en effet la constitution de groupes très allongés, par adjonction successive de points finalement très distants (donc très différents) des points de départ. Cet effet de chaînage empêche de plus la séparation de deux groupes pourtant bien distincts si quelques points intermédiaires assez rapprochés se situent entre les deux groupes (fig 5.4). La

méthode du centroïde présente l'avantage de tenir compte de la structure interne des groupes. Elle nécessite cependant l'incorporation d'une pondération des centroïdes, afin d'éviter l'effet de taille. L'inconvénient majeur de cette méthode réside dans la possibilité de liens rétrogrades, c'est à dire qu'une fusion peut s'opérer sur base d'une dissimilarité inférieure à celle de la fusion à l'étape précédente (Mather, 1976).

Nous avons choisi l'information mutuelle comme critère de regroupement, car elle est basée sur la distance du χ^2 , distance de l'analyse factorielle des correspondances, ce qui facilitera l'incorporation mutuelle des résultats des deux analyses. De plus ce critère correspond à la perte d'information qui résulte de chaque regroupement, essence même de toute classification. Le choix de la méthode du centroïde est basé sur le fait que nous voulions à tout prix éviter l'effet de chaînage, et au contraire favoriser la structure interne des groupes tout au long de la procédure. De plus notre expérience a montré que les liens rétrogrades ne se manifestent pas lorsqu'on travaille avec des fréquences, qu'elles soient granulométriques, botaniques ou géomorphologiques, alors qu'ils sont courants lorsqu'on travaille sur des données climatiques ou sur des notes factorielles, avec une distance euclidienne de regroupement. Une explication de ce phénomène consiste à envisager les données granulométriques et associées comme la représentation chiffrée de divers types de mise en place, communautés écologiques ou formes géomorphologiques, qui ne constituent pas un continuum; les probabilités pour qu'un centroïde défini à un palier soit plus proche des autres centroïdes ou échantillons y sont donc beaucoup plus faibles que lorsqu'on travaille dans un espace continu comme les températures ou un espace factoriel.

Nous présenterons d'abord les résultats de la classification, et ensuite ceux de l'analyse factorielle des correspondances (AFC), car les groupes obtenus pourront être intégrés aux résultats de l'AFC. Nous établirons également des liens avec des méthodes d'interprétation bivariées (courbes cumulatives, faciès de Rivière, 1977)

La localisation des 102 échantillons analysés est donnée à la figure 5.5), et les profils granulométriques sont rassemblés au tableau 5.1. Ce tableau donne, en pourcentages du poids sec total de la matière fine ($< 2\text{mm}$), les poids secs de chaque fraction granulométrique; celles-ci étant représentées par leur limite supérieure (ex: 004 = fraction $2-4\mu$). On constate immédiatement que la fraction $2-4\mu$ est partout très faible. On pourrait penser, de prime abord, qu'il y a eu malfonctionnement de la méthode de décantation, et que cette fraction est anormalement sous représentée. Mais le fait que chaque échantillon soit traité individuellement, et l'ensemble des échantillons en séries de 24 à 26 vases nous porte à croire que ce phénomène est intrinsèque à nos sédiments. D'autres arguments en faveur d'une pauvreté en particules 2-4 microns seront présentés ultérieurement. A cette étape préalable de l'interprétation surgit déjà un avantage des méthodes multivariées basées sur la distance du χ^2 : puisque ce sont les profils granulométriques des échantillons qui sont comparés, cette anomalie n'aura aucune répercussion sur les regroupements de la classification ni sur l'extraction des facteurs de l'AFC. L'usage exclusif d'indices granulométriques pourrait en revanche aboutir à des résultats biaisés, car les courbes cumulatives présenteraient un palier d'autant plus marqué que la proportion de fines est élevée.

4.1 Classification

Au départ de la procédure, tous les échantillons sont considérés individuellement et l'information est maximale. En fin de procédure, ici 101 paliers, tous les échantillons se retrouvent au sein d'un même ensemble, dont l'information est

minimale puisqu'il donne le profil granulométrique moyen de l'ensemble des échantillons traités. Le but de la classification étant de rassembler les sédiments en quelques groupes caractéristiques, ou en d'autres termes de réduire le nombre d'individus tout en conservant un maximum d'information, il faut arrêter la classification à son optimum et connaître le contenu des groupes constitués. Ceci se fait à l'aide de deux graphiques.

4.1.1 Courbe d'information mutuelle

Le résultat de la procédure est synthétisé en une courbe correspondant à la perte d'information résultant des regroupements successifs (fig.5.6). La perte d'information est exprimée en pourcentage de celle correspondant au dernier palier. La courbe obtenue montre clairement une rupture de pente entre les 95e et 96e paliers, qui optimise le rapport nombre de groupes obtenus / perte d'information. C'est donc à ce niveau que nous arrêterons les regroupements. Les 102 échantillons se rassemblent ainsi en sept groupes, avec une perte d'information de 6% seulement. Notons que la rupture de pente de la courbe est particulièrement nette dans notre cas, avec pour conséquence une absence d'hésitation concernant le niveau auquel arrêter la classification. Cependant l'allure de la courbe est parfois telle que toute décision devient arbitraire. Pour pallier un tel inconvénient, le programme utilise en fait comme critère de regroupement la valeur minimale du critère de Kullback (K), lié univoquement à l'information mutuelle (IM) selon la formule $K=2 N IM$ (où N est le nombre d'échantillons des deux ensembles intervenant dans le regroupement). Ce critère a l'avantage de se comporter comme le χ^2 (lorsque N est suffisamment grand, c'est à dire en fin de procédure), ce qui permet le rajout d'un test statistique pour juger de la validité des regroupements.

4.1.2 Dendrogramme des regroupements

Celui-ci visualise la hiérarchie des regroupements, et sert à retrouver de quels

échantillons sont formés les groupes retenus (fig.5.7). En abscisse on retrouve les 102 échantillons, et en ordonnée les valeurs d'information mutuelle de chaque palier. Nous avons choisi une représentation semi-logarithmique (linéaire en abscisse mais logarithmique de base 10 en ordonnée) afin de mieux distinguer les premiers regroupements les uns des autres.

4.1.3 Description des groupes

La figure 5.7 montre que les sept groupes retenus diffèrent tant par le nombre d'échantillons qui les constituent que par les niveaux auxquels les regroupements s'opèrent. L'explication réside nécessairement dans les profils granulométriques des échantillons. Afin de faciliter les comparaisons, le tableau 5.1 donne les échantillons suivant l'ordre du dendrogramme; il fournit en outre le profil granulométrique moyen de chaque groupe et de l'ensemble des échantillons.

Le groupe I, constitué de quatre échantillons, provient manifestement du regroupement des deux paires AS5 - AS6 et AS8 - SL2. AS5 et AS6 comportent en effet $\approx 70\%$ d'argile et $\approx 20\%$ de silt compris entre 4 et 8 microns, tandis que AS8 et SL2 se caractérisent par $\approx 12\%$ d'argile et $\approx 68\%$ de silt compris entre 4 et 8 microns. Les quatre échantillons présentent en commun une très haute concentration de particules très fines - 90% du matériel est inférieur à 8 microns - ce qui les distingue très nettement de tous les autres échantillons. La composition granulométrique globale du groupe est de $\approx 42\%$ d'argile, $\approx 57\%$ de silt et $\approx 1\%$ de sable.

Le groupe II comporte 13 échantillons, dont la caractéristique commune est l'abondance de matériel silteux (10% d'argile, 77% de silt, 13% de sable-en moyenne). La fraction 16 à 44 microns est particulièrement bien représentée, constituant en moyenne 39% du poids des échantillons. Trois sous-groupes peuvent s'y distinguer: A11 C12 DG1 et PG2 se caractérisent par une répartition plus ou moins

équilibrée des particules au sein des fractions argileuses et silteuses, DA1 TH1 EG3 TA1 TH3 et CC2 par une concentration de particules comprises entre 8 et 44 microns (2 fractions granulométriques), tandis que A07 FJ6 et CC1 montrent une dominance absolue de la fraction 16 à 44 μ ($\approx 58\%$ du matériel en moyenne) avec une "queue" dans les limons très grossiers ($\approx 14\%$ compris entre 44 et 63 microns).

Le groupe III, constitué de 16 échantillons, marque une très nette transition vers les sables très fins, puisque le profil granulométrique moyen est de $\approx 1\%$ d'argile, $\approx 34\%$ de silt et $\approx 65\%$ de sable, dont $\approx 49\%$ de sable très fin ($< 125\mu$) et $\approx 16\%$ de sable fin et moyen ($> 125\mu$). Le dendrogramme nous montre deux sous-groupes, l'un (BL2 à RL8) plutôt orienté vers les fines ($\approx 15\%$ dans la fraction 16-44 μ), l'autre (EG4 à IV1) plutôt vers les sables moyens ($\approx 21\%$ entre 125 et 250 microns).

Le groupe IV comprend 13 échantillons, et rassemble les premiers sédiments purement sableux, dont le mode est situé dans la fraction 125 à 250 μ (sables fins). Le profil granulométrique moyen est en effet de 0% d'argile, $\approx 6\%$ de silt et $\approx 94\%$ de sable ($\approx 25\%$ sable très fin, $\approx 51\%$ sable fin, $\approx 16\%$ sable moyen). Les deux sous-groupes que l'on pourrait distinguer correspondent à une tendance vers les sables très fins (BT1 à WL6) ou vers les sables moyens (A06 à WL5).

Les groupes V et VI, constitués essentiellement de sables moyens et grossiers respectivement, sont suffisamment homogènes pour ne pas discerner de sous-groupes. Les profils granulométriques moyens sont: $\approx 1\%$ silt, $\approx 4\%$ sable très fin, $\approx 20\%$ sable fin, $\approx 45\%$ sable moyen, $\approx 25\%$ sable grossier et $\approx 4\%$ sable très grossier pour le groupe V; $\approx 1,5\%$ silt, $\approx 1,5\%$ sable très fin, $\approx 5\%$ sable fin, $\approx 19\%$ sable moyen, $\approx 44\%$ sable grossier et $\approx 30\%$ sable très grossier pour le groupe VI. On constate donc que seul le groupe VI présente un pourcentage non négligeable de sables compris entre 1 et 2 mm, le maximum atteignant 43% (échantillon RV1, le seul à présenter un

mode dans cette fraction).

Le groupe VII, de loin le plus important numériquement, se caractérise directement par une absence de triage, ce qui se traduit dans le profil granulométrique moyen par une quasi égalité distributionnelle entre la plupart des classes (six d'entre elles présentent un pourcentage compris entre 11 et 16%, quatre autres un pourcentage oscillant autour de 4%). En fait, si l'on compare cette distribution au profil granulométrique moyen de l'ensemble des échantillons, on constate une similitude frappante; seule la fraction 1 à 2 mm diffère sensiblement, ce qui indique que les échantillons du groupe VII sont plus grossiers que l'ensemble. Un coup d'oeil au dendrogramme (fig.5.7) montre cependant que ce groupe est loin d'être homogène, mais peut se subdiviser en cinq sous-groupes aux caractéristiques mieux définies. Tout d'abord, EG2 KG1 KL1 et FJ1 ressortent de l'ensemble par leurs fortes proportions de fines. Les argiles comptent en effet pour plus de 14%, et les silts pour près de 40%, tandis que les fractions sableuses oscillent chacune autour de 10%. Le sous-groupe AC2 à AC3, quant à lui, se caractérise par une concentration importante de sables compris entre 63 et 500 microns ($\approx 78\%$ en moyenne), le sous-groupe CL1 à GC1 par la forte proportion de sables compris entre 125μ et 1mm ($\approx 58\%$ en moyenne), et le sous-groupe I02 à RC1 par la nette dominance des sables supérieurs à 1mm. Enfin le sous-groupe DMC à AC8 est remarquable par son absence de triage, et reflète le profil granulométrique moyen du groupe de la même façon que celui du groupe VII reflète le profil moyen de l'ensemble des échantillons.

4.1.4 Interprétation des groupes

Le groupe I, avec cette hyperconcentration en argile ou en silt très fin, correspond à une sédimentation lacustre profonde, de strates basales (bottomset beds). Leur localisation au Nord des lacs Aishihik (AS5 AS6 AS8) et Sekulmun

(SL2) reflète l'existence d'un ou plusieurs plans d'eau profonds dans cette partie du bassin d'Aishihik (fig.5.5). De plus, le faciès des rythmites dans lesquelles furent prélevés les échantillons AS5 et AS6 (fig.5.8) suggère qu'il s'agit de dépôts de type turbiditique, dont nous expliquerons la sédimentation lors de la discussion des résultats granulométriques, après la présentation de l'analyse factorielle des correspondances.

Les courbes cumulatives (fig.5.9) établies pour les échantillons AS5 et SL2 (un de chaque sous-groupe) peuvent se comparer au faciès hyperbolique décrit par Rivière (1977). Les sédiments correspondent à des 'suspensions uniformes' au sens de Passega (1964), déposées par décantation en eaux calmes. Les plans d'eau doivent être suffisamment étendus et profonds pour qu'il y ait élimination préférentielle des particules moins fines.

Dans le groupe II, la concentration en particules argileuses et/ou silteuses, ainsi que l'absence quasi totale de particules grossières ($1.6\% > 250\mu$) pourraient indiquer une mise en place en milieu aquatique calme. Cependant, le tri est mauvais pour le sous-groupe A11 à DG1, moyen pour le sous-groupe DA1 à CC2, et bon uniquement pour le sous-groupe A07 FJ6 CC1. L'abondance relative d'argile dans les deux premiers sous-groupes constitue un deuxième élément suspect. La construction de la courbe cumulative d'un échantillon par sous-groupe (fig.5.9) met en évidence ces éléments. L'échantillon DG1, qui représente le sous-groupe A11 C12 PG2 DG1, présente un faciès parfaitement linéaire sur toute la partie centrale de la courbe ($4-125\mu$) soit plus de 80% du sédiment. Ces caractéristiques nous font exclure la sédimentation éolienne ou aquatique. Il s'agit plutôt d'une sédimentation glaciaire (till) dont la matrice est très fine, ou d'un mouvement de masse de type 'flow till'. La figure 5.10 montre que l'échantillon provient d'une séquence où on retrouve des cailloux, mais dispersés. Les échantillons A11 et C12 proviennent également de

coupes caractérisées par une matrice fine très compacte, où se retrouvent des cailloux hétérométriques et sans orientation préférentielle visible (fig.5.11). Ces trois séquences peuvent s'interpréter comme des tills transportés sur d'assez longues distances, déposés à la base du glacier, ce qui expliquerait leur compaction et l'abondance de matrice fine par broyage et pulvérisation (Vorren, 1977). Il pourrait également s'agir d'une redéposition de sédiments glaciaires dans un milieu gorgé d'eau lors de la déglaciation, à savoir dans les lacs glaciaires de Kluane et d'Aishihik. La localisation des échantillons A11 et DG1 en bordure des lacs Aishihik et Kluane respectivement rend ces deux hypothèses plausibles; quant à C12, situé dans la moraine barrant la vallée Gladstone (cfr. Chapitre de photointerprétation), sa ressemblance avec des sédiments du lobe de Kluane sont un indice de parenté. L'utilité de l'analyse granulométrique et de la classification ressort pour l'échantillon PG2; celui-ci provient en effet d'un sondage, ce qui rend impossible toute étude de coupe. Son appartenance au même sous-groupe que A11, DG1 et C12, tous interprétés comme tills ou flow-tills, suggère une sédimentation de même type, et sa localisation sous le dernier exutoire vers le nord du lac glaciaire Aishihik indiquerait des accumulations glaciaires ou paraglaciaires sous les sédiments fluvioglaciaires du secteur.

Le second sous-groupe, représenté par l'échantillon EG3, montre également un faciès linéaire, restreint aux fractions silteuses, mais totalisant néanmoins $\approx 90\%$ du poids total de l'échantillon. Ceci suggère qu'il s'agit également d'un till ou flow till, mais encore plus fin que celui du sous groupe précédent. La coupe où fut prélevé cet échantillon, séquence fine, pleine de failles et à cailloux, surmontant des séquences manifestement glaciaires (fig.5.12), confirme cette interprétation.

Le troisième sous-groupe, constitué de trois échantillons, est mieux trié que les précédents, comme le montre la courbe cumulative de l'échantillon CC1 (fig.5.9). Ceci indiquerait que l'eau a pu exercer un rôle d'agent de tri, bien que le groupe

auquel ils appartiennent semble relié à la glace. Le prélèvement des trois échantillons dans des topographies de glace morte (fig.5.13a-b), plus précisément des 'ice contact rings and ridges' suivant la nomenclature de Parizek (1969) supprime la contradiction: ce sous-groupe représente un cas particulier des dépôts glaciaires, avec une mise en place par un glacier inactif en fusion. Dans ce contexte, ainsi que le démontre clairement Parizek (1969), séquences plutôt glaciaires et plutôt aqueuses se juxtaposent et se superposent fréquemment, avec remaniement éventuel de certains dépôts glaciaires en flow tills.

Les deux sous-groupes du groupe III témoignent de sédiments bien triés, manifestement mis en place dans un milieu aquatique calme (mode bien marqué dans les sables très fins). En coupe, les séquences où furent prélevés MC3 SL1 AR6 RD4 C10 et KC2 correspondent à des rythmites d'épaisseur variable (fig.5.14). L'échantillon KC2 présente de plus des structures sous-aquatiques remarquables (fig.5.15), à mettre en relation avec le fait que la proportion de silt 16-44 μ est la plus élevée du groupe, et constitue même le mode de cet échantillon (43%). La présence de matériel silteux se révèle en effet essentielle à l'obtention d'un sédiment plastique (loi d'Atterberg). Les échantillons du groupe III correspondent à une sédimentation lacustre, mais moins profonde et/ou distale que ceux du groupe I. Les particules y sont donc plus grossières, et le tri moins exceptionnel.

Certains échantillons proviennent de petits kames juxtaglaciaires (BL2 AR4 IL3 WL1) ou de kames deltaïques lacustres (RL8 IV1 AR4 AR6), mais d'autres constituent une des séquences de cordons morainiques frontaux (C06 C10 MC3), d'autres encore proviennent de complexes formés par la fonte progressive de culots de glace au contact d'un lac glaciaire important (KC2 KC4). KG3 enfin fut prélevé en bordure du lac Kluane, dans la séquence lacustre supérieure.

Les deux sous-groupes, ainsi que le montrent les courbes cumulatives des

échantillons KC4 et C06 (fig.5.9), correspondent au même type de tri et de mise en place; seule diffère la proportion de sable fin (125 à 250 μ), nettement plus élevée dans le second sous-groupe. Tous témoignent d'une sédimentation dans un petit plan d'eau, qu'en bordure d'un lac glaciaire plus large.

Le groupe IV, lui-aussi subdivisé en deux sous-groupes, correspond également à des sédiments bien triés, dont le mode est situé dans les sables fins (125-250 μ) et dont le faciès des courbes cumulatives (BT1 et A06, fig.5.9) témoigne d'une sédimentation aquatique. Les échantillons IT4 et RD3 proviennent d'un delta-moraine; BT1 GT2 RL9 DA9 A06 et NI1 de kames deltaïques lacustres; C11 d'un cordon morainique, FJ5 WL5 et WL6 de kames juxtaglaciaires; et enfin KC1 d'une terrasse lacustre associée au lac glaciaire de Kluane. Dans 50% des cas, des pendages de l'ordre de 22° ont pu être mesurés; et lorsqu'on sait que cette valeur correspond à la pente d'équilibre sous-aquatique, il ne fait plus aucun doute que ces échantillons correspondent à des strates frontales (foreset beds) de deltas glaciolacustres (fig.5.16). Ce mode de sédimentation s'accorde très bien avec le tri observé, ainsi qu'avec un mode dans les sables fins, c'est-à-dire nettement plus grossier que pour les deux groupes de strates basales (bottomset beds). La distinction entre les deux sous-groupes repose à nouveau sur une médiane légèrement plus grossière dans le deuxième, correspondant vraisemblablement à un débit plus élevé.

Le groupe V, représenté par l'échantillon AC7 (fig.5.9), nous amène aux sédiments bien triés, constitués essentiellement de sables moyens, et témoignent à nouveau d'une mise en place aquatique. Quelques échantillons proviennent de kames juxtaglaciaires, les autres ont été prélevés dans des kames deltaïques (fig.5.17); rien ne devrait donc les distinguer du groupe précédent. Cependant, la localisation proche de l'apex pour les échantillons provenant de deltas (ex: GT5) peut expliquer une sédimentation plus grossière. Quant aux kames juxtaglaciaires, ils sont sujets à

d'intenses variations de débit (saisonniers et journaliers), traduits par une alternance brusque de lits grossiers (graviers et même cailloux) et de lits très fins (sables et parfois silts). Enfin IT9 correspond à un sédiment de cône proglaciaire, et C03 à une séquence de cordon morainique, mais leurs conditions de mise en place devaient également traduire des débits assez importants.

Le groupe VI, constituant probablement le groupe le plus homogène, est représenté par la courbe cumulative de l'échantillon VC5 (fig.5.9). A première vue, il s'agit d'un faciès parabolique typique, correspondant selon Rivière (1977) à des sédiments 'initiaux', c'est-à-dire ayant subi peu de transport. L'examen de la localisation des échantillons (fig.5.5) permet deux constatations: 1) HB1 excepté, aucun d'entre eux ne fait partie des dépôts des lobes de Kluane ou d'Aishihik, mais proviennent de sédiments prélevés au sein de la chaîne Ruby, ce qui implique des distances de transport relativement courtes; 2) quatre échantillons proviennent de cordons morainiques frontaux (CL2 VH1 MC1 RV1), cinq de kames juxtaglaciaires (IL4 RV2 HB1 DA5; fig.5.18) et le dernier (I08) de la désagrégation *in situ* de roches granitiques. Ces provenances suggèrent dans le premier cas une mise en place par une glace en fusion et le lavage des particules fines par l'eau de fonte, et dans le second cas une sédimentation proxi-glaciaire de forte turbulence. Le fait que I08 fasse partie de ce groupe indique que, lorsque le transport est court, les caractéristiques primitives des roches érodées sont bien conservées; phénomène que Dreimanis et Vagners (1971) ont démontré pour des tills du sud de l'Ontario. Quant à l'échantillon HB1, provenant d'un dépôt de kame considéré par Beudet (1986) comme le résultat d'une transfluence du glacier d'Aishihik vers le ruisseau Mackintosh, ses caractéristiques suggèrent un matériel plutôt local, ce qui indiquerait une érosion active au niveau des cols séparant le bassin d'Aishihik de celui de Mackintosh, et probablement à une abrasion des éperons rocheux qui ont canalisé les

glaces juste au Sud du site.

Le groupe VII, constitué de trente échantillons, présente les variations les plus fortes, traduites par la subdivision en cinq sous-groupes. Les courbes cumulatives montrent cependant un trait commun qui les distingue clairement des groupes précédents: le tri y est beaucoup moins bon, quasi nul pour les échantillons EG2 et IV5, faible pour VC3 et VH3, moyen enfin pour AR8 (fig.5.9).

Le premier sous-groupe, correspondant aux échantillons EG2 KG1 KL1 et FJ1, et représenté par la courbe cumulative de EG2, se caractérise par un faciès linéaire parfait pour les particules allant de 4 à 2000 microns, soit $\approx 82\%$ du poids sec de la matrice. Le plateau de la fraction inférieure semble correspondre à une relative surabondance d'argile. Les sédiments de ce sous-groupe correspondent à des tills de fond, à matrice fine abondante, comme le montre d'ailleurs la figure 5.19 correspondant à la coupe de la séquence KG1: des galets hétérométriques et hétérogènes sont noyés dans une matrice très compacte et sans structure apparente.

Le second sous-groupe, allant de l'échantillon DMC à AC8, et représenté par la courbe cumulative IV5 compte dix échantillons. Le faciès y est linéaire pour les fractions 2000 à 16 microns, soit près de 90% du poids sec de la matrice, et s'aplanit vers les silts fins pour aboutir à une fraction argileuse négligeable. Cette courbe cumulative se compare avec celle du sous-groupe précédent, présentant le même faciès linéaire mais où l'argile et les silts sont absents. Ils s'agit donc également de tills, typiquement hétérométriques. Un coup d'oeil à la localisation des échantillons permet de constater que quatre d'entre eux appartiennent à des dépôts prélevés à l'intérieur de la chaîne Ruby (DMC WL9 IV5 VC6), trois à des sédiments situés dans la vallée Cultus - Jarvis (TH2 TH4 AC8), deux proviennent de moraines de glace morte à l'amont du lobe d'Aishihik (IT1 AR9) et le dernier d'une moraine de désintégration à la limite nord du lobe d'Aishihik (RD1). On peut dès lors expliquer

l'absence de fines de deux manières. Premièrement, dans le cas des sédiments situés au sein de la chaîne Ruby, la nature essentiellement granitique de la roche en place conjuguée à des distances de transport relativement courtes n'ont pas permis aux glaciers de broyer les sédiments plus finement; la fraction 16μ correspondrait alors au "terminal grade" de Dreimanis et Vagners (1971). Deuxièmement, dans le cas des sédiments provenant de moraines de désintégration du lobe d'Aishihik, les particules fines ont pu être entraînées par les eaux de fonte suivant un mécanisme de lavage sub-contemporain, de la mise en place. Nos résultats concordent avec ceux de Vorren (1977), qui observe également la nature essentiellement sableuse des tills d'ablation par rapport aux tills de fond. Le cas des sédiments prélevés dans la vallée Cultus - Jarvis, donc provenant du lobe de Kluane, est particulier puisque deux d'entre eux ont été échantillonnés dans les dépôts de till de fond à proximité du champ de drumlins. Leur faible teneur en particules fines peut s'expliquer soit par un lavage survenant, d'après Francis (1975), lorsque les eaux du glacier en fusion (déglaciation) peuvent circuler librement, ce qui est plausible vu leur localisation en bordure du glacier, à une altitude légèrement plus élevée; soit par une alimentation latérale du glacier en sédiments locaux, de taille relativement grossière.

Le troisième sous-groupe, correspondant aux échantillons CL1 à GC1, est représenté par la courbe cumulative de VC3. Celle-ci se caractérise par un point d'inflexion à 16μ , et un tracé légèrement incurvé pour les fractions supérieures, trahissant un faible triage au profit des sables fins. Le faciès semble fort linéaire pour traduire une mise en place aquatique, mais l'influence de l'eau commence à se faire sentir. Il s'agit ici de cordons morainiques, terminaux ou latéraux, internes à la chaîne Ruby (sauf VH7, situé en zone terminale du lobe d'Aishihik) et dont les sédiments étaient essentiellement supraglaciaires, donc d'origine locale. Les eaux de fonte ont pu aisément y jouer un rôle légèrement sélectif.

Le quatrième sous-groupe est constitué de cinq échantillons provenant de dépôts

situés dans la partie N.O. de la chaîne Ruby! Ce secteur correspond aux formations géologiques indifférenciées du "granite Coffee Creek" et "Alaskite de la chaîne Nisling" (cfr. géologie), c'est-à-dire à des roches granitiques à grain très grossier. On constate effectivement que la courbe cumulative les représentant (VH3) correspond à un faciès légèrement parabolique, et la relative abondance des particules grossières avec mauvais triage résulte de la combinaison de trois facteurs: une roche-mère dont le broyage tend à donner des fragments sableux; une distance de transport très courte (au sein même du NO de la chaîne Ruby) et le fait que les sédiments proviennent de cordons morainiques terminaux (fig.5.20) en position latérale ou frontale, où les débris sont essentiellement supraglaciaires, donc assez grossiers (Vorren, 1977).

Le cinquième et dernier sous-groupe présente des caractéristiques qui suggèrent une action non négligeable de l'eau lors de la mise en place, ainsi que le montre la courbe cumulative de l'échantillon IL2. Les inflexions sont bien marquées, exprimant un tri assez bon au niveau des sables fins et moyens. Ce sous-groupe semble se situer entre les groupes IV, V et les sous-groupes 2, 3, 4 du groupe VII; et on peut se demander s'il correspond à une mise en place aquatique ou glaciaire. A nouveau, la localisation des sédiments aide à lever le paradoxe: quatre échantillons proviennent d'une topographie de glace morte (IL2 AC2 AR8 AC3) et le dernier de la zone proxiglaciaire d'un delta lacustre (RL7). Il s'agit donc d'une situation où, ainsi qu'expliqué par Parizek (1969), les faciès glaciaires et aquatiques peuvent coexister, avec tous les intermédiaires possibles. Le fait que ce sous-groupe ait été incorporé au groupe glaciaire indiquerait cependant que l'aspect glaciaire reste dominant. On pourrait d'ailleurs comparer ce sous-groupe au sous-groupe 3 du deuxième groupe (représenté par l'échantillon CC1). Dans les deux cas, les sédiments qui constituent ces sous-groupes présentent un tri nettement meilleur que celui des autres échantillons des groupes; et tous deux correspondent à des topographies de glace morte. La différence essentielle réside au niveau des fractions abondantes, silteuse dans le

groupe II et sableuse dans le groupe VII. Ceci répond en fait à la question suivante: pourquoi le groupe II, à caractéristiques glaciaires, n'est-il pas incorporé au groupe VII, lui-aussi glaciaire? En effet tous les sédiments du groupe VII présentent au moins 50% de leur poids sec dans les fractions sableuses, alors que ceux du groupe II sont à plus de 70% silteux; leur mode a donc été l'élément déterminant. C'est en revanche suivant le tri que certains échantillons provenant de cordons morainiques se retrouvent agglomérés au groupe VI, alors que leur place serait le groupe glaciaire VII. Ceci met en évidence le problème majeur des sédiments glaciaires: ils présentent des faciès et granulométries infiniment plus complexes que les dépôts aquatiques ou éoliens, ainsi que montré par Vorren (1977). Ce phénomène de diversité, qui a conduit à la prolifération des classifications des tills, génétiques ou non, provient à la fois de la complexité de la structure physique de la glace en fonction de la température et de la pression, qui régit les possibilités d'érosion et de transport des glaciers, et des interactions glace / eau de fonte à la base et à la surface des glaciers. On ne peut donc raisonnablement espérer qu'une seule méthode de traitement de la distribution granulométrique sépare les sédiments en groupes tous univoques.

4.1.5 Conclusion

En résumé, la classification des 102 échantillons en sept groupes permet de distinguer:

- des strates basales (bottomset beds) lacustres distales (groupe I)
- des strates basales (bottomset beds) lacustres proximales (groupe III)
- des strates frontales (foreset beds) de kames deltaïques (groupe IV)
- des sédiments juxtaglaciaires (groupe V)
- des sédiments ayant subi un transport très court, et provenant de la désagrégation de roches à grain grossier, avec mise en place au contact de la glace (groupe VI)
- des sédiments à matrice argilo-silteuse abondante, avec mise en place soit à la

base du glacier soit avec redéposition sous forme de flow tills (groupe II)

- des sédiments glaciaires à matrice sableuse, avec mise en place frontale ou latérale (groupe VII)

Le fait que les sédiments prélevés à l'intérieur de la chaîne Ruby présentent en général de très faibles fractions argileuse et silteuse constitue un premier argument en faveur de l'existence de glaciers locaux.

Si ces groupes apparaissent clairs et distincts les uns des autres, on ne peut cependant négliger que la mise en place des sédiments ne s'effectue pas en "classes" bien marquées et disjointes, mais plutôt selon un continuum allant, dans notre cas, d'un environnement de glace pure à un environnement aquatique, proxiglaciaire à distal, avec des régimes variables mais où tous les intermédiaires existent; c'est ce que va nous montrer l'analyse factorielle.

4.2 Analyses factorielles des correspondances (AFC)

4.2.1 Introduction

La matrice de départ, identique à celle de la classification, comporte les 102 échantillons en lignes et les 11 fractions granulométriques en colonnes; et les données y sont exprimées en fréquences relatives (tableau 5.1).

Les quatre facteurs retenus ont une inertie de 35,3% pour le facteur I, 25,2% pour le facteur II, 15,1% pour le facteur III et 9,6% pour le facteur IV, ce qui donne au total 85,2% de l'inertie totale. On peut donc dire que ces quatre facteurs rendent compte à plus de 85% de la variabilité de la distribution granulométrique de l'ensemble des échantillons. Un tel degré d'explication mérite que l'on tente d'interpréter ces facteurs. En plus de la représentation graphique des échantillons et des fractions granulométriques dans des plans factoriels, que nous examinerons de manière détaillée dans les paragraphes qui suivent, divers coefficients donnés par la

procédure ou calculés à partir des notes factorielles constituent une aide précieuse à l'information. Il s'agit des valeurs propres et de la trace, ainsi que des contributions absolues et relatives des échantillons et des fractions granulométriques aux différents facteurs.

4.2.2 Valeurs propres et trace

Les valeurs propres des facteurs de l'AFC, contrairement à celles de l'analyse factorielle en composantes principales et l'analyse canonique, sont toujours comprises entre 0 et 1 (Benzécri, 1982). Des valeurs proches de 1 indiquent le plus souvent une dichotomie, tandis que des valeurs très faibles ($< 10^{-3}$) doivent être considérées avec précaution. Dans notre cas, les valeurs propres sont de 0,59, 0,42, 0,25 et 0,16 pour les facteurs I à IV respectivement. Ces valeurs relativement hautes devraient correspondre à des facteurs aisément interprétables.

La somme des valeurs propres sur l'ensemble des facteurs donne la trace, encore appelée inertie du nuage de points formé par les échantillons et les fractions granulométriques. L'inertie de chaque facteur équivaut au rapport valeur propre / trace. Il importe de tenir compte de la valeur numérique des valeurs propres et de la trace lorsqu'on considère l'inertie dont rend compte chaque facteur, car valeurs propres + trace faibles dans une analyse et valeurs propres + trace élevées dans une autre analyse peuvent donner des inerties du même ordre, ainsi d'ailleurs que nous le verrons au cours d'une analyse factorielle détaillée des tills.

4.2.3 Contributions absolues et relatives

Une contribution absolue exprime la part prise par une fraction granulométrique (ou un échantillon) dans l'inertie dont un facteur rend compte. En d'autres mots elle mesure le poids d'une fraction granulométrique (ou d'un échantillon) dans un facteur. On l'appelle contribution 'absolue' car la masse de la fraction (ou de l'échantillon) intervient dans le calcul (Beguin, 1979). La somme, sur les fractions ou les

échantillons, des contributions absolues qui concernent un facteur équivalent à la valeur propre de ce facteur (Benzécri, 1982), mais peut également être ramenée à 1, donnant alors le même poids à chaque facteur (Beguin, 1979). Quant à la contribution relative (la masse n'intervient plus), elle exprime la part prise par un facteur dans la reconstitution de la dispersion d'une fraction (ou d'un échantillon). Elle mesure donc le poids d'un facteur dans une fraction (ou un échantillon). La somme sur les facteurs des contributions relatives pour une fraction (ou un échantillon) vaut 1 (Beguin, 1979). Les contributions relatives jouent en fait, dans l'AFC, le rôle des saturations (loadings) dans l'analyse factorielle en composantes principales. Contributions absolues et relatives des échantillons sont données au tableau 5.2; les contributions absolues y sont données en pourcentages de la valeur propre de chaque facteur, ce qui les rend plus aisément interprétables. Il faut noter ici que les valeurs sont calculées en fonction des cinq premiers facteurs, mais que nous ne tiendrons pas compte, dans l'interprétation, du dernier facteur car son inertie est trop faible (7,5%).

Vu le peu d'usage que rencontre l'AFC en Amérique du Nord (Hill, 1974) et la quasi inexistence de travaux où l'interprétation tient compte des contributions absolues et relatives, il nous semble utile de décrire brièvement l'usage qu'en fait Benzécri (1982), tout en l'adaptant à notre type d'analyse:

- (1) **Interprétation d'un facteur:** si l'ensemble des échantillons (ou des fractions) est d'effectif trop élevé, et surtout s'il comporte de nombreux éléments de faible poids, l'interprétation ne doit se fonder que sur les quelques éléments qui apportent les plus fortes contributions absolues.
- (2) **Recherche des contributions prédominantes:** si un échantillon (ou une fraction) apporte une contribution absolue supérieure à 25% sur un facteur, il peut être utile de refaire l'analyse en supprimant cet élément. Ce facteur risque en effet de n'être présent qu'à cause de cet élément.

- (3) Interprétation d'un facteur de faible inertie: contrairement aux facteurs généraux (à inertie forte), qui le plus souvent correspondent à des gradations ou des oppositions dont les deux termes doivent être considérés et jouent des rôles plus ou moins symétriques, les facteurs locaux détachent d'un côté les quelques éléments intéressants. Ces éléments intéressants se reconnaissent le mieux à une valeur élevée de leur contribution relative.

Nous allons à présent appliquer ces principes à notre cas, en commençant par les contributions des fractions granulométriques car elles sont moins nombreuses (tableau 5.2).

En ce qui concerne les contributions absolues, on voit que celles-ci sont élevées, mais ne dépassent pas 30%. C'est plus que ce que recommande Benzécri (1982), mais le fait qu'il n'y ait que onze fractions (donc une contribution moyenne de 9%), et que pour chaque facteur plusieurs contributions aient des valeurs élevées (de l'ordre de 20%) nous permet de n'en éliminer aucune. Au niveau des échantillons en revanche, une contribution absolue de 25% serait extrêmement suspecte, puisqu'avec 102 éléments la contribution moyenne n'est que de 1%. Mais on constate que les valeurs maximales oscillent entre 9 et 11%, ce pour les échantillons AS5 et AS6. Ces échantillons présentent d'ailleurs des contributions élevées pour tous les facteurs, ce qui met en évidence leur marginalité par rapport à l'ensemble. Ceci n'est pas étonnant, puisque la classification les avait également placés dans un groupe très distinct des autres (groupe I).

Si on considère comme forte une contribution absolue au moins deux fois supérieure à la contribution moyenne (soit ici 2%), le facteur I doit fonder son interprétation sur onze échantillons, AS5 AS6 AS8 SL2 A11 CC2 EG3 TA1 TH1 TH3 et DA1, dont la somme des contributions absolues vaut 43%. Un regard au tableau des pourcentages granulométriques permet de constater que tous ces échantillons possèdent près ou plus de 90% de leur poids sec dans les fractions

argileuses et silteuses. Le facteur I semble donc orienté vers les fractions fines.

Le facteur II, suivant cette limite de 2%, sélectionne 15 échantillons, dont la somme des contributions absolues donne 51,4%. On y retrouve le groupe AS5 AS6 AS8 SL2, plus BL2 EG4 IL3 AR4 AR6 RD4 WL1 WL6 DA9 IV1 qui présentent tous un mode dans la fraction 63 à 125 μ , et enfin l'échantillon DA5 qui possède le plus haut pourcentage dans la fraction 500 à 1000 μ . Le facteur II semble donc plus complexe que le premier, mettant surtout en évidence la fraction intermédiaire (sable très fin), mais également les extrémités fine et grossière.

Toujours suivant le même principe; 12 échantillons contribuent pour 52,7% au facteur III. AS5 AS6 et SL2 interviennent à nouveau, suivis de TA1 TH3 CC2 A07 FJ6 et CC1, tous extrêmement bien triés dans la fraction 16 à 44 μ , et BT1 A06 NI1 dont plus de 50% du poids sec sont concentrés dans la fraction 125 à 250 μ .

Si l'on considère enfin le facteur IV, 16 échantillons interviennent pour une contribution absolue totale de 57,4%. Sans surprise, AS5 AS6 AS8 et SL2 font partie de la sélection, pour une contribution de 25,2%; viennent ensuite BL2 IV1 RD4 (7% de contribution), au mode dans la fraction 63 à 125 μ ; EG3 et TA1, essentiellement silteux, contribuent pour 7,7%; NI1, au mode dans la fraction 125 à 250 μ , intervient pour 2%; A05 DA6 et VH8, dont la contribution s'élève à 7,4%, présente un mode dans la fraction 250 à 500 μ ; et enfin HB1 RV1 DA5, avec une contribution de 8,1%, sont essentiellement grossiers. Presque toutes les fractions granulométriques sont donc impliquées dans ce facteur, et les plans factoriels s'avèrent nécessaires pour l'interprétation. On constate cependant déjà que plus le facteur est secondaire, plus il est complexe, faisant intervenir un nombre croissant de fractions granulométriques.

La dernière chose à noter, au niveau des contributions absolues, est l'influence nulle à négligeable de la fraction 2 à 4 μ ; les valeurs varient en effet entre 0,1 et 0,9%. Ceci est dû au fait que le pourcentage de cette fraction est nul à faible pour tous les échantillons, ce qui la rend inutile dans la discrimination des profils

granulométriques.

Les contributions relatives: En ce qui concerne les fractions granulométriques, si on exclut la fraction $2-4\mu$ dont l'influence est négligeable, on constate que les fractions très fines (2 à 16μ) et grossières (250 à 2000μ) sont surtout rendues par le facteur I, les fractions médianes (44 à 125μ) par le facteur II, et enfin les fractions $44-63\mu$ et $125-250\mu$ par le troisième facteur. Le facteur IV ne semble exprimer que des nuances, car les contributions relatives y sont toujours secondaires. Au niveau des échantillons, une description exhaustive exigerait de nombreuses pages, et de plus la plupart des caractéristiques sont reprises dans l'étude des plans factoriels; c'est pourquoi nous nous limiterons à quelques cas typiques.

Considérons d'abord le groupe I (AS5 AS6 AS8 SL2): bien que de granulométrie très fine, ces échantillons ne présentent pas une contribution relative excessivement élevée sur le facteur I (de l'ordre de 35%), mais s'équilibrent plutôt sur les deux ou trois premiers facteurs. Ceci s'explique par le fait que ces échantillons se distinguent tellement de l'ensemble qu'ils sont mis en évidence par plusieurs facteurs. C'est d'ailleurs ce que nous avons déjà pu observer en analysant les contributions absolues de ces échantillons. En revanche, CL1 DG1 VC7 PG2 HA6 et VH7 présentent une contribution relative supérieure à 80% sur le facteur I. Or, si on considère les résultats de la classification (tableau 5.1), DG1 et PG2 appartiennent aux tills fins ou flow tills du groupe II, CL1 HA6 et VH7 aux tills grossiers du groupe VII, et VC7 fait partie des sédiments grossiers de kame. Cette diversité pourrait indiquer que ces échantillons sont orientés sur le facteur I "par défaut", simplement car leur contribution sur les autres facteurs est nulle. Les contributions absolues confirment cette hypothèse: les valeurs sont toujours voisines de zéro sur les facteurs II à IV, et ne dépassent pas 1,8% sur le facteur I.

Le facteur II, nous l'avons dit, rend compte essentiellement des fractions 44 à

125 μ . C'est ce que montrent les échantillons EG4 C06 et WL1, dont la contribution relative dépasse 80%, avec un tri opéré sur la fraction 63-125 μ .

Trois échantillons seulement ont une contribution relative supérieure à 80% sur le facteur III: IV5 VC6 et TH2. Comme dans le cas du facteur I, ces échantillons, qui font partie des tills, présentent des contributions absolues négligeables ($< 0,5\%$) sur tous les facteurs.

Quant au facteur IV, toutes les contributions relatives sont inférieures à 30%.

Cet aperçu des contributions absolues et relatives permet de voir la complexité avec laquelle les facteurs rendent compte des échantillons lorsque ceux-ci sont pris individuellement.

4.2.4 Plans factoriels

Nous allons à présent tâcher d'explicitier les informations extraites sur les principaux plans factoriels (facteurs pris deux à deux), où les échantillons et les fractions granulométriques sont placés en fonction de leurs notes factorielles (dont les valeurs en sont données en annexe 6).

Plan des facteurs I, II (fig.5.21): Echantillons et fractions granulométriques forment un nuage en croissant parabolique, avec concavité tournée vers le haut. Selon Hill (1974) et Benzécri (1982), cette disposition est assez commune, et trahit des "suites ordonnées a priori", par exemple des suites chronologiques (Benzécri, 1982). C'est le cas pour notre analyse, puisque les fractions granulométriques correspondent à une division artificielle d'un continuum dimensionnel; celles-ci devraient donc s'ordonner des plus fines aux plus grossières (ou vice versa). La figure 5.21 montre qu'effectivement, si on excepte la classe 2-4 μ , les fractions granulométriques se relient suivant un V dont l'extrémité des deux branches se recourbe légèrement vers l'intérieur. Selon cette disposition, le facteur I redonne exactement la succession des fractions, à part les deux plus fines et les deux plus

grossières, qui sont inversées. En fait, lorsqu'il existe un ordre sur les ensembles des lieux (échantillons) et des variables (fractions granulométriques), Benzécri a prouvé (T1B, No8, 4, 1982) que cet ordre est fourni par le premier facteur issu de l'analyse factorielle des correspondances.

La reproduction, dans le plan factoriel, des sept groupes obtenus selon la classification montre que les six premiers s'organisent le long du V formé par les fractions granulométriques, sans aucun chevauchement, avec chaque groupe centré sur la fraction qui constitue son mode, tandis que le groupe VII constitue un noyau central, avec deux branches s'étirant l'une vers les fractions fines et l'autre vers les fractions grossières. On remarque, suivant cet ordre d'idées, que tous les échantillons des groupes I à VI, à trois exceptions près, se localisent à l'extérieur du V formé par les fractions granulométriques, alors que tous les échantillons du groupe VII, sauf un, se retrouvent à l'intérieur du V. L'explication réside à nouveau dans une des propriétés de l'AFC, le principe barycentrique. Selon ce principe (Benzécri, 1984, T1C, no4, 2), au multiplicateur $\lambda\alpha-1/2$ près ($\lambda^2 =$ valeur propre du facteur II), la note factorielle pour l'échantillon i du facteur α est égale à la moyenne des notes factorielles des fractions granulométriques de ce même facteur pondérées par les pourcentages de cet échantillon pour les fractions granulométriques. En langage géométrique on dira que - toujours au terme $\lambda\alpha-1/2$ près - un échantillon apparaît sur les diagrammes au centre de gravité des fractions granulométriques, chacune pondérée par la valeur prise par l'échantillon pour ces fractions. Ce principe est également valable pour les fractions granulométriques, ce qui veut dire que - en langage géométrique et toujours au terme $\lambda\alpha-1/2$ près - une fraction granulométrique apparaît sur les diagrammes au centre de gravité des échantillons, chacun pondéré par la valeur prise par les échantillons pour cette fraction. Le lecteur trouvera les formules mathématiques du principe barycentrique en annexe 7. Il résulte de ce principe qu'un échantillon est environné par des fractions granulométriques pour

lesquelles ses pourcentages sont les plus élevés; et une fraction granulométrique est entourée des échantillons qui y ont un mode ou une valeur forte.

Si on applique le principe barycentrique au plan factoriel I, II de nos 102 échantillons, on comprend que les tills mal triés (groupe VII) soient regroupés en un noyau central, au centre de gravité du V formé par les fractions granulométriques, tandis que les échantillons des groupes I à VI se retrouvent d'autant plus excentrés (donc plus à l'extérieur du V) que leur triage (ou concentration dans une ou deux classes) est bon. Ainsi, l'échantillon AS5, avec 73% d'argile, se place le plus à l'extérieur de la fraction 002 alors que TH2 IV5 ou VC6, dont les profils granulométriques reproduisent assez fidèlement la moyenne des échantillons, se localisent au centre du plan factoriel. Nos observations rejoignent ainsi celles de Sourdat *et al.* (1975) qui énoncent: "Les points-observations situés dans le domaine central, intérieur à la courbe des tamis, se trouvent à des distances à peu près égales de tous les points-tamis. Leurs distributions propres correspondent donc à des valeurs sub-égales des classes dimensionnelles, et par suite à des faciès linéaires. Les points-observations situés à l'extérieur de la courbe, et excentrés par rapport aux points-tamis les plus proches, correspondent à des distributions dans lesquelles une ou plusieurs classes dimensionnelles sont privilégiées par un tri intense, et par suite, à des faciès logarithmiques. Quant aux points-observations situés sur la courbe ou à proximité, ils correspondent, soit aux faciès en 'S', soit à des faciès paraboliques ou hyperboliques, selon qu'ils sont centraux, ou voisins de l'une ou l'autre des extrémités de la courbe".

L'analyse factorielle des correspondances présente donc l'avantage de condenser en un plan factoriel les indices granulométriques classiques de médiane (proximité d'un échantillon donné à la fraction granulométrique pour laquelle sa valeur est la plus élevée), de tri (excentricité d'un échantillon par rapport à la fraction granulométrique la plus proche) ou au contraire d'égalité distributionnelle (position

centrale d'un échantillon), ou encore une bimodalité (échantillon au centre de gravité de deux fractions non voisines); l'asymétrie est marquée par la localisation d'un échantillon vers l'extrémité d'une des deux branches du V des fractions granulométriques; et Sourdat *et al.* (1975) montrent la relation entre la localisation des échantillons dans les plans factoriels et les faciès granulométriques de Rivière (1977).

Toujours selon Sourdat *et al.*, (1975) lorsque les échantillons présentent des distributions suffisamment diversifiées et sous la dépendance d'un seul facteur de tri, les points tamis se répartissent sur une courbe régulièrement concave dans le premier plan factoriel. Or, dans notre cas, les deux extrémités de la courbe s'infléchissent vers le centre, et nous avons vu lors de la classification que le groupe VII (échantillons situés au centre du plan) avait une origine glaciaire. La relation entre cette anomalie de la courbe (et de la gradation qui en résulte sur le facteur I) et le fait d'avoir des échantillons non soumis au facteur de tri aquatique est mis en évidence par le principe barycentrique: si les fractions 002 et 2000 s'incurvent vers le centre, alors qu'ils sont au centre de gravité des échantillons, c'est qu'une masse les y attire, et cette masse ne peut être que l'ensemble des échantillons du groupe VII. Ceux-ci présentent en effet une fraction argileuse non négligeable (surtout EG2 KG1 KL1 et FJ1) tout en possédant des particules grossières, comprises entre 1 et 2 mm. Afin de vérifier cette hypothèse, nous avons soumis à une analyse factorielle des correspondances les 72 échantillons n'appartenant pas au groupe VII; la figure 5.22 nous montre la disposition des échantillons et fractions dans le plan des facteurs I,II: une parabole parfaite, non incurvée aux extrémités, et dont tous les échantillons se rapprochent de la courbe des fractions. Ceci montre la sensibilité de l'AFC au type d'échantillonnage qui lui est soumis. Le fait que les échantillons du groupe II, considérés soit comme glaciaires soit comme flow tills, s'inscrivent régulièrement dans la gradation indique que le rôle de l'eau prime en importance celui de la glace, ce qui

ferait pencher la balance en faveur de flow tills.

Contrairement à la classification, l'AFC met en évidence le continuum qui existe au sein des échantillons et des fractions granulométriques. En ce qui concerne ces dernières, Benzécri nous montre, à l'aide d'un exemple d'enquête criminologique (1984, TIIC, no9, A.3.1), que les distances entre points-variables dans le plan des deux premiers facteurs sont la meilleure mesure de distance dont on puisse disposer. Ce concept suggère que les fractions 002 et 008 sont peu différentes l'une de l'autre, mais très différentes de la fraction 016. Les deux fractions 063 et 125 sont elles-aussi assez proches, de même que les fractions 500, 1000 et 2000. On retrouve donc les grandes distinctions particules fines, moyennes et grossières, correspondant en gros aux décantations lacustres profondes (bottommset beds), moyennes (fore set beds) et proxiglaciaires (chenaux juxta- et pro-glaciaires). Mais les échantillons ne sont pas subdivisés ainsi: ils s'alignent régulièrement le long de la courbe des fractions, de sorte que les groupes obtenus lors de la classification présentent des limites juxtaposées, à l'exception du groupe I. La séparation marquée du groupe I témoigne, à notre avis, d'une mise en place très différente, à savoir turbiditique; alors que l'allongement des autres groupes met en évidence le caractère continu spatialement entre la sédimentation proximale grossière (groupe VI, extrémité gauche de la courbe) et de fond de lac (groupe III, centre droite de la courbe). C'est pourquoi, sans l'aide de la classification, toute division en groupes suivant la position des échantillons dans le plan factoriel I,II s'avère subjective.

En ce qui concerne le groupe VII, s'il forme un noyau central par rapport aux autres échantillons, on peut néanmoins y distinguer deux allongements vers les fractions fines et grossières. Il nous a donc semblé intéressant de soumettre ces 30 échantillons à une AFC séparée, afin de mieux distinguer les relations échantillons - fractions granulométriques. La figure 5.23 donne les résultats dans le plan des deux premiers facteurs. Une fois de plus, bien que les échantillons soient mal triés et assez

différents les uns des autres, le premier facteur redonne exactement l'ordre des fractions granulométriques, et le nuage des fractions et échantillons forme un croissant parabolique. Mais le V formé par les fractions dans le plan est loin d'avoir la régularité des deux premières analyses: la branche droite (002-250) est beaucoup plus ouverte que la branche gauche (250-2000), avec un palier à 044. Ceci résulte du fait que les fractions fines sont surtout différenciées par le premier facteur, et les fractions grossières par le second facteur. La comparaison des sous-groupes obtenus lors de la classification avec la localisation des échantillons dans le plan factoriel permet plusieurs constatations: Les tills à matrice fine (du lobe de Kluane) se retrouvent à l'extrémité droite (argile, silts), ceux provenant de glaciers dans le Nord de la chaîne Ruby à l'extrémité gauche (sables grossiers); les sédiments provenant de la désintégration de culots de glace morte se retrouvent très excentrés par rapport à la fraction granulométrique 250, ce qui traduit leur degré de triage nettement meilleur que l'ensemble; et le sous-groupe le plus mal trié (DMC à AC8) occupe la position centrale. Comme pour l'ensemble des échantillons, la représentation des tills dans le plan factoriel I,II issu de l'AFC condense les concepts de médiane, degré de triage et asymétrie. A la différence des indices classiques, les notes factorielles des échantillons comme des fractions (base de la représentation dans les plans factoriels) varient suivant l'échantillonnage, ce qui permet de mieux apprécier la relativité des relations entre échantillons, et échantillons - fractions. En effet, si l'on considère l'ensemble des sédiments traités (fig.5.21), le groupe VII (celui des tills) apparaît comme mal trié vu sa position centrale, alors que les autres sont excentrés par rapport à la courbe des fractions; si en revanche on analyse séparément les tills et les sédiments où l'eau constitue le facteur de tri, on constate que ces derniers (fig.5.22) cessent pour la plupart d'être excentriques, et les différences au sein des tills eux-mêmes sont accentuées (fig.5.23); de plus, les relations tills - fractions granulométriques, floues dans le plan factoriel I,II de l'ensemble des échantillons

deviennent évidentes lorsqu'on traite les tills séparément. Avec les indices classiques, les valeurs sont fixes, quel que soit l'ensemble traité, puisqu'on compare des courbes cumulatives, et c'est à l'auteur de délimiter si les rapports entre échantillons sont étroits ou non.

Si un ordre existe dans la matrice de données, cet ordre sera fourni par le premier facteur issu de l'analyse factorielle des correspondances. Lorsque, de plus, le facteur II est fonction parabolique du premier, comme c'est le cas ici, on peut suspecter que tous les facteurs ne sont que des ondes successives, fonctions du premier facteur, formant une suite de polynômes orthogonaux dont le degré va croissant. Le troisième facteur présente alors une oscillation complète (trois changements de signe) et le quatrième facteur montre quatre changements de signe. Ceci correspond effectivement au patron des plans factoriels I,III et I,IV issus de l'analyse des 102 échantillons (fig.5.21 5.24 et 5.25). C'est là une situation commune en analyse des données, appelée "effet Guttman" (Benzécri, 1982, T2B, no7, 3.1 et 6). La principale implication de l'effet Guttman est que l'ensemble des données est unidimensionnel, avec la dimension rendue par le premier facteur, ce qui équivaut à dire, dans le cas d'analyses granulométriques, que les échantillons s'organisent uniquement en fonction de la dimension des particules qui les composent. On comprend dès lors pourquoi Sourdat *et al.* (1975) avaient observé que le premier plan issu de l'AFC montrait régulièrement des points-tamis se répartissant sur une courbe parabolique concave, même si ces auteurs ne parlaient pas d'"effet Guttman". Si la forme que présente le nuage des échantillons et fractions dans les différents plans factoriels est ainsi connue a priori, son examen se révèle néanmoins instructif car, comme nous l'avons vu pour les plans I,II issus des trois AFC (fig.5.21 5.22 et 5.23), des différences s'observent au niveau de l'ouverture des branches de la courbe des fractions (dues aux inerties respectives des facteurs I et II), ainsi qu'à la valeur des fractions auxquelles s'opèrent les changements de signe. Ainsi, le plan factoriel

issu de l'analyse des 72 échantillons (sans les tills) montre des fractions réparties en une courbe concave quasi parfaite, tandis que le plan factoriel issu de l'AFC des 102 échantillons révèle un infléchissement vers le centre des deux extrémités de la courbe, et enfin le plan factoriel issu de l'AFC des tills donne un V tel que les fractions grossières sont peu rendues par le facteur I, mais bien différenciées par le second facteur; de plus, la fraction critique se situe à 250μ et non plus 125 comme dans les deux premiers cas. Ceci reflète le caractère plus grossier des tills par rapport à l'ensemble. Il est également intéressant de regarder les distances qui séparent les fractions grossières: faibles dans le cas de l'ensemble des échantillons (surtout les fractions 500, 1000 et 2000), nettement plus importantes dans le cas des tills. Ces différences se répercutent dans le plan factoriel I,III, où les fractions grossières sont bien étalées pour l'ensemble des échantillons (fig.5.24), alors qu'elles sont très ramassées dans le cas des tills (fig.5.26). Sachant que le groupe VII présente un profil granulométrique moyen plus grossier que l'ensemble des échantillons (tableau 5.1), il est normal que les fractions grossières soient mises en évidence dans le plan factoriel principal (I,II) lorsqu'on considère les tills seuls, mais seulement dans le plan I,III si on prend tous les échantillons.

On voit donc que l'analyse factorielle des correspondances réagit en fonction des données traitées, livrant les tendances générales avec le premier facteur, et de plus en plus de détails avec les facteurs suivants.

4.2.5 Interprétation des facteurs (AFC 102 échantillons)

- (1) Premier facteur: celui-ci redonne la progression des fractions granulométriques, avec inversion des deux plus fines et deux plus grossières par attraction barycentrique. Les échantillons qui contribuent le plus à ce facteur sont les quatre du groupe I (tableau 5.3), extrêmement positifs, avec une contribution absolue de 24,6% (6% par échantillon en moyenne). Leur mise en valeur par le

facteur I traduit le caractère granulométrique particulier de ces échantillons. Le groupe II, avec 13 échantillons, contribue le plus au facteur I, mais la contribution individuelle moyenne (2%) est nettement moins forte que pour le groupe I. A l'extrémité négative se situent les échantillons grossiers (groupes V et VI), dont la contribution absolue individuelle est négligeable (comprise entre 1 et 1,5%), mais qui au total font 18,3 et 15,5% respectivement (tableau 5.3). En d'autres termes, le facteur I correspond à la notion de médiane (ou de mode, mais d'après Rivière (1977) les deux indices sont fortement corrélés), avec emphase sur les fractions fines car correspondant à peu de sédiments mais très distincts des autres.

- (2) Second facteur: oppose très nettement la fraction des sables fins (125μ), les plus négatifs, à la fraction argileuse d'une part (très positive), aux fractions grossières d'autre part (relativement positives). Cela se marque dans les contributions absolues (tableau 5.3) par les 31% totalisés au groupe III (2% en moyenne), les 25% du groupe I (valeur identique à la contribution au premier facteur) et les 14,5% du groupe VI (1,5% en moyenne). En termes classiques, on peut dire que le facteur II oppose les échantillons symétriques (négatifs) aux échantillons asymétriques (positifs), avec une note factorielle d'autant plus élevée que l'asymétrie est forte (ex: échantillon AS5).
- (3) Le facteur III, par sa structure complexe en "S", permet une meilleure discrimination à l'intérieur des groupes principaux. En effet, on voit le groupe I, jusqu'ici très homogène, se scinder en deux sous-groupes, orientés l'un vers les argiles, l'autre vers les silts fins (8μ). De même au groupe II, les échantillons C12 et A11, argileux et mal triés, donc au barycentre des fractions 002 à 125, s'opposent à CC1 et TA1, très nettement triés au niveau de la fraction 044, donc excentriques par rapport à cette fraction. Le groupe III se voit lui-aussi démesurément allongé, opposant KC2 au mode dans la fraction 16 à 44μ à IL3,

au mode compris entre 63 et 125 μ . Au niveau des fractions, 002 et 250 s'opposent à 044 et 2000, ce qui en fait permet une bonne différenciation de toutes les fractions, y compris les intermédiaires comme 044 et 250. Etant donné que nous avons un effet Guttman, le facteur III est une fonction polynomiale du premier; il lui est orthogonal (donc non corrélé) mais non indépendant. Il devient dès lors difficile de lui donner un nom particulier, si ce n'est celui d'hétérogénéité (par association avec l'homogénéité décrite par Benzécri), vu son rôle de subdiviser les groupes suivant des détails granulométriques.

- (4) Le facteur IV accentue le processus entamé au facteur III: chacune des fractions est nettement individualisée des autres, opposant particulièrement 002 et 008 d'une part, 500 à 2000 de l'autre. Deux gradients secondaires joignent 500 et 016 à la fraction 125. C'est ce qui explique la diversité des échantillons contribuant substantiellement à ce facteur (cfr. supra, contributions absolues). C'est dans le plan I,IV qu'apparaîtra le mieux le triage, vu la forme en "W" qu'y prend la succession des fractions granulométriques. On constate en effet que les paires AS5-AS6 et AS8-SL2 sont toutes deux aussi bien triées, mais l'une sur la fraction 002, l'autre sur la fraction 008. De même les échantillons DA5 et RV1 apparaissent nettement triés sur les fractions 1000 et 2000, et l'excellent tri de VH8 et A05 est enfin mis en évidence. En revanche, le groupe II se trouve ramassé au barycentre des fractions 002 à 125, ce qui lui confère sa touche glaciaire (faciès linéaire, mais dans les fines); tandis que le groupe VII, plus purement glaciaire, se trouve étiré le long du facteur I, avec un sous-groupe au barycentre des fractions 2000 à 125, un autre au barycentre des fractions 250 à 063, et une pointe perce dans les fractions fines. Les deux faciès glaciaires se trouvent ainsi opposés aux groupes dus exclusivement à une mise en place par l'eau.

4.2.6 Conclusion

L'analyse factorielle des correspondances effectuée sur des données granulométriques constitue un exemple typique de l'effet Guttman, où tous les facteurs sont des polynômes de degré croissant du premier facteur, orthogonaux deux à deux, donc non corrélés, mais cependant non indépendants les uns des autres.

Le facteur I redonne l'ordre des fractions granulométriques, mais avec inversion des deux fractions les plus fines et les plus grossières, due à l'attraction barycentrique d'un groupe d'échantillons aux caractéristiques nettement différentes du reste de la population; les échantillons où l'eau constitue le principal facteur de tri se différencient donc de ceux où le rôle de la glace est prépondérant. Le facteur II met en évidence le degré d'asymétrie des échantillons; le facteur III rend compte de l'homogénéité des grands groupes de la classification; et c'est au facteur IV que ressort l'association fraction granulométrique - degré de triage.

La place particulière qu'occupent les échantillons du groupe I (AS5 AS6 AS8 SL2) se traduit par une contribution absolue très forte sur chacun des facteurs. C'est à l'aide des contributions relatives que l'on peut observer sur quel facteur chacune des fractions granulométriques joue le rôle le plus important.

L'étude des plans factoriels principaux se révèle très fructueuse, car ceux-ci mettent en évidence l'ensemble des caractéristiques mentionnées, et constituent donc une synthèse des indices granulométriques classiques tels médiane, degré de triage, asymétrie, etc. La représentation dans ces plans des groupes issus de la classification est un moyen simple mais efficace de relier les résultats des deux analyses. Dans le plan I,II on voit en effet que chacun des groupes occupe une place bien définie, avec juxtaposition mais sans superposition; les six

premiers groupes s'alignent le long de la courbe des fractions, tandis que le septième forme un noyau lâche au centre du plan; c'est donc ici que se démarquent l'eau et la glace en tant que facteurs de tri. Au plan I,III l'allongement des groupes s'intensifie, avec éclatement en sous-groupes distincts. L'homogénéité des groupes IV à VI y contraste avec la disparité des groupes I à III. Le plan I,IV, malgré son apparente complexité, oppose les groupes II et VII aux autres par leur position au barycentre de certaines fractions bien définies. Le groupe II se caractérise en effet par un mauvais triage au niveau des silts, ce qui lui confère une touche glaciaire, tandis que le groupe VII s'étale à partir du centre du plan factoriel en plusieurs sous-groupes vers les fractions grossières ou fines, trahissant ainsi son origine glaciaire.

Le fait que les échantillons forment dans les plans factoriels un nuage lâche mais continu indique que les profils granulométriques constituent un continuum, traduisant des conditions de sédimentation allant d'un courant d'eau très calme à fort, avec tous les intermédiaires, ainsi qu'une mise en place par la glace, mais où l'eau de fonte a pu jouer un rôle non négligeable.

5. RESUME DES RELATIONS GRANULOMETRIE - SEDIMENTOLOGIE

En accord avec les études de Dreimanis et Vagners (1971), de Vorren (1977) et de Boulton (1978), nous constatons que les sédiments glaciaires de notre région se caractérisent par des profils granulométriques typiques à notre région, dont la caractéristique générale est le mauvais triage, mais avec les tendances fines ou grossières en fonction de la durée de transport, de la position au sein du glacier, et de la géologie sous-jacente. Ainsi, les sédiments glaciaires des lobes de Kluane et d'Aishihik, correspondant à une mise en place basale (KG1 A11), présentent une matrice fine (argileuse et silteuse) abondante, résultant de la pulvérisation de roches sédimentaires à grain fin provenant du Sud (cfr. Géologie, 4.1), tandis que les dépôts morainiques dans la chaîne Ruby correspondent à des sédiments sableux (GC1 RC1 DMC), particulièrement pauvres en argile et silts fins lorsqu'ils proviennent de débris supraglaciaires (VC3), ce qui indique un transport fort court et qui s'est opéré sur des roches essentiellement granitiques. Ceci suggère la présence de glaciers locaux.

La classification et l'analyse factorielle permettent de constater que, lors de la fusion de culots de glace morte, l'eau joue un rôle non négligeable, de sorte que les sédiments associés présentent un tri intermédiaire entre celui des échantillons purement glaciaires et de kame (A07 CC1 AR8 IL2...). On remarque également que les échantillons de cordons morainiques frontaux peuvent avoir des caractéristiques glaciaires si estompées qu'ils rejoignent les sédiments juxtaglaciaires grossiers (CL2 MC1 RV1...). Ceci confirme l'importance du rôle de l'eau de fonte dans l'élaboration de ces dépôts.

Les analyses mettent en évidence la disparité qui existe entre deux groupes de sédiments glaciaires, le premier présentant des caractéristiques typiques de till (groupe VII), le second une surabondance de particules argilo-silteuses et une extrême pauvreté en sables grossiers (fig.5.9) avec des blocs éparpillés dans la

matrice, ce qui suggère une mise en place par gravité dans un milieu aquatique de sédiments provenant d'un glacier. Nous abordons ici le problème des flow tills, discuté en détail par Drewry (1986). Il s'agit d'un processus de resédimentation, qui survient lorsque l'eau de fonte d'un glacier ne peut s'échapper, de sorte qu'elle sature le sédiment jusqu'à ce que celui-ci puisse s'écouler sous son propre poids malgré des pentes très douces. Dans ces circonstances, le diamicton acquiert de nouvelles caractéristiques, où la distribution granulométrique reflète les processus de triage et de décantation qui s'opèrent durant l'écoulement tandis que les blocs s'orientent dans la matrice. La morphologie et la structure dépendent de la densité, de la vitesse d'écoulement et de la distance parcourue. Etant donné que les propriétés originelles du till sont détruites, Drewry estime que ce type de dépôt mérite un nom particulier, tel 'flow till' (Boulton, 1970) ou 'glaci-sediment flow'. Lawson (1979, 1981), qui a étudié en détail ce genre de sédiment, distingue quatre types en fonction d'un contenu croissant en eau; plus il y a d'eau, moins il y aura de blocs dans le dépôt, plus celui-ci sera fin et plus il y aura possibilité de transport sur de longues distances.

En ce qui concerne les sédiments mis en place par l'eau, l'analyse de leurs profils granulométriques par méthodes multivariées permet d'en reconnaître le tri excellent, et la distribution entre strates basales (bottomset beds) lacustres profondes de type turbiditique, strates basales (bottomset beds) proximales, strates frontales (foreset beds) et chenaux proxiglaciaires. La classification permet de former des groupes bien définis, reliés à un type précis de sédimentation, et l'analyse factorielle des correspondances (AFC) permet de juger à la fois de la classe dominante, du tri et de l'asymétrie, ce qui constitue une forme de synthèse comparable aux faciès développés par Rivière (1977). On constate ainsi que les sédiments fluvio-glaciaires et glacio-lacustres présentent des profils granulométriques aussi bien triés et différenciés entre eux que les sédiments fluviaux, à partir desquels furent élaborés les indices granulométriques classiques; et ce malgré des distances de transport généralement

courtes. Les eaux de fonte des glaciers possèdent en effet des régimes extrêmement variables et de fortes charges, et toute variation de débit est immédiatement enregistrée au niveau de la sédimentation.

Le problème de la sous-représentation de la fraction 2-4 μ , abordé lors de la présentation des résultats, n'a pas eu de conséquence dans l'interprétation de la classification ni de l'AFC vu son caractère général, au niveau de l'échantillonnage, et n'a donc pas encore été expliqué. Etant donné que les histogrammes de Vorren (1977) montrent également une déficience au niveau de cette fraction, nous pensons qu'il s'agit d'une surabondance relative au niveau des argiles, qui peut se produire s'il y a à la fois pulvérisation de roches à grain fin et transport d'argiles minéralogiques préexistantes. Nous avons donc soumis la fraction argileuse de six échantillons à une diffraction aux rayons X, et les résultats sont concluants: tous présentent (J. Naud, U.C.L., comm. orale), en plus du quartz et du feldspath, des pics au niveau de la chlorite et de la kaolinite; l'échantillon RL8 présente en plus un pic au niveau des micas, ce qui est compréhensible vu sa localisation à proximité de Venus Creek (fig.5.5), où les schistes métamorphiques contiennent énormément de micas. La chlorite et la kaolinite correspondent à des argiles peu évoluées, provenant de l'altération chimique de feldspaths, mais requérant néanmoins un climat chaud et humide. Au Yukon, de telles conditions remontent à une (ou des) période(s) ancienne(s), très certainement antérieure(s) aux glaciations ayant affecté le substrat de toute la région étudiée; et les argiles minéralogiques ont été simplement isolées de la roche par pulvérisation et transportées au sein des langues glaciaires. Quant au broyage mécanique lui-même, des études en laboratoire (in Dréwry, 1986) prouvent que si la réduction de blocs en fragments est rapide, la production de particules très fines par abrasion est un processus lent, et la taille minimale des particules dépend de la nature géologique des débris. Il se pourrait donc que l'abrasion ait atteint dans notre région le stade de 4 μ , tandis que les particules argileuses seraient au moins en

partie préexistantes.

7

1

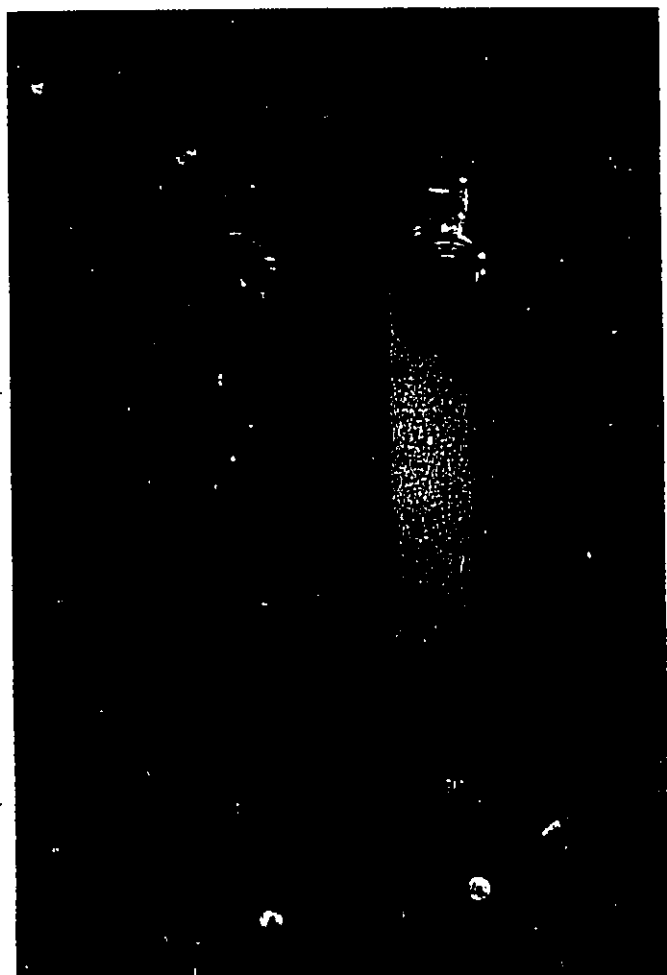
2

3

Figure 5.1: Décantation en vases d'Atterberg



début de sédimentation



après 23h 16'

Figure 5.2: Diagramme Médiane / Indice de Krumbain

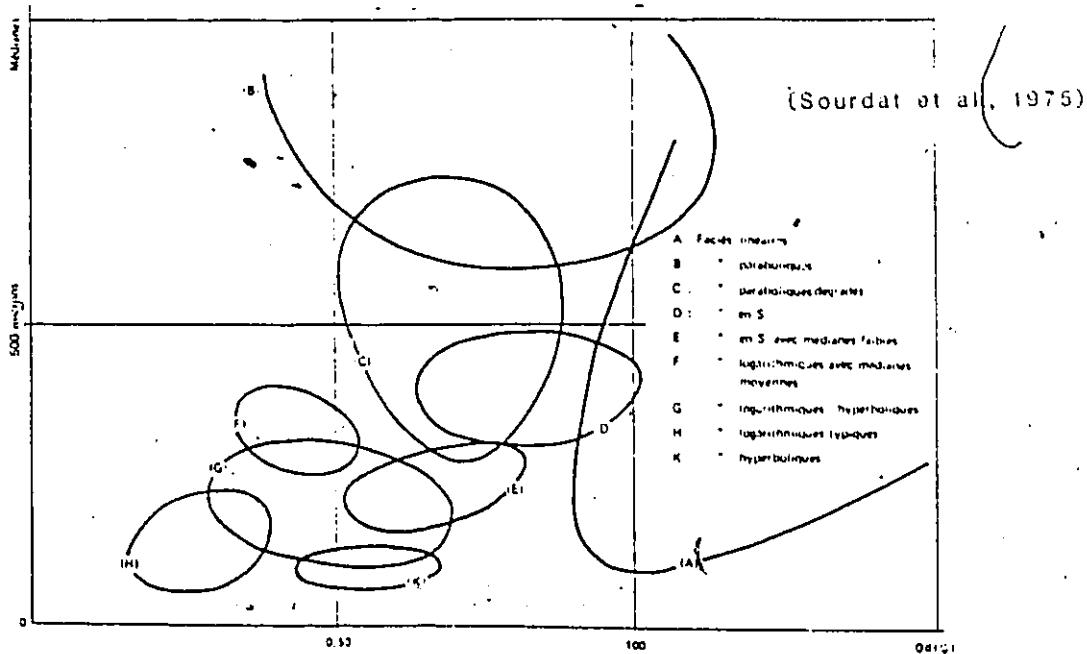


Figure 5.3: Exemple de plan factoriel

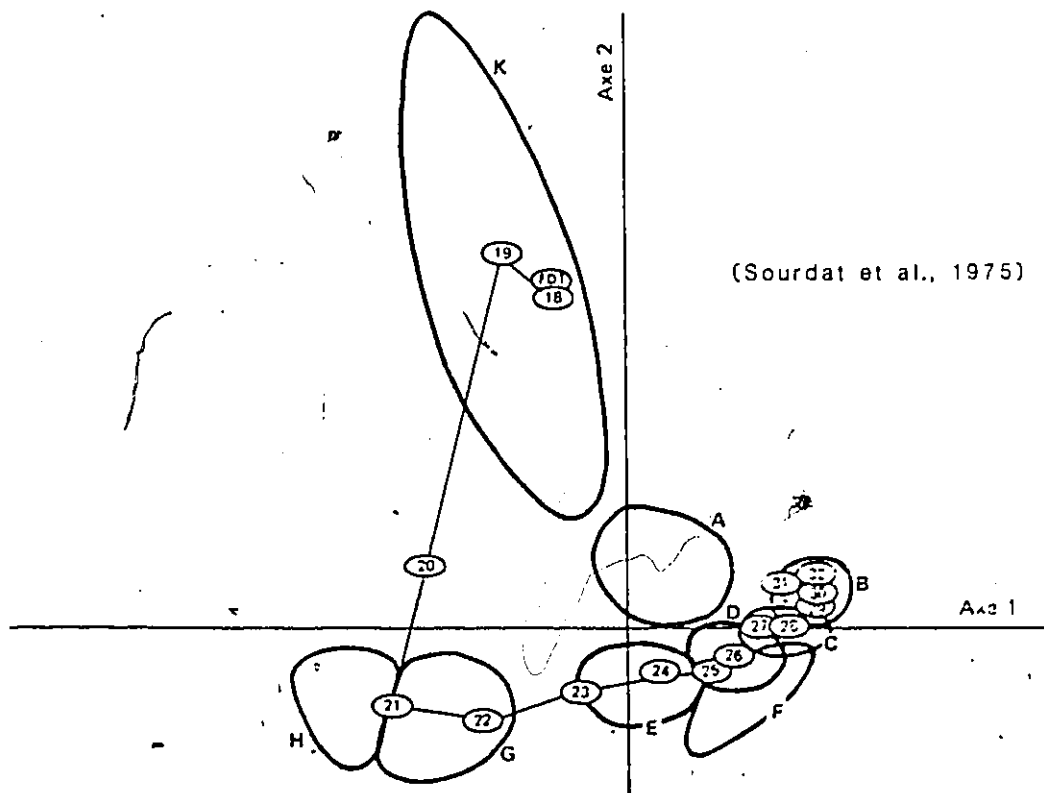


Figure 5.4

Classification suivant le critère du plus proche voisin

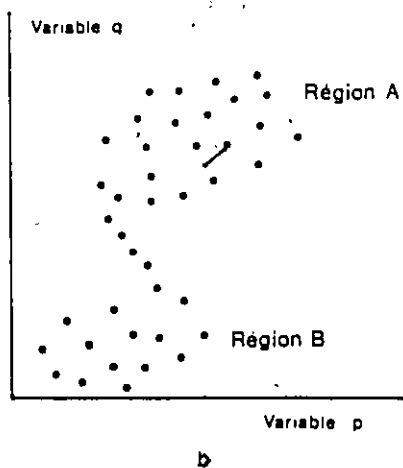


Figure 5.5: Granulométrie: localisation des échantillons

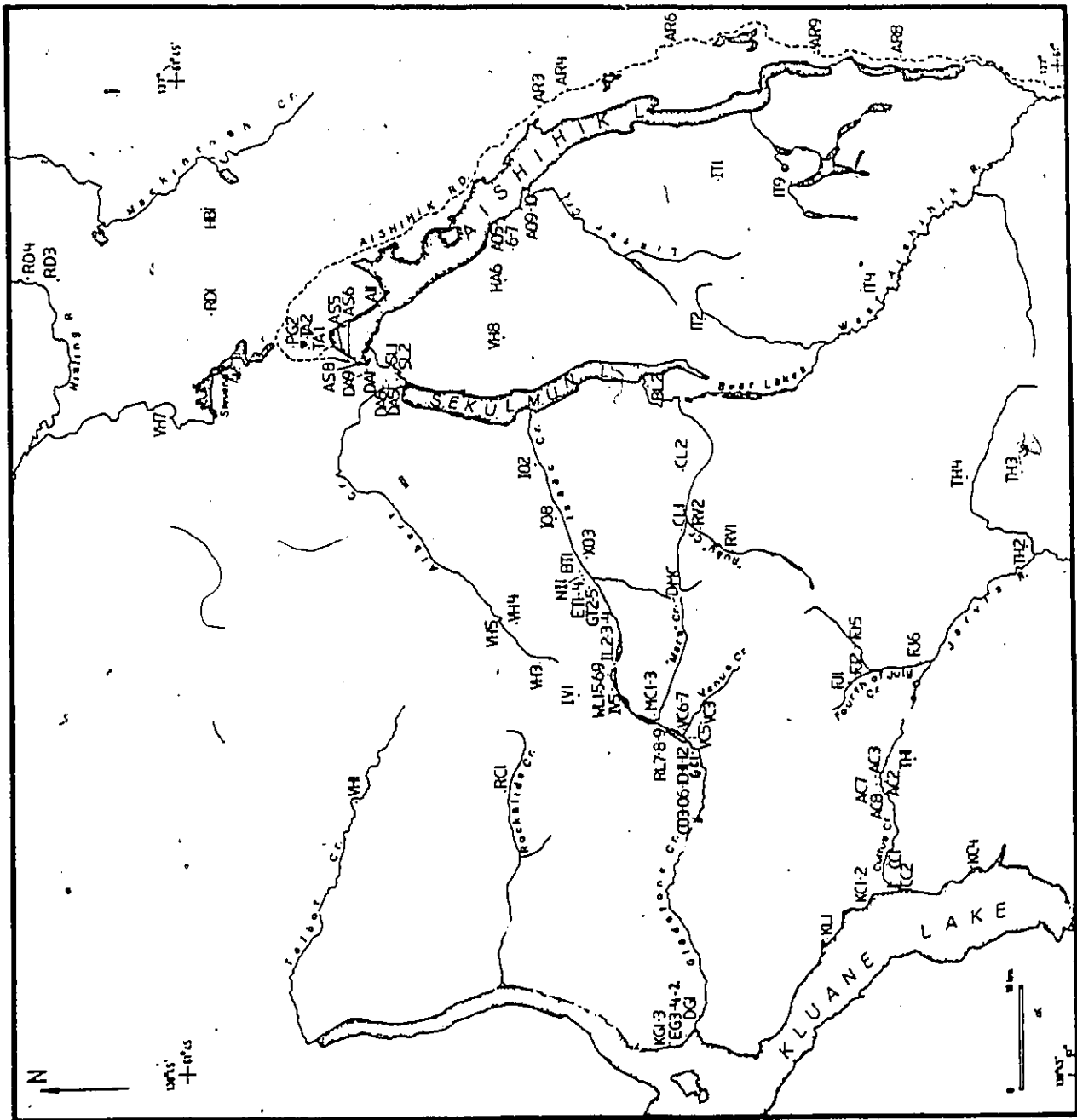


Figure 5.6
Granulométrie: courbe d'information mutuelle

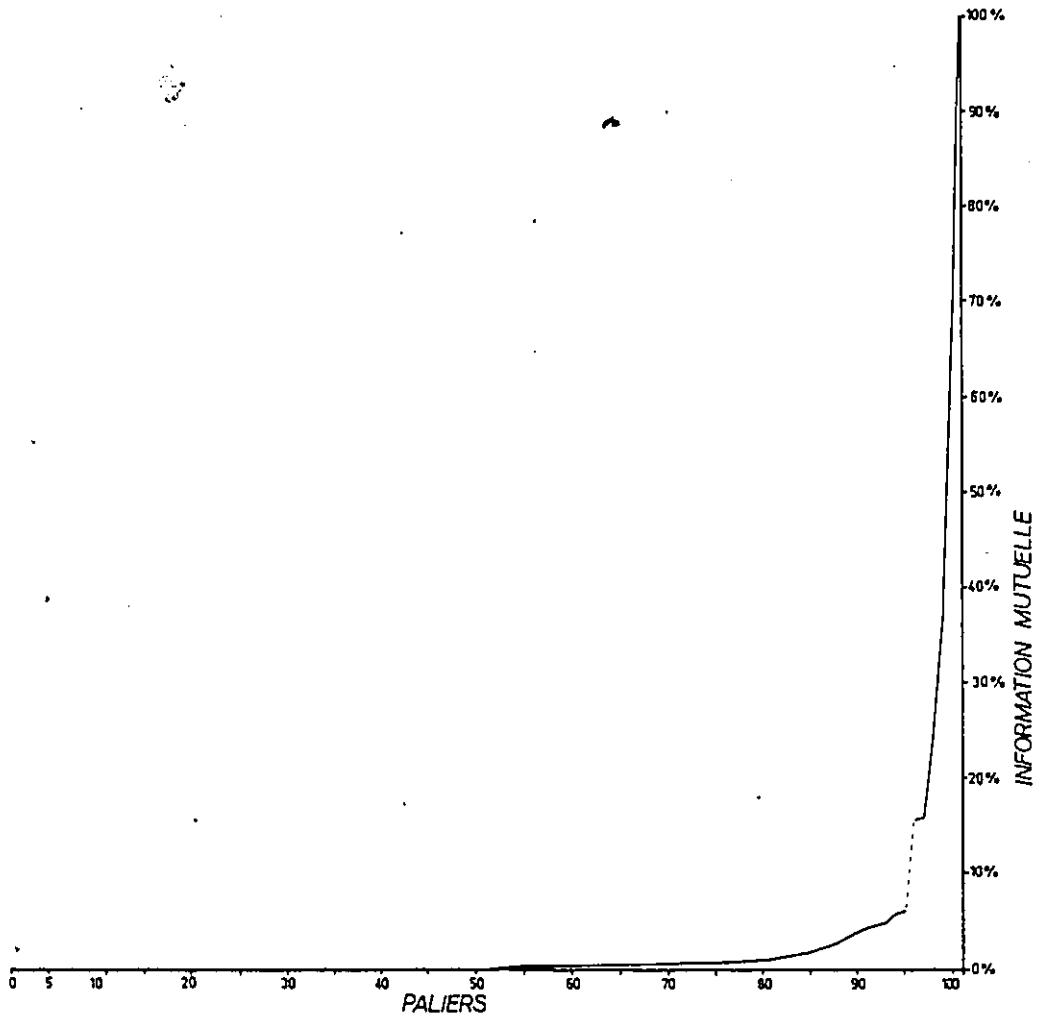


Figure 5.7: Granulométrie: dendrogramme des regroupements

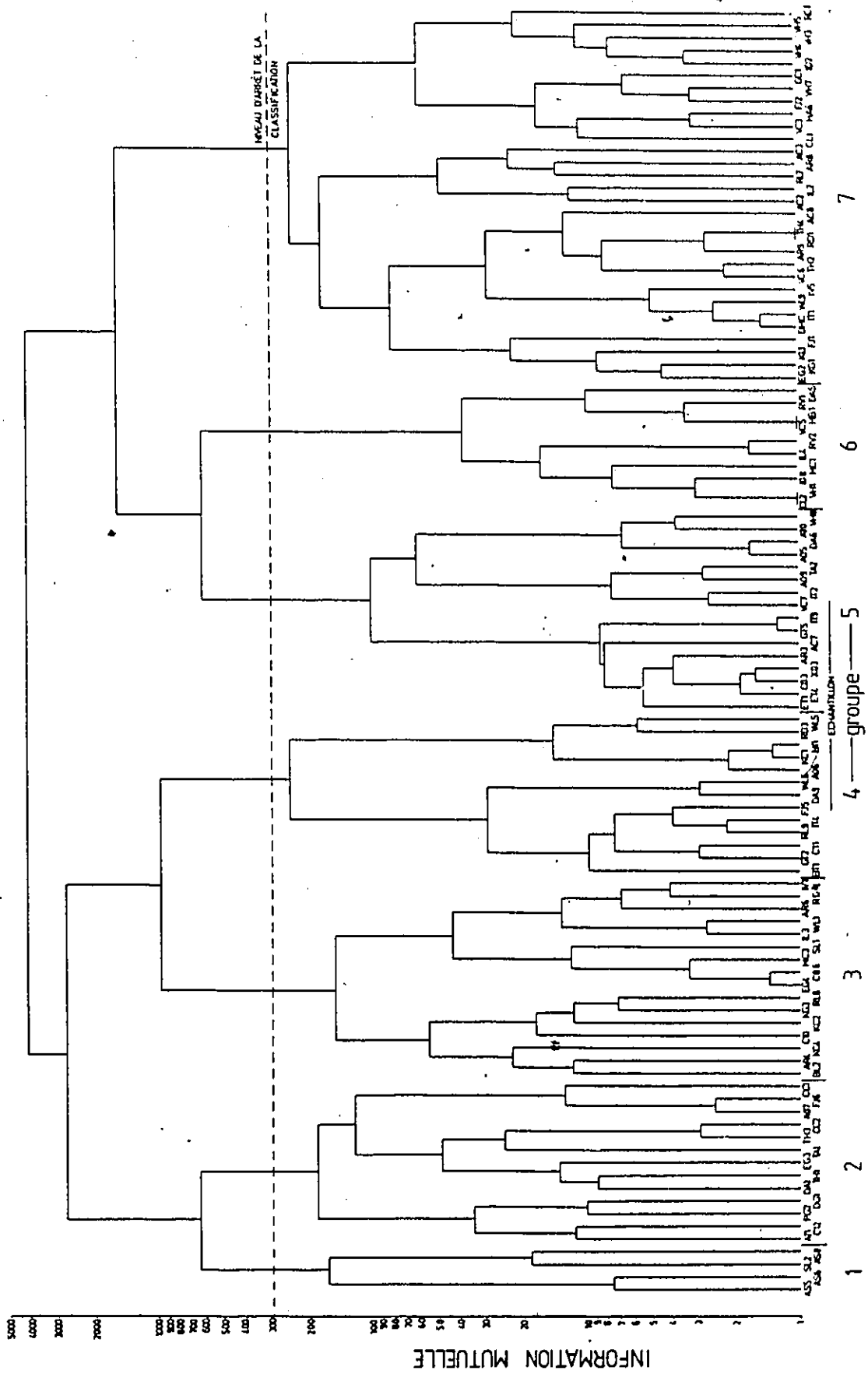
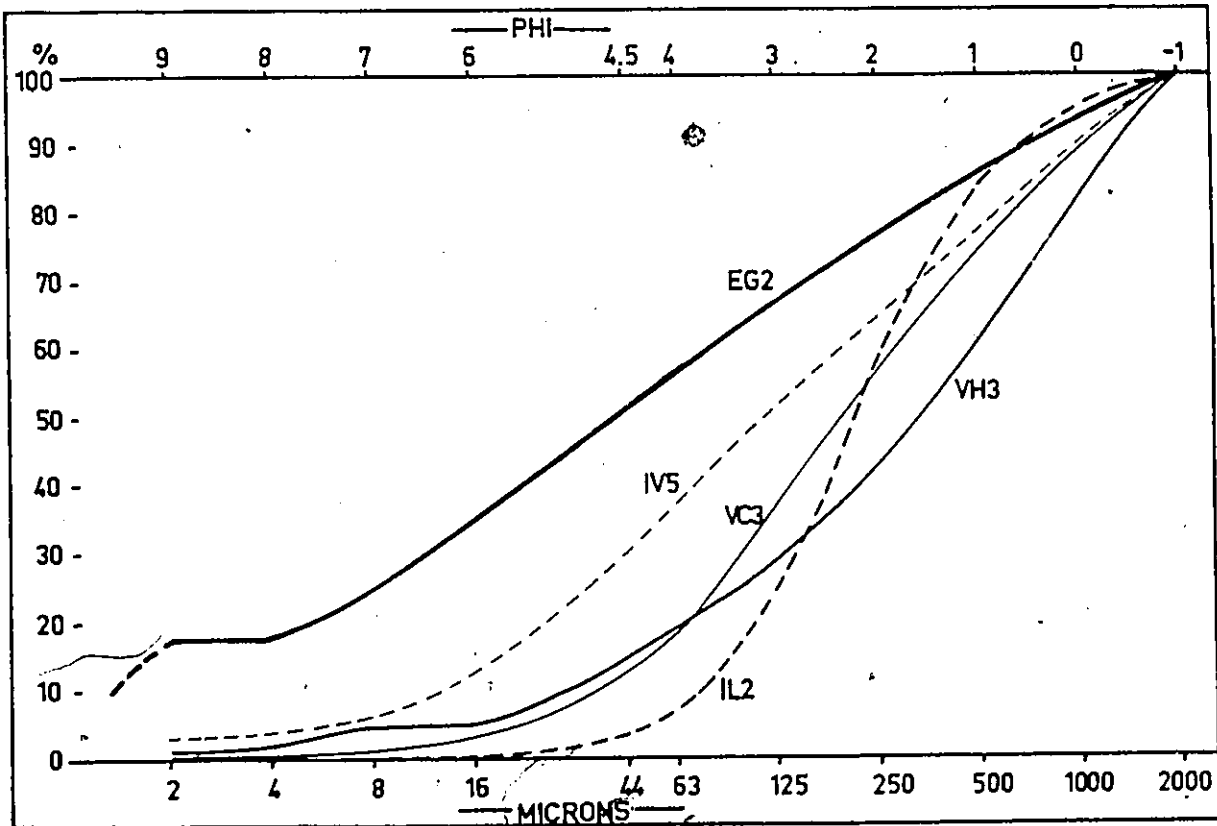
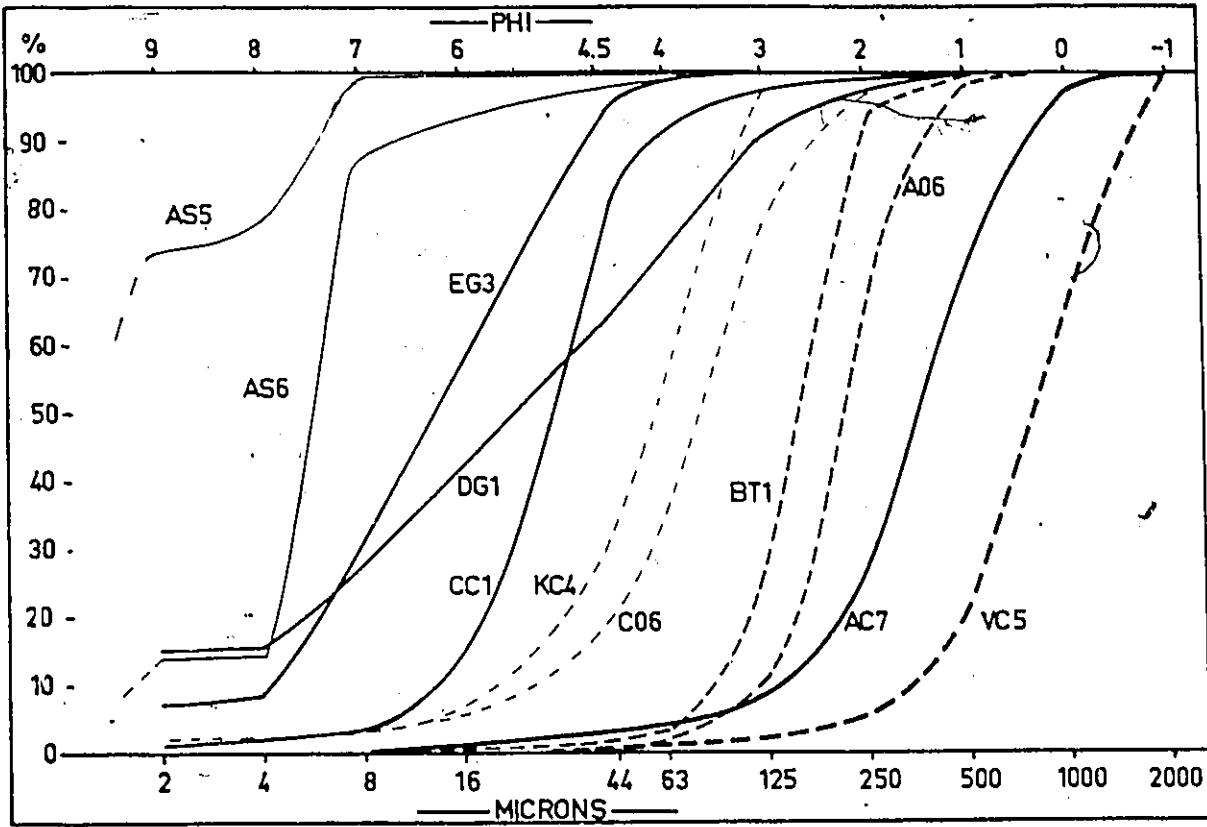


Figure 5.8

Rythmites au Nord du lac Aishihik



Figure 5.9: Courbes cumulatives



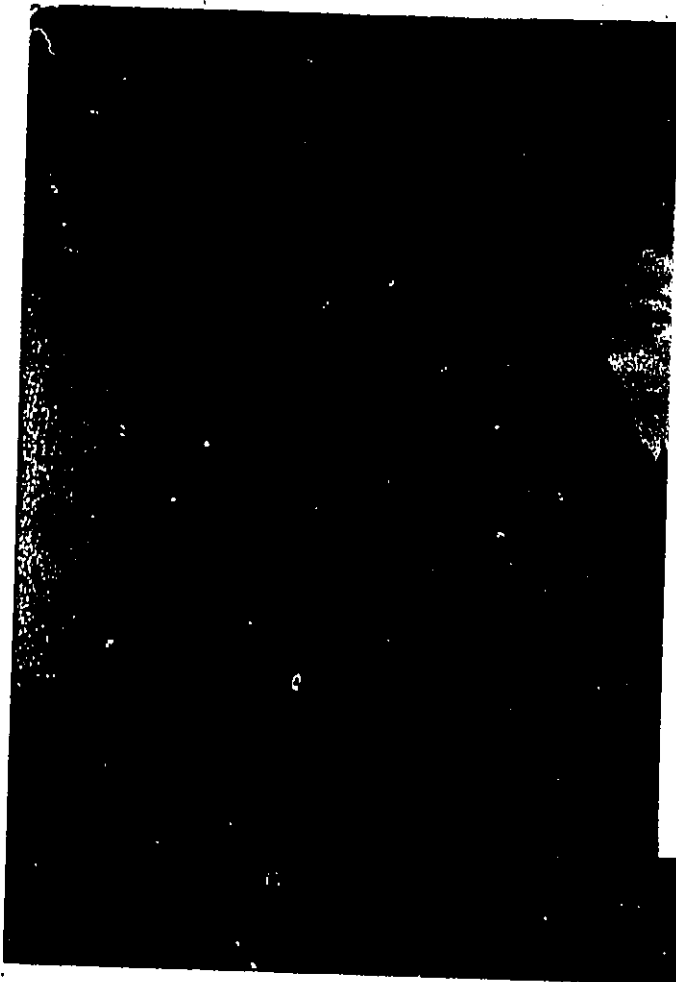


Figure 5.10

Séquence de l'échantillon DG1

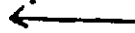


Figure 5.11

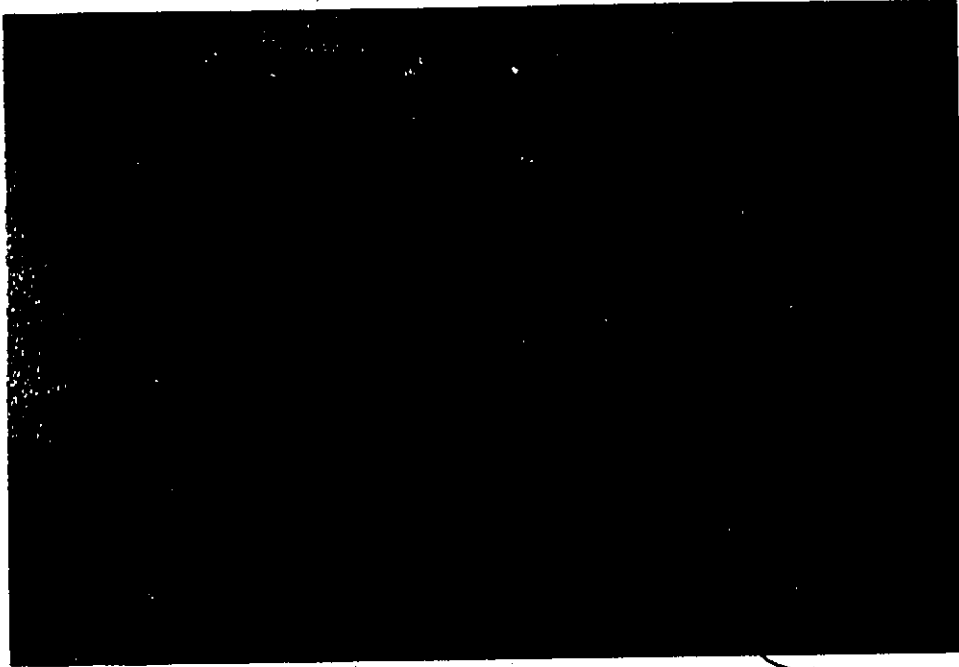
Séquence de l'échantillon C12

Figure 5.12

Séquence de l'échantillon EG3

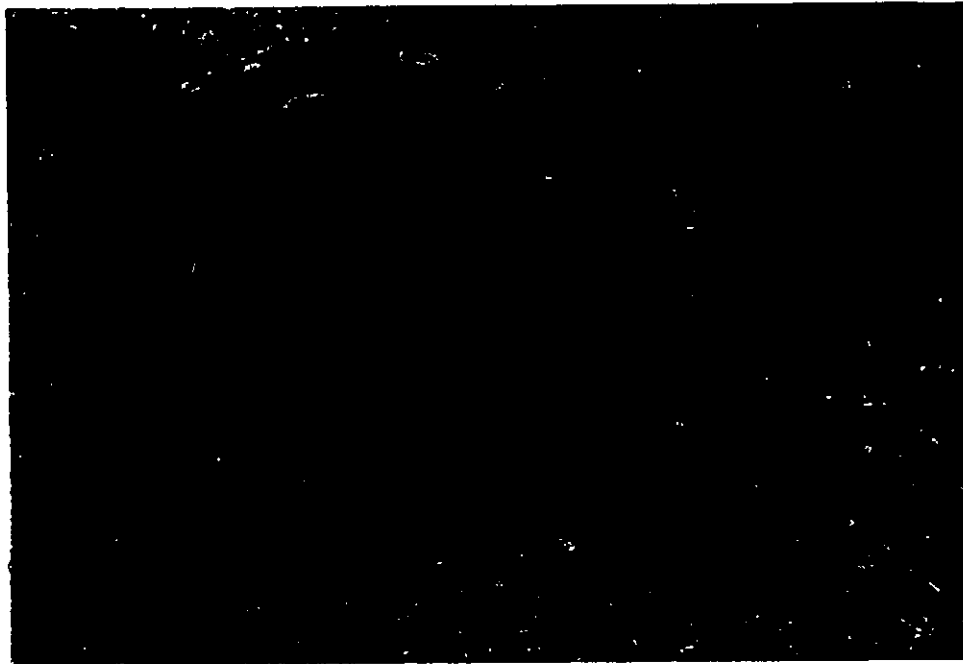


Figure 5.13a: Topographie de glace morte (aval Cultus)



Coupe de l'échantillon CC1

Figure 5.13b: Séquence de l'échantillon CC1



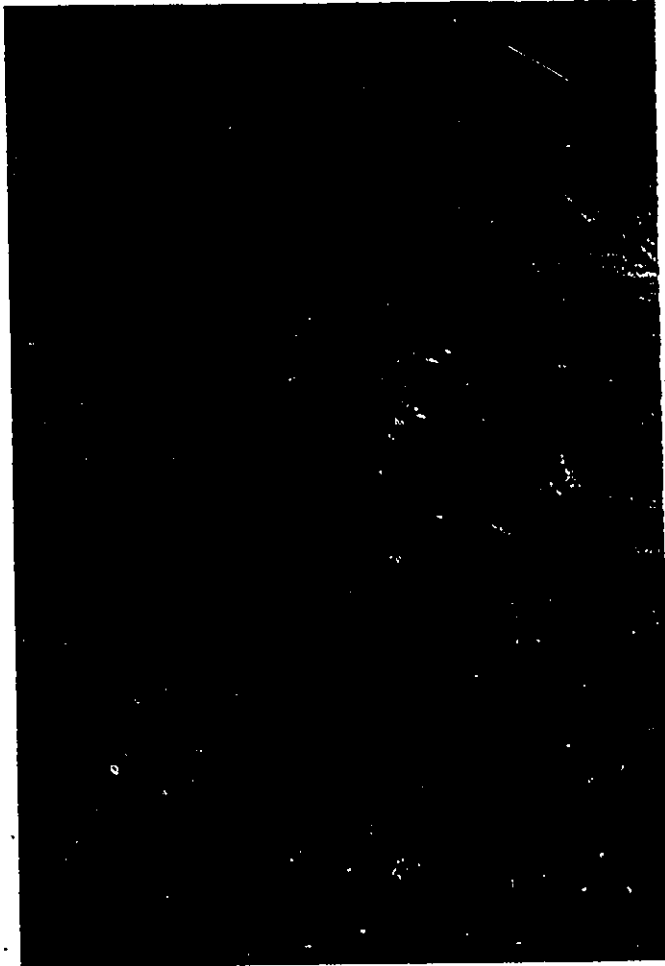


Figure 5.14
Rythmites lacustres (C06)



Figure 5.15: Structures de déformations sous-aquatiques (KC2)

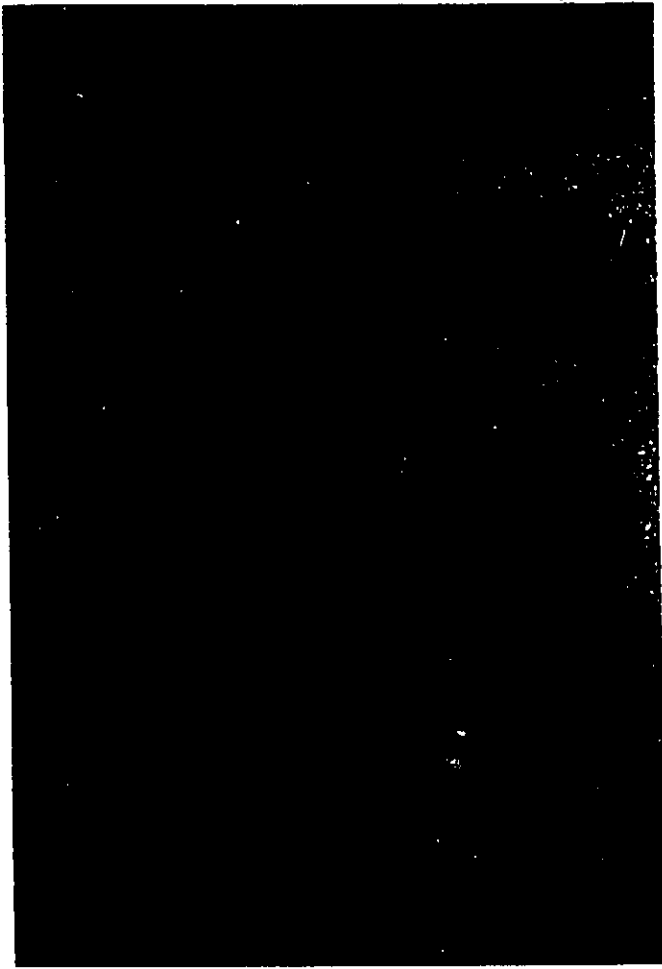


Figure 5.16
strates frontales fines (RL9)

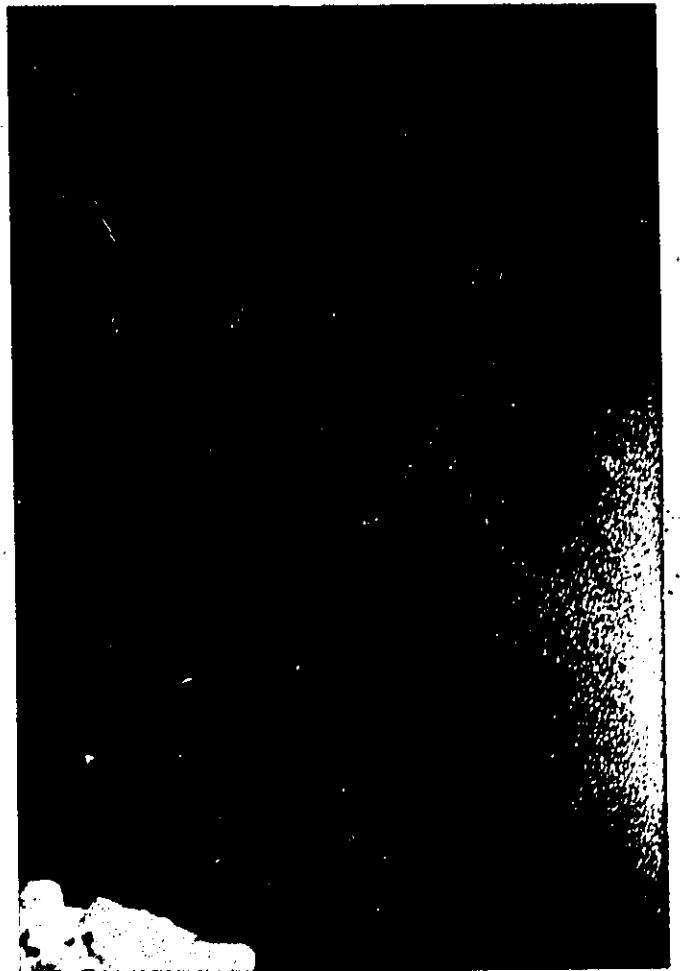


Figure 5.17
strates frontales grossières (GT5)

Figure 5.18: Kame juxtaglaciaire (RV2)

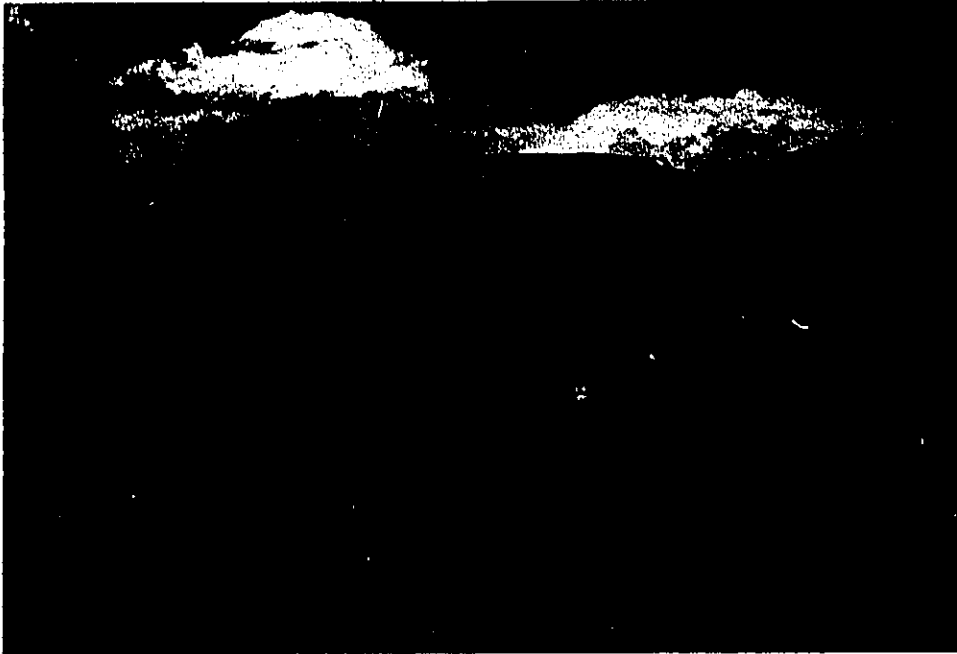


Figure 5.19
Till argileux (KG1)

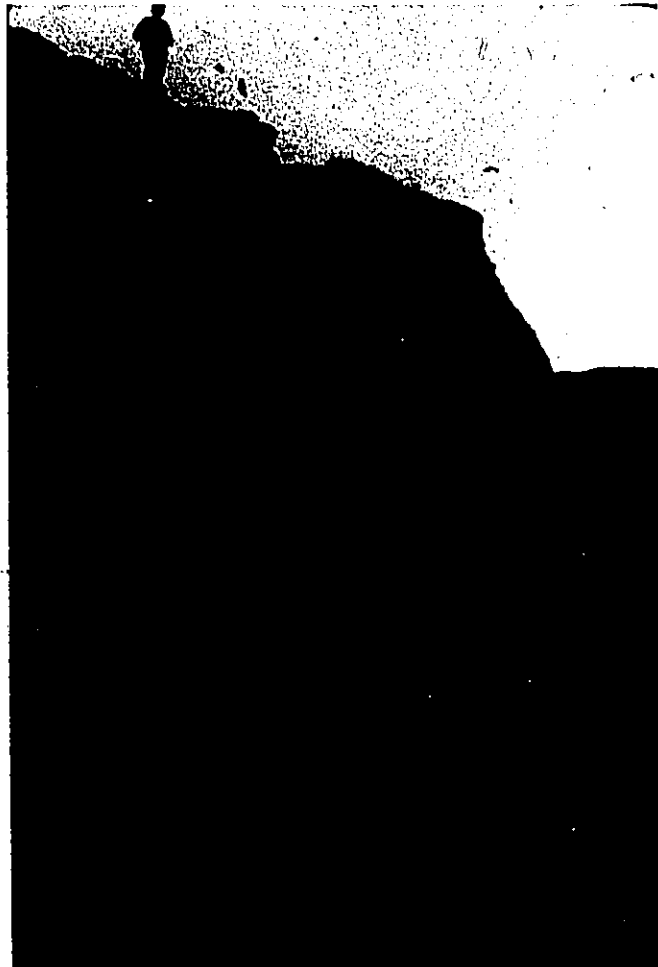
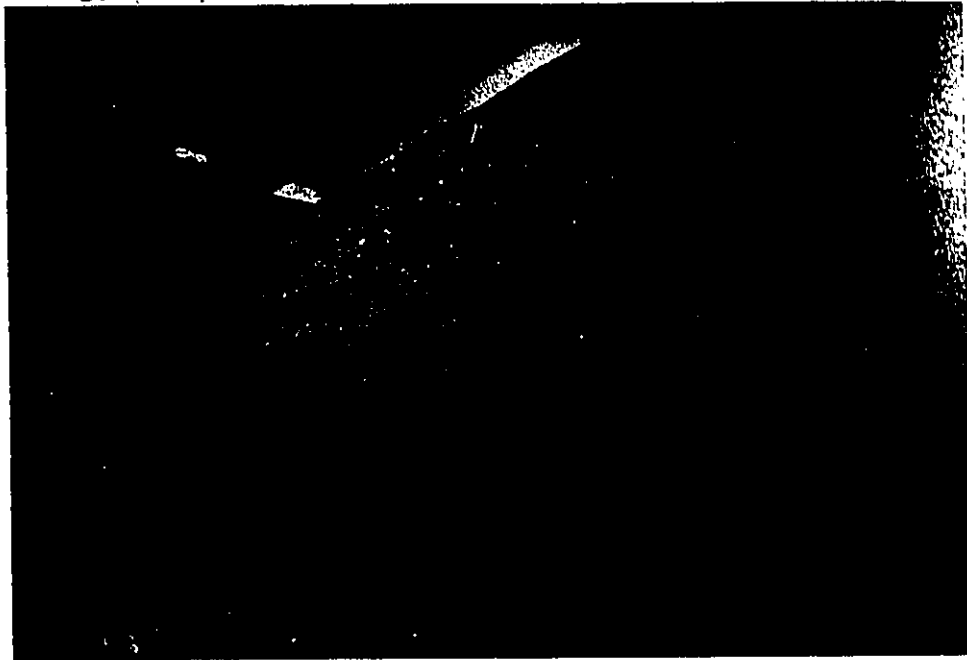


Figure 5.20

Cordon morainique dans la chaîne de Ruby (VH3)



Légendes des figures 5.21 à 5.26

LÉGENDE

I : FACTEUR
·AS5: POINT-ÉCHANTILLON
·500: POINT-FRACTION
 λ_1 : VALEUR PROPRE
1: GROUPE DE LA
CLASSIFICATION

Figure 5.23

Plan factoriel I,II des 30 échantillons de till

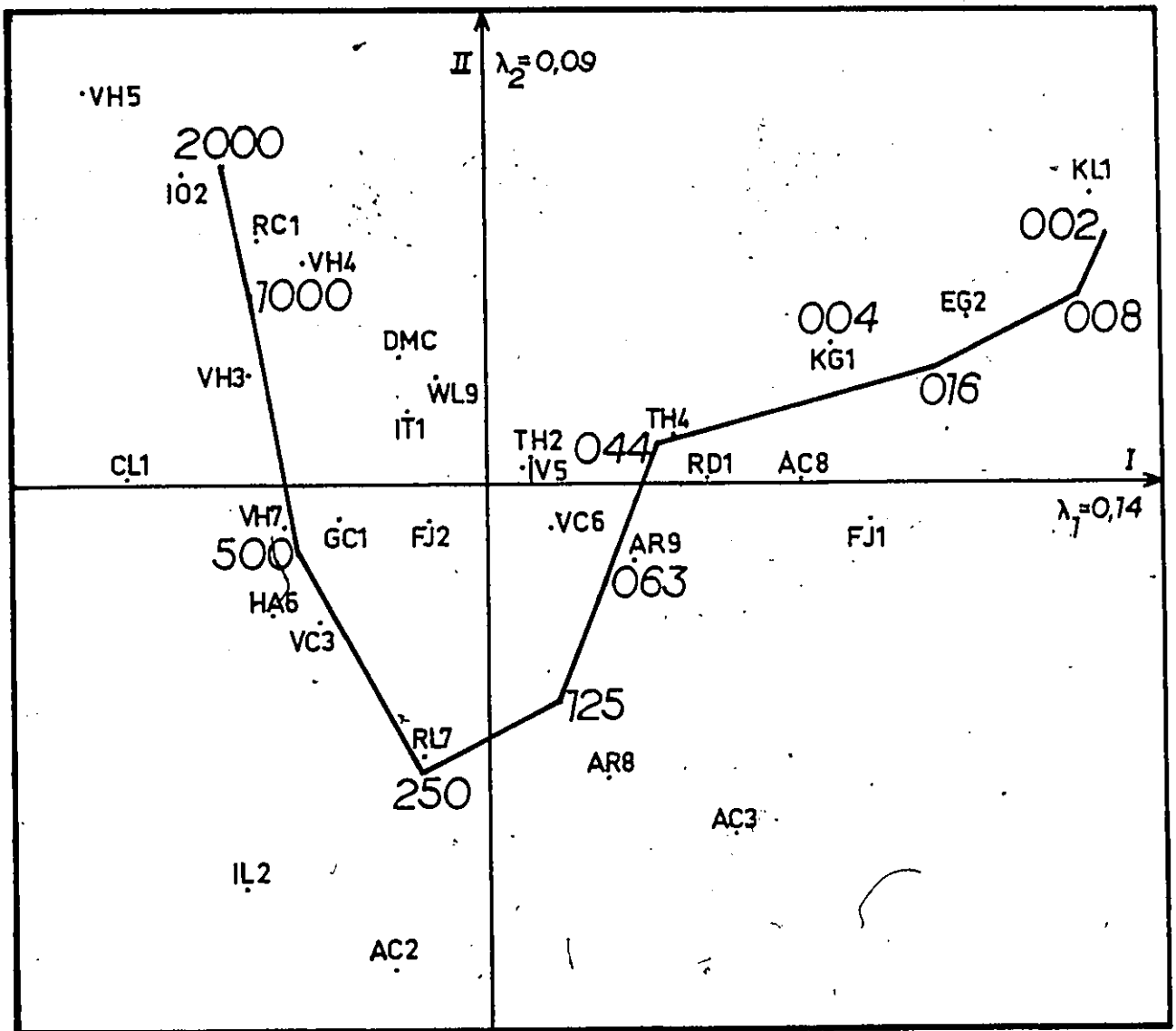


Figure 5.24

Plan factoriel I,III des 102 échantillons

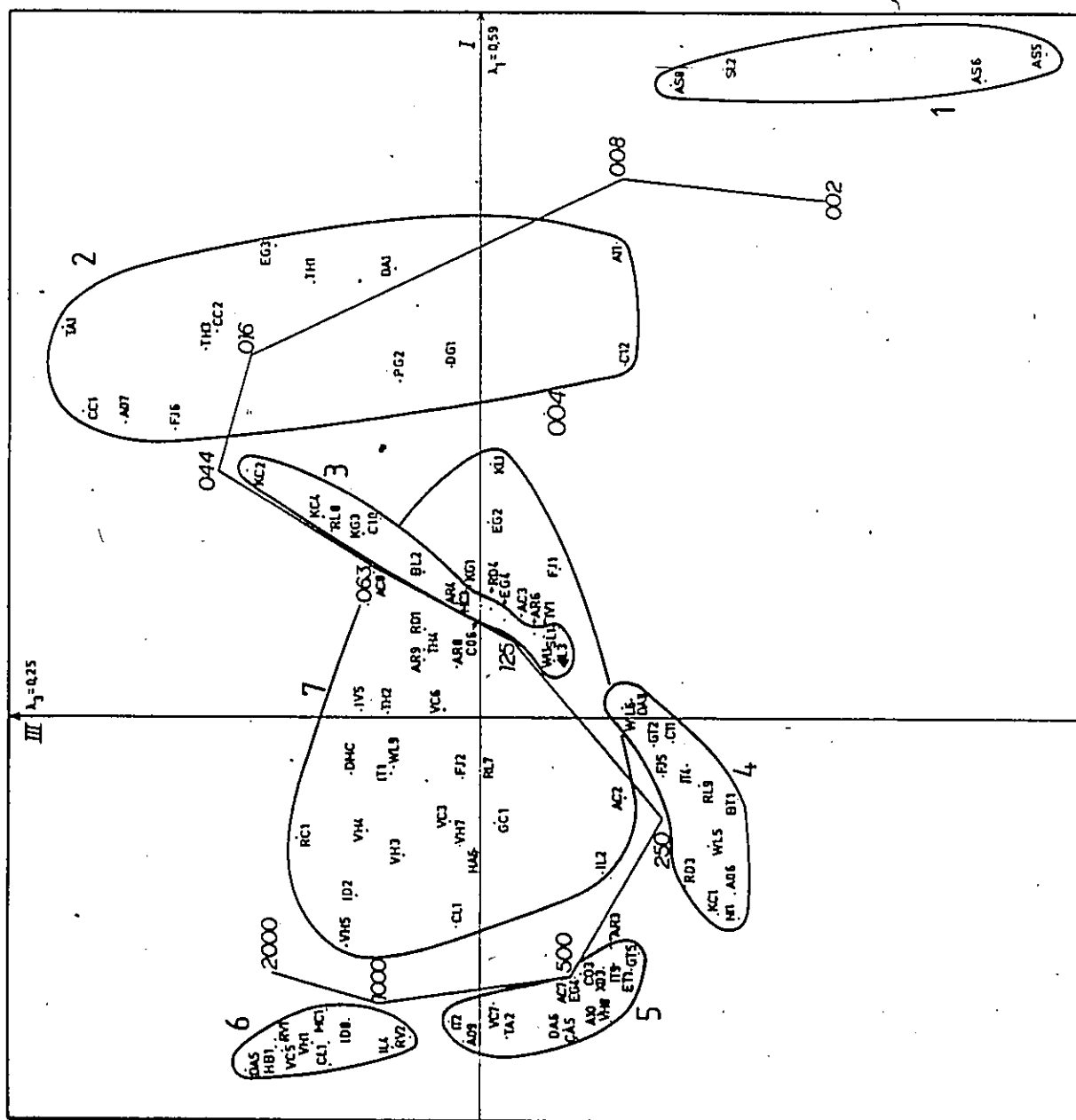


Figure 5.25

Plan factoriel I,IV des 102 échantillons

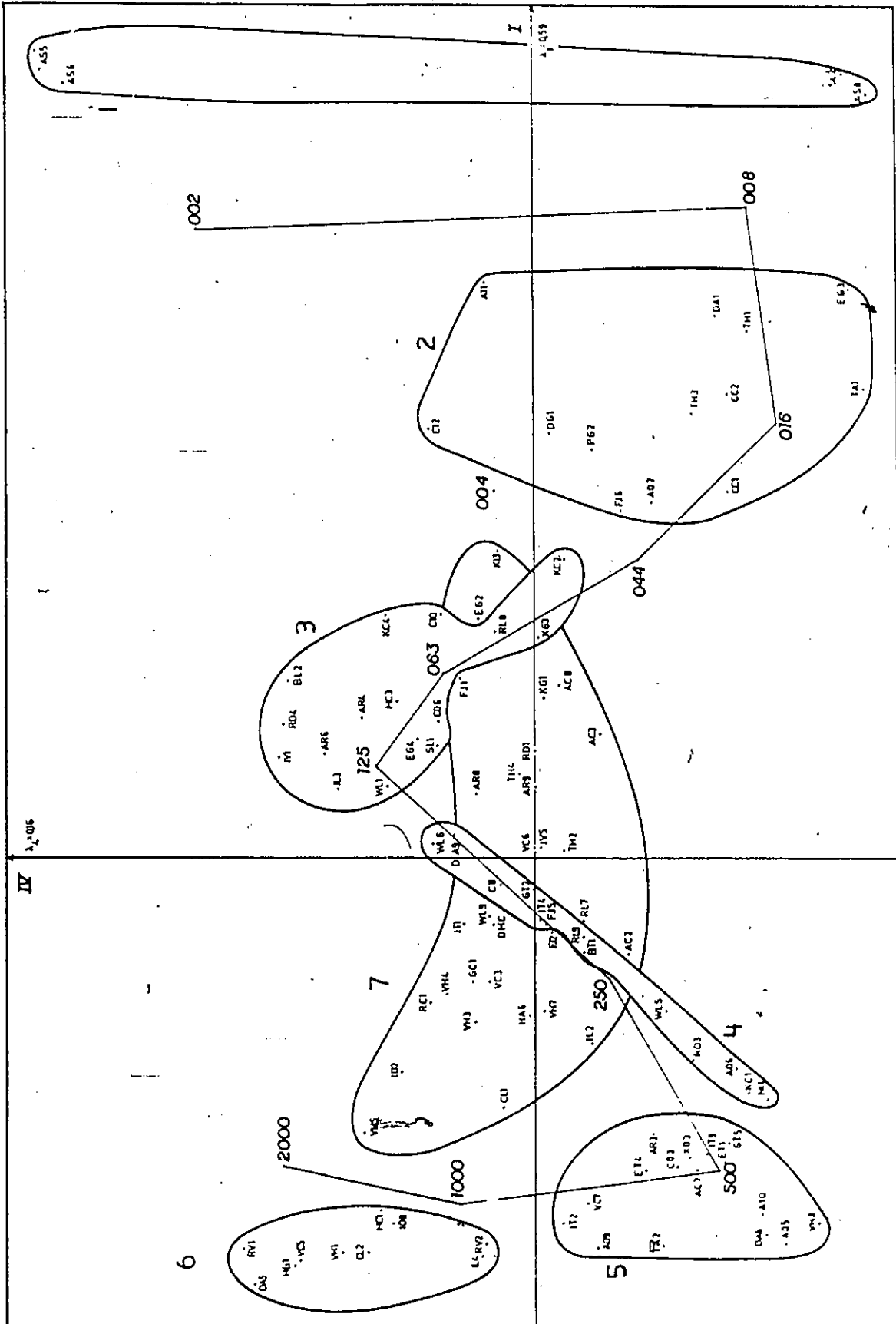


Figure 5.26
Plan factoriel I,III des 30 échantillons de till

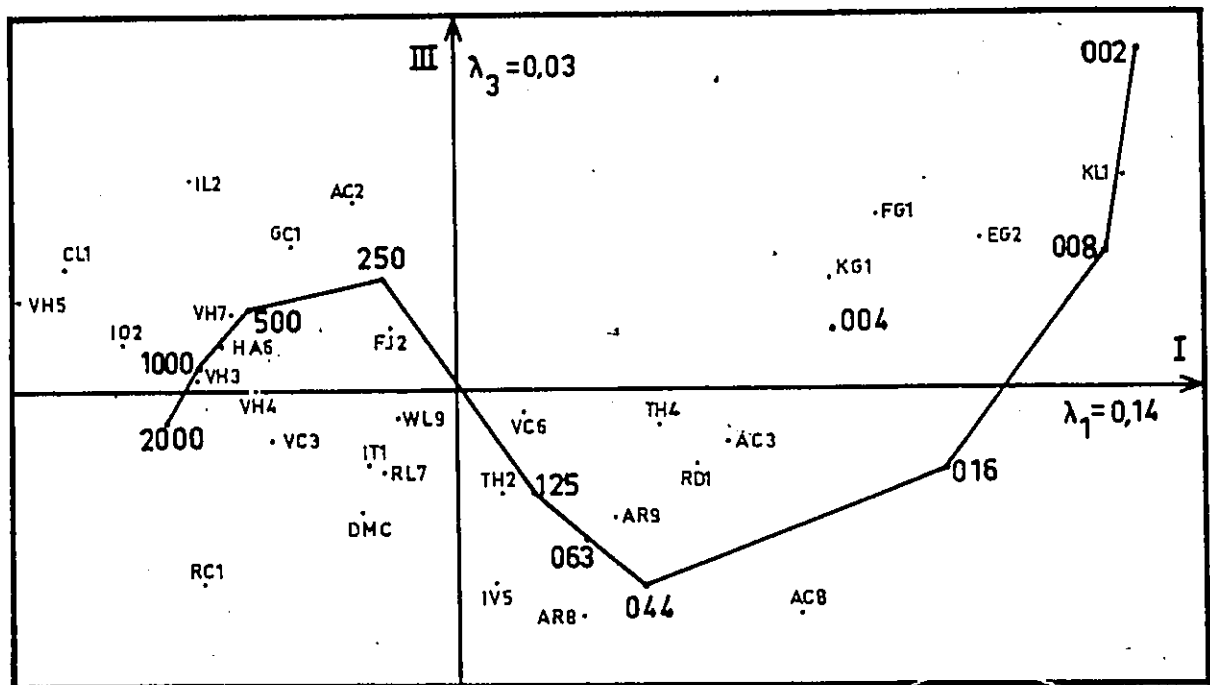


TABLEAU 5.1

DISTRIBUTION GRANULOMETRIQUE (en % du poids sec)

| ECH | 002 | 004 | 008 | 016 | 044 | 063 | 125 | 250 | 500 | 1000 | 2000 | |
|-----|-------|------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|------|------|------|----|
| AS5 | 73,42 | 3,71 | 22,14 | 0,21 | 0,22 | 0,03 | 0,09 | 0,11 | 0,04 | 0,03 | 0,00 | I |
| AS6 | 69,71 | 3,03 | 19,35 | 1,59 | 3,90 | 0,90 | 0,93 | 0,41 | 0,12 | 0,06 | 0,00 | |
| AS8 | 11,53 | 7,50 | 63,68 | 15,71 | 1,37 | 0,09 | 0,09 | 0,02 | 0,01 | 0,01 | 0,00 | |
| SL2 | 13,99 | 0,32 | 72,26 | 5,54 | 5,63 | 0,88 | 0,98 | 0,21 | 0,04 | 0,09 | 0,05 | |
| moy | 42,16 | 3,64 | 44,36 | 5,76 | 2,78 | 0,48 | 0,52 | 0,19 | 0,05 | 0,05 | 0,01 | |
| AI1 | 30,65 | 0,68 | 22,86 | 10,98 | 17,81 | 3,87 | 5,89 | 3,12 | 1,90 | 1,32 | 0,92 | II |
| CI2 | 26,96 | 0,09 | 14,74 | 7,11 | 15,28 | 5,46 | 12,32 | 11,14 | 3,36 | 2,04 | 1,50 | |
| PG2 | 11,79 | 5,31 | 9,87 | 13,66 | 28,61 | 8,56 | 12,30 | 7,34 | 1,92 | 0,63 | 0,04 | |
| DG1 | 14,81 | 0,04 | 13,18 | 14,53 | 22,92 | 7,58 | 18,44 | 6,49 | 1,19 | 0,56 | 0,27 | |
| DA1 | 14,01 | 3,81 | 20,11 | 24,49 | 25,95 | 2,89 | 4,31 | 2,39 | 0,94 | 0,74 | 0,36 | |
| TH1 | 10,58 | 0,21 | 16,40 | 28,97 | 29,93 | 4,49 | 7,64 | 1,64 | 0,13 | 0,01 | 0,00 | |
| EG3 | 7,48 | 0,52 | 23,08 | 27,64 | 37,51 | 2,33 | 1,13 | 0,17 | 0,02 | 0,08 | 0,02 | |
| TA1 | 1,67 | 0,66 | 5,66 | 28,34 | 59,62 | 3,41 | 0,57 | 0,04 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | |
| TH3 | 6,00 | 0,45 | 9,04 | 16,30 | 47,70 | 11,35 | 8,68 | 0,39 | 0,07 | 0,03 | 0,00 | |
| CC2 | 7,10 | 0,10 | 11,43 | 17,97 | 48,37 | 8,00 | 5,52 | 0,54 | 0,38 | 0,45 | 0,14 | |
| AO7 | 1,01 | 0,57 | 1,87 | 8,77 | 57,78 | 17,27 | 11,61 | 1,08 | 0,02 | 0,01 | 0,00 | |
| FJ6 | 1,51 | 0,47 | 2,82 | 9,01 | 51,45 | 15,04 | 18,40 | 1,14 | 0,14 | 0,02 | 0,00 | |
| CC1 | 1,04 | 0,28 | 1,79 | 12,06 | 65,10 | 10,97 | 5,70 | 0,75 | 1,00 | 0,90 | 0,41 | |
| moy | 10,35 | 1,01 | 11,76 | 16,91 | 39,08 | 7,79 | 8,65 | 2,79 | 0,85 | 0,52 | 0,28 | |
| BL2 | 0,05 | 0,51 | 1,03 | 0,09 | 12,52 | 21,46 | 61,05 | 3,17 | 0,11 | 0,00 | 0,00 | |
| AR4 | 0,28 | 0,57 | 1,64 | 0,88 | 13,00 | 15,29 | 53,71 | 10,40 | 3,02 | 0,87 | 0,35 | |
| KC4 | 1,87 | 0,47 | 0,78 | 1,85 | 27,48 | 22,70 | 42,77 | 0,93 | 0,27 | 0,80 | 0,07 | |
| CI0 | 1,33 | 0,19 | 3,09 | 8,12 | 23,42 | 6,30 | 51,32 | 5,97 | 0,18 | 0,07 | 0,00 | |
| KC2 | 1,14 | 0,45 | 2,08 | 9,52 | 41,11 | 11,92 | 29,61 | 3,85 | 0,24 | 0,06 | 0,01 | |
| KG3 | 1,45 | 1,70 | 3,13 | 6,34 | 28,19 | 13,99 | 28,40 | 12,95 | 3,22 | 0,51 | 0,13 | |
| RL8 | 0,34 | 0,41 | 1,28 | 5,36 | 31,16 | 14,68 | 35,78 | 10,66 | 0,30 | 0,01 | 0,02 | |
| EG4 | 0,44 | 0,20 | 1,36 | 1,81 | 13,43 | 11,12 | 46,91 | 24,40 | 0,29 | 0,03 | 0,00 | |
| CO6 | 0,54 | 0,60 | 1,44 | 2,39 | 15,77 | 12,64 | 42,75 | 22,70 | 0,96 | 0,13 | 0,08 | |
| MC3 | 1,26 | 1,36 | 0,85 | 2,75 | 15,35 | 12,26 | 48,36 | 16,69 | 0,91 | 0,16 | 0,05 | |
| SL1 | 3,61 | 0,61 | 1,97 | 1,91 | 10,56 | 10,09 | 39,90 | 26,50 | 4,28 | 0,49 | 0,08 | |
| IL3 | 0,05 | 0,06 | 0,05 | 0,21 | 5,13 | 7,93 | 60,64 | 25,05 | 0,49 | 0,32 | 0,09 | |
| WL1 | 0,06 | 0,05 | 0,14 | 0,50 | 7,99 | 10,90 | 49,99 | 29,67 | 0,42 | 0,16 | 0,11 | |
| AR6 | 1,34 | 0,33 | 0,31 | 0,34 | 6,77 | 12,00 | 58,47 | 18,26 | 1,79 | 0,39 | 0,00 | |
| RD4 | 0,30 | 0,18 | 0,14 | 0,34 | 9,21 | 11,95 | 66,69 | 10,72 | 0,13 | 0,04 | 0,00 | |
| IV1 | 0,11 | 0,33 | 0,15 | 0,50 | 4,36 | 7,49 | 70,90 | 15,97 | 0,15 | 0,04 | 0,00 | |
| moy | 0,89 | 0,50 | 1,22 | 2,68 | 16,59 | 12,67 | 49,20 | 14,87 | 1,05 | 0,26 | 0,06 | |

| ECH | 002 | 004 | 008 | 016 | 044 | 063 | 125 | 250 | 500 | 1000 | 2000 | | |
|-----|------|------|------|------|------|------|-------|-------|-------|-------|-------|----|---|
| BT1 | 0,01 | 0,30 | 0,04 | 0,04 | 0,73 | 1,63 | 24,76 | 65,41 | 7,01 | 0,05 | 0,00 | IV | |
| GT2 | 0,01 | 0,70 | 0,06 | 0,20 | 5,53 | 6,52 | 30,13 | 50,43 | 6,30 | 0,10 | 0,01 | | |
| CL1 | 0,11 | 0,17 | 0,44 | 0,05 | 3,44 | 4,55 | 35,93 | 51,70 | 3,58 | 0,03 | 0,00 | | |
| RL9 | 0,05 | 0,32 | 0,25 | 0,24 | 2,75 | 3,27 | 25,91 | 56,33 | 10,73 | 0,17 | 0,00 | | |
| IT4 | 0,05 | 0,06 | 0,18 | 0,52 | 2,70 | 4,25 | 30,36 | 55,46 | 6,04 | 0,35 | 0,02 | | |
| FJ5 | 0,04 | 0,14 | 0,10 | 0,21 | 3,40 | 4,63 | 30,90 | 47,25 | 11,55 | 1,60 | 0,17 | | |
| DA9 | 0,11 | 0,32 | 0,33 | 1,82 | 4,06 | 5,03 | 43,63 | 43,67 | 0,95 | 0,07 | 0,00 | | |
| WL6 | 0,02 | 0,03 | 0,10 | 0,25 | 4,54 | 6,28 | 46,45 | 39,71 | 2,47 | 0,13 | 0,03 | | |
| A06 | 0,00 | 0,02 | 0,02 | 0,03 | 0,45 | 0,88 | 9,47 | 55,36 | 31,76 | 1,95 | 0,07 | | |
| KC1 | 0,01 | 0,01 | 0,03 | 0,06 | 0,36 | 0,64 | 8,20 | 49,06 | 37,29 | 4,15 | 0,18 | | |
| NI1 | 0,00 | 0,02 | 0,01 | 0,03 | 0,15 | 0,22 | 5,65 | 54,61 | 35,27 | 3,23 | 0,08 | | |
| RD3 | 0,02 | 0,03 | 0,07 | 0,12 | 1,23 | 1,87 | 14,37 | 43,76 | 32,74 | 5,72 | 0,07 | | |
| WL5 | 0,00 | 0,03 | 0,03 | 0,07 | 1,50 | 2,37 | 18,71 | 50,85 | 25,40 | 1,03 | 0,01 | | |
| moy | 0,03 | 0,17 | 0,13 | 0,28 | 2,37 | 3,24 | 24,96 | 51,05 | 16,24 | 1,43 | 0,10 | | |
| ET1 | 0,01 | 0,04 | 0,02 | 0,03 | 0,17 | 0,11 | 5,43 | 31,45 | 42,52 | 19,76 | 0,45 | | V |
| ET4 | 0,01 | 0,05 | 0,02 | 0,03 | 0,28 | 0,46 | 6,00 | 27,50 | 34,13 | 28,59 | 2,94 | | |
| C03 | 0,02 | 0,04 | 0,11 | 0,06 | 1,03 | 0,65 | 6,65 | 24,01 | 40,40 | 24,98 | 2,04 | | |
| X03 | 0,02 | 0,03 | 0,06 | 0,09 | 0,62 | 0,80 | 5,21 | 30,52 | 38,67 | 21,07 | 2,90 | | |
| AR3 | 0,05 | 0,03 | 0,08 | 0,15 | 0,61 | 0,64 | 7,46 | 35,35 | 31,81 | 19,86 | 3,96 | | |
| AC7 | 0,29 | 0,13 | 0,26 | 0,45 | 1,65 | 1,00 | 4,72 | 19,16 | 45,28 | 24,56 | 2,51 | | |
| GT5 | 0,01 | 0,06 | 0,09 | 0,04 | 0,94 | 0,82 | 6,97 | 31,63 | 44,42 | 12,99 | 2,02 | | |
| IT9 | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,04 | 0,66 | 1,12 | 6,51 | 27,91 | 44,43 | 15,11 | 3,95 | | |
| VC7 | 0,04 | 0,08 | 0,02 | 0,02 | 1,02 | 0,70 | 3,91 | 15,87 | 35,68 | 32,94 | 9,72 | | |
| IT2 | 0,00 | 0,03 | 0,09 | 0,27 | 1,15 | 0,68 | 2,23 | 10,18 | 35,22 | 38,98 | 11,17 | | |
| A09 | 0,00 | 0,02 | 0,02 | 0,04 | 0,33 | 0,20 | 1,51 | 8,73 | 38,16 | 44,68 | 6,29 | | |
| TA2 | 0,00 | 0,02 | 0,06 | 0,07 | 0,42 | 0,15 | 0,97 | 10,03 | 47,81 | 33,69 | 6,77 | | |
| A05 | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,15 | 0,14 | 1,06 | 8,92 | 64,45 | 24,08 | 1,17 | | |
| DA6 | 0,02 | 0,03 | 0,08 | 0,12 | 0,51 | 0,30 | 1,24 | 9,55 | 60,11 | 27,86 | 0,19 | | |
| A10 | 0,00 | 0,02 | 0,01 | 0,02 | 0,19 | 0,09 | 1,16 | 19,56 | 54,69 | 23,09 | 1,17 | | |
| VH8 | 0,00 | 0,02 | 0,03 | 0,07 | 0,37 | 0,24 | 1,35 | 13,89 | 66,88 | 15,55 | 1,60 | | |
| moy | 0,03 | 0,04 | 0,06 | 0,09 | 0,63 | 0,51 | 3,90 | 20,27 | 45,29 | 25,49 | 3,68 | | |
| CL2 | 0,02 | 0,08 | 0,16 | 0,17 | 0,36 | 0,20 | 1,07 | 5,71 | 20,25 | 42,93 | 29,05 | VI | |
| VH1 | 0,00 | 0,03 | 0,02 | 0,05 | 0,43 | 0,27 | 1,19 | 5,54 | 19,38 | 38,98 | 34,10 | | |
| I08 | 0,06 | 0,12 | 0,19 | 0,31 | 1,33 | 0,54 | 2,07 | 8,25 | 22,15 | 35,05 | 29,94 | | |
| MC1 | 0,54 | 0,20 | 1,08 | 0,77 | 1,85 | 0,68 | 1,87 | 4,50 | 17,56 | 46,35 | 24,60 | | |
| IL4 | 0,0 | 0,03 | 0,02 | 0,01 | 0,30 | 0,24 | 1,20 | 5,48 | 30,89 | 43,67 | 18,17 | | |
| RV2 | 0,00 | 0,02 | 0,01 | 0,04 | 0,36 | 0,27 | 1,45 | 9,86 | 30,01 | 38,53 | 19,46 | | |
| VC5 | 0,01 | 0,09 | 0,10 | 0,07 | 0,39 | 0,12 | 1,09 | 3,62 | 14,31 | 45,49 | 34,72 | | |
| HB1 | 0,12 | 0,15 | 0,12 | 0,22 | 0,73 | 0,40 | 1,22 | 2,76 | 12,56 | 49,75 | 31,97 | | |
| RV1 | 0,12 | 0,09 | 0,12 | 0,16 | 0,39 | 0,35 | 1,50 | 4,26 | 11,43 | 38,62 | 42,95 | | |
| DA5 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,05 | 0,01 | 0,14 | 1,20 | 7,62 | 58,78 | 32,20 | | |
| moy | 0,09 | 0,08 | 0,20 | 0,18 | 0,62 | 0,31 | 1,28 | 5,12 | 18,62 | 43,82 | 29,72 | | |

| ECH | 002 | 004 | 008 | 016 | 044 | 063 | 125 | 250 | 500 | 1000 | 2000 | |
|-----|-------|------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-----|
| EG2 | 17,41 | 0,28 | 7,26 | 9,35 | 17,70 | 4,99 | 10,39 | 9,33 | 8,56 | 9,05 | 5,67 | |
| KG1 | 10,20 | 0,33 | 11,16 | 7,43 | 15,22 | 4,49 | 9,69 | 11,20 | 11,16 | 10,89 | 8,24 | |
| KL1 | 17,23 | 2,89 | 13,67 | 10,06 | 15,90 | 4,34 | 7,35 | 6,26 | 6,06 | 9,21 | 7,03 | |
| FJ1 | 12,61 | 5,68 | 6,54 | 4,92 | 9,60 | 6,81 | 17,83 | 16,22 | 8,94 | 6,99 | 3,86 | |
| DMC | 2,29 | 0,75 | 1,79 | 3,59 | 18,41 | 4,84 | 9,18 | 11,76 | 13,26 | 18,61 | 15,54 | |
| IT1 | 3,25 | 0,98 | 1,33 | 3,06 | 14,49 | 5,39 | 12,55 | 13,24 | 13,52 | 17,06 | 15,14 | |
| WL9 | 2,97 | 2,05 | 2,51 | 5,33 | 12,61 | 4,13 | 10,48 | 13,38 | 13,76 | 17,49 | 15,30 | |
| IV5 | 1,76 | 1,77 | 1,93 | 5,98 | 20,18 | 6,59 | 12,65 | 12,58 | 12,39 | 13,69 | 10,49 | |
| VC6 | 4,24 | 0,25 | 4,25 | 4,90 | 14,41 | 5,65 | 14,19 | 16,54 | 14,18 | 12,71 | 8,69 | |
| TH2 | 2,14 | 0,15 | 4,64 | 5,99 | 18,45 | 4,30 | 11,73 | 14,74 | 13,45 | 13,40 | 11,03 | |
| AR9 | 3,75 | 2,08 | 3,68 | 5,14 | 18,29 | 7,41 | 16,65 | 15,33 | 11,32 | 9,84 | 6,52 | |
| RD1 | 6,06 | 2,17 | 5,15 | 6,38 | 18,97 | 5,94 | 14,44 | 12,89 | 10,69 | 10,56 | 6,75 | |
| TH4 | 6,97 | 1,11 | 4,87 | 6,21 | 17,94 | 5,79 | 12,44 | 12,96 | 11,34 | 11,19 | 9,19 | |
| AC8 | 3,83 | 0,77 | 7,36 | 10,53 | 21,72 | 4,60 | 19,58 | 10,70 | 6,08 | 7,14 | 7,70 | VII |
| CL1 | 0,10 | 0,19 | 0,23 | 0,50 | 4,57 | 2,79 | 9,41 | 19,57 | 23,77 | 22,61 | 16,28 | |
| VC3 | 0,42 | 0,44 | 0,42 | 0,92 | 10,49 | 5,22 | 18,86 | 20,09 | 16,48 | 15,42 | 11,25 | |
| HA6 | 0,95 | 0,50 | 0,16 | 0,07 | 10,60 | 3,97 | 13,22 | 22,59 | 20,65 | 16,67 | 10,61 | |
| FJ2 | 2,99 | 0,76 | 3,33 | 3,81 | 10,86 | 3,91 | 11,68 | 18,51 | 18,66 | 15,87 | 9,62 | |
| VH7 | 1,17 | 0,79 | 1,28 | 2,29 | 9,35 | 3,04 | 10,47 | 20,19 | 20,84 | 19,40 | 11,17 | |
| GC1 | 5,33 | 0,66 | 0,17 | 1,51 | 7,99 | 3,11 | 12,05 | 21,51 | 17,05 | 19,19 | 11,44 | |
| I02 | 2,20 | 0,43 | 1,72 | 2,71 | 6,54 | 2,33 | 6,34 | 9,54 | 15,48 | 26,95 | 25,75 | |
| VH4 | 2,75 | 1,40 | 1,83 | 3,37 | 11,13 | 3,26 | 7,16 | 11,35 | 14,63 | 22,27 | 20,86 | |
| VH3 | 1,18 | 0,21 | 2,74 | 0,47 | 10,04 | 4,14 | 9,67 | 14,12 | 17,59 | 22,27 | 17,58 | |
| VH5 | 2,27 | 0,92 | 0,90 | 0,68 | 4,93 | 1,57 | 3,77 | 8,32 | 16,61 | 30,97 | 29,05 | |
| RC1 | 0,78 | 0,94 | 0,23 | 1,56 | 16,76 | 4,85 | 11,83 | 2,21 | 17,29 | 22,65 | 20,90 | |
| AC2 | 1,37 | 0,08 | 1,25 | 1,42 | 5,82 | 3,81 | 19,35 | 37,20 | 23,54 | 5,40 | 0,78 | |
| IL2 | 0,00 | 0,04 | 0,04 | 0,13 | 2,74 | 3,67 | 16,46 | 36,59 | 23,75 | 12,00 | 4,58 | |
| RL7 | 0,15 | 0,13 | 0,98 | 2,20 | 13,98 | 6,81 | 19,83 | 21,43 | 19,58 | 12,56 | 2,33 | |
| AR8 | 2,13 | 1,00 | 1,79 | 2,92 | 14,87 | 10,96 | 28,48 | 19,10 | 8,26 | 6,14 | 4,35 | |
| AC3 | 3,61 | 0,71 | 4,88 | 6,67 | 16,43 | 5,07 | 22,95 | 27,96 | 9,56 | 1,87 | 0,30 | A |
| moy | 4,07 | 1,02 | 3,27 | 4,00 | 13,03 | 4,79 | 13,36 | 16,25 | 14,62 | 14,67 | 10,93 | |
| X | 4,37 | 0,68 | 4,43 | 4,05 | 11,98 | 4,93 | 16,69 | 17,66 | 15,60 | 12,90 | 6,77 | |

TABLEAU 5.2
 GRANULOMETRIE: CONTRIBUTIONS

| ECH | CONTRIBUTIONS RELATIVES | | | | | CONTRIBUTIONS ABSOLUES | | | | |
|------|-------------------------|------|------|------|------|------------------------|------|------|------|------|
| | F1 | F2 | F3 | F4 | F5 | F1 | F2 | F3 | F4 | F5 |
| 002 | 37,0 | 25,3 | 16,0 | 10,7 | 11,1 | 17,5 | 16,6 | 17,7 | 18,6 | 24,5 |
| 004 | 70,2 | 22,8 | 3,3 | 0,9 | 2,8 | 0,9 | 0,4 | 0,1 | 0,1 | 0,2 |
| 008 | 45,9 | 22,9 | 3,2 | 5,1 | 23,0 | 19,2 | 13,5 | 3,1 | 7,8 | 45,2 |
| 016 | 56,6 | 2,2 | 23,2 | 17,5 | 0,5 | 7,9 | 0,4 | 7,6 | 8,9 | 0,3 |
| 044 | 39,0 | 3,8 | 43,8 | 4,7 | 8,8 | 10,9 | 1,5 | 28,6 | 4,8 | 11,4 |
| 063 | 26,2 | 52,6 | 14,4 | 6,5 | 0,3 | 1,7 | 4,8 | 2,2 | 1,6 | 0,1 |
| 125 | 4,6 | 74,8 | 0,9 | 15,2 | 4,5 | 1,3 | 30,2 | 0,6 | 16,0 | 6,1 |
| 250 | 14,5 | 34,7 | 45,8 | 5,0 | 0,1 | 2,8 | 9,3 | 20,6 | 3,5 | 0,1 |
| 500 | 59,7 | 6,7 | 7,5 | 20,6 | 5,5 | 15,5 | 2,4 | 4,6 | 19,6 | 6,7 |
| 1000 | 57,4 | 32,1 | 7,2 | 2,8 | 0,5 | 15,7 | 12,3 | 4,6 | 2,9 | 0,6 |
| 2000 | 29,2 | 26,9 | 19,6 | 19,7 | 4,6 | 6,6 | 8,5 | 10,4 | 16,4 | 4,8 |
| A05 | 54,0 | 10,7 | 4,9 | 23,1 | 7,4 | 1,5 | 0,4 | 0,3 | 2,4 | 1,0 |
| A06 | 21,4 | 12,1 | 45,7 | 19,5 | 1,2 | 0,5 | 0,4 | 2,3 | 1,5 | 0,1 |
| A07 | 31,3 | 8,5 | 46,1 | 3,6 | 10,5 | 1,3 | 0,5 | 4,3 | 0,5 | 2,0 |
| A09 | 72,1 | 25,5 | 0,2 | 1,7 | 0,6 | 1,5 | 0,8 | 0,0 | 0,1 | 0,1 |
| A10 | 56,1 | 6,3 | 9,0 | 22,8 | 5,8 | 1,3 | 0,2 | 0,5 | 1,9 | 0,6 |
| A11 | 67,4 | 25,7 | 5,4 | 0,5 | 1,0 | 3,3 | 1,8 | 0,6 | 0,1 | 0,2 |
| AC2 | 13,3 | 32,8 | 41,5 | 11,7 | 0,8 | 0,1 | 0,3 | 0,7 | 0,3 | 0,0 |
| AC3 | 30,0 | 48,5 | 4,9 | 8,3 | 8,3 | 0,2 | 0,3 | 0,0 | 0,1 | 0,2 |
| AC7 | 64,7 | 6,3 | 7,0 | 17,6 | 4,4 | 1,0 | 0,1 | 0,2 | 1,0 | 0,3 |
| AC8 | 61,1 | 0,6 | 35,9 | 1,1 | 1,4 | 0,3 | 0,0 | 0,4 | 0,0 | 0,0 |
| AR3 | 66,0 | 0,0 | 21,3 | 11,9 | 0,8 | 0,8 | 0,0 | 0,6 | 0,5 | 0,1 |
| AR4 | 9,5 | 71,0 | 0,4 | 15,3 | 3,8 | 0,2 | 2,0 | 0,0 | 1,1 | 0,4 |
| AR6 | 4,2 | 71,2 | 1,8 | 18,5 | 4,3 | 0,1 | 2,4 | 0,0 | 1,6 | 0,5 |
| AR8 | 9,0 | 80,8 | 1,7 | 8,3 | 0,2 | 0,0 | 0,5 | 0,0 | 0,1 | 0,0 |
| AR9 | 41,5 | 11,7 | 42,5 | 0,0 | 4,3 | 0,0 | 0,0 | 0,1 | 0,0 | 0,0 |
| AS5 | 30,9 | 26,9 | 22,1 | 11,9 | 8,2 | 6,5 | 8,0 | 10,9 | 9,3 | 8,2 |
| AS6 | 32,2 | 25,6 | 20,1 | 12,0 | 10,1 | 6,0 | 6,7 | 8,8 | 8,1 | 8,8 |
| AS8 | 36,7 | 21,5 | 3,3 | 7,1 | 31,4 | 5,9 | 4,8 | 1,2 | 4,2 | 23,5 |
| BL2 | 10,4 | 63,8 | 1,7 | 20,6 | 3,6 | 0,3 | 2,7 | 0,1 | 2,3 | 0,5 |
| BT1 | 4,3 | 48,1 | 45,1 | 1,1 | 1,3 | 0,1 | 1,5 | 2,3 | 0,1 | 0,2 |
| CO3 | 69,1 | 2,9 | 10,6 | 14,8 | 2,7 | 0,9 | 0,0 | 0,4 | 0,7 | 0,2 |
| CO6 | 11,4 | 80,9 | 0,0 | 6,1 | 1,7 | 0,2 | 1,8 | 0,0 | 0,4 | 0,2 |
| C10 | 31,5 | 54,3 | 8,1 | 4,8 | 1,3 | 0,6 | 1,4 | 0,4 | 0,3 | 0,1 |
| C11 | 0,4 | 68,0 | 27,8 | 0,6 | 3,2 | 0,0 | 1,9 | 1,3 | 0,1 | 0,3 |
| C12 | 65,4 | 15,2 | 11,1 | 4,0 | 4,4 | 1,8 | 0,6 | 0,7 | 0,4 | 0,6 |
| CC1 | 27,7 | 3,3 | 48,2 | 7,8 | 3,0 | 1,4 | 0,2 | 5,5 | 1,4 | 2,9 |
| CC2 | 57,7 | 0,3 | 27,7 | 10,2 | 4,1 | 2,2 | 0,0 | 2,5 | 1,4 | 0,7 |
| CL1 | 88,3 | 8,6 | 1,1 | 1,4 | 0,7 | 0,6 | 0,1 | 0,0 | 0,1 | 0,0 |
| CL2 | 48,3 | 30,4 | 10,4 | 8,5 | 2,4 | 1,6 | 1,4 | 0,8 | 1,0 | 0,4 |
| DA1 | 75,5 | 13,0 | 2,8 | 8,6 | 0,0 | 2,9 | 0,7 | 0,3 | 1,2 | 0,0 |
| DA5 | 35,5 | 29,5 | 15,8 | 15,3 | 4,0 | 1,8 | 2,1 | 1,9 | 2,9 | 1,0 |

| | | | | | | | | | | |
|-----|------|------|------|------|------|-----|-----|-----|-----|------|
| DA6 | 56,2 | 11,6 | 4,1 | 21,3 | 6,8 | 1,4 | 0,4 | 0,2 | 2,0 | 0,8 |
| DA9 | 0,2 | 75,2 | 16,6 | 3,3 | 4,8 | 0,0 | 2,1 | 0,8 | 0,2 | 0,5 |
| DG1 | 96,8 | 1,5 | 0,7 | 0,2 | 0,8 | 1,8 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,1 |
| DMC | 12,3 | 14,6 | 67,8 | 4,5 | 0,9 | 0,1 | 0,1 | 0,6 | 0,1 | 0,0 |
| EG2 | 57,8 | 22,8 | 0,1 | 3,2 | 16,1 | 0,6 | 0,3 | 0,0 | 0,1 | 0,7 |
| EG3 | 61,4 | 7,0 | 12,2 | 18,9 | 0,4 | 3,2 | 0,5 | 1,5 | 3,7 | 0,1 |
| EG4 | 8,0 | 80,6 | 0,5 | 7,9 | 3,0 | 0,1 | 2,0 | 0,0 | 0,5 | 0,2 |
| ET1 | 55,2 | 0,4 | 20,0 | 21,1 | 3,3 | 0,9 | 0,0 | 0,8 | 1,3 | 0,2 |
| ET4 | 76,5 | 3,4 | 10,0 | 9,1 | 1,0 | 1,0 | 0,1 | 0,3 | 0,4 | 0,1 |
| FJ1 | 63,5 | 4,0 | 18,9 | 11,8 | 1,8 | 0,3 | 0,0 | 0,2 | 0,2 | 0,1 |
| FJ2 | 69,2 | 23,0 | 4,5 | 3,0 | 0,2 | 0,1 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| FJ5 | 3,2 | 63,2 | 32,4 | 0,1 | 1,2 | 0,0 | 1,3 | 1,1 | 0,0 | 0,1 |
| FJ6 | 36,4 | 11,4 | 42,6 | 2,2 | 7,4 | 1,2 | 0,5 | 3,2 | 0,2 | 1,1 |
| GC1 | 66,6 | 10,4 | 1,0 | 16,1 | 6,0 | 0,2 | 0,0 | 0,0 | 0,1 | 0,1 |
| GT2 | 0,6 | 71,1 | 27,1 | 0,0 | 1,3 | 0,0 | 1,6 | 1,0 | 0,0 | 0,1 |
| GT5 | 49,5 | 0,0 | 22,9 | 23,7 | 3,9 | 0,8 | 0,0 | 0,9 | 1,4 | 0,3 |
| HA6 | 98,0 | 0,6 | 0,3 | 0,1 | 1,1 | 0,3 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,1 |
| HBI | 38,4 | 29,5 | 14,8 | 13,8 | 3,6 | 1,6 | 1,7 | 1,4 | 2,1 | 0,7 |
| IO2 | 34,9 | 31,2 | 17,6 | 13,6 | 2,7 | 0,5 | 0,6 | 0,6 | 0,7 | 0,2 |
| IO8 | 51,4 | 28,7 | 9,7 | 7,9 | 2,3 | 1,4 | 1,1 | 0,6 | 0,7 | 0,3 |
| IL2 | 49,2 | 16,7 | 29,6 | 4,5 | 0,0 | 0,4 | 0,2 | 0,5 | 0,1 | 0,0 |
| IL3 | 1,7 | 73,2 | 4,0 | 14,9 | 6,3 | 0,1 | 2,7 | 0,2 | 1,5 | 0,8 |
| IL4 | 62,9 | 31,3 | 4,5 | 1,1 | 0,2 | 1,6 | 1,1 | 0,3 | 0,1 | 0,0 |
| IT1 | 20,0 | 10,5 | 49,0 | 20,0 | 0,5 | 0,1 | 0,0 | 0,3 | 0,2 | 0,0 |
| IT2 | 73,2 | 25,4 | 0,8 | 0,4 | 0,2 | 1,4 | 0,7 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| IT4 | 1,7 | 62,3 | 34,1 | 0,0 | 1,9 | 0,0 | 1,6 | 1,5 | 0,0 | 0,2 |
| IT9 | 58,6 | 0,4 | 17,4 | 20,0 | 3,5 | 0,9 | 0,0 | 0,6 | 1,1 | 0,2 |
| IV1 | 2,9 | 67,4 | 1,9 | 20,3 | 7,6 | 0,1 | 3,1 | 0,2 | 2,4 | 1,2 |
| IV5 | 0,2 | 0,0 | 95,7 | 0,1 | 4,0 | 0,0 | 0,0 | 0,5 | 0,0 | 0,1 |
| KC1 | 27,5 | 6,5 | 40,8 | 23,1 | 2,1 | 0,6 | 0,2 | 1,9 | 1,7 | 0,2 |
| KC2 | 37,2 | 24,6 | 34,4 | 0,3 | 3,5 | 0,9 | 0,8 | 1,9 | 0,0 | 0,4 |
| KC4 | 24,5 | 49,7 | 15,6 | 9,9 | 0,3 | 0,6 | 1,6 | 0,8 | 0,9 | 0,0 |
| KG1 | 54,0 | 45,3 | 0,4 | 0,1 | 0,2 | 0,2 | 0,4 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| KG3 | 39,1 | 44,2 | 15,9 | 0,0 | 0,8 | 0,5 | 0,8 | 0,5 | 0,0 | 0,1 |
| KL1 | 61,5 | 37,2 | 0,1 | 0,8 | 0,4 | 0,9 | 0,8 | 0,0 | 0,1 | 0,0 |
| MC3 | 13,4 | 74,0 | 0,2 | 11,0 | 1,5 | 0,2 | 1,8 | 0,0 | 0,7 | 0,2 |
| MC1 | 43,9 | 33,3 | 12,1 | 8,3 | 2,5 | 1,3 | 1,4 | 0,8 | 0,9 | 0,3 |
| NI1 | 25,0 | 6,7 | 42,9 | 23,5 | 1,9 | 0,6 | 0,2 | 2,3 | 2,0 | 0,2 |
| PG2 | 88,8 | 0,9 | 4,9 | 1,8 | 3,6 | 1,6 | 0,0 | 0,2 | 0,1 | 0,3 |
| RC1 | 23,1 | 13,1 | 52,2 | 11,6 | 0,0 | 0,2 | 0,2 | 1,1 | 0,4 | 0,0 |
| RD1 | 64,6 | 2,8 | 27,1 | 0,0 | 5,6 | 0,1 | 0,0 | 0,1 | 0,0 | 0,1 |
| RD3 | 27,3 | 13,2 | 41,2 | 17,1 | 1,2 | 0,4 | 0,3 | 1,5 | 0,9 | 0,1 |
| RD4 | 5,6 | 68,6 | 0,0 | 20,8 | 5,0 | 0,2 | 2,9 | 0,0 | 2,3 | 0,7 |
| RL7 | 19,7 | 64,9 | 0,1 | 11,2 | 4,3 | 0,0 | 0,2 | 0,0 | 0,1 | 0,0 |
| RL8 | 27,6 | 52,7 | 18,2 | 0,8 | 0,6 | 0,5 | 1,4 | 0,8 | 0,1 | 0,1 |
| RL9 | 3,8 | 53,4 | 40,6 | 1,4 | 0,8 | 0,1 | 1,3 | 1,7 | 0,1 | 0,1 |
| RV1 | 33,8 | 26,6 | 15,8 | 18,6 | 5,3 | 1,5 | 1,7 | 1,7 | 3,1 | 1,1 |
| RV2 | 66,9 | 28,6 | 3,2 | 1,0 | 0,3 | 1,5 | 0,9 | 0,2 | 0,1 | 0,0 |
| SL1 | 9,9 | 74,3 | 6,7 | 8,1 | 1,1 | 0,1 | 1,2 | 0,2 | 0,4 | 0,1 |
| SL2 | 34,5 | 21,3 | 4,9 | 5,5 | 33,9 | 6,2 | 5,3 | 2,0 | 3,6 | 28,3 |
| TA1 | 34,5 | 0,0 | 40,9 | 17,5 | 7,2 | 2,2 | 0,0 | 6,0 | 4,0 | 2,1 |
| TA2 | 69,6 | 20,0 | 0,4 | 7,6 | 2,4 | 1,5 | 0,6 | 0,0 | 0,6 | 0,2 |
| TH1 | 72,1 | 4,6 | 11,0 | 12,1 | 0,2 | 2,7 | 0,2 | 1,0 | 1,7 | 0,0 |
| TH2 | 0,1 | 7,2 | 87,6 | 5,0 | 0,1 | 0,0 | 0,0 | 0,3 | 0,0 | 0,0 |

| | | | | | | | | | | |
|-----|------|------|------|------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| TH3 | 55,8 | 0,2 | 31,5 | 7,3 | 5,1 | 2,0 | 0,0 | 2,6 | 0,9 | 0,9 |
| TH4 | 42,5 | 16,2 | 30,0 | 1,8 | 9,5 | 0,1 | 0,0 | 0,1 | 0,0 | 0,1 |
| VC3 | 71,9 | 11,9 | 5,5 | 9,5 | 1,2 | 0,2 | 0,0 | 0,0 | 0,1 | 0,0 |
| VC5 | 39,4 | 29,1 | 14,0 | 13,7 | 3,8 | 1,6 | 1,7 | 1,3 | 2,0 | 0,7 |
| VC6 | 3,7 | 8,8 | 83,1 | 0,0 | 4,4 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| VC7 | 80,3 | 17,3 | 0,1 | 1,8 | 0,4 | 1,2 | 0,4 | 0,0 | 0,1 | 0,0 |
| VH1 | 45,1 | 29,1 | 11,8 | 11,0 | 3,0 | 1,6 | 1,4 | 1,0 | 1,4 | 0,5 |
| VH3 | 53,7 | 19,5 | 16,1 | 7,4 | 3,3 | 0,3 | 0,1 | 0,2 | 0,1 | 0,1 |
| VH4 | 27,8 | 32,3 | 27,7 | 11,5 | 0,7 | 0,2 | 0,3 | 0,4 | 0,3 | 0,0 |
| VH5 | 38,2 | 32,1 | 13,2 | 14,5 | 2,1 | 0,8 | 0,9 | 0,6 | 1,1 | 0,2 |
| VH7 | 90,4 | 6,8 | 2,4 | 0,3 | 0,1 | 0,2 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| VH8 | 47,6 | 5,7 | 9,1 | 29,1 | 8,5 | 1,3 | 0,2 | 0,6 | 3,0 | 1,1 |
| WL1 | 2,2 | 80,2 | 3,6 | 10,0 | 4,0 | 0,1 | 2,4 | 0,2 | 0,8 | 0,4 |
| WL5 | 14,7 | 29,0 | 45,8 | 10,3 | 0,2 | 0,2 | 0,7 | 1,8 | 0,6 | 0,0 |
| WL6 | 0,1 | 76,4 | 13,9 | 5,2 | 4,5 | 0,0 | 2,2 | 0,7 | 0,4 | 0,4 |
| WL9 | 15,4 | 29,8 | 46,8 | 7,7 | 0,3 | 0,0 | 0,1 | 0,3 | 0,1 | 0,0 |
| X03 | 64,0 | 1,0 | 16,2 | 16,5 | 2,4 | 0,9 | 0,0 | 0,6 | 0,9 | 0,2 |

| TABLEAU 5.3 : | | | | | |
|--|-------|------|------|------|-------|
| CONTRIBUTIONS ABSOLUES GROUPEES / FACTEURS | | | | | |
| | F1 | F2 | F3 | F4 | F5 |
| I | 24,6 | 24,8 | 22,9 | 25,2 | 68,8 |
| II | 27,6 | 5,0 | 28,4 | 15,6 | 11,0 |
| III | 4,8 | 31,0 | 5,3 | 15,3 | 5,9 |
| IV | 2,5 | 15,3 | 20,2 | 7,6 | 2,5 |
| V | 18,3 | 3,9 | 6,0 | 17,4 | 5,4 |
| VI | 15,5 | 14,5 | 10,0 | 14,3 | 5,0 |
| VII | 7,0 | 5,4 | 7,0 | 4,4 | 2,0 |
| Tot | 100,3 | 99,9 | 99,8 | 99,8 | 100,6 |

Chapitre VI

Pétrographie

1. INTRODUCTION

Depuis plus d'un siècle, la pétrographie fait partie intégrante de l'étude de tills lorsqu'on cherche à en connaître leur provenance. Celle-ci peut s'effectuer *in situ* pour les blocs et galets (fraction supérieure à 6 cm, c'est-à-dire les "cobbles" et "boulders" selon l'échelle granulométrique de Wentworth, 1922) ou en laboratoire pour les graviers (fractions généralement comprises entre 2 et 6 mm). Plusieurs techniques de collecte et de comptage des blocs et galets visant à estimer statistiquement sur le terrain la fréquence d'occurrence de chaque type pétrographique sont utilisées, et décrites notamment par Cailleux (1961), Cailleux et Tricart (1963) et Bridgland (1986). Les données de comptage sont même à présent soumises à des analyses multivariées telles classifications (Young, 1986) ou analyses factorielles et canoniques (Gibbard, 1986).

Le fait que le comptage de blocs et galets nécessite de larges coupes accessibles pour en obtenir un nombre statistique suffisant a conduit divers auteurs à analyser les fractions graveleuses fines, c'est-à-dire comprises entre 2 et 6 mm. Celles-ci présentent en effet deux avantages: la quantité de matrice requise est suffisamment

faible (1 à 2 kg) pour pouvoir s'obtenir par sondages, et l'étude peut se faire en laboratoire, ce qui réduit le temps à passer sur le terrain.

C'est l'absence de coupes qui a amené les chercheurs des Pays-Bas à développer ce que Ehlers (1979) et Scourse (1986) qualifient de "Dutch Method of Fine Gravel Analysis". Cette méthode, introduite par Maarleveld en 1956, consistait à déterminer à la loupe binoculaire 200 à 300 grains d'une ou deux fractions granulométriques et à les classer en une douzaine de groupes. En 1978, Zandstra avait augmenté le nombre de classes à 30, et réduit le comptage à la fraction granulométrique 3 à 5 mm. Cette pétrographie des graviers fins s'est révélée très fructueuse en Europe du N.O. pour distinguer différents tills et estimer leur provenance, ainsi que le montrent les travaux de Zandstra (1983), Schuddebeurs & Zandstra (1983) et Rappol & Stoltenberg (1985). Notons aussi Lindén (1975) et Svantesson (1976), qui ont appliqué avec succès la pétrographie des graviers à des tills en Suède, Bahnson (1973), Petersen (1973) et Binzer (1974) au Danemark, Meyer (1983) au Nord de l'Allemagne ainsi que Scourse (1985) en Grande Bretagne. Il faut cependant noter que la plupart de ces études combinent analyses de minéraux lourds et/ou granulométrie à la pétrographie.

La rareté des coupes dans notre région ainsi que le peu de temps disponible pour étudier des coupes accessibles seulement en hélicoptère nous ont conduit à tirer parti au maximum des échantillons prélevés dans les dépôts glaciaires, fluvioglaciaires et glaciolacustres les plus importants. Par rapport à la méthode développée aux Pays-Bas, nous nous trouvons face à deux inconvénients: poids trop faibles des échantillons récoltés (250 g environ) et absence de travaux préalables de pétrographie dans la région. Il nous était donc impossible d'une part d'effectuer des comptages statistiques, et d'autre part de reconnaître à la loupe binoculaire la nature pétrographique de grains millimétriques. Nous avons donc opté pour une étude qualitative de la fraction grossière, et les grains ont été réduits en lames minces afin de faciliter leur détermination. Cette méthode, nouvelle à notre connaissance, est

exploratoire dans le cadre de notre travail puisque préliminaire à l'analyse quantitative des minéraux lourds. Elle vise à déterminer si les dépôts des lobes glaciaires de Kluane et d'Aishihik se distinguent pétrographiquement, et s'ils diffèrent des sédiments prélevés au sein de la chaîne Ruby, ce qui permettrait de vérifier l'existence de glaciers locaux.

2. PREPARATION ET ANALYSE DES LAMES

2.1. Sélection des échantillons

Parmi les dépôts échantillonnés, seuls les sédiments possédant une fraction grossière (>2mm) suffisante étaient susceptibles de fournir des grains propres à leur identification pétrographique; nous en avons sélectionné 92, localisés à la figure 6.1. Pour ces échantillons, nous avons choisi les grains les plus gros (0,5 à 2 cm) de chaque catégorie identifiée à la loupe binoculaire. Les comptages sont donc qualitatifs (présence ou absence de chaque type de roche) et non quantitatifs (quatre grains de granodiorite sur un total de huit grains pour un échantillon ne veut pas dire que celui-ci soit composé à 50% de granite).

2.2. Préparation des lames minces

La procédure utilisée ne diffère de celle pour lames minces de roches que par quelques détails, seuls mentionnés ici. Afin d'obtenir des lames minces (30 μ) donnant la plus grande surface plate des grains, ceux-ci ont dû subir plusieurs opérations: 1) montage temporaire, 2) sciage à mi-épaisseur des grains et polissage de cette surface, 3) montage définitif sur cette surface, 4) destruction de la première lame de montage et réduction à l'épaisseur de 30 μ et 5) montage du couvre-objet protecteur. Les lames sont alors prêtes à l'analyse.

2.3. Analyse

Etant donné la petite superficie des grains, l'identification complète du type de roche est souvent hasardeux, voire impossible dans certains cas. Nous avons donc opté pour une subdivision en grandes catégories: roches sédimentaires (détritiques et carbonates), roches plutoniques (de type granitique ou gabbroïque), roches volcaniques (tufs et coulées) et métamorphiques (schistes, quartzites, amphibolites). Nos interprétations ont été partiellement guidées par les descriptions de Kerr (1959) ainsi que les photographies en couleurs et les explications fournies par les atlas de Mackenzie et Guilford (1980), Mackenzie *et al.* (1982) et Adams *et al.* (1984). Les analyses ont été effectuées à l'aide d'une loupe binoculaire Wild M8, équipée d'oculaires 20X, d'un set complet de polarisation, et dont le zoom permet des grossissements variant de 12 à 100.

Dans les roches sédimentaires, les grauwackes se reconnaissent facilement par la présence de fragments de roches hétérométriques, de nature hétérogène, à arrondi variable, noyés dans une matrice fine (fig.6.2). Les carbonates se distinguent à l'oeil nu par leur réaction à l'acide chlorhydrique, et au microscope par leur très haute teinte de biréfringence en lumière polarisée à nichols croisés. Il est à noter ici que nous n'avons pu distinguer les calcaires des marbres, vu la petite taille des grains analysés. Les autres roches sédimentaires se caractérisent par l'allure en couches planes des constituants, dont la taille varie de quelques microns (argillitès) à quelques dizaines de microns (grès); nous les avons regroupés sous le terme 'sédiments à grain fin' (fig.6.3).

Les roches plutoniques se caractérisent par la juxtaposition parfaite (comme les pièces d'un puzzle) de cristaux bien développés, qui ne montrent aucune orientation préférentielle. Nous avons reconnu des granodiorites, des granodiorites à hornblendes, et des roches plutoniques basiques, de type gabbroïque. En lames minces, les granodiorites apparaissent incolores en lumière polarisée plane, car constitués de quartz et feldspath, seules les hornblendes y apparaissent vertes et sont

pléochroïques. Sous les nichols croisés par contre, les éléments constitutants ainsi que la texture typique se distinguent aisément (fig.6.4).

Les roches gabbroïques se caractérisent par l'absence de quartz, mais l'abondance de plagioclases et minéraux mafiques (amphiboles, pyroxènes ou périclites). La figure 6.5 illustre deux gabbros constitués de plagioclases et d'amphiboles.

Les roches métamorphiques présentent la variété la plus grande, mais tous possèdent un élément commun: des traces de foliation. Les quartzites se reconnaissent aisément sous les nichols croisés par l'orientation préférentielle des cristaux de quartz en bandes parallèles (fig.6.6); les amphibolites par l'absence de quartz et l'alternance de bandes de plagioclases et d'amphiboles (fig.6.7); et les schistes par la présence de quartz et plagioclases, avec des micas et minéraux opaques soulignant une foliation parfois extrêmement chiffonnée (fig.6.8).

Les roches volcaniques se subdivisent en deux types: les tufs, caractérisés par des fragments de verre, ainsi que des cristaux de quartz et/ou plagioclases cimentés dans une matrice microcristalline (fig.6.9), et des coulées constituées de grains fins montrant des textures d'écoulement. La plupart des grains de coulées identifiés sont de type basaltique, comme celui de la figure 6.10.

L'ensemble de ces photographies, prises à l'aide d'un réflex Nikon monté sur microscope optiphot Nikon, montrent clairement que les caractères essentiels des roches sont conservés dans les grains analysés, malgré la petite taille de ceux-ci, permettant leur interprétation pétrographique avec un degré de fiabilité suffisant.

Il faut mentionner toutefois que les quelques grains trop altérés pour que leur identification soit certaine n'ont pas été pris en considération dans l'analyse.

3. RESULTATS

L'analyse des 92 lames minces est condensée au tableau 6.1 qui donne, pour chaque échantillon, le nombre de grains de chaque catégorie ainsi que les minéraux observés, excepté les quartz, feldspath, micas et opaques. En raison du caractère qualitatif de cette étude, aucune estimation quantitative des minéraux n'est donnée, mais uniquement leur présence. Celle-ci constituera une aide précieuse lors de l'analyse des minéraux lourds. On constate de manière générale que la composition des grauwackes est variable, ce qui s'explique par leur caractère détritique; on y retrouve des carbonates, des amphiboles et des chlorites. Les roches métamorphiques présentent la diversité la plus forte puisqu'on y retrouve des actinolites, des épidotes, des titanites, des chlorites, des séricites, des sillimanites, des clinozoïsites, des hornblendes, des zircons, des grenats, des staurotides et des apatites. Les granodiorites en revanche apparaissent moins diversifiés, avec seulement des hornblendes, chlorites et apatites comme minéraux accessoires fréquents, et plus rarement des épidotes, des zircons ou des titanites. Les amphibolites sont constituées de hornblendes ou d'actinolites, avec souvent des épidotes; tandis que les roches gabbroïques contiennent parfois des pyroxènes, le plus souvent des amphiboles, avec des épidotes et un peu de chlorite. Les roches volcaniques présentent rarement des éléments identifiables, sauf les tufs. Au total, une vingtaine de minéraux ont été observés et identifiés à la loupe binoculaire, dont la plupart se retrouveront dans la fraction lourde étudiée au chapitre suivant. On constate également des textures de myrmékites dans certains échantillons, comme le montre la figure 6.11, en accord avec les observations de Muller (1967) et Tempelman-Kluit (1974) pour la formation de l'Alaskite de la chaîne Nisling.

Lors de l'analyse, nous avons constaté que les échantillons présentaient par secteur de localisation des caractéristiques différentes; ainsi par exemple, la série

MK montre des tufs, la série DA de nombreuses quartzites, les échantillons au bord du lac Kluane des carbonates, et ceux de l'intérieur de la chaîne Ruby quasi uniquement des schistes et/ou des granodiorites. Ces différences ne peuvent être dues qu'à des variations de lithologie sous-jacente, à des variations de source des sédiments ou à la combinaison de ces deux facteurs. En effet, la carte lithologique simplifiée de la région (fig.6.12) montre que la chaîne Ruby est essentiellement constituée d'une alternance de bandes de schistes et de granodiorites, avec des affleurements de roches volcaniques (notamment des tufs) dans le bassin d'Aishihik, tandis que la chaîne des St Elias comprend des roches sédimentaires (notamment des grauwackes et des carbonates), volcaniques et gabbroïques. C'est pourquoi nous avons décidé de synthétiser l'information pétrographique en un tableau 6.2 donnant le nombre de grains de chaque catégorie pour les échantillons regroupés en grands secteurs de localisation géographique (fig.6.1). Le premier groupe rassemble les cinq échantillons prélevés en bordure du lac Kluane; le second est constitué des dix échantillons localisés dans la vallée Cultus-Jarvis, avec trois sous-groupes correspondant aux parties avale (a), centrale (b) et amont (c) de la vallée; le troisième groupe englobe les 37 échantillons situés dans la vallée du lac Aishihik, entre les lacs Aishihik et Sekulmun et dans la vallée de Mackintosh Creek, avec une subdivision en quatre sous groupes: zone sud (a), centrale (b), nord (c) et Mackintosh (d); le quatrième groupe comprend les quatre échantillons prélevés entre les extrémités nord des lacs Aishihik et Sekulmun, correspondant à un delta coincé entre deux topographies de glace morte; le groupe V s'allonge le long de la vallée des ruisseaux Gladstone et Isaac, et se subdivise en quatre sous-groupes localisés dans la vallée de Venus Creek (a), "Mars" Creek (b), Gladstone Lake (c) et Isaac Creek (d); les groupes VI et VIII correspondent aux six échantillons du Nord et du centre de la chaîne Ruby, tandis que le groupe VII est constitué de deux échantillons localisés à l'Ouest du lac Sekulmun et peut constituer la limite Ouest du lobe d'Aishihik.

L'échantillon VH1 et la série LCM sont considérés séparément car prélevés dans d'imposants cordons morainiques terminaux barrant les vallées Talbot et Gladstone, et interprétés comme limites possibles de l'extension du lobe de Kluane à l'intérieur de la chaîne Ruby. Enfin les échantillons RV1 et RV2, prélevés dans la vallée "Ruby" qui constitue un des principaux cols de transfluence entre le lobe de Kluane et l'intérieur de la chaîne, sont également mis à part dans le tableau. Ce découpage contient une part d'arbitraire, car basé sur une localisation géographique, mais tient compte toutefois des interprétations préalables, à savoir l'existence des lobes de Kluane et d'Aishihik, qu'on cherche à reconnaître des présumés glaciers internes de la chaîne. Le regroupement des échantillons permet de mieux visualiser les grandes tendances, tout en conservant le détail nécessaire.

On constate tout d'abord que les trois premiers groupes, à savoir les secteurs de Kluane, Jarvis Cultus ainsi que toute la vallée d'Aishihik - Sekulmun présentent une diversité remarquable (jusqu'à 10 pétrographies différentes), alors que pour les groupes situés au coeur de la chaîne Ruby la pétrographie se limite le plus souvent à trois variétés, dont une par groupe nettement dominante. Ceci rappelle évidemment l'interprétation des deux grands lobes de glace s'écoulant l'un dans la dépression Shakwak et l'autre dans les vallées Sekulmun et Aishihik, par opposition à des glaciers locaux dans le secteur central de la chaîne Ruby. L'examen détaillé du tableau 6.2 permet de confirmer et raffiner cette hypothèse. En effet, on peut voir que les grains provenant de roches sédimentaires (grauwackes, sédiments à grain fin) apparaissent systématiquement dans les trois premiers secteurs, qu'ils sont absents dans les vallées intérieures de la chaîne Ruby, et se retrouvent dans les échantillons LCM et RV1. Or, la carte lithologique (fig.6.2) montre que ces roches sédimentaires caractérisent les formations des St Elias, où elles se rencontrent en abondance, alors qu'elles sont totalement absentes dans le plateau de Kluane. Les sédiments homométriques à grain très fin (quelques μ) présentant souvent des difficultés

d'interprétation à la loupe binoculaire, ce sont les grauwackes, dont les caractéristiques sont typiques (fig.6.12), que nous considérerons comme la roche-clé. La présence de grauwacke(s) dans un échantillon indique en effet que la source est la chaîne des St Elias, donc régionale et non locale. Son absence dans un échantillon est en revanche plus délicate à interpréter, car les grains de grauwacke ne sont jamais dominants, et pourraient être présents dans le dépôt, mais absents de l'échantillon récolté. Cependant, leur absence systématique dans une série d'échantillons provenant d'un même secteur peut être considérée comme nettement plus significative. C'est une raison supplémentaire pour laquelle nous avons regroupé les échantillons au maximum, tout en veillant à maintenir isolés ceux qui présentaient des caractères particuliers.

Les dépôts échantillonnés en bordure du lac Kluane (groupe I) se caractérisent par la présence de roches sédimentaires, de calcaires cristallins (ou marbres), de roches gabbroïques, volcaniques et métamorphiques, mais la quasi absence de granodiorites. Les roches sédimentaires indiquent les St Elias comme source; les calcaires cristallins ainsi que les roches volcaniques et gabbroïques renforcent encore cette source, puisque les deux premiers types se rencontrent dans la plupart des unités (Dodds, 1982) et que les intrusions basiques et ultrabasiques font partie intégrante du groupe Cache Creek tel que décrit par Muller (1967). L'abondance relative des gabbros peut s'expliquer par le fait que le groupe Cache Creek forme la partie frontale de la chaîne de Kluane, et fait donc directement face à la dépression Shakwak. Les roches métamorphiques enfin correspondent à la roche en place le long de la rive Est du lac Kluane. Le peu de grains de granodiorite indique que les Coast Mountains ne constituaient pas la source principale du lobe de Kluane. Nous préférons ne pas donner d'interprétation pour les quelques grains de quartzite, car vu leur petite taille ils peuvent aussi bien correspondre à des veines de quartz dans des schistes qu'à une roche mère effectivement de quartzite.

Le groupe échantillonné dans la vallée de Jarvis Cultus (II) présente un profil comparable à celui de Kluane (présence de roches sédimentaires, gabbroïques, volcaniques et métamorphiques), suggérant qu'il s'agit du même lobe, mais avec certaines particularités: Cultus (a) présente de nombreux schistes (roche locale), alors que Jarvis (c), est davantage orienté sur les roches sédimentaires et Fourth of July (b) donne plusieurs gabbros. L'aspect plus local de Cultus par rapport à Jarvis constitue un indice appuyant notre hypothèse de déglaciation selon laquelle le secteur aval de Cultus aurait été essentiellement alimenté par des transfluences en provenance de Christmas, et le secteur amont de Cultus isolé entre deux langues de glace. Quant aux gabbros de Fourth of July, leur présence s'expliquerait par la localisation à proximité d'affleurements de roches basiques et ultra basiques décrits par Muller (1967) au contact entre deux unités de schistes.

L'ensemble des échantillons provenant de la région située à l'Est du lac Sekulmuni (groupe III) se caractérisent par des grauwackes, granodiorites, amphibolites ainsi que des roches volcaniques et métamorphiques, puisque ces cinq types se retrouvent dans chacune des sous-régions. Les grauwackes indiquent les St Elias comme source régionale. Il faut remarquer ici que le transport s'est effectué sur des distances de l'ordre de 150 km pour les grains situés dans la vallée de Mackintosh et au nord du lac Aishihik, ce qui indique l'importance de la masse de glace qui constituait le lobe d'Aishihik. Ils semblent néanmoins un peu plus nombreux au Sud qu'au Nord du lobe. Les granodiorites proviennent des Coast Mountains, du batholithe de la chaîne Ruby et, pour les dépôts les plus au Nord, de la ceinture de granodiorite à hornblende; il est donc normal de trouver cette roche en abondance. Les roches métamorphiques constituent la roche en place entre les deux lacs et au S.O. du lac Aishihik, et forment une seconde bande plus au sud, d'où leur abondance dans les échantillons. Les roches volcaniques abondantes proviennent à la fois des St Elias et des affleurements du groupe Mount Nansen. Les grains de tuf en revanche sont

concentrés au Nord du lac et dans le secteur de Mackintosh, où affleure le tuf multicolore, et constituent donc un élément local. Quant aux amphibolites, elles se retrouvent sporadiquement dans tout le plateau de Kluane, mais ne sont pas décrites dans les St Elias. Les grains sont particulièrement abondants dans le secteur de Mackintosh, où cette roche affleure avec les granites. Leur quasi absence le long du lac Kluane, leur apparition dans la vallée Jarvis Cultus et leur présence systématique dans les dépôts du lobe d'Aishihik correspondrait ainsi à une influence locale faible le long du lac de Kluane, moyenne dans la vallée Cultus-Jarvis et importante pour le lobe d'Aishihik. Les gabbros constituent un élément régional des St Elias, et leur présence décroît du sud au nord du lobe, traduisant comme pour les roches sédimentaires une influence régionale décroissante du Sud au Nord du lobe d'Aishihik.

Si on examine à présent les groupes d'échantillons provenant du coeur de la chaîne Ruby, on constate que la lithologie locale prend toute son importance. Venus Creek (VC, Va), affluent de Gladstone Creek et située en bordure de la ceinture de schistes à biotite, présente 22 roches métamorphiques sur 25 grains analysés; la vallée Gladstone, dont le bassin couvre des granodiorites et des schistes, donne des échantillons bi-modaux (RL, WL: Vb et c), et dans la vallée Isaac (Vd), prolongation à l'Est de la vallée Gladstone, où les granodiorites affleurent, celles-ci dominent nettement les schistes, qui proviennent de l'amont (GT). Le groupe Albert - Rockslide Creeks (VI), situé dans la zone des granites du Coffee Creek et Nisling Range Alaskite, produit 14 grains de ce type sur 15 analysés. Les échantillons des moraines situées à l'Ouest de Sekulmun (groupe VII) sont typiquement bi-modales (granodiorites/schistes), et correspondent donc soit à des glaciers locaux soit à une influence locale si importante que toute trace régionale est masquée. Ceci peut provenir du fait que cette partie du lobe a été alimentée en partie par des transfluences vers le Nord à partir de Jarvis, et du fait que la langue de West

Aishihik a dû franchir un col pour arriver dans la vallée de Bear Lakes. Dans Mars Creek en revanche (groupe VIII) on trouve des roches gabbroïques, ce qui indiquerait à nouveau un apport du contact entre les deux unités de schistes décrit par Muller (1967), comme dans le cas des gabbros de Fourth of July. Ceci devient d'autant plus probable que nous retrouvons plusieurs gabbros dans l'échantillon RV2, situé à proximité entre "Mars Creek" et Fourth of July. Cette zone de contact à roches basiques affleure au sommet de la série de pics qui séparent les vallées Gladstone et "Mars" de Cultus-Jarvis. Or ceux-ci étaient situés au-dessus de la limite des glaces lors de la dernière glaciation, et ont donc pu fournir par gélivation une quantité importante de débris tant sur le flanc nord que le flanc sud de cette ride.

La moraine RV1 se caractérise immédiatement par la présence d'un grain de grauwacke, indice que la glace qui s'écoulait dans Jarvis avait une épaisseur suffisante pour déborder à l'intérieur de la chaîne via les vallées de Fourth of July et "Ruby". L'absence de grauwacke plus à l'intérieur de la chaîne, ainsi que l'altitude et l'étroitesse des cols portent à croire que ce débordement a engendré une mince langue de glace d'une quinzaine de km seulement.

Les échantillons récoltés dans la moraine LCM, située dans la vallée Gladstone à une vingtaine de km du lac Kluane, se révèlent très intéressants: la diversité de la pétrographie, et surtout la présence de grauwacke indiquent une affiliation au lobe de Kluane, mais avec des roches métamorphiques plus abondantes. Nous avons exposé au chapitre de photo-interprétation l'hypothèse selon laquelle cette moraine très puissante constituerait la limite l'extension du lobe de Kluane à l'intérieur de la vallée Gladstone. Cette hypothèse est appuyée par la pétrographie, puisque la moraine montre une source régionale, que nous ne retrouvons plus à l'Est dans la vallée, avec un enrichissement en roches métamorphiques locales sur les derniers km de parcours. Nous avons tenté de répéter ce raisonnement pour la gigantesque moraine située dans la vallée Talbot (VH1), mais les résultats sont peu concluants, dû au fait que nous ne

possédons qu'un seul échantillon. Etant donné la longueur du trajet effectué par la langue de glace dans une vallée très encaissée et de plus en plus étroite, il est normal de voir la source régionale se réduire fortement par rapport à la lithologie locale.

Les échantillons récoltés près de l'embouchure d'Albert Creek (IV) montrent que la pétrographie peut aider à reconstituer des séquences de déglaciation. Les photographies aériennes du secteur ainsi que les coupes disponibles suggèrent la présence de sédiments deltaïques coincés entre deux zones à topographie typique de glace morte (cfr. chap. IV,5). Nous avons pour interprétation que très tôt lors de la déglaciation la langue active qui s'écoulait dans la vallée du lac Sekulmun et pénétrait dans la vallée d'Albert Creek, où elle formait barrage pour le lac glaciaire d'Albert Creek a fondu rapidement, libérant les eaux du lac glaciaire qui ont pu inonder la zone de glace morte comprise entre les glaciers d'Aishihik et de Sekulmun. Il s'est alors formé un delta, dont les sédiments proviennent essentiellement de l'amont d'Albert Creek. Cette hypothèse est appuyée par la pétrographie, puisque les sédiments récoltés en bordure des lacs sont typiques du lobe d'Aishihik, avec source régionale, tandis que les échantillons récoltés dans ce delta montrent une abondance de roches volcaniques et métamorphiques, constituants locaux, peu de granodiorite et une absence totale de roches sédimentaires. Leur source est donc plus que probablement le N.O., c'est-à-dire les formations géologiques de schistes métamorphiques et dykes de la chaîne Nisling.

4. CONCLUSION

La pétrographie en lames minces des graviers fins, telle qu'effectuée, montre qu'il est possible de distinguer les glaciers locaux des grands écoulements glaciaires, c'est-à-dire dans la région étudiée le lobe d'Aishihik, celui de Kluane, et les glaciers internes à la chaîne Ruby. Les dépôts correspondant aux grandes langues de glace se caractérisent en effet par leur diversité pétrographique et la présence de roches régionales (parmi lesquelles les grauwackes constituent un élément-clé), tandis que les sédiments de glaciers locaux présentent un profil uni- ou bi-modal, où le(s) mode(s) correspond(ent) aux affleurements locaux (granodiorites et/ou schistes). Chacun des lobes et glaciers locaux se caractérise donc par un cortège pétrographique distinct, pour peu que nous possédions quelques échantillons d'un même secteur.

Les échantillons du lobe de Kluane (groupes I et II) montrent l'influence régionale la plus nette, avec une abondance de roches sédimentaires ou gabbroïques provenant de la chaîne des St Elias toute proche, tandis que ceux du lobe d'Aishihik (groupe III) trahissent une influence locale qui croît avec la distance de transport puisque les roches sédimentaires et gabbroïques diminuent du Sud au Nord du lobe. L'influence locale se traduit dans le secteur sud du lobe par une abondance de schistes, dans le centre par des granodiorites et roches volcaniques, dans le nord et la vallée Mackintosh par des granodiorites, schistes et roches volcaniques dont les tufs sont caractéristiques.

Le cas de la moraine LCM montre que cette pétrographie peut aider à délimiter l'extension d'un lobe à l'intérieur d'une chaîne, celui de la vallée Ruby que l'on peut retracer des transfluences, et celui du delta d'Albert Creek est un exemple de l'utilité de la pétrographie dans la reconstruction des séquences de déglaciation.

Si la pétrographie de sédiments est une technique bien connue, la réduction des graviers en lames minces constitue une méthode originale, qui s'est révélée très

efficace dans notre cas et trouverait certainement des applications dans d'autres régions.

Il faut signaler cependant que cette étude n'est qu'un élément des informations contenues dans les sédiments. Nous tenterons en effet de compléter ces résultats par une analyse des minéraux lourds effectuée sur la fraction sableuse d'une centaine d'échantillons de la région.

Figure 6.1: Pétrographie: localisation des échantillons

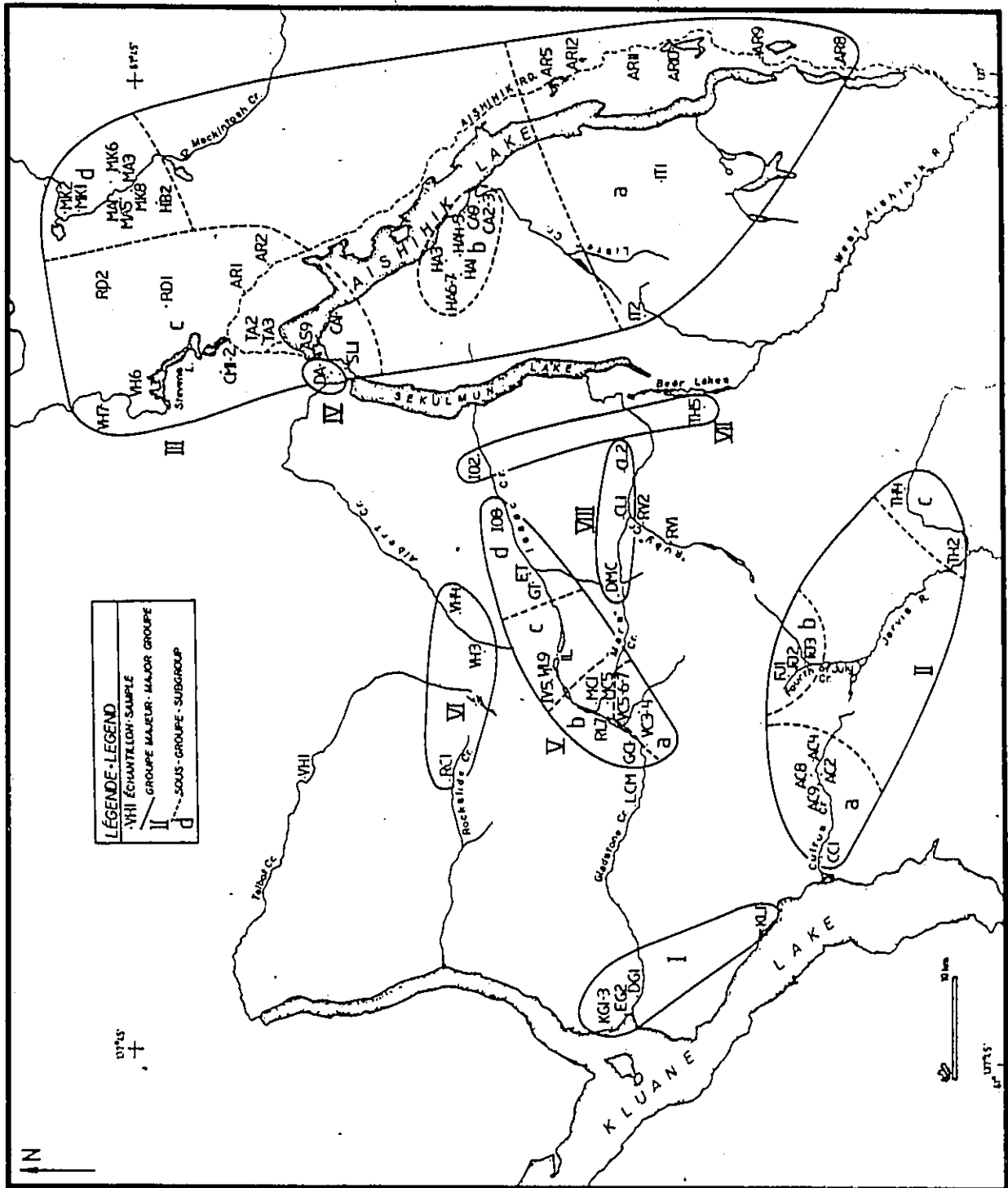


Figure 6.2: Grain de grauwacke

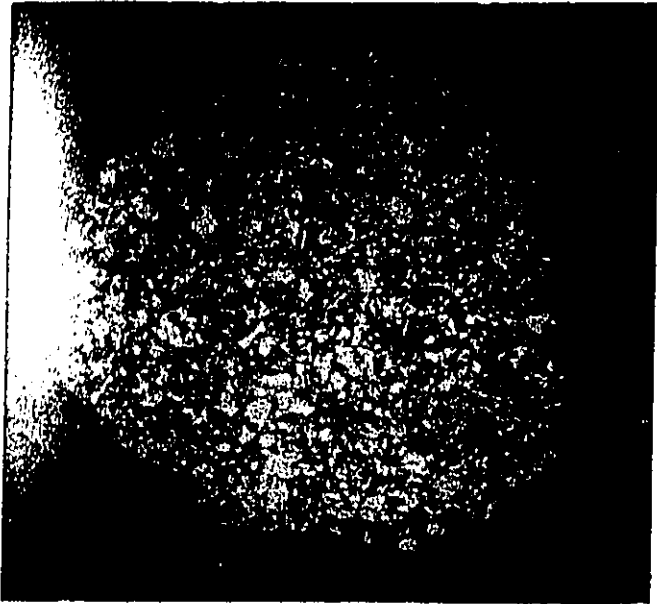


Figure 6.3: Grain de sédiment fin

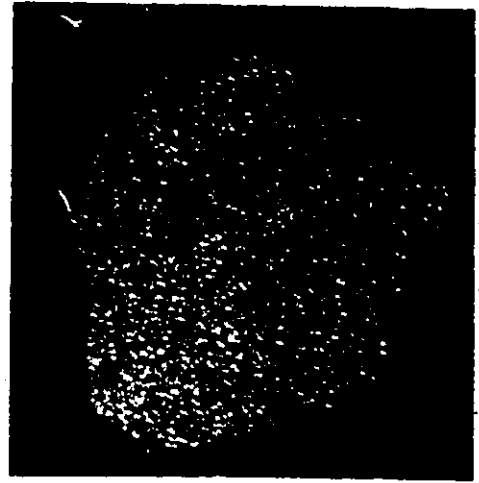


Figure 6.4: Grain de granodiorite à hornblende

Figure 6.5: 2 grains de gabbro

Photos prises en lumière polarisée avec nichols croisés

Agrandissement: 7X

Figure 6.6: Grain de quartzite

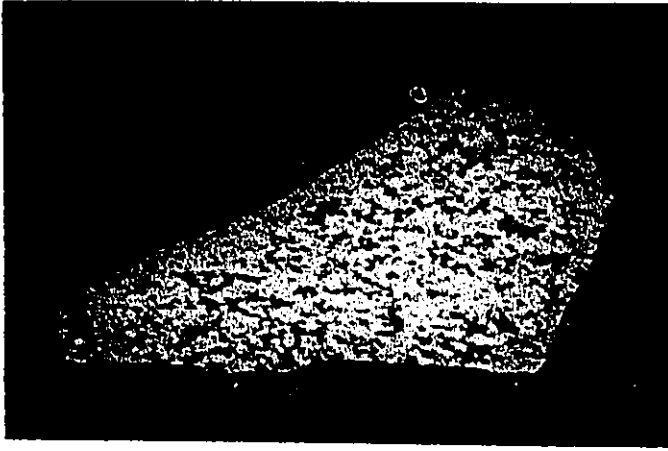


Figure 6.7: Grain d'amphibolite

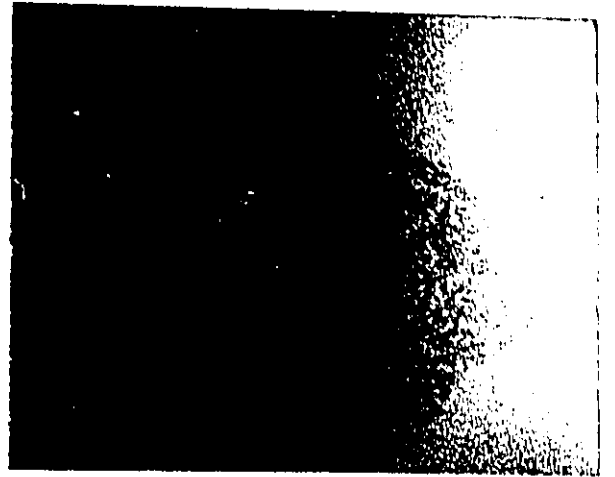
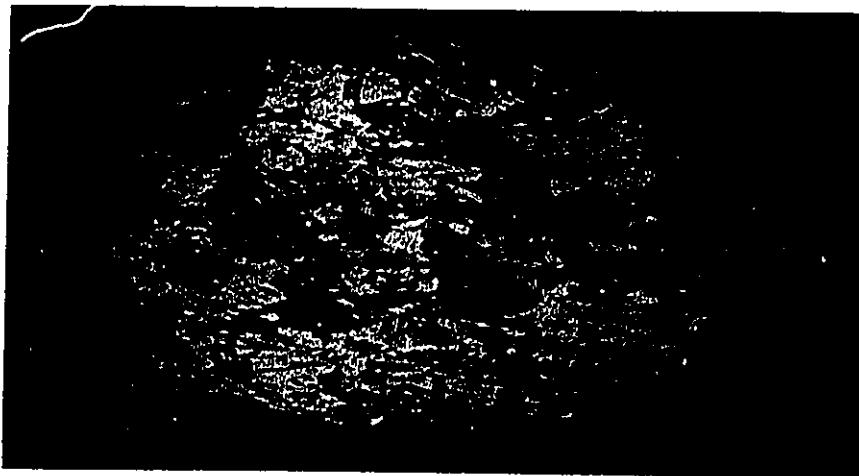


Figure 6.9: Grain de tuf



Photos prises en lumière polarisée avec nichols croisés

sauf celle de la figure 6.7, prise en lumière polarisée plane

Agrandissement: 7X

Figure 6.10: Grain de 'flow rock' volcanique

Photo prise en lumière polarisée plane

Agrandissement: 7X



Figure 6.11: Grain de granodiorite avec myrmekite

Photo prise en lumière polarisée avec nichols croisés

Agrandissement: 7X

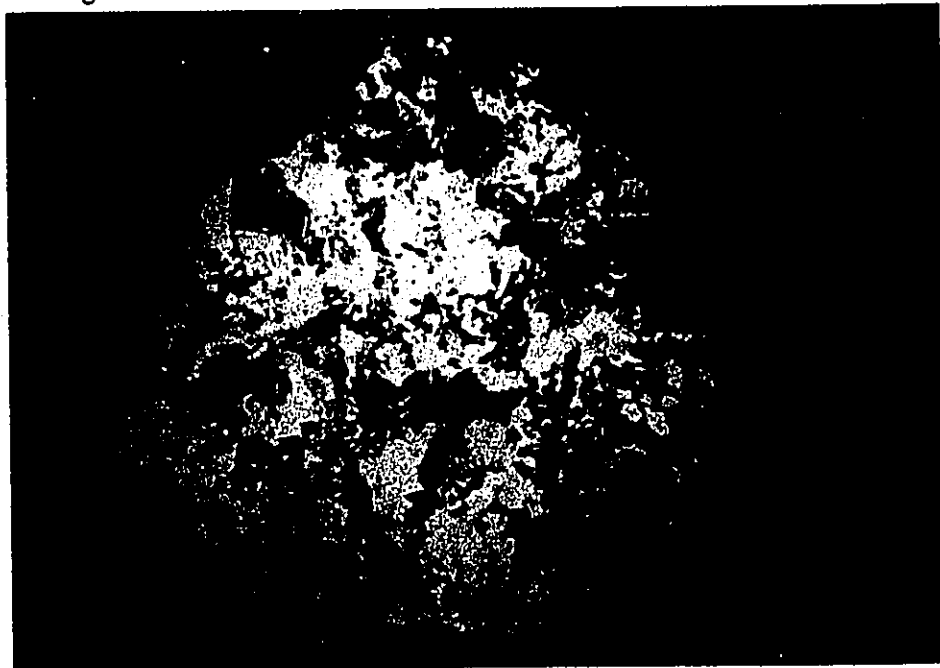
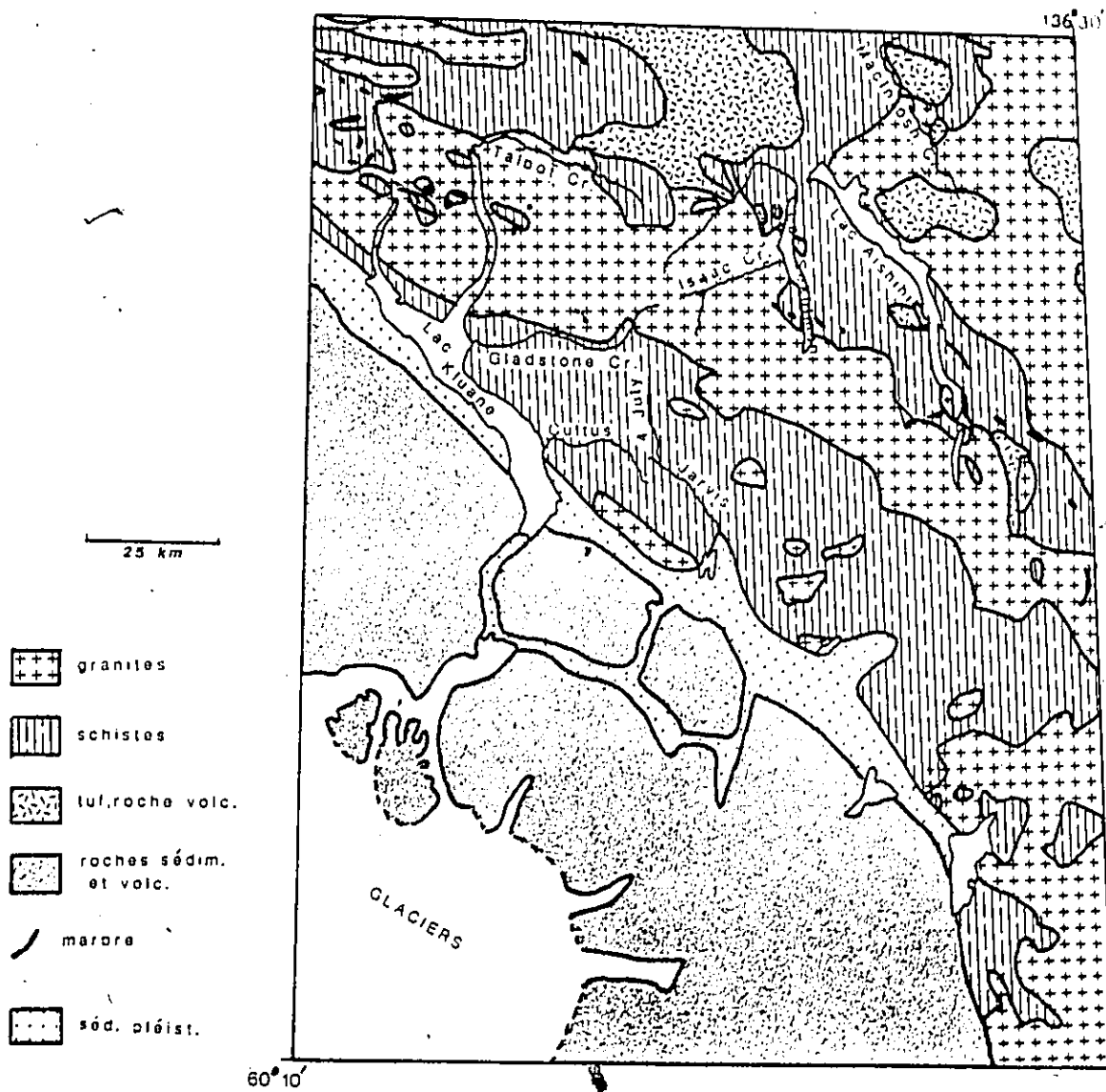







Figure 6.12: Carte lithologique simplifiée du S.O. du Yukon



-  granites
-  schistes
-  tuf. roche volc.
-  roches sédim. et volc.
-  marais
-  séd. pléist.

| TABLEAU 6.1 | | |
|-----------------------------|------------------------------------|---|
| PETROGRAPHIE ET MINERALOGIE | | |
| ECH | PETRO | MINERAUX |
| AC2 | 2 AMPH 1 MET 1 GW 4 SED | Hornblende, carbonate, épidote, chlorite Actinolite, épidote Epidote |
| AC4 | 2 MET 2 QUART | Calcite, titanite, chlorite, sillimanite |
| AC8 | 1 VOLC 2 MET | Clinozoïsite Chlorite, clinozoïsite, épidote |
| AC9 | 2 MET 1 VOLC 1 GW | Chlorite, titanite Carbonate |
| AR1 | 3 VOLC 2 GDI 1 AMPH 2 TUF | Serpentinite, apatite, pyroxène Chlorite, apatite Chlorite, hornblende, titanite Titanite, carbonate |
| AR2 | 1 GDI 2 TUF | |
| AR5 | 3 MET 1 GW 2 QUART | chlorite, amphibole |
| AR8 | 2 GABBR 1 AMPH 1 VOLC | Amphibole, chlorite, épidote, apatite Amphibole |
| AR9 | 2 MET 1 GDI 1 GABBR | Titanite, épidote, hornblende, diopside Epidote Pyroxène |
| AR10 | 2 VOLC 2 GW 1 GABBR 1 MET | Epidote Actinolite, épidote Sericite, chlorite |
| AR11 | 3 MET 1 GABBR | Chlorite, amphibole, zoïsite, titanite Amphibole, titanite, zircon, chlorite, |
| AR12 | 5 MET | Chlorite, amphibole |
| AS9 | 1 GDI 1 hGDI 3 QUART | Hornblende, chlorite, zircon |

| | | |
|-----|---------------------------------------|--|
| CA1 | 1 GW 1 VOLC 1 MET 1 GABBR | Amphibole Amphibole Chlorite, zircon Amphibole, diopside |
| CA2 | 1 GW 2 GDI 1 VOLC 1 SED | Carbonate |
| CA3 | 3 VOLC 1 MET 1 GABBR | Amphibole, épidote Chlorite Amphibole, séricite |
| CA9 | 1 GDI 1 MET | Amphibole, clinozoïsite, épidote |
| CC1 | 1 GABBR 1 VOLC 1 MET | Epidote, chlorite Chlorite, apatite |
| CL1 | 2 GABBR 1 GDI 1 MET | Amphibole, chlorite, séricite Epidote, apatite Grenat, chlorite |
| CL2 | 1 GABBR 2 GDI 1 MET 1 AMPH | Amphibole Hornblende, épidote Chlorite, zircon, apatite Amphibole |
| CM1 | 2 TUF 1 VOLC 1 GDI | Apatite Amphibole |
| CM2 | 2 GABBR 1 MET 1 AMPH 2 QUART | Amphibole Chlorite, grenat Amphibole, épidote, chlorite |
| DA2 | 1 MET 3 QUART 1 GDI | Titanite, hornblende, apatite, épidote, chlorite |
| DA4 | 4 QUART 1 MET 1 AMPH | Amphibole |
| DA5 | 6 MET 3 QUART 2 VOLC | Chlorite, apatite Amphibole Amphibole |
| DA6 | 3 QUART 2 MET | Grenat, carbonate |
| DA8 | 1 VOLC 1 AMPH 2 QUART | Amphibole, clinozoïsite |

| | | |
|------|---|--|
| DA10 | 1 GDI 1 AMPH 3 QUART 1 VOLC 1 GABBR | Amphibole Amphibole Amphibole |
| DMC | 3 GDI 1 hGDI 1 MET | Apatite Hornblende, apatite Chlorite, épidote |
| DG1 | 1 CALC 1 QUART 1 AMPH 1 MET 1 GABBR | Carbonate Amphibole Carbonate Amphibole, épidote |
| EG2 | 1hGDI 1 GDI 1 GW 1 MET 1 SED 1 GABBR | Hornblende, titanite Chlorite Chlorite Trémolite, carbonate, chlorite Amphibole, épidote, chlorite |
| ET1 | 1 MET 1 GDI | Titanite |
| ET4 | 4 GDI | Chlorite |
| FJ1 | 2 MET 1 GABBR 1 VOLC | Chlorite Amphibole, apatite |
| FJ2 | 1 QUART 1 MET 1 GABBR 1 SED 1 AMPH | Chlorite Amphibole Amphibole, apatite, chlorite |
| FJ3 | 2 GABBR 2 MET 1 AMPH 1 PYR | Amphibole, épidote, titanite, pyroxène Sillimanite Actinolite Pyroxène |
| GCI | 2 MET 1 GDI 1 AMPH 1 GABBR | Chlorite Apatite Amphibole (altéré) |
| GT5 | 2 MET 2 GDI | Chlorite, sillimanite, apatite, grenat Grenat, zircon |
| HA1 | 1 QUART 2 GDI | Apatite Apatite |
| HA3 | 1 hGDI 1 GDI 2 VOLC 1 GW | Hornblende, titanite Apatite, chlorite Chlorite |

| | | |
|-----|---|--|
| HA4 | 1 GABBR 1 hGDI 2 VOLC | Chlorite, épidote Hornblende, chlorite |
| HA5 | 1 GABBR | Amphibole, chlorite |
| HA6 | 2 QUART 1 AMPH 1 MET 1 GDI | Apatite Amphibole Grenat |
| HA7 | 1 GDI 2 VOLC 1 GW | |
| HB2 | 1 PYR 2 VOLC 1 GDI | Pyroxène, titanite Amphibole |
| I02 | 1 QUART 1 MET 1 hGDI 1 GDI | Epidote, chlorite Zircon, hornblende, titanite |
| I08 | 4 GDI | |
| IL2 | 4 MET 1 AMPH | Sillimanite Amphibole |
| IL3 | 1 GDI 2 MET | Grenat, staurotide |
| IL4 | 1 AMPH 3 MET 1 GDI | Amphibole Grenat, sillimanite, amphibole Hornblende |
| IT1 | 2 GDI 1 GW 1 VOLC 1 SED | Chlorite |
| IT2 | 1 GABBR 3 GW 1 AMPH 2 GDI 1 VOLC 2 SED | Amphibole, épidote Sillimanite, carbonate |
| IV5 | 1 hGDI 1 GABBR 3 GDI 1 AMPH | Hornblende Amphibole Actinolite |
| KG1 | 3 GABBR 2 MET 1 VOLC 1 hGDI 1 SED | Amphibole, apatite, séricite, titanite, Pyroxène, serpentine, épidote Chlorite, épidote, clinzoïsite Carbonate Hornblende, apatite, zircon |

| | | |
|-------|---|--|
| | 1 GW 1 CALC | Carbonate, amphibole, chlorite Carbonate |
| KG3 | 2 VOLC 1 MET 1 QUART | Epidote, carbonate Chlorite |
| KL1 | 3 VOLC 2 MET 1 CALC 1 AMPH 1 GABBR 1 QUART | Carbonate Carbonate, chlorite, épidote, clinozoisite Carbonate Amphibole Amphibole |
| LCM1 | 1 MET | Chlorite, amphibole, apatite |
| LCM3 | 1 QUART 1 MET 1 GABBR | Chlorite, épidote Chlorite, amphibole |
| LCM6 | 1 GW 2 AMPH 1 MET | Chlorite Actinolite, épidote Hornblende |
| LCM12 | 1 SED 1 GABBR 1 MET 1 hGDI | Epidote, amphibole Chlorite Hornblende |
| MA1 | 1 MET 1 GW 1 AMPH 1 VOLC 1 QUART | Chlorite Epidote |
| MA3 | 2 AMPH 1 GW 1 GDI 1 MET | Hornblende Epidote, amphibole Hornblende |
| MA5 | 2 hGDI 1 GW | Hornblende, épidote, titanite |
| MC1 | 2 hGDI 2 MET 2 GABBR | Hornblende, apatite Sillimanite Hornblende, épidote, chlorite, pyroxène |
| MC5 | 3 MET 2 GD 1 AMPH | Chlorite, apatite, sillimanite Chlorite, zircon Hornblende |
| MK1 | 2 AMPH 2 MET | Amphibole, titanite, épidote Chlorite |
| MK2 | 5 GDI 2 VOLC 5 MET 3 TUF | Hornblende, chlorite Amphibole |

| | | |
|-----|---|--|
| MK6 | 2 GDI 1 VOLC 2 MET 1 TUF | Apatite Amphibole |
| MK8 | 2 GDI 1 VOLC 1 AMPH 2 TUF | Apatite, chlorite Amphibole |
| RC1 | 4 GDI 1 hGDI | Chlorite Hornblende, chlorite |
| RD1 | 1 CALC 3 GDI 1 AMPH 1 VOLC | Carbonate Amphibole |
| RD2 | 1 VOLC 1 GW 3 MET 1 AMPH | Titanite, chlorite Amphibolite |
| RL7 | 2 MET 1 QUART 1 GDI 1 GABBR | Chlorite Amphibole, serpentinite, séricite |
| RV1 | 1 GW 1 VOLC 8 MET 2 GABBR 1 GDI | Grenat, clinzoisite, apatite, staurotide Sillimanite Amphibole |
| RV2 | 3 MET 1 AMPH 1 GABBR | Grenat, sillimanite, séricite, chlorite Actinolite Amphibole, chlorite |
| SL1 | 2 QUART 1 GDI 1 MET | Staurotide |
| TA2 | 1 VOLC 4 MET | Amphibole, chlorite, grenat |
| TA3 | 1 QUART 2 MET 1 AMPH 1 GDI | Chlorite Grenat, chlorite Amphibole |
| TH2 | 3 QUART 2 CALC 2 VOLC 3 SED 1 GDI 1 GW | Carbonate Carbonate Carbonate |
| TH4 | 2 QUART | Carbonate |

| | | |
|-----|--|---|
| TH5 | 1 GW 1 MET 1 GABBR 1 SED | Epidote Chlorite Amphibole |
| | 1 GDI 1 AMPH 3 MET 1 hGDI 1 QUART | Amphibole, chlorite Séricite, épidote, sillimanite, chlorite Hornblende, titanite |
| VC3 | 4 MET | Sillimanite, chlorite, apatite, amphibole |
| VC4 | 5 MET | Amphibole, chlorite |
| VC5 | 4 MET 1 GABBR | Sillimanite, apatite Amphibole, pyroxène, carbonate |
| VC6 | 2 QUART 3 MET | Epidote, titanite Apatite |
| VC7 | 5 MET 1 GDI | Titanite, chlorite, sillimanite, grenat Hornblende, apatite Apatite |
| VH1 | 2 GDI 2 AMPH 1 MET 1 GABBR 2 QUART | Chlorite Amphibole, chlorite, carbonate, séricite Amphibole, chlorite, épidote |
| VH3 | 3 GDI 1 hGDI 1 QUART | Hornblende |
| VH4 | 5 GDI | |
| VH6 | 1 GDI 1 MET 1 AMPH | Chlorite Apatite, chlorite, séricite, amphibole Amphibole |
| VH7 | 1 SED 8 VOLC 2 TUF 1 GDI | Epidote Chlorite |
| WL9 | 2 AMPH 2 GDI | Hornblendes Chlorite, titanite |

AMPH = amphibolite; CARB = carbonate; GABBR = gabbro; GDI = granodiorite; hGDI = granodiorite à hornblende; GW = grauwacke; MET = schiste; PYR = pyroxénite; QUART = quartzite; SED = sédiment à grain fin; TUF = tuf; VOLC = roche volcanique.

| TABLEAU 6.2 DISTRIBUTION PETROGRAPHIQUE PAR LOCALISATION | | | | | | | | | | | | | |
|--|----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| | GW | SED | CAR | GRD | HGD | GAB | VOL | TUF | SCH | QUA | AMP | PYR | ECH |
| I Kluane | 2 | 2 | 3 | 2 | 2 | 6 | 6 | | 7 | 3 | 1 | | 5 |
| IIa Cultus | 2 | 4 | | | | 1 | 3 | | 8 | 2 | 2 | | 5 |
| b F July | | 1 | | | | 4 | 1 | | 5 | 1 | 2 | 1 | 3 |
| c Jarvis | 2 | 4 | 2 | 2 | | 1 | 2 | | 1 | 5 | | | 2 |
| IIIa S Aish. | 7 | 2 | | 5 | | 6 | 5 | | 15 | 2 | | | 8 |
| b Sek/Aish | 3 | 2 | | 8 | 2 | 3 | 10 | | 3 | 3 | 1 | | 9 |
| c N Aish. | 3 | | 1 | 12 | 1 | 4 | 16 | 8 | 13 | 8 | 6 | | 13 |
| d Mackint. | 3 | | | 11 | 2 | | 7 | 6 | 11 | 1 | 6 | 1 | 8 |
| IV D. Aish. | | | | 2 | | 1 | 4 | | 10 | 18 | 3 | | 6 |
| Va Venus Cr | | | | 1 | | | | | 21 | 2 | | | 5 |
| b R. Lake | | | | 4 | 2 | 3 | | | 9 | 1 | 2 | | 4 |
| c Wh. Lake | | | | 7 | 1 | 1 | | | 9 | | 5 | | 5 |
| d Gde Terr | | | | 11 | | | | | 3 | | | | 4 |
| VI Alb/Rock | | | | 12 | 2 | | | | | 1 | | | 3 |
| VII O. Sek. | | | | 2 | 2 | | | | 4 | 1 | 1 | | 2 |
| VIII Mars Cr. | | | | 6 | 1 | 3 | | | 3 | | 1 | | 3 |
| RV2 | | | | | | 4 | | | 3 | | 1 | | 1 |
| RV1 | 1 | | | 1 | | 2 | 1 | | 8 | | | | 1 |
| LCM | 1 | 1 | | 1 | | 2 | | | 4 | 1 | 2 | | 4 |
| VH1 | | | | 2 | | 1 | | | 1 | 2 | 2 | | 1 |

GW-grauwacke; SED-sédiment à grain fin; CAR-carbonate; GRD-granodiorite; HGD-granodior. à hornbl.; GAB-gabbro; VOL-roche volcan.; SCH-schiste; QUA-quartzite; AMP-amphibolite; PYR-pyroxénite; ECH=nombre d'échantillons.

Chapitre VII

Minéraux Lourds

1. INTRODUCTION

Dès 1916, Cayeux écrivait: "La possibilité de tirer de la considération de certains minéraux rares le principe d'une méthode permettant de définir les courants et leurs zones d'influence dans les mers anciennes ne fait pas de doute, et cette méthode me paraît appelée à rendre d'immenses services à la paléo-océanographie." (p.299)

Depuis lors, les méthodes d'étude des minéraux lourds se sont beaucoup développées, et ont été employées pour résoudre des problèmes stratigraphiques, tectoniques, paléogéographiques, sédimentologiques, pétrographiques et métallogéniques (Parfenoff *et al.*, 1970). Une excellente revue de l'application des minéraux lourds à divers sédiments est donnée dans deux ouvrages édités par Luepke (1984, 1985).

Courants marins, cours d'eau et lobes de glace présentent un trait commun: les sédiments y sont transportés suivant une direction privilégiée, et les dépôts qui en résultent conservent les caractéristiques minéralogiques de la (ou des) source(s) d'érosion. La technique des minéraux lourds s'y est donc révélée très fructueuse. Nous ne citerons que les ouvrages de Debyser *et al.* (1955) et Duplaix et Cailleux

(1950) en océanographie, et Bustamante (1973) pour l'étude de terrasses fluviales.

En ce qui concerne les sédiments glaciaires, une certaine controverse entre auteurs prônant l'utilité des minéraux lourds (e.g. Dreimanis *et al.*, 1957) et chercheurs estimant que cet outil est inefficace pour la corrélation détaillée de sédiments (e.g. Andel, 1959; Griffiths, 1967) a entraîné leur baisse de popularité. Il est un fait que les travaux de Kruger (1937) au Minnesota, de Murray (1953) au Wisconsin et de Bayrock (1962) en Alberta ont abouti à la conclusion que les nappes de till étaient trop homogènes pour être différenciées à l'aide des minéraux lourds. Il semblerait que le caractère monotone de la géologie sous-jacente et l'incorporation de tills plus anciens aux récents soient les causes de ces échecs. En revanche, la première étude quantitative des minéraux lourds de sédiments pléistocènes au Canada, effectuée dans la région de Toronto par Derry en 1933, s'est révélée très positive. De même, Knox (1952), Dreimanis et Reavely (1953), Dreimanis *et al.* (1957) et surtout Gwyn et Dreimanis (1979) ont pu distinguer des lobes glaciaires dans la région des Grands Lacs en fonction de leurs sources respectives, à savoir les provinces structurales du Lac Supérieur, du Sud et de Grenville. A cela s'ajoutent les résultats récents de Dworkin *et al.* (1985) concernant la région centrale des Grands Lacs: ceux-ci montrent en effet que des tills d'âge wisconsinien supérieur de la basse péninsule du Michigan diffèrent de ceux des lobes des lacs de Michigan, Saginaw et Huron-Erié; et ils utilisent les associations de minéraux lourds pour retracer la progression des différents lobes.

En Amérique du Nord, on peut encore citer les travaux de Sitler (1963) en Ohio et en Pennsylvanie, Willman *et al.* (1963) en Illinois, Cannon (1964) et Shilts (1965) au Vermont, Connaly (1966) dans l'Etat de New York, Nielson (1967) en Nouvelle Ecosse, Shilts (1973) au Québec et enfin Paré (1982) en Ontario.

En Europe, ce sont les Pays-Bas qui excellent dans l'application des minéraux lourds à des sédiments pléistocènes, entre autres car la rareté des coupes implique

des études par sondages, ce qui les limite à la fraction fine. Les plus connus sont les travaux de Riezebos (1983), Zandstra (1983) ainsi que Rappol et Stoltenberg (1985), qui obtiennent d'excellents résultats concernant l'origine des tills Saaliens en combinant les résultats d'analyses granulométriques, pétrographiques et de minéraux lourds. C'est également dans cette optique pluridisciplinaire qu'a travaillé Lindén (1975) en Suède. Il faut enfin mentionner l'étude récente de géochimie des minéraux lourds dans des tills finlandais par Peuraniemi et Heinanen (1985).

Si l'aspect quantitatif de comptage des différents minéraux est généralisée dans les travaux cités, seuls ceux de Gwyn et Dreimanis (1979) ainsi que Dworkin *et al.* (1985) contiennent des analyses quantitatives multivariées à partir des données de comptage. L'aspect positif de leurs résultats, ainsi que de ceux obtenus par Sourdat et Mahé (1974, 1975) dans l'application des minéraux lourds à des formations superficielles de Madagascar nous a convaincus de l'utilité de ces méthodes. Afin de rester consistants avec les analyses granulométriques, nous avons opté pour classification et analyses factorielles des correspondances.

En fait, peu de travaux ont donc été réalisés sur les minéraux lourds des tills canadiens, et à notre connaissance aucune étude de ce type n'a été publiée sur le Yukon, ni sur le nord de la Colombie Britannique, région soumise à des glaciations wisconiennes de type alpin, et non de type inlandsis. Il nous a donc paru primordial de tester dans quelle mesure la technique des minéraux lourds pouvait s'y appliquer.

2. PREPARATION ET ANALYSE DES ECHANTILLONS

2.1. Préparation

Une centaine d'échantillons ont été sélectionnés pour la séparation minéraux lourds / minéraux légers, décrite en Annexe 8. Nous ne reprendrons ici que les éléments principaux.

- A. La séparation fut effectuée à l'aide du bromoforme (CHBr_3), dont la densité de 2,89 à 20°C permet de laisser dans la fraction légère une grande partie des minéraux les plus abondants dans l'ensemble des roches -en particulier quartz ($d=2,67$) et plagioclases ($d=2,65$)- tout en conservant un cortège minéralogique le plus riche possible. Les principales qualités du bromoforme, outre sa densité, sont sa stabilité (à l'abri de la lumière), son inertie vis-à-vis des minéraux et sa solubilité dans des solvants courants, tels acétone, méthanol ou éther.
- B. Nous avons choisi une séparation par centrifugation et congélation plutôt que celle, plus classique, par gravimétrie dans des ampoules à décanter pour plusieurs raisons:
- 1) la centrifugation peut s'effectuer dans des godets de 10cc; chaque fraction d'un échantillon nécessite donc environ 8cc de CHBr_3 (produit très coûteux) alors que les ampoules à décanter en nécessitent 25 fois plus.
 - 2) d'après Tylor et Mardsen (1937), l'emploi de la centrifugation permet une séparation plus complète. Correns (1942) conseille la centrifugation pour les fractions fines des minéraux lourds, de même que Hutton (1950). Celui-ci utilise la méthode par gravité pour les sédiments dont la granulométrie est $>125\mu$ et la centrifugation pour ceux dont la granulométrie est $<125\mu$.
 - 3) Il semble en fait que la méthode gravimétrique soit plus couramment utilisée simplement parce qu'elle ne nécessite pas de manipulations compliquées, comme c'est le cas pour la centrifugation, où le problème principal consiste à extraire les minéraux lourds du tube. Cette unique difficulté est résolue en gelant les tubes après séparation, ce qui permet de les couper aisément juste au-dessus du culot de minéraux lourds.
 - 4) la séparation minéraux lourds /minéraux légers a été effectuée pour les grains compris entre 44 et 250 μ , ce qui englobe la fraction supérieure des silts, les sables très fins et fins. Il s'agit de la fraction la plus couramment étudiée pour

les minéraux lourds, vu que les propriétés optiques des grains plus petits deviennent difficilement identifiables au microscope optique, et que la plupart des minéraux deviennent opaques lorsque leur diamètre médian dépasse 250μ . Cependant, nous avons utilisé seulement la fraction $44-125\mu$ pour les comptages, et la fraction supérieure a servi pour les analyses aux rayons X. Nous avons en effet constaté que la fraction fine était la plus riche, et que tous les types de minéraux y étaient représentés. La division en fractions granulométriques facilite l'étude des minéraux, tant au microscope qu'à la loupe binoculaire. En effet, de nombreuses expériences ont montré que, dans un mélange de minéraux de taille très différentes (50 à 500μ par exemple), l'oeil de l'observateur est plus particulièrement attiré soit par les éléments de grande dimension, soit par ceux de très petite taille (Parfenoff *et al.*, 1970). D'autre part, des grains de dimension comparable évitent des ajustements trop fréquents de la distance focale. Et enfin le montage des frottis (lames de minéraux en grains) avec bonne répartition des grains et sans bulle d'air est beaucoup plus facile lorsqu'on utilise une fraction granulométrique assez étroite.

- 5) Nous avons réalisé le montage des grains dans du baume du Canada, dont l'indice de réfraction est de 1,54. Bien cuit, il est transparent et permet de conserver presque indéfiniment les frottis. De plus les clés de détermination les plus fréquemment utilisées donnent le relief des minéraux en fonction du baume du Canada (ex. Parfenoff *et al.*, 1970).

2.2 Analyse

2.2.1 Méthode utilisée

Les méthodes les plus courantes pour les frottis sont le comptage par champs, la méthode à la ligne et l'échantillonnage par rubans (Bustamante, 1973).

- Le comptage par champs, introduite par Fleet (1926), consiste à identifier et compter tous les minéraux compris dans un champ de vue (faible grossissement). En déplaçant le champ de vue en divers points de la lame, on obtient la fréquence relative de diverses espèces minérales et les types d'association. Cette méthode présente cependant plusieurs inconvénients: on risque de négliger certains grains compris dans le champ, ou au contraire de compter plusieurs fois le même grain. C'est surtout vrai lorsque les minéraux lourds sont abondants et donc densément répartis sur la lame, ce qui est souvent notre cas. La détermination des minéraux qui se trouvent en périphérie du champ nécessite de nombreux déplacements, ce qui multiplie les risques d'erreur concernant la délimitation initiale du champ de vue. Enfin la méthode n'est valable que si les champs étudiés recouvrent uniformément la lame, ce qui est peu évident.
- La méthode à la ligne, proposée par Edelman (1931), est reconnue internationalement. Le comptage des grains est réalisé au moyen d'un chariot à micromètre; la lame est déplacée le long de lignes parallèles équidistantes, et on compte uniquement les grains qui touchent au centre du réticule. Cette méthode comporte deux avantages: comme le grain est situé au centre, sa détermination est facilitée, car les déplacements sont limités lors des changements d'objectifs; le biais occasionné par une distribution irrégulière des grains est réduit en comptant les grains le long de lignes régulièrement espacées. La méthode présente cependant un inconvénient majeur: il y a surestimation des gros grains aux dépens des petits. Doeglas (1940), conscient de ce biais, le minimise en déclarant que les petits grains ont moins d'importance, et que les résultats obtenus avec cette méthode s'accordent au mieux avec les pourcentages par poids. Il n'empêche que, le but de cette étude étant de comparer les cortèges minéralogiques de différentes langues de glace, un maximum de minéraux 'clés' doivent être répertoriés. Or, ceux-ci peuvent tout aussi bien se trouver dans les petites que les grandes

dimensions. Nous avons donc écarté cette méthode, de même que sa variante qui consiste à identifier les minéraux qui se trouvent à une équidistance donnée (méthode par points).

- L'échantillonnage par rubans a été introduit par Van der Plas (1966). Comme dans la méthode à la ligne, le comptage des grains est réalisé au moyen d'un chariot à micromètre, et la lame est déplacée le long de lignes équidistantes. Cette méthode consiste à compter tous les grains dont le centre tombe dans le champ de vue, ce qui permet de convertir les comptages en pourcentages de fréquence valides pour des méthodes statistiques. La largeur du ruban (qui est fonction de l'objectif et de l'oculaire), doit tenir compte de l'étendue des classes granulométriques utilisées, de la richesse et de la dispersion des minéraux. En effet, la probabilité que des grains de dimension différente tombent dans le ruban augmente avec la largeur de celui-ci. Cependant, une bande large avec une lame riche peut faire monter le nombre de grains comptés à plus de 500. Or l'étude d'une lame nécessite sa couverture homogène, et donc le comptage de plusieurs rubans, ce qui aboutirait à un total de plusieurs milliers de grains comptés. Compte tenu de la richesse de nos lames et des objectifs disponibles (10X et 40X), nous avons opté pour des rubans de 450μ environ pour la fraction granulométrique 44-125 μ (objectif 40X). Ce choix nous permet de compter en moyenne 75 grains par ruban, et l'analyse de la lame s'effectue selon quatre à cinq rubans équidistants et uniformément répartis sur la largeur de la lame.

Le nombre de grains à compter pour obtenir des fréquences significatives a été discuté par divers auteurs, dont Fleet (1926), Sindowsky (1949) et Cromelin (1964). Ce nombre varie entre 300 et 1000, bien que de nombreux chercheurs aient adopté un comptage de 100 grains seulement (Griffiths, 1967). L'ensemble des essais conduits par Bustamante (1973) l'ont amené à considérer que les fréquences relatives des divers minéraux commencent à devenir constantes dès que l'on atteint 300 grains

comptés.

Sur les 84 échantillons sélectionnés, trois seulement présentent un comptage inférieur à 300 grains (lames pauvres), et la plupart un comptage d'environ 350 grains.

2.2.2 Minéraux identifiés

Lors du comptage au microscope pétrographique Olympus BHSP, nous avons distingué 21 minéraux, groupes de minéraux et variétés de minéraux, décrits au tableau 7.1.

Les déterminations des groupes amphiboles et pyroxènes, ainsi que celle de minéraux d'épidote, apatite, chlorite et disthène ont été vérifiées par une diffraction aux rayons X à l'aide d'une caméra de Gandolfi.

Nous n'avons pas subdivisé les carbonates étant donné leur faible représentation et le peu d'information qu'aurait apporté cette subdivision au niveau de l'interprétation. Étant donné les difficultés de détermination précise au sein des amphiboles et des pyroxènes, et vu la dominance absolue dans tous les échantillons de la hornblende verte dans les amphiboles et du diopside parmi les pyroxènes, nous avons opté pour un regroupement des cinq amphiboles, ainsi que des deux groupes de pyroxènes. Les résultats de l'analyse des minéraux lourds se basent donc sur les variations au sein des échantillons de 15 minéraux ou groupes de minéraux.

3. RÉSULTATS

Les échantillons analysés, au nombre de 84, furent sélectionnés en fonction de leur localisation dans les dépôts glaciaires, fluvioglaciaires et glaciolacustres principaux. Cette sélection a dû également tenir compte de la granulométrie des échantillons, ceux-ci devant présenter une fraction fine ($44-125\mu$) non négligeable

dont sont extraits les minéraux lourds. Ces échantillons se trouvent localisés en figure 7.1.

3.1 Sources des minéraux lourds

Les résultats de l'analyse sont présentés au tableau 7.2, qui donne les fréquences relatives des 15 minéraux ou groupes de minéraux pour les 84 échantillons. Nous y avons ajouté le pourcentage d'indéterminés ainsi que le nombre de grains comptés.

On constate que les amphiboles constituent de loin la fraction dominante, avec une fréquence relative moyenne de 49,2%, mais variant en fait de 10% pour l'échantillon VH3 à 74% pour X03. La biotite suit de loin, avec une fréquence relative moyenne de 16% et variant de 0,3% pour les échantillons AR8 et TH4 à 72,5% pour VH3. Viennent ensuite les minéraux opaques, avec une fréquence moyenne de 12,4% et variant de 2,8% pour l'échantillon WL9 à 28,3% pour VH1. Ces trois groupes de minéraux représentent les constituants majeurs, totalisant en moyenne 76% grains des échantillons. Parmi les minéraux secondaires, les épidotes et pyroxènes viennent en tête (pourcentage moyen compris entre 4 et 5%), suivis des apatites, grenats et disthènes (pourcentages moyens supérieurs à 2%). Les titanites, zoïsites zircons et chlorites représentent chacun en moyenne environ 1% des échantillons; et enfin les stauroïdes, carbonates et tourmalines y constituent en moyenne moins de 1%.

La forte concentration des amphiboles reflète le caractère ubiquiste des hornblendes présentes dans pratiquement toutes les formations géologiques de la région, tant ignées que métamorphiques. Il est à noter que Zandstra (1983) ainsi que Rappol et Stoltenberg (1985) obtiennent également des fréquences de hornblendes de l'ordre de 30 à 40%.

Le fait que les biotites soient proportionnellement moins représentées, alors qu'elles sont également présentes dans la plupart des formations géologiques de la

région peut s'expliquer par la variabilité de densité, allant de 2,7 à 3,3. Les variétés inférieures à 2,89 (densité du bromoforme) sont donc restées dans la fraction légère lors de la séparation.

Le même phénomène s'applique à la chlorite (densité 2,7 à 3,3), minéral d'altération commun, identifié dans de nombreuses lames minces de la fraction grossière des échantillons; sa quasi absence serait due au fait que sa densité excédait rarement celle du bromoforme, ainsi d'ailleurs que le suggèrent Gwyn et Dreimanis (1979) pour la région des Grands Lacs.

Les pyroxènes caractérisent les roches basiques et ultrabasiques, comme les gabbros. Dans la région on ne retrouve ceux-ci que comme constituants mineurs du batholithe de la chaîne Ruby et au contact de deux unités de schiste du Yukon Complex (Muller, 1967). Dans les St Elias en revanche, on les trouve en abondance (Cache Creek et Mush Lake groups). L'abondance relative de pyroxènes constitue donc un bon indicateur régional.

L'épidote et la (clino)zoïsite, qui cristallisent rapidement lors du métamorphisme, ne sont pas décrites dans les formations géologiques de la région (Yukon Plateau) mais constituent un minéral accessoire abondant dans les formations des St Elias (Greenschist Complex, Cache Creek et Mush Lake Groups) (Muller, 1967). Dans la chaîne Ruby, nous avons identifié de l'épidote dans quelques lames minces de grains granitiques (CL1 CL2) et métamorphiques (VC6 MC1 I02 DMC); celle-ci y est donc présente, mais peu commune. La relative abondance d'épidote constitue ainsi, comme dans le cas du pyroxène, un bon indicateur régional.

Apatites, zircons, titanites et grenats constituent les principaux minéraux accessoires des roches métamorphiques et ignées du plateau du Yukon, tandis que tourmalines et staurotides ne sont décrits que pour les schistes métamorphiques du "Yukon Complex". Ces six minéraux constituent donc des éléments locaux des sédiments.

Minéraux opaques et disthènes ne sont décrits ni pour les formations du plateau du Yukon ni pour celles des St Elias. Les opaques sont ubiquistes, bien que généralement plus abondants dans les roches sédimentaires et métamorphiques, mais le disthène caractérise les roches métamorphiques. D'après sa concentration dans les sédiments le disthène proviendrait des St Elias, où d'ailleurs la plupart des formations ont subi un métamorphisme.

Les carbonates, quant à eux, constituent un excellent traceur, vu que la localisation de marbre est restreinte à deux affleurements dans la chaîne Ruby (Sud et N.O. lac Sekulmun), mais que les calcaires sédimentaires abondent dans les St Elias. Il n'est donc pas étonnant que 34 échantillons seulement sur 84 révèlent la présence de carbonates, et tous ceux prélevés dans la chaîne Ruby (sauf à l'aval de Gladstone) se caractérisent par leur absence (fig.7.2). Il faut noter toutefois que, comme dans le cas de la biotite et de la chlorite, calcite et dolomite présentent des densités variables (2,7 - 2,95), souvent inférieures à celle du bromoforme (2,89). Ces minéraux sont donc sous-représentés dans les minéraux lourds, ce dont il faudra tenir compte dans l'interprétation. Le plus souvent, la préparation des minéraux lourds comprend une décalcification (ex: Gwyn et Dreimanis, 1979), afin d'éviter les problèmes de pollution d'une strate à l'autre par dissolution et recristallisation; mais le fait que nous travaillons dans des dépôts entièrement constitués durant la dernière glaciation ajouté au pouvoir de discrimination des carbonates dans notre région nous a convaincus de les maintenir lors de la préparation.

Plutôt que de relier chaque échantillon à la lithologie avoisinante, il nous a semblé plus efficace de les regrouper suivant une méthode de classification, afin de (1) vérifier si les dépôts des lobes de glace de Kluane et d'Aishihik ainsi que ceux des glaciers internes à la chaîne Ruby se caractérisent par des cortèges minéralogiques spécifiques, et (2) de préciser les cortèges. Dans le chapitre précédent nous avons vu que la pétrographie des deux lobes principaux et des glaciers locaux était

caractéristique, mais nous avons dû établir les groupes a priori étant donné l'absence de comptage statistique. A cette étape-ci, les regroupements vont s'opérer suivant une méthode statistique objective qui ne tient aucunement compte de la localisation des échantillons; et des pourcentages moyens peuvent être calculés. Ensuite, les relations échantillons - minéraux (ou groupes de minéraux) et le pouvoir discriminatoire de ces derniers seront mis en évidence par une analyse factorielle des correspondances.

3.2. Classification

Nous avons utilisé le même type de classification pour les minéraux lourds que pour la granulométrie: une méthode centroïde basée sur le critère d'information mutuelle minimale. Le palier d'arrêt optimal (minimum de groupes, maximum d'information conservée) et le contenu des groupes constitués s'obtiennent à l'aide de deux graphiques (fig.7.3 et 7.4).

3.2.1. La courbe d'information mutuelle (fig.7.3)

La courbe d'information mutuelle, qui correspond à la perte d'information résultant des regroupements successifs, exprimée en pourcentage de la perte d'information du dernier palier, montre une rupture de pente entre les 79e et 80e paliers. En arrêtant les regroupements à ce niveau, les 84 échantillons se rassemblent en cinq groupes avec une perte d'information de 11% seulement.

3.2.2. Le dendrogramme des regroupements (fig.7.4)

Le dendrogramme visualise la hiérarchie des regroupements, et sert à retrouver de quels échantillons sont formés les groupes retenus. Nous avons choisi une représentation semi-logarithmique afin de mieux distinguer les premiers regroupements les uns des autres.

3.2.3. Description des groupes

La figure 7.4 montre que les cinq groupes retenus diffèrent par le nombre

d'échantillons ainsi que par les niveaux auxquels s'opèrent les regroupements. Les comparaisons entre groupes se basent sur le profil minéralogique moyen de chaque groupe (tableau 7.3).

Le groupe I, constitué de huit échantillons, provient du regroupement de VH3 avec le sous-groupe IL3 IV5 SN2 VC6 WL5 WL9 TH5. VH3 montre en effet une dominance absolue des biotites (72,5%) sur les amphiboles (10%), tandis que les autres membres du groupe correspondent à des pourcentages équilibrés d'amphiboles et de biotites. Ce groupe s'est formé sur deux caractéristiques communes: l'abondance des biotites par rapport aux autres échantillons et la faible représentation des autres minéraux / groupes de minéraux (amphiboles + biotites constituent 85% des grains comptés dans ce groupe). Ainsi, les minéraux opaques, pyroxènes, grenats, titanites et disthènes sont nettement moins abondants que dans les autres groupes, et les carbonates absents. En revanche, les apatites y sont en moyenne plus nombreuses (3,2%).

Le groupe II, composé de 16 échantillons, diffère du premier par la baisse du pourcentage de biotites (26% contre 43%) et l'augmentation des opaques (14%) alors que le pourcentage d'amphiboles se maintient autour de 42%. Amphiboles et biotites ne constituent plus que 68% des grains comptés, ce qui implique l'augmentation de fréquence d'autres minéraux en plus des opaques, comme pyroxènes, épidotes, titanites, staurotides, grenats et disthènes. Il faut également noter la présence de carbonates dans six échantillons.

Le groupe III, avec 16 échantillons également, semble très homogène et se caractérise par le plus haut pourcentage d'amphiboles (60% en moyenne), alors que les biotites ne constituent plus que 16 % en moyenne des grains comptés. Ces deux catégories de minéraux totalisent en moyenne 76% des grains, montant intermédiaire entre ceux des groupes I et II. Les minéraux opaques, avec un pourcentage moyen de 9%, se placent également à un niveau entre les deux groupes précédents, de même

que les pyroxènes, titanites et disthènes. En revanche les épidotes et grenats sont plus abondants, et les apatites plus rares. Les carbonates sont absents. 9

Le groupe IV, totalisant 29 échantillons, constitue le groupe le plus important numériquement. Le pourcentage d'amphiboles est moyen (47%), mais les biotites totalisent moins de 10%, ce qui les place au 3e rang, après les minéraux opaques. Le total amphiboles + biotites est de 56% seulement, et demeure inférieur à 75% en ajoutant les opaques, ce qui implique un pourcentage important des autres minéraux. On constate en effet que les pyroxènes totalisent 5%, les épidotes 5,5% et les disthènes à 2%. Les titanites et les grenats, avec 2,3 et 4,5% respectivement, atteignent leur pourcentage moyen maximum, de même que les staurotides et les tourmalines. Enfin les carbonates sont présents dans 14 des 29 échantillons. Les chlorites sont peu nombreuses.

Le groupe V, avec 15 échantillons, rassemble les sédiments où le pourcentage de biotites est négligeable puisqu'il atteint 4,4% seulement en moyenne, soit au 5e rang derrière amphiboles, opaques, pyroxènes et épidotes. Les amphiboles sont un peu plus nombreuses (53%) qu'au groupe précédent, sans toutefois atteindre le pourcentage moyen du groupe III (60%). Amphiboles et biotites totalisent 57%, ce qui donne 68% avec les minéraux opaques. Ce faible pourcentage s'explique par l'abondance de pyroxènes, épidotes, carbonates et disthènes, qui atteignent ici leur fréquence moyenne maximale. En revanche, les pourcentages de grenats, de staurotides, de tourmalines et surtout d'apatites sont nettement inférieurs à ceux des groupes précédents.

On constate donc que: 1) les amphiboles dominent partout, ce qui s'explique par leur abondance et leur caractère ubiquiste; seul le groupe III présente un pourcentage nettement plus élevé que les autres groupes; 2) les biotites montrent une décroissance du groupe I (où elles sont co-dominantes avec les amphiboles) au groupe V (où elles

viennent en 5e position); 3) les apatites suivent le même patron décroissant du groupe I au groupe V; 4) les minéraux opaques présentent un pourcentage inférieur à 10% dans les groupes I et III, et supérieur à 10% dans les groupes II, IV et V, mais leur variation reste faible; 5) pyroxènes, épidotes (incluant les zoïsites), disthènes et carbonates montrent un pourcentage croissant lorsqu'on passe du groupe I au groupe V si l'on inverse les groupes II et III; 6) les tourmalines, zircons, chlorites et staurotides présentent des pourcentages faibles, et sans tendances nettes puisque les variations à l'intérieur des groupes équivalent aux variations entre les groupes; 7) les titanites et les grenats sont peu abondants dans le groupe I, moyennement fréquents dans les groupes II, III, V et abondants dans le groupe IV.

Sachant que biotites et apatites se rencontrent en abondance dans le substrat géologique de la chaîne Ruby, tandis que pyroxènes, épidotes, disthènes et carbonates proviennent essentiellement de la chaîne des St Elias, la décroissance des biotites - apatites conjuguée à l'augmentation des pyroxènes, épidotes, disthènes et carbonates lorsqu'on passe du groupe I au groupe V suggèrent une source essentiellement locale pour le groupe I, et essentiellement régionale pour le groupe V. De plus, augmentation et diminution de ces minéraux ne sont pas régulières mais présentent un 'seuil' entre les groupes II, III et le groupe IV. Cette discontinuité, ajoutée au fait que lors de la classification les groupes I, II et III se rassemblent en opposition aux groupes IV, V (fig.7.4) suggèrent que les trois premiers groupes correspondent à des sédiments de glaciers locaux, tandis que les deux autres proviendraient de dépôts dus à la glace des St Elias.

3.2.4. Diversité des groupes

En fonction des résultats de la pétrographie, on pourrait s'attendre à ce que les dépôts dus aux lobes de glace principaux présentent une diversité minéralogique importante, vu le nombre de formations géologiques différentes où l'érosion a pu

s'opérer, tandis que les sédiments transportés par des glaciers locaux devraient refléter un ou deux substrats lithologiques seulement. Nous avons testé cette hypothèse en calculant l'indice de diversité de Shannon (H) pour chacun des groupes de la classification (formule en annexe 9). Cet indice, mis au point pour estimer la diversité de communautés végétales (Odum, 1976), tend à mettre en évidence la diversité des espèces rares, ce qui est parfait dans notre cas puisque 12 minéraux (ou groupes de minéraux) sur 15 présentent des fréquences inférieures à 10%, avec dans la majorité des cas des fréquences inférieures à 5%. L'indice de Shannon (H) varie de 0 dans le cas de la dominance absolue d'un type de minéral (100%) à $-\ln n_i/N$ (où n_i/N est la fréquence d'occurrence en pourcents des différents minéraux) dans le cas d'une diversité maximale (toutes les espèces ont la même fréquence d'occurrence). Pour ramener l'indice de Shannon (H) à l'intervalle $\{0,1\}$ (0 = diversité nulle et 1 = diversité maximale), il suffit de le diviser par $\ln n_i/N$; on obtient alors la diversité relative (D).

On constate (tableau 7.4) que la diversité est la plus faible pour le groupe I ($H=1,31$), et la plus forte pour le groupe IV ($H=1,83$); la diversité du groupe III ($H=1,52$) se rapproche de celle du groupe I, tandis que celle des groupes II et V ($H=1,71$ et $1,73$ respectivement) se compare à celle du groupe IV. Les diversités relatives montrent les mêmes tendances. Vu le poids des amphiboles dans le calcul de l'indice, alors que celles-ci sont ubiquistes, nous avons recalculé les indices H et D pour chacun des groupes en éliminant les amphiboles (tableau 7.4). On constate alors une augmentation des deux indices du groupe I au groupe V, ainsi qu'une plus large variation de ces indices (du groupe I au groupe V indice de Shannon et diversité relative passent du simple au double). Sans les amphiboles, le groupe I montre une diversité (H) très faible, juste supérieure à 1; les groupes II et III une diversité intermédiaire, de l'ordre de 1,8; tandis que les groupes IV et V témoignent d'une forte diversité, avec des valeurs de l'indice de Shannon (H) supérieures à 2, et surtout

une diversité relative (D) supérieure à 0,8.

Le calcul des indices de Shannon et de diversité relative appuient donc l'aspect local du groupe I par opposition à l'aspect régional du groupe V; et lorsqu'on enlève le poids majeur des amphiboles, l'augmentation de diversité s'établit en trois paliers: groupe I, groupes II III, et groupes IV V, ce qui suggère d'une part l'aspect régional du groupe IV par affinité au groupe V et d'autre part l'aspect local net du groupe I. En ce qui concerne les groupes II et III, la valeur intermédiaire de leur diversité proviendrait soit d'une dominance locale avec faible apport régional, soit d'un substrat local plus riche, comme par exemple des roches métamorphiques, soit encore la combinaison de plusieurs sources locales (roches métamorphiques et ignées). Ce sont des hypothèses que nous allons étudier dans les paragraphes qui suivent.

3.2.4. Interprétation des groupes

Groupe I: Les huit échantillons qui constituent ce groupe sont tous situés au coeur de la chaîne Ruby (fig.7.5). Six d'entre eux proviennent du secteur compris entre les lacs de Gladstone Creek et l'amont d'Albert Creek, c'est-à-dire dans la formation géologique "Alaskite de la chaîne Nisling" (Muller, 1967), qui équivaut au "granite Coffee Creek" (Tempelman-Kluit, 1974). Ce leuco-granite contient de la biotite, et localement de la hornblende. Seule la fluorite est mentionnée comme minéral accessoire, mais nous ne l'avons pas retrouvée dans les sédiments, probablement à cause de sa très faible résistance.

L'échantillon YH3, prélevé dans un cordon morainique latéral, montre la dominance absolue de la biotite (72,5%) sur les amphiboles (10%), le faible pourcentage d'opacques (9%) et la minime présence des autres minéraux (8,5%), où domine le zircon (2%). Ce profil minéralogique cadre donc assez bien avec la description de la roche-mère. Il n'est donc pas étonnant de constater que cet échantillon peu diversifié se place au 2e rang dans la série croissante des indices de

diversité ($H=1,048$) (tableau 7.5).

Les échantillons IL3 IV5 SN2 WL5 et WL9 se situent au contact de l'Alaskite de la chaîne Nisling et du batholithe granitique de la chaîne Ruby (granodiorite à biotite et hornblende), où apatites, titanites et zircons constituent les principaux minéraux accessoires. L'influence combinée de ces deux formations granitiques donne, au niveau des minéraux lourds, une co-dominance ($\approx 40\%$) amphiboles - biotites (avec hornblendes issues du batholithe de la chaîne Ruby), une très faible proportion de minéraux opaques ($< 5\%$), la présence un peu plus élevée d'épidotes et de grenats, et la relative abondance d'apatites. La diversité demeure néanmoins faible, puisque l'indice de Shannon (H) reste compris entre 1,05 et 1,37 (tableau 7.6).

Les échantillons VC6 et TH5, prélevés dans des cordons morainiques, se situent dans le batholithe de la chaîne Ruby, non loin des schistes métamorphiques à hornblendes et biotites (unités 1 et 2 de Muller, 1967; ρ Psqr de Tempelman-Kluit, 1974). Si le batholithe est la source principale, des biotites provenant des schistes ont pu enrichir les sédiments, donnant des profils semblables à la combinaison Alaskite - granite des autres échantillons du groupe. Le fait que les biotites aient influencé notablement le cortège minéralogique peut s'expliquer par le fait que celles-ci sont plus facilement transportées que les autres minéraux vu leur forme en plaquettes lorsque l'eau intervient comme agent de transport. Ceci indiquerait que ces cordons morainiques sont constitués principalement de débris supra-glaciaires, avec une eau de fonte abondante.

Groupe II: Les 16 échantillons qui constituent ce groupe sont dispersés dans l'ensemble de la région étudiée (fig.7.6), tant à l'intérieur de la chaîne Ruby que dans la vallée de Cultus Creek, le long de la route d'Aishihik, dans le delta d'Albert Creek et même dans la vallée de Mackintosh Creek. La comparaison avec les cartes géologiques montre cependant que 12 d'entre eux (AC9 CC1 C06 C10 VC4 VC5 BL2

DA6 CA7 AR0 AR9 HB1) sont situés dans les schistes, avec affleurements dispersés d'amphibolite. Il s'agit des unités 1 et 2 de Muller (1967), ρ Psbq et ρ Psqr de Tempelman-Kluit (1974). Ces roches contiennent essentiellement des biotites et/ou hornblendes, avec grenats, apatites, zircons, quelques tourmalines et staurotides comme minéraux accessoires principaux, et de nombreux opaques (graphite, magnétite). Ces schistes sont donc manifestement plus riches en minéraux lourds que les roches plutoniques, ce qui se traduit par une plus grande diversité au niveau des cortèges observés. Les amphiboles deviennent dominantes par rapport aux biotites (42% - 26%), la proportion d'opaques (14%) augmente nettement en comparaison du groupe I (5%), et les autres minéraux (ou groupes de minéraux) montent à 18% contre 9% au groupe I. Il faut cependant noter que les échantillons AC9 CC1 ainsi que AR0 AR9 CA7 sont localisés dans les vallées de Cultus et Aishihik respectivement, c'est-à-dire sur le passage des grands lobes de Kluane et Aishihik; tandis que les échantillons C06 et C10 font partie de l'imposante moraine terminale de Gladstone Creek, considérée en fonction de la pétrographie en lames minces comme l'extension maximale vers l'Est du lobe de Kluane à l'intérieur de la chaîne Ruby. Or, cinq échantillons sur sept révèlent la présence de carbonates, ainsi que des proportions non négligeables de pyroxènes et de disthènes. La diversité de ce groupe peut donc partiellement s'expliquer par des apports extérieurs, en provenance des St Elias. L'influence locale, traduite par des proportions importantes de biotites, apatites et grenats, domine cependant le cortège, d'où l'appartenance de ces échantillons au groupe II.

Les quatre échantillons restants, VH1 VH4 VH5 et RC1, sont localisés entre les vallées de Gladstone et Talbot Creeks, c'est-à-dire à la limite du batholithe de la chaîne Ruby pour VH1 et RC1, dans l'Alaskite de la chaîne Nisling et le granite Coffee Creek pour VH4 et VH5. Tous quatre diffèrent des échantillons du groupe I (localisés dans ces mêmes formations géologiques) par une abondance d'opaques.

L'échantillon VH1, de loin le plus riche en opaques (28,3%), a été prélevé dans la principale moraine de Talbot Creek, juste au sud d'un affleurement de granodiorite à nombreux dykes (unité 6a de Muller), où les opaques sont abondants, de même que les hornblendes et les biotites. L'influence combinée de cette formation, du batholithe de la chaîne Ruby et des schistes métamorphiques (unité 1 de Muller) tout proches a pu donner ce cortège minéralogique particulier. En ce qui concerne RC1 VH4 et VH5, la faible proportion de biotites (qui fait augmenter relativement les amphiboles et les opaques) pourrait s'expliquer par une variation locale dans la composition de l'alaskite, d'autant plus qu'au niveau de la pétrographie nous n'avons décelé que des granodiorites, tant pour VH3 (groupe I) que pour RC1 et VH4. Une étude plus détaillée, basée sur un échantillonnage exhaustif dans ce secteur, permettrait probablement d'expliquer ces variations. Il est en effet possible que ce soit l'échantillon VH3 qui soit "exceptionnel" (variation locale) tandis que RC1 VH4 et VH5 représenteraient mieux le cortège typique de l'Alaskite de la chaîne Nisling.

Dans le groupe III, 13 des 16 échantillons sont remarquablement concentrés à l'intérieur de la chaîne Ruby (fig.7.7), dans le secteur amont de la vallée Gladstone et sa prolongation à l'Est, Isaac Creek, ainsi qu'au sud de cet axe, dans les vallées "Mars" et "Ruby". Au point de vue géologique, ces dépôts sont situés dans le batholithe de la chaîne Ruby, ou à sa limite avec le granite Coffee Creek. Le granodiorite de la chaîne Ruby se caractérise par la présence de biotites et hornblendes, avec apatites, titanites et zircons comme minéraux accessoires. Or, le cortège minéralogique des échantillons de ce groupe montre des proportions d'amphiboles élevées à très élevées (54 à 74%), des taux de biotites faibles à moyens (9 à 27%), de faibles pourcentages d'opaques (5 à 15%), et des fréquences moyennes d'apatites, zircons et titanites. Le caractère local de ce cortège est accentué par l'absence totale de carbonates, ainsi que les très faibles taux de pyroxènes et

disthènes.

Le fait que les échantillons situés dans la vallée Isaac, donc dans la formation géologique du granite Coffee Creek, correspondent si bien au cortège du batholithe de la chaîne Ruby s'explique facilement par la présence de cirques et vallées affluentes, sources principales des sédiments, situés dans le batholithe. Le même phénomène intervient pour GC1, localisé juste à l'aval d'une vallée affluente provenant du batholithe.

Il faut noter également l'appartenance à ce groupe des échantillons MC3 et MC5, situés dans un cordon morainique à la confluence des vallées "Mars" et Gladstone, car elle indique que la langue de glace qui occupait la vallée "Mars" provenait de l'amont de la vallée, et ne constituait pas un débordement à partir de la vallée Gladstone, interprétation proposée par Muller (in Johnson, 1983, fig.3.6).

On constate également que l'échantillon RV1, qui pétrographiquement montre une transfluence à partir de la vallée Twelfth of July (cfr.pétrographie), tire l'essentiel de ses sédiments des derniers km, à l'aval de la transfluence.

L'échantillon IT5, bien que situé dans la vallée West Aishihik, montre un cortège minéralogique typique du batholithe de la chaîne Ruby; l'influence d'un affleurement de granite juste à côté serait donc prédominante. Cependant le fait qu'il y ait plus de pyroxènes, épidotes et disthènes que la moyenne du groupe traduirait une touche régionale, ce qui est parfaitement normal vu la localisation de cet échantillon dans une vallée principale d'écoulement du lobe d'Aishihik. Le cortège essentiellement local s'expliquerait par le type de dépôt où fut prélevé l'échantillon; il s'agit en effet d'une topographie de glace morte, où durant la fonte le versant a pu fournir l'essentiel du matériel.

L'échantillon MK1, qui provient d'un cordon morainique dans la vallée de Mackintosh Creek, est situé dans la formation géologique Trgdm (Tempelman-Kluit, 1974), appelée granodiorite à hornblende. Celle-ci y est donc très abondante, et la

biotite est commune. Au niveau des minéraux accessoires, on y trouve surtout des titanites mais également des apatites. Le cortège minéralogique s'apparente donc à celui du granite du batholithe de la chaîne Ruby, d'où l'appartenance de cet échantillon au groupe III. Zircons et grenats y sont cependant supérieurs à la moyenne, traduisant probablement l'influence des roches volcaniques avoisinantes. La présence de tourmaline, alors qu'elle est quasi absente des autres échantillons du groupe, suggère une origine dans la formation géologique Trgdm.

En ce qui concerne l'échantillon SL1, son appartenance au groupe III semble surprenante, car il est localisé dans une zone de schistes métamorphiques. Il présente de plus des caractères régionaux évidents comme la présence de carbonates ainsi que l'abondance de pyroxènes, disthènes et épidotes par rapport à la moyenne du groupe. SL1 présente la diversité des groupes régionaux, mais avec surabondance de biotites. Ce phénomène pourrait s'expliquer par le fait que cet échantillon provient de rythmites lacustres et non de sédiments glaciaires, où la flottabilité est un caractère essentiel au transport à longue distance. La biotite se trouve alors avantagée (forme en paillettes) par rapport aux autres minéraux lourds. Elle proviendrait des affleurements de schistes métamorphiques, riches en biotites, proches du site.

Groupe IV: 25 des 29 échantillons constituant ce groupe sont situés dans le secteur Est de la région étudiée, s'étirant de la moitié sud du lac Aishihik à la limite Nord de la glaciation McConnell (fig.7.8). Les quatre autres échantillons se retrouvent en bordure de la vallée Cultus, à l'embouchure et à l'amont de la vallée Gladstone (fig.7.8).

Dans ce groupe, les biotites deviennent moins abondantes que les minéraux opaques; la présence de carbonates se généralise (14 échantillons en possèdent), mais ils restent rares; et enfin les épidotes, pyroxènes et disthènes deviennent relativement abondants. Tous ces éléments indiquent l'importance de la contribution régionale

dans l'édification des dépôts de ce groupe. Cependant, le pourcentage d'apatites reste élevé, et titanites comme grenats présentent leur fréquence moyenne maximale.

La diminution des biotites peut s'expliquer par leur faible résistance à l'écrasement; le transport glaciaire est donc susceptible de les réduire rapidement à l'état de silt ou même d'argile. La proportion d'opacques augmente avec l'apport de débris sédimentaires, où ils sont abondants. Carbonates, épidotes et pyroxènes sont décrits dans la chaîne des St Elias, où ils apparaissent dans plusieurs formations. La présence de disthène est compatible avec le métamorphisme qui a affecté ces formations. La relative abondance d'apatites, élément essentiellement lié à la chaîne Ruby, indique néanmoins que le cortège régional s'est enrichi en cours de transport de débris locaux qui ont été incorporés à la masse des sédiments. Quant aux titanites et grenats, leur abondance provient respectivement du granodiorite à hornblende (Trgdm) et des schistes métamorphiques (ρ Psbq), où ils constituent respectivement le minéral le plus commun.

L'échantillon FJ3, situé dans la vallée Fourth of July, se distingue des autres échantillons par la faible quantité de titanites et grenats présents, tandis que les pyroxènes y sont légèrement plus abondants. Le cortège minéralogique de FJ3 correspond à des apports régionaux combinés à des minéraux locaux provenant du contact des deux unités de schistes métamorphiques tels que cartographiés par Muller (1967). Ce contact se caractérise en effet par des affleurements de roches basiques, amphibolites et gabbros (cfr géologie, 4.1). Titanites et grenats y sont rares, mais les pyroxènes communs. L'appartenance au groupe IV s'est opérée essentiellement sur les proportions relatives d'amphiboles, biotites et minéraux opaques.

L'échantillon EG2, situé le long du lac Kluane à l'embouchure de la vallée Gladstone présente un cortège minéralogique très influencé par les apports de la chaîne des St Elias, puisque les proportions de pyroxènes, d'épidotes, de disthènes et de carbonates y sont nettement supérieures à la moyenne du groupe (8% 11% 5% et

2,6% respectivement). De plus, les taux de titanites et grenats y sont très faibles (0,5 et 2% respectivement). Toutes ces caractéristiques rapprochent l'échantillon EG2 du groupe V (cfr. tableau 7.3), et son appartenance au groupe IV semble résulter uniquement d'une abondance relative de biotites (12% pour EG2, 4,4% en moyenne pour le groupe V). Celles-ci seraient dues à un apport plus local, en provenance des schistes métamorphiques tout proches (unité 1, Muller 1967).

Les échantillons C12 et RL8, localisés dans la vallée Gladstone, présentent également des taux élevés de biotite par rapport à la moyenne du groupe (surtout RL8) dus à un apport local. Pyroxènes, disthènes et carbonates sont présents dans les deux échantillons, mais plus nombreux dans l'échantillon C12; apatites, staurotides, zircons et grenats, éléments locaux, y sont en revanche plus rares. Si on compare ces deux échantillons à EG2, on constate que l'influence des apports externes diminue au fur et à mesure qu'on remonte la vallée Gladstone, ne subsistant plus en fait qu'à l'état de "traces" pour l'échantillon RL8. Ceci s'explique facilement dans le contexte glaciaire tel que proposé au chapitre IV: la glace du lobe de Kluane aurait débordé vers l'Est dans la vallée Gladstone, mais aurait pénétré au maximum jusqu'au site de l'échantillon C12, gros cordon morainique frontal. Des éléments emportés par les eaux de fonte auraient néanmoins pu sédimenter plus à l'amont de l'actuelle vallée, jusqu'au kame deltaïque où fut prélevé l'échantillon RL8. Dans ce site, la pétrographie en lames minces des graviers ne révèle que des débris locaux, mais l'analyse des minéraux lourds effectuée sur une fraction nettement plus fine, montre une influence externe. Ceci correspondrait au fait que les particules fines sont transportées plus loin que les grossières.

Groupe V: 11 des 15 échantillons constituant ce groupe se situent dans la vallée Jarvis - Cultus et le long du lac Kluane; trois autres sont localisés entre la vallée West Aishihik et le sud du lac Aishihik; et un seul se trouve à mi-hauteur entre les lacs

Sekulmun et Aishihik (fig.7.9). C'est dans ce groupe que les apports externes, en provenance de la chaîne des St Elias, sont le mieux représentés; pyroxènes, épidotes et carbonates y présentent en effet une fréquence moyenne maximale, totalisant 25% du cortège, tandis que biotites et apatites y sont en moyenne les moins bien représentées. Les taux de zircons, titanites et grenats sont faibles par rapport au groupe précédent.

A part HA4 et IT0, les échantillons de ce groupe sont localisés dans les grands axes d'écoulement des lobes de glace de Kluane et d'Aishihik; ils sont cependant situés uniquement à l'amont dans le cas du lobe d'Aishihik mais tout le long du lobe de Kluane. Cette différence tient à la combinaison de deux facteurs: la proximité de la chaîne des St Elias pour le lobe de Kluane (de l'autre côté du lac actuel) et l'étroitesse de la vallée Aishihik à la limite Sud de la région étudiée. La composante locale se fera donc sentir beaucoup plus rapidement dans le lobe d'Aishihik que dans celui de Kluane. Théoriquement, ce sont les échantillons de la vallée Cultus - Jarvis et ceux prélevés le long du lac de Kluane qui devraient présenter la plus haute proportion de minéraux (ou groupes de minéraux) extérieurs. On constate en effet que les fréquences cumulées de pyroxènes, épidotes (y compris zoïsites), carbonates et disthènes atteignent 36% pour les échantillons DG1 et KC1, 29% pour CC2 et TH2, et 28% pour KG1; alors qu'elles ne sont que de 24 et 18% pour les échantillons IT4 et AR8 respectivement. Cette distinction est plus nette si on considère les carbonates uniquement, puisque leur fréquence relative dépasse 4% pour les échantillons DG1 CC2 TH2 et KC1, mais est inférieure à 1% pour AR8 et IT4. Comme pour le groupe IV, la faible proportion de biotites serait due à sa fragilité à l'écrasement. Les hornblendes en revanche résistent mieux, et sont bien représentées dans la plupart de ces formations.

En ce qui concerne les échantillons IT0 et HA4, situés à une altitude élevée et en dehors des axes d'écoulement principaux, leur cortège minéralogique traduit une

moins grande abondance d'éléments extérieurs à la chaîne Ruby; ce sont en effet les seuls échantillons où les carbonates sont absents, et les taux de pyroxènes et d'épidotes sont inférieurs à la moyenne. L'appartenance de ces deux échantillons au groupe V tient manifestement à leur taux extrêmement faible de biotites, inférieur même à la moyenne du groupe. Dans le cas de IT0, cette quasi absence de biotite serait due à la localisation du dépôt juste à l'aval d'un col de transfluence sur substrat granitique; la langue de glace qui s'écoulait dans la vallée West Aishihik possédait peu de biotites, au moins sur son flanc droit (cfr. cortège minéralogiques de IT4), et lors de la transfluence le matériel érodé de nature granitique était relativement pauvre en biotites. Le cas de l'échantillon HA4 est en revanche plus difficile à expliquer, vu la localisation dans des schistes métamorphiques, et le contexte morphologique de culots de glace morte. L'hypothèse de biotites plus légères que le bromoforme est peu plausible vu leur présence dans les autres échantillons situés sur la même formation géologique; et leur absence ne peut se concevoir que dans un contexte de glace régionale ayant recouvert la majeure partie du plateau qui sépare les lacs Sekulmun et Aishihik. Vu la localisation perchée, lors de la fonte des culots de glace morte peu de matériel local se serait ajouté aux sédiments intra- et supraglaciaires amenés par le glacier.

3.2.5 Conclusion

La classification automatique des 84 échantillons en cinq groupes permet de distinguer:

- (1) des dépôts où amphiboles et biotites se partagent la dominance (groupe I); les opaques ainsi que les minéraux (ou groupes de minéraux) accessoires y sont rares, sauf les apatites. La diversité y est donc faible, comme le montrent l'indice de Shannon ($H1=1,31$) et la diversité relative ($D1=0,5$). Ce cortège correspond au mélange des minéraux lourds de deux formations granitiques, le

batholithe de la chaîne Ruby et le "Coffee Creek granite". Les dépôts de ce groupe sont concentrés dans le nord de la chaîne Ruby et proviennent de glaciers locaux.

- (2) des dépôts où l'importance des biotites diminue (groupe II), tandis que les opaques augmentent. Les échantillons sont dispersés dans la région étudiée, mais sont localisés essentiellement sur substrat de schistes métamorphiques riches en minéraux lourds. La diversité du groupe II est donc supérieure à celle du groupe I ($H_2=1,71$; $D_2=0,63$), mais les éléments locaux dominent nettement les régionaux. Les sédiments de ce groupe proviennent soit de glaciers locaux, soit de la bordure de glaciers régionaux, de façon à ce que l'influence locale soit prédominante dans le cortège minéralogique.
- (3) des dépôts très nettement dominés par les amphiboles (groupe III), avec peu d'opaques, un taux moyen de biotites, et de nombreux minéraux accessoires internes à la chaîne Ruby, plus spécialement ceux du batholithe granitique. La diversité y est relativement faible ($H_3=1,52$; $D_3=0,58$) en raison de la forte dominance de quelques types minéralogiques. Les échantillons de ce groupe sont remarquablement concentrés à l'intérieur de la chaîne Ruby, là où affleure le batholithe; et les dépôts correspondent à des glaciers locaux.
- (4) des dépôts concentrés dans la moitié nord de la vallée d'Aishihik (groupe IV), où le taux de biotites passe sous celui des opaques, et où les minéraux (et groupes de minéraux régionaux) deviennent abondants, de même que les titanites et grenats. L'influence quasi égale d'éléments locaux et régionaux explique la forte diversité de ce groupe ($H_4=1,83$; $D_4=0,68$). Les sédiments se rattachent au lobe glaciaire d'Aishihik, mais en cours de transport le glacier s'est enrichi d'éléments locaux provenant des schistes métamorphiques, granodiorites et roches volcaniques qui affleurent dans ce secteur. Les quatre échantillons qui proviennent du lobe glaciaire de Kluane ont été rattachés à ce

groupe essentiellement en raison de leur taux de biotites supérieur à celui des autres sédiments de ce lobe. Cette relative abondance traduirait une influence locale due à une position périphérique par rapport à la langue de glace.

- (5) des dépôts où les biotites sont rares (Groupe V), de même que les éléments locaux, tandis que les minéraux (et groupes de minéraux) régionaux dominent le cortège. En raison de sa nature essentiellement externe à la chaîne Ruby, la diversité de ce groupe est légèrement inférieure à celle du groupe précédent ($H5=1,73$; $D5=0,64$). Ces sédiments sont rattachés au lobe de Kluane, où l'influence de la chaîne des St Elias est maximale en raison de sa proximité. Cependant, trois échantillons proviennent de la partie sud du lobe d'Aishihik, où l'influence locale est encore minimale.

En résumé, le cortège minéralogique divisé en éléments essentiellement locaux et régionaux ainsi que les indices de diversité permettent de reconnaître deux groupes purement locaux (I et III), un groupe à touche régionale (II), le lobe d'Aishihik (IV) et enfin le lobe de Kluane (V).

L'analyse factorielle des correspondances va nous permettre à présent de discriminer l'importance des différents minéraux (et groupes de minéraux) en tant que traceurs locaux ou régionaux.

3.3 Analyse factorielle de correspondances (AFC)

3.3.1. Introduction

Une première analyse factorielle, effectuée avec les 15 types de minéraux (et groupes de minéraux) s'est révélée inefficace vu le poids des amphiboles dans tous les échantillons. Dès lors, dans cette analyse, les amphiboles avaient une note factorielle proche de zéro pour les cinq facteurs considérés, et intervenaient donc très peu dans

l'interprétation de ces facteurs. En vertu du principe barycentrique (cfr granulométrie) la plupart des échantillons se retrouvaient agglutinés à proximité du type 'amphiboles' (AMP), ce qui minimisait les différenciations possibles entre échantillons.

Nous avons donc procédé à une deuxième analyse factorielle sur les 84 échantillons, mais en excluant les amphiboles. Ceci a conservé la structure des facteurs, mais a permis l'éclatement des échantillons vers les minéraux discriminants.

3.3.2. Résultats

Les trois facteurs retenus ont une inertie de 46% pour le premier, 18% pour le second et 10% pour le troisième, soit ensemble 74% de l'inertie totale. Ceci veut dire que ces trois facteurs rendent compte à près de 75% (3/4) de la variation des cortèges minéralogiques de l'ensemble des échantillons. Ce taux élevé d'explication mérite que l'on tente d'interpréter ces facteurs.

Valeurs propres et trace: Ainsi qu'expliqué au chapitre de granulométrie, les valeurs propres de l'AFC sont toujours comprises entre 0 et 1, avec des valeurs proches de 1 indiquant une dichotomie et des valeurs proches de zéro ($< 10^{-3}$) peu interprétables. Pour cette analyse, les valeurs propres sont de 0,25 0,10 et 0,05 pour les facteurs I à III respectivement. Ces valeurs moyennes devraient correspondre à des facteurs bien définis, donc interprétables. La somme des valeurs propres sur l'ensemble des facteurs donne la trace (ou inertie) du nuage de points formé par les échantillons et les types minéralogiques, et l'inertie de chaque facteur correspond au rapport valeur propre / trace. Ici, la trace est de 0,5366, ce qui est nettement inférieur à la trace obtenue pour la granulométrie, mais reste néanmoins très au-dessus de la norme minimale suggérée par Benzécri (1982).

Contributions absolues et relatives: les contributions absolues expriment la part prise par les types minéralogiques (ou échantillons) dans l'inertie dont chaque facteur

rend compte; le terme "absolues" indique que la masse des types minéralogiques (ou échantillons) intervient dans le calcul. Les contributions relatives quant à elles expriment la part prise par les facteurs dans la reconstitution de la dispersion des types minéralogiques (ou des échantillons). En d'autres termes, les contributions absolues mesurent le poids de chaque type minéralogique (ou échantillon) dans les facteurs tandis que les contributions relatives mesurent le poids des facteurs pour chaque type minéralogique (ou échantillon). Le tableau 7.7 donne les contributions absolues et relatives, exprimées en pourcentages afin de faciliter les comparaisons.

- (1) Contributions absolues: Ainsi qu'expliqué par Benzécri (1982), des contributions absolues supérieures à 25% sur un facteur sont suspectes car elles indiquent généralement que ce facteur n'existe qu'à cause de (ou des) élément(s) présentant ces fortes contributions. Or, on constate que la biotite a une contribution absolue de 60% sur le facteur I, la chlorite une contribution absolue de 82,6% sur le facteur III, les carbonates une contribution absolue de 27% sur le facteur IV, et enfin l'apatite une contribution absolue de 34,6% sur le facteur V. Quatre des cinq facteurs donnés par l'analyse factorielle seraient donc orientés vers un seul type minéralogique. Nous avons vu lors de l'interprétation des groupes issus de la classification l'importance primordiale de la biotite et des carbonates, il serait donc aberrant de les supprimer, mais il convient de tenir compte de ces fortes contributions absolues lorsque nous interpréterons les facteurs. Quant aux échantillons, on constate que les contributions absolues sont faibles, ce qui s'explique par le grand nombre d'éléments intervenant dans la somme (84). Seul l'échantillon RC1 présente une contribution absolue de 41,3% sur le facteur III, à mettre en relation avec le 82,6% de la chlorite sur ce facteur; RC1 est en effet le seul échantillon à posséder une proportion importante de chlorite. Nous avons fait un essai d'AFC en supprimant cet échantillon, mais sans résultat positif: l'inertie du

facteur III a drastiquement baissé, et celle des autres facteurs est restée stable. C'est pourquoi nous avons préféré garder l'analyse avec tous les échantillons.

Si on considère comme forte une contribution absolue au moins deux fois supérieure à la moyenne (soit 2,5%), le facteur I fait intervenir 9 échantillons, dont la somme des contributions dépasse 41%. Il s'agit de VH3 (8,5%), WL9 (6,8%), VC6 (6%), SN2 (5,1%), TH5 (3,8%), WL5 (3,3%), TH2 (2,7%), KG1 (2,7%) et IL3 (2,7%). La relation avec le groupe I de la classification est frappante, puisqu'à part IV5 (dont la contribution absolue est néanmoins de 2,4%), tous les membres du groupe I sont repris, et seuls deux échantillons mentionnés (TH2 et KG1) font partie du groupe V et non du groupe I. Or, le groupe I se caractérise par le taux le plus élevé de biotites (43% en moyenne), et le facteur I met en évidence l'importance de ce minéral qui contribue pour plus de 60%. Biotite et groupe I se placent à l'extrémité négative de l'axe factoriel 1, comme le montre la figure 7.10. Les échantillons KG1 et TH4 présentent au contraire des proportions de biotites quasi nulles (1,2 et 0,3% respectivement), et correspondent à l'extrémité positive de l'axe factoriel 1. Sachant que les échantillons du groupe I correspondent à des dépôts de glaciers locaux tandis que KG1 et TH4 se localisent dans les vallées de Kluane et de Jarvis, le facteur I peut s'interpréter comme une opposition, via la biotite, entre sédiments locaux et régionaux.

Si on applique le même principe de contributions absolues fortes au facteur II, on constate que 13 échantillons, totalisant 62%, entrent en considération. Il s'agit de DG1 (11,7%), CC2 (7,3%), KC1 (5,6%), KC3 (5,1%), TH2 (4,8%), RC1 (4,1%), DA9 (4,1%), FJ6 (3,8%), MK6 (3,8%), CC1 (3,2%), KG3 (2,8%), MK8 (2,8%) et EG2 (2,7%). Les cinq premiers échantillons, ainsi que FJ6 et KG3, appartiennent au groupe V, et se caractérisent par une abondance de carbonates; RC1 présente un taux de chlorites très élevé pour la région,

CC1 une abondance relative de chlorites et de carbonates, et EG2 de nombreux carbonates également. Ces dix échantillons se situent à l'extrémité positive de l'axe factoriel 2 (fig.7.10), de même que les types minéralogiques CAR (carbonates) et CHL (chlorites) auxquels ils sont liés. En revanche, DA9, MK6 et MK8 ne possèdent ni carbonates ni chlorites, mais des taux combinés élevés de titanites et grenats; et ils se localisent à l'extrémité négative de l'axe factoriel 2 (fig.7.10), tout comme les types minéralogiques TIT (titanites) et GRN (grenats) qui les caractérisent. Le facteur II oppose ainsi principalement carbonates et titanites/grenats, l'abondance des premiers caractérisant les échantillons du lobe de Kluane, les deux autres les échantillons du lobe d'Aishihik. La chlorite, dont la singularité apparaît ici, se retrouve surtout mise en évidence au facteur III. Si l'importance des carbonates et des grenats dans l'interprétation du facteur II est soulignée par leur contribution absolue élevée (18%), il faut noter que le rôle des titanites est sous-estimé (7,3%) vu leur faible poids dans les échantillons (1,4% en moyenne).

Le facteur III est axé sur la chlorite, ainsi que le montrent les contributions absolues du type CHL (82,6%) et de l'échantillon RC1 (41,3%). Les trois autres échantillons qui présentent les plus fortes contributions absolues sont ET4 (9,6%), I02 (4,8%) et IL3 (4,2%); et le taux de chlorite y varie de 3 à 5%, ce qui est supérieur à la moyenne (1%).

- (2) Contributions relatives: En ce qui concerne les types minéralogiques, on constate que sept d'entre eux sont rendus essentiellement par le facteur I (biotites, opaques, pyroxènes, épidotes, zoïsites, staurotides et disthènes), quatre par le facteur II (carbonates, zircons, titanites et grenats), les chlorites par le facteur III et enfin les tourmalines et apatites par le facteur V. Par les contributions relatives, on retrouve l'opposition carbonates versus titanites et

grenats au facteur II, l'orientation du facteur III vers les chlorites, et le lien étroit biotites - facteur I. Ce facteur I mérite cependant une explication plus détaillée: les pyroxènes, le groupe des épidotes et les disthènes y présentent des contributions relatives élevées, mais se placent à l'extrémité positive de l'axe factoriel, donc en opposition avec les biotites (fig.7.10). Or, nous avons vu en début de chapitre que ces minéraux (ou groupes de minéraux) ont une origine essentiellement régionale (St Elias), alors que les biotites sont plutôt internes à la chaîne Ruby. Ainsi que suggéré par les contributions absolues, le facteur I met donc en opposition sédiments locaux et régionaux. Le rôle des staurotides, des zircons et des tourmalines dans l'interprétation est négligeable vu leurs très faibles contributions absolues pour tous les facteurs. Il ne reste donc que les apatites dont le rôle n'est rendu par aucun des trois premiers facteurs. Ce minéral présente en effet un comportement variable à l'intérieur de la chaîne Ruby et du bassin d'Aishihik, même s'il constitue un élément essentiellement local, et sa variabilité à l'intérieur des quatre premiers groupes équivaut au moins sa variabilité entre ces groupes. Les opaques enfin sont rendus par les deux premiers facteurs, ce qui traduit un caractère ubiquiste. Ils sont en effet rares dans les roches plutoniques acides (groupes I et III), mais abondants dans les formations métamorphiques et sédimentaires, et ne peuvent donc servir de traceur local ou régional.

La description des contributions relatives des 84 échantillons serait une tâche fastidieuse et sans grande utilité vu la redondance présentée par un bon nombre d'entre eux; et nous nous limiterons donc aux points essentiels. 50 échantillons possèdent leur contribution relative maximale sur le facteur I. Parmi eux, on compte tous les membres du groupe I, avec des contributions supérieures à 90% sauf IL3 (69%), ce qui confirme à nouveau l'importance de la biotite pour ce facteur. On y trouve cependant plus de la moitié des

échantillons du groupe V, à savoir ceux qui présentent un fort pourcentage de pyroxènes, épidotes et disthènes, confirmant l'interprétation du facteur I comme l'opposition entre sédiments locaux et régionaux. Le facteur II, qui compte les contributions relatives maximales de 18 échantillons, oppose ceux dont le pourcentage de carbonates est élevé (notamment DG1, KG3, FJ6) à ceux qui présentent de nombreux grenats et titanites (série MK). Enfin le facteur III compte les contributions relatives de 8 échantillons, dont bien sûr RC1 avec son taux élevé de chlorites, et 7 échantillons localisés dans le batholithe granitique de la chaîne Ruby, où des feldspaths ont pu s'altérer en chlorites. On voit donc que les contributions relatives mettent en évidence les mêmes tendances que les contributions absolues, ce qui s'explique par le fait que tous les échantillons possèdent à peu près le même poids.

Cette analyse des contributions constitue une aide à l'interprétation des facteurs puisqu'elle permet de déceler des oppositions au sein des facteurs ainsi que les minéraux et échantillons qui déterminent leur interprétation.

3.3.3. Plans factoriels

Ceux-ci constituent la représentation graphique de facteurs pris deux à deux. Etant donné que le facteur III est "mono orienté" sur la chlorite, il nous a paru inutile de le considérer dans un plan; et nous nous concentrerons sur le plan primordial, celui des facteurs I,II, qui représente 64% de l'inertie totale. Les notes factorielles sont données en Annexe 10.

Comme le montre la figure 7.10, échantillons et types minéralogiques tendent à former un nuage triangulaire, avec un angle orienté vers l'extrémité négative de l'axe 1 et les deux autres angles vers 45° entre la direction positive de l'axe 1 et les directions positives et négatives de l'axe 2. On constate également que les groupes constitués selon la classification automatique, donc amphiboles incluses, se

juxtaposent parfaitement de gauche à droite, à part les groupes II et III qui se superposent. La représentation des groupes obtenus avec amphiboles dans le plan factoriel d'une analyse effectuée en excluant cette variable se conçoit aisément dans ce cas précis, car nous avons vu que l'exclusion des amphiboles de l'analyse n'a en rien changé la structure du nuage factoriel, mais a simplement permis l'éclatement des échantillons vers les autres types minéralogiques auxquels ils étaient apparentés.

Contrairement à l'analyse granulométrique, aucun effet Guttman n'est perceptible, ce qui est logique car les minéraux (et groupes de minéraux) ne possèdent pas de liens précis entre eux, et ne s'ordonnent donc pas en une suite logique.

En ce qui concerne les 14 types minéralogiques, la biotite (BIO) se retrouve très nettement séparée par sa valeur très négative sur le facteur I et quasi nulle sur le facteur II. Apatite (APA) et chlorite (CHL) présentent des valeurs faiblement négatives sur le facteur I, mais se distinguent sur le facteur II par une valeur nettement positive pour la chlorite et faiblement négative pour l'apatite. Zircon, staurotide, opaque, tourmaline, titanite et grenat forment un noyau lâche dans le quadrant inférieur droit du plan factoriel, présentant donc des valeurs faibles à moyennes sur l'axe 1 et négatives sur l'axe 2. Viennent ensuite le groupe des épidotes, les disthènes et pyroxènes, localisés dans le quadrant supérieur droit, avec des valeurs moyennement positives sur les facteurs I et II. Enfin les carbonates sont isolés dans le quadrant supérieur droit par des valeurs fortement positives sur les deux facteurs. Cette structure met en évidence plusieurs gradients et oppositions: 1) un axe biotite - chlorite - carbonates qui permet de passer de sédiments locaux internes à la chaîne Ruby à des dépôts dus au lobe de Kluane, en bordure ouest de la chaîne; 2) un axe biotite - apatite - titanite/grenat qui marque le passage de dépôts internes à la chaîne Ruby vers des sédiments caractéristiques du lobe d'Aishihik; 3) un axe titanite/grenat - épidote/disthène/pyroxène - carbonates qui oppose les dépôts

du lobe de Kluane aux sédiments du lobe d'Aishihik, ces derniers présentant de nombreux éléments locaux.

En vertu du principe barycentrique, chaque échantillon est entouré des types minéralogiques pour lesquels ses pourcentages sont les plus élevés, et chaque type minéralogique est entouré des échantillons qui en présentent des proportions élevées. Un minéral (ou groupe de minéraux) sera donc d'autant plus central sur les plans factoriels qu'il est ubiquiste, et un échantillon se placera d'autant plus au centre qu'il présentera une distribution minéralogique proche de la moyenne. C'est ce principe barycentrique qui explique une différence fondamentale entre l'AFC effectuée sur les fractions granulométriques et celle effectuée sur les minéraux lourds. Les échantillons granulométriques sont en effet excentrés (sauf les tills) et relativement proches d'une ou deux fractions granulométriques, alors que les échantillons de minéraux lourds sont très dispersés. En fait, les échantillons granulométriques sont centrés sur une fraction dominante (mode) qui représente toujours au moins 40% du poids total, alors que tous les échantillons de minéraux lourds présentent un plus fort pourcentage d'opagues et de biotites que des autres types minéralogiques. En d'autres termes, alors qu'un sédiment lacustre possède plus de 70% d'argile (mode), un dépôt typiquement régional ne présentera que 6% de carbonates et 8% de pyroxènes, mais au moins 10% d'opagues. Le poids non négligeable des minéraux opaques (et des biotites pour la moitié des échantillons) aura tendance à centrer les échantillons, et ainsi les écarter des types minéralogiques caractéristiques. Ainsi par exemple les échantillons présentant de hauts pourcentages de carbonates (tels DG1 CC2 KC3...) se localisent-ils plus vers le centre que le type minéralogique CAR; et RC1, avec sa forte fréquence de chlorites (12,5%) se situe à mi-hauteur entre les types minéralogiques BIO et CHL (fig.7.10).

Seuls les échantillons du groupe I, c'est-à-dire ceux dont le pourcentage de biotite approche ou dépasse 30%, se retrouvent excentrés dans le plan factoriel. Ceci est dû

au fait qu'aucun autre type minéralogique n'a le poids suffisant pour contrebalancer la biotite. Ils forment donc un groupe bien distinct, caractérisant les sédiments issus d'une roche-mère granitique peu diversifiée en minéraux lourds, à savoir les formations du granite Coffee Creek et de l'Alaskite de la chaîne Nisling.

Les groupes II et III se superposent en un bloc situé entre le groupe I et l'axe du facteur II; ou plus exactement le groupe III forme un ruban allongé sur l'axe du facteur I, coupant ainsi en deux le groupe II. On constate que le groupe II présente à la fois plus de biotites et davantage d'opagues, de pyroxènes et de disthènes que le groupe III (tableau 7.3). Or, si le type minéralogique BIO se situe vers l'extrémité négative du facteur I, les trois autres types se localisent du côté positif de ce facteur. En conséquence, toujours en accord avec le principe barycentrique, les deux groupes se retrouvent à occuper la même portion moyennement à faiblement négative du facteur I. Selon le facteur II en revanche, le groupe III présente des valeurs nulles ou faibles, alors que le groupe II occupe des valeurs moyennes positives et négatives. Cette différence reflète le caractère uniforme du groupe III mais varié du groupe II. En effet, les échantillons du groupe III présentent une fréquence relativement élevée de biotites, ce qui les place dans la portion négative du facteur I, mais pas de carbonates et peu d'autres minéraux accessoires tels grenats et titanites, ce qui les confine aux valeurs quasi nulles du facteur II. Les échantillons du groupe II, qui possèdent des carbonates (tels CC1 C10 C06) ou une abondance de chlorites (RC1) prennent une valeur positive sur le facteur II, tandis que les échantillons à taux relativement élevé de titanites ou grenats prennent une valeur négative sur ce facteur. Le patron de ces groupes traduit donc de manière visuelle l'interprétation que nous en avons donnée lors de la classification: le groupe III correspond à des sédiments provenant du batholithe granitique de la chaîne Ruby, moins diversifié en minéraux lourds que ceux issus des schistes métamorphiques, à savoir les échantillons du groupe II. La diversité de ce dernier groupe est accentuée par la présence de dépôts

des lobes glaciaires soit de Kluane soit d'Aishihik, mais où l'influence de la chaîne Ruby est prépondérante. Il faut remarquer que les groupes I à III, constitués d'échantillons à nature essentiellement locale, se retrouvent dans la moitié gauche du plan factoriel, alors que les groupes IV et V, dont nous avons vu le caractère régional, occupent la moitié droite de ce plan.

Le groupe IV forme un nuage ovoïde dans la partie centre-droite du plan factoriel, avec une majorité d'échantillons concentrée dans le quadrant inférieur et trois seulement dans le quadrant supérieur. C'est également dans cette portion du plan que se situent la moitié des types minéralogiques, à savoir le groupe des épidotes, les staurotides, zircons, opaques, tourmalines, titanites et grenats. La diversité des échantillons de ce groupe devrait donc être forte, et on constate en effet que huit des dix échantillons possédant l'indice de Shannon (H) le plus élevé appartiennent à ce groupe (tableau 7.5). Les échantillons EG2 IT2 et C12, situés dans le quadrant supérieur droit, indiquent par leur localisation des fréquences de carbonates supérieures à la moyenne, combinés à des taux faibles de titanites et grenats. Certains échantillons seulement du quadrant inférieur possèdent des carbonates, mais tous se distinguent par leurs hauts pourcentages de divers minéraux accessoires mentionnés ci-dessus. Le groupe IV, par sa forme et sa localisation dans le plan factoriel traduit des sédiments dont la diversité en minéraux lourds provient de la combinaison d'éléments locaux et régionaux. C'est surtout dans le lobe glaciaire allongé d'Aishihik qu'a pu s'effectuer ce mélange.

Le groupe V, localisé dans le quadrant supérieur droit du plan factoriel (à deux échantillons près), forme un nuage où se distinguent plusieurs orientations. L'attraction du type minéralogique CAR (carbonates) est évidente pour les échantillons très positifs sur les deux facteurs (DG1 KC3 TH2 KC1 CC2); l'influence des biotites se manifeste pour TH1, situé le plus à gauche du groupe; et enfin la localisation proche de l'axe 1 des échantillons HA4 AR8 IT0 trahit une abondance

relative de minéraux comme la titanite et le grenat. Le groupe V rassemble ainsi les sédiments où l'influence régionale est la plus apparente. Celle-ci se manifeste par l'absence de biotites (d'où la localisation vers l'extrémité positive du facteur I), l'abondance d'épidotes, pyroxènes et disthènes; et enfin la présence maximale de carbonates.

Finalement, on constate que le plan factoriel met en évidence la continuité qui existe entre les échantillons. Ceux-ci forment en effet un nuage où peu d'espaces sont vides, alors qu'on aurait pu s'attendre à une dichotomie entre dépôts dus à des glaciers locaux et ceux dus aux deux grands lobes glaciaires qui ont envahi la région à partir d'une même source, la chaîne des St Elias. En fait, la structure triangulaire du nuage organise les échantillons en trois "pôles" minéralogiques, la biotite, les carbonates et l'association titanites-grenats, qui correspondent respectivement aux sédiments internes à la chaîne Ruby, à ceux du lobe de Kluane et à ceux du lobe d'Aishihik. Les échantillons des dépôts des lobes d'Aishihik et de Kluane présentent des profils minéralogiques différents même si la source régionale est identique. Ceci est dû à la proximité des St Elias par rapport aux vallées envahies par le lobe de Kluane, alors que dans le cas du lobe d'Aishihik les glaces ont dû se faufiler dans des vallées étroites ou ont débordé à la faveur de cols. De plus, avec la distance par rapport à la source régionale, du matériel local a progressivement pu s'incorporer. Les sédiments du lobe de Kluane présentent donc un caractère plus régional que ceux du lobe d'Aishihik.

La localisation des échantillons dans le plan factoriel permet de nuancer les résultats de la classification automatique. En effet les échantillons MK1 et EG2 s'écartent notablement du noyau des groupes III et IV auxquels ils appartiennent respectivement, se rapprochant ainsi des groupes IV et V. En fait, MK1 s'est vu rattaché au groupe III par son pourcentage élevé d'amphiboles (55%) proche de la moyenne du groupe (60%), alors que ses autres caractéristiques (pourcentages de

tourmalines, titanites et grenats) l'apparentent davantage au groupe IV; d'où sa note factorielle nettement négative sur le facteur II. De même, l'échantillon EG2 présente un taux de biotites élevé (12%) et faible d'amphiboles (39%) qui le rattache au groupe IV (moyennes 9% et 47% respectivement) plutôt qu'au groupe V (moyennes 4 et 53%), alors que ses pourcentages de carbonates, disthènes et pyroxènes l'apparentent nettement au groupe V, et font d'ailleurs remonter sa note factorielle sur le facteur II à une valeur positive supérieure à celle des autres échantillons du groupe IV. Or, au point de vue de leur localisation géographique, MK1 s'apparente aux autres échantillons de la série MK, donc au groupe IV; et EG2 aux échantillons du lobe glaciaire de Kluane, donc au groupe V. Il semble donc que, dans le cas de ces deux échantillons, la position dans le plan factoriel soit plus exacte que l'appartenance aux groupes de la classification mais il reste à examiner pourquoi, et dans quelle mesure, des différences minéralogiques peuvent apparaître au sein des échantillons d'un même secteur.

3.3.4. Conclusion

- (1) Une première analyse factorielle des correspondances, effectuée sur les profils minéralogiques des 84 échantillons analysés, a fourni peu de résultats vu le poids exagéré des amphiboles. En effet, en vertu du principe barycentrique, pratiquement tous les échantillons se sont agglomérés autour de la variable AMP. Nous avons donc supprimé cette variable dans une deuxième analyse factorielle, qui compte donc 84 échantillons et 14 types minéralogiques.
- (2) Les trois facteurs pris en considération rendent compte de 74% de la variabilité des cortèges, ce qui est appréciable. Les contributions absolues des variables minéralogiques indiquent que le facteur I est orienté sur la biotite, le facteur II sur le grenat et le carbonate, et le facteur III sur la chlorite. Les contributions relatives confirment cette structure, puisque les échantillons à haut pourcentage

de biotites (i.e. ceux du groupe I) présentent une nette contribution maximale sur le facteur I (90%), ceux à forte teneur en carbonates ou en titanites-grenats possèdent une contribution maximale sur le facteur II, et enfin RC1 -échantillon à haut taux de chlorite- montre une contribution maximale sur le facteur III.

- (3) Le plan des facteurs I,II apporte des précisions supplémentaires. On constate que le premier facteur oppose en fait la biotite (élément local) aux épidotes, disthènes et pyroxènes (éléments essentiellement régionaux). Ceci a pour effet d'organiser les échantillons (a) en sédiments dus aux glaciers internes à la chaîne Ruby, (b) en dépôts localisés le long des lobes glaciaires régionaux mais où l'influence locale est prépondérante, (c) en sédiments où influences locale et régionale se combinent, et (d) en dépôts dus aux lobes glaciaires principaux. Le second facteur oppose les carbonates aux titanites-grenats, ce qui sépare les échantillons du lobe glaciaire d'Aishihik (où l'influence locale se fait sentir) de ceux du lobe glaciaire de Kluane (où l'influence régionale est maximale). La représentation en plan organise le nuage des échantillons et minéraux en un triangle dont les angles sont formés par la biotite, les carbonates et les titanites-grenats, éléments clés respectifs des sédiments internes à la chaîne Ruby, des sédiments correspondant au lobe de Kluane et ceux du lobe d'Aishihik. Le caractère continu du nuage montre cependant que les profils minéralogiques des échantillons, loin d'être tranchés, présentent de nombreuses nuances dues à la fois à la localisation précise des sédiments par rapport aux glaciers dont ils sont issus et leurs conditions de mise en place. Nous nous pencherons sur ce point dans la section qui suit.

3.4. Relations cortèges minéralogiques - localisation géographique et mise en place.

3.4.1. Echantillons du lobe de Kluane

Ceux-ci se répartissent le long de la vallée Cultus-Jarvis, ainsi qu'en bordure du lac de Kluane, et sont au nombre de 15 (fig.7.1). A part l'échantillon AC9, tous possèdent des carbonates (fig.7.2), et 11 d'entre eux font partie du groupe V, appelé pour cette raison groupe du lobe de Kluane. Seuls AC9 et CC1 diffèrent substantiellement des autres échantillons du secteur par leur taux plus élevé de biotites (>30%) et leur faible taux de pyroxènes (3%) et de disthènes (2%) (tableau 7.8). Or, CC1 a été prélevé dans la topographie de culots de glace morte que présente la vallée Cultus, tandis que AC9 provient du secteur où la vallée Cultus est resserrée entre les versants, et des apports importants de biotites ont pu s'effectuer lors de la fonte de la glace puisque ces versants sont constitués de schistes métamorphiques; d'autant plus que la forme lamellaire de son faciès lui permet d'être facilement transportée par l'eau courante. Ce caractère plus local des échantillons AC9 et CC1 apporte un argument de poids à notre modèle de déglaciation de la vallée Cultus - Jarvis, puisque nous avons proposé au chapitre IV une transfluence entre la vallée Christmas et l'aval de Cultus, et arrêt précoce de l'alimentation du secteur amont de Cultus et formation d'un lac glaciaire barré à l'Est et à l'Ouest par de la glace. L'échantillon FJ3, prélevé en altitude vers l'amont du ruisseau Fourth of July présente des nuances par rapport à ceux de la vallée principale: le pourcentage de minéraux opaques et de grenats est nettement plus élevé (19% et 5%) alors que le taux d'épidotes et de disthènes y est plus faible (3%). Ceci correspond également à l'influence locale des schistes métamorphiques puisque ceux-ci abondent en opaques et grenats. Dans ce cas-ci, c'est la situation plus en bordure du lobe glaciaire qui est responsable du caractère plus local de cet échantillon. En ce qui concerne EG2, nous avons vu lors de l'analyse factorielle que cet échantillon présentait toutes les caractéristiques régionales du groupe V (abondance de carbonates, épidotes, pyroxènes et disthènes), mais avec moins d'amphiboles et des pourcentages légèrement plus élevés de biotites et d'opaques. Ce cortège minéralogique suggère un

apport local issu des schistes métamorphiques environnants. Il se peut que, lors de la mise en place de ce sédiment, biotites et opaques aient été incorporés au cortège initial, ce qui s'explique par le fait que le milieu de sédimentation était gorgé d'eau (cf. granulométrie) et cette eau pouvait présenter des caractéristiques minéralogiques différentes de celles du lobe glaciaire. Dans ce dernier cas, ce seraient donc des conditions particulières de mise en place qui expliqueraient les nuances de cortège.

3.4.2. Echantillons de la chaîne Ruby

Ceux-ci se concentrent dans les vallées Gladstone-Isaac, Mars-Ruby, Venus et Albert (fig.7.1), ce qui donne un total de 28, auquel s'ajoutent RC1 et VH1, localisés dans les vallées de Rockslide et Talbot. Treize de ces trente échantillons (soit près de la moitié) forment l'essentiel du groupe III, sept constituent le groupe I, et huit le groupe II, tandis que deux seulement appartiennent au groupe IV. Les échantillons du groupe III caractérisent le batholithe granitique de la chaîne Ruby, le groupe I le granite Coffee Creek et le groupe II les schistes métamorphiques. Ces trois formations géologiques constituent l'essentiel de la chaîne Ruby, et c'est l'appartenance des échantillons à un groupe plutôt qu'à un autre qui va nous permettre d'apporter des précisions quant aux différents glaciers locaux qui ont envahi les vallées de la chaîne.

On constate en effet que les échantillons IV5 IL3 WL5 et WL9, prélevés à proximité du col entre ruisseaux Gladstone et Isaac, appartiennent systématiquement au même groupe (I) que SN2 et VH3, à savoir celui qui caractérise le granite de la formation géologique du Coffee Creek, indiquant une alimentation N-S à partir des versants et d'une vallée tribulaire importante. En revanche les échantillons GT5 ET4 BT1 X03 et I02 font partie du groupe III, celui du batholithe de la chaîne, impliquant une alimentation S-N via les nombreuses vallées tributaires qui entaillent le versant Sud de la vallée d'Isaac Creek.

On remarque également que les échantillons MC3 et MC5, prélevés dans un cordon morainique à l'embouchure de "Mars" Creek, appartiennent au groupe III, tout comme les échantillons situés à l'amont de cette vallée, alors que les échantillons à proximité dans les vallées Gladstone et Venus font partie des groupes I et II. Ceci suggère que le cordon morainique à l'embouchure de Mars Creek provient d'un glacier local s'écoulant d'Est en Ouest depuis l'amont de cette vallée, et non du retrait du glacier principal de Gladstone Creek qui aurait débordé vers l'Est dans "Mars" Creek. Ces deux hypothèses avaient été envisagées par Johnson (1983) selon un modèle local et régional (fig.3.6b), et l'analyse des minéraux lourds permet d'appuyer le modèle local, en accord avec celui proposé par Hughes (in Johnson, 1983).

A l'embouchure de la vallée Venus Creek, les échantillons VC4 et VC5, prélevés sur la rive gauche, appartiennent au groupe II (celui des schistes métamorphiques) et VC6, échantillon de rive droite, au groupe I (celui du granite Coffee Creek). Or, le versant gauche de cette vallée est constitué de schistes métamorphiques, et le versant droit de granite du batholithe de la chaîne Ruby. Ceci montre que des sédiments issus d'une même langue de glace peuvent refléter des lithologies différentes, correspondant au versant qui les a alimentés. C'est évident pour VC4, prélevé dans un cordon morainique latéral, où les apports de versant sont prédominants, mais plus étonnant pour VC5 et VC6, échantillonnés respectivement dans une terrasse de kame et un cordon morainique à l'aval du glacier. En fait, l'influence du versant schisteux dans les sédiments VC5 et VC6 se marque par une abondance de biotites (51%) comparativement aux sédiments issus du batholithe de la chaîne Ruby (groupe III, 16% de biotites en moyenne), d'où l'appartenance de l'échantillon VC6 au groupe I, qui présente le plus haut taux de biotites.

Les échantillons RC1 VH1 VH4 et VH5, localisés dans le nord de la chaîne, au sein des formations granitiques Coffee Creek, chaîne Nisling et batholithe, posent une énigme par leur appartenance au groupe II, celui des schistes métamorphiques.

Par rapport à SN2 et VH3, situés dans le même secteur, ils possèdent davantage d'opiques, d'épidotes et de chlorites, mais nettement moins de biotites (tableau 7.9). Ainsi qu'expliqué précédemment lors de la classification, il s'agirait de variations locales dans les constituants de ces formations, puisqu'au niveau pétrographique seul VH1 se distingue des échantillons de ce secteur par la présence de roches métamorphiques et gabbroïques, les autres ne présentant que des granodiorites (cfr. tableau 6.2). Or, VH1 provient d'un cordon morainique de grande envergure dans la vallée Talbot, qui correspond selon Hughes *et al.* (1969) à l'extension maximale du lobe de Kluane dans cette vallée, ce qui expliquerait sa plus grande diversité et son appartenance au groupe II.

Enfin les échantillons C06 C10 et C12 furent prélevés dans l'imposant cordon morainique qui barre la vallée Gladstone, tandis que RL8 provient d'un kame deltaïque quelques km à l'aval de cette moraine (c'est-à-dire plus à l'amont de la vallée actuelle). A l'intérieur de la chaîne Ruby, seuls ces quatre échantillons possèdent des carbonates, mais en proportions moindres pour RL8, qui présente également moins de pyroxènes et de disthènes. En fonction des résultats de la pétrographie en lames minces, nous avons suggéré que ce cordon morainique marquait l'extension maximale du lobe de Kluane dans la vallée de Gladstone Creek. Les minéraux lourds confirment l'hypothèse régionale pour les échantillons du cordon morainique (C06 C10 C12), mais indiquent également une influence régionale affaiblie à l'amont de la vallée (RL8). Nous pensons dès lors que la langue de glace qui a débordé de Kluane dans la vallée Gladstone s'est arrêtée à hauteur du cordon morainique, mais que des débris emportés par les eaux de fonte à l'aval de cette langue de glace (donc à l'amont de la vallée) ont pu sédimenter conjointement aux débris des glaciers locaux de Venus et "Mars" Creeks. Une hypothèse alternative serait d'envisager une extension de glace régionale plus à l'intérieur de la vallée Gladstone durant une glaciation antérieure, Reid par exemple. Les dépôts de cette

glaciation pourraient avoir été remaniés lors de l'épisode McConnell, et des tracés d'éléments régionaux se retrouveraient ainsi quelques km au-delà des limites McConnell du lobe de Kluane.

3.4.3. Echantillons du lobe d'Aishihik

Ceux-ci se répartissent dans l'axe de la vallée West Aishihik - lac Sekulmun, le long de la route joignant l'autoroute de l'Alaska à l'aéroport abandonné d'Aishihik au nord du lac, et sur le plateau séparant les lacs Sekulmun et Aishihik. Des 39 échantillons analysés, seul TH5 fait partie du groupe I, trois appartiennent au groupe III, six se rattachent au groupe II, quatre au groupe V et les 25 autres constituent le noyau du groupe IV, appelé pour cette raison groupe du lobe d'Aishihik. Contrairement à la glace du lobe de Kluane, celle du lobe d'Aishihik a dû s'infiltrer dans l'étroite vallée d'Aishihik Creek et Canyon Lake (limite Sud de la région étudiée) avant de s'étaler dans le lac et le bassin d'Aishihik, ou a été détournée vers l'axe de la vallée de West Aishihik → Bear Lakes → lac Sekulmun et West Aishihik → vallée du lac Houghton et de Lister Creek → lac Aishihik. La langue de West Aishihik s'est cependant enrichie de glaces du lobe de Kluane provenant de transfluences à partir de Jarvis Creek. Tous ces éléments font que la teneur des dépôts en débris régionaux est plus ou moins masquée par l'apport local.

Dans la partie amont du lobe, les échantillons AR8 IT4 et IT0 montrent une composante régionale relativement importante, marquée par un faible taux de biotites et de forts pourcentages de pyroxènes, disthènes et épidotes; d'où leur appartenance au groupe V, celui du lobe de Kluane (tableau 7.10). L'échantillon IT5, situé à la base du versant S.O. de la vallée de West Aishihik, dans une topographie de culots de glace morte, présente cependant un cortège minéralogique très local, avec davantage de biotites et moins de pyroxènes, disthènes et épidotes, correspondant assez bien à celui des échantillons issus du batholithe granitique de la chaîne Ruby.

Le pourcentage de biotites (12%) est trop faible pour que les schistes métamorphiques, qui forment tout le versant S.O. de la vallée, aient influencé le cortège de cet échantillon, et il semblerait dès lors que le petit pointement de granite à proximité du site ait fourni l'essentiel des débris durant la fonte des petits culots de glace de ce secteur. Quant aux échantillons AR9 et AR0, situés le long de la route dans la partie sud du lac Aishihik, leur taux assez élevé de biotites (23%) et d'opaques (>10%) conjugué à de faibles taux de pyroxènes, épidotes et disthènes les apparente aux schistes métamorphiques, qui correspondent d'ailleurs au substratum environnant. Par la pétrographie en lames minces (Tableau 6.1), on voit que AR9, et surtout AR10 (=AR0) présentent une composante régionale non négligeable (présence de grauwacke), mais par les minéraux lourds on constate que l'apport local est quantitativement beaucoup plus important. La pétrographie en lames minces permet en effet de décerner la composante régionale lorsque celle-ci n'est pas négligeable, mais le côté qualitatif de la méthode ne permet pas de juger de l'importance quantitative de cette composante; cet aspect est donné par les fréquences des minéraux lourds. Ceci souligne la complémentarité, et donc l'intérêt, des deux méthodes utilisées pour retracer les sources des dépôts de la région.

Les échantillons TH5 et BL2, situés dans la région de Bear Lakes, donc à l'amont de la vallée West Aishihik, présentent tous deux un caractère local, marqué par leur appartenance aux deux premiers groupes. TH5 correspond à une moraine latérale dont les sédiments proviennent des granites environnants, et présente dès lors le 5^e indice de diversité le plus bas ($H=1,095$ tableau 7.5). Le fait que cet échantillon soit rattaché au groupe I et non au groupe III traduit son caractère ultra-local, à minéraux accessoires rares, où biotites et amphiboles totalisent plus de 88%. L'échantillon BL2, localisé dans les schistes métamorphiques de la région du sud du lac Sekulmun, fut prélevé dans une terrasse de kame juxtaglaciale et présente également un cortège minéralogique local. Vu sa situation en bordure de la langue

glaciaire qui a envahi le lac Sekulmun à partir de la vallée West Aishihik, le caractère local de cet échantillon ne peut s'expliquer que par la diminution de débris régionaux en cours de transport, surtout lors du passage de cols comme celui de Bear Lakes, et l'apport massif de débris locaux à partir des versants raides encadrant la glace.

Les échantillons IT1 IT2 AR5 HA2 HA4 HA6 CA2 et VH8, situés à mi-hauteur du lobe d'Aishihik, appartiennent tous au groupe IV, présentant donc les caractéristiques minéralogiques de ce lobe, quel que soit le type de sédiment (morainique, fluvioglaciaire ou glaciolacustre) où ils furent prélevés. Seul CA7 possède un caractère local correspondant aux schistes environnants. Cette particularité s'explique par le fait que l'échantillon provient d'une lentille de silt en séquence supérieure du kame, et a donc sédimenté tardivement, probablement en début de déglaciation, lorsque les apports locaux sont les plus importants.

Des 22 échantillons prélevés dans le nord du bassin d'Aishihik, quatre seulement présentent des caractéristiques différentes de celles du lobe: DA6, situé à l'apex du delta d'Albert Creek, se rattache au groupe des schistes métamorphiques, trahissant un sédiment d'origine locale, et confirmant ainsi le caractère distinctif de ce delta par rapport au lobe d'Aishihik, ainsi qu'expliqué dans le chapitre de pétrographie. Si les échantillons DA1 DA3 et DA9 ne présentent pas ces caractéristiques locales, c'est que ces trois sédiments furent prélevés en bordure du delta, au contact avec les culots de glace morte du lobe d'Aishihik, et leur cortège minéralogique reflète l'influence de ce dernier. Ainsi que mentionné lors de la classification, l'appartenance de l'échantillon SL1 au groupe du batholithe de la chaîne Ruby ne tient qu'à une surabondance de biotites, puisque les caractéristiques régionales sont présentes (carbonates, pyroxènes, épidotes et disthènes). Ces biotites peuvent facilement provenir des schistes métamorphiques environnants, et leur relative abondance dans des rythmites lacustres s'explique très bien par leur forme, en paillettes qui leur assure

une excellente flottabilité. Le caractère local de l'échantillon HB1 (déjà mis en évidence au chapitre de granulométrie) par opposition à d'autres échantillons du secteur de Mackintosh Creek, peut s'expliquer par l'origine fluvioglaciaire de ce sédiment et sa position latérale par rapport à la vallée du ruisseau Mackintosh: lors de la déglaciation, ce kame se serait formé à partir des eaux de fonte des langues glaciaires qui ont transflué à partir du bassin d'Aishihik, et son cortège minéralogique reflète la lithologie située à l'ouest, d'où venaient la glace et les eaux de fonte. Les échantillons MK4 MK6 et MK8 en revanche, situés dans l'axe de la vallée, reflètent la lithologie située juste au sud (granodiorite à hornblende + tuf) avec bien sûr une composante régionale. En ce qui concerne l'échantillon MK1, la classification le rattache au groupe du batholithe granitique de la chaîne Ruby en fonction du pourcentage plus faible de titanites et grenats qu'il présente par rapport aux autres échantillons MK, mais le plan I,II de l'analyse factorielle des correspondances (fig.7.10) nous montre la parenté de cet échantillon avec les autres membres de la série. La moraine de rive droite dans laquelle fut prélevé MK1 présente donc un aspect légèrement plus local (retenu par la classification), mais le caractère continu de l'AFC permet de l'apparenter aux autres dépôts de la vallée Mackintosh.

4. APPORT DES MINERAUX LOURDS

L'analyse des minéraux de densité supérieure à 2,89 de 84 échantillons prélevés dans des sédiments glaciaires, fluvioglaciaires et glaciolacustres de la chaîne Ruby et du bassin d'Aishihik permet de distinguer les dépôts du lobe de Kluane, ceux du lobe d'Aishihik, et ceux provenant de glaciers locaux à l'intérieur de la chaîne Ruby. Les échantillons du lobe de Kluane se distinguent en effet par une abondance (relative) de carbonates, pyroxènes, épidotes et disthènes qui proviennent des monts St Elias; ceux du lobe d'Aishihik se caractérisent par un taux élevé de titanites et grenats, des

pourcentages moyens de pyroxènes, épidotes et disthènes, ainsi que la présence généralisée mais quantitativement faible de carbonates; et le caractère local des sédiments issus de glaciers internes à la chaîne Ruby se marque par la richesse en biotites, la dominance à plus de 70% des amphiboles-biotites, la pauvreté en minéraux accessoires et l'absence de carbonates. De plus, au sein même de la chaîne, les sédiments provenant des schistes métamorphiques présentent un cortège minéralogique plus varié que ceux issus du batholithe granitique, lui-même plus diversifié que celui des granites Coffee Creek et Alaskite de la chaîne Nisling.

L'ensemble de ces caractéristiques se retrouve tant dans les résultats de la classification que dans ceux de l'analyse factorielle des correspondances.

- (1) La classification donne cinq groupes bien individualisés, correspondant aux dépôts 1) du lobe de Kluane (groupe V), 2) du lobe d'Aishihik (groupe IV), 3) du batholithe granitique de la chaîne Ruby (groupe III), 4) des schistes métamorphiques de cette chaîne (groupe II) et 5) des granites des formations Coffee Creek et Alaskite de la chaîne Nisling (groupe I). Le tableau 7.3 illustre les différences de cortège minéralogique, décrites ci-dessus, entre les 5 groupes.
- (2) L'analyse factorielle des correspondances organise les points-échantillons et les points-minéraux en un nuage approximativement triangulaire, où les éléments 'biotite' - 'carbonate' et 'titanite/grenat' correspondent aux pôles caractérisant les sédiments locaux (internes à la chaîne), du lobe de Kluane et du lobe d'Aishihik respectivement. Le caractère continu du nuage de cette analyse montre néanmoins que toutes les transitions existent entre ces trois pôles. En effet, des dépôts à caractère plus local peuvent apparaître au sein des deux grands lobes, notamment lorsque ceux-ci s'édifient durant la déglaciation; l'extension de ces lobes à l'intérieur de la chaîne peut se marquer au-delà des limites glaciaires par l'évacuation via les eaux de fonte de débris régionaux en

aval de la langue de glace; la genèse glaciaire, fluvioglaciaire ou glaciolacustre des dépôts, et tout simplement la localisation des sédiments en bordure, au centre ou à l'aval des langues de glace engendrent des nuances dans les cortèges minéralogiques. Ceci implique que les résultats obtenus par des méthodes quantitatives constituent certes une aide précieuse et irremplaçable à l'interprétation, mais ne peuvent être pris intégralement sans réajustement de l'utilisateur qui peut expliquer des appartenances à des groupes à première vue aberrantes, ou des localisations particulières dans le plan factoriel.

Le caractère local ou régional des sédiments se traduit également par leur indice de diversité. Ainsi, le calcul de l'indice de Shannon (H), qui favorise la diversité des minéraux rares, montre que les échantillons internes à la chaîne Ruby présentent des valeurs faibles (proches de 1) dues à la dominance absolue des amphiboles - biotites, tandis que ceux qui combinent éléments locaux et régionaux, comme le lobe Aishihik, présentent des valeurs nettement plus élevées (proches de 2). En effet, le tableau 7.5, qui donne les 10 indices de Shannon les plus faibles et les 10 les plus élevés, révèle que les 10 échantillons dont l'indice de diversité est le plus bas font partie du coeur de la chaîne Ruby, et appartiennent aux groupes I et III de la classification, tandis que 8 des 10 échantillons dont l'indice de diversité est le plus élevé se rattachent au groupe IV, celui du lobe d'Aishihik, et se situent soit sur le passage de ce lobe de glace soit en bordure du lobe de Kluane (les deux autres appartiennent aux groupes II et V, et se localisent également en bordure du lobe de Kluane). Si l'on regarde à présent le type de dépôt auquel correspondent ces 20 échantillons, on constate que 7 des 10 à indice de Shannon faible furent prélevés dans des sédiments morainiques, 7 des 10 à indice de Shannon élevé proviennent de sédiments fluvioglaciaires. Il semblerait donc que, pour un secteur donné, les dépôts morainiques possèdent un cortège minéralogique moins varié que les fluvioglaciaires. Ceci s'explique aisément

par le fait que les sédiments fluvioglaciaires cumulent débris internes au glacier (transportés sur une distance relativement élevée) et débris supraglaciaires, provenant ici essentiellement des versants locaux.

Dans le cas de ces glaciers locaux de vallée, la lithologie des versants est tellement prépondérante dans les débris que l'on peut distinguer clairement dépôts de rive droite et de rive gauche lorsque les lithologies sont différentes, comme dans la vallée de Venus Creek; et les distances de transport sont trop courtes (quelques km) pour qu'il y ait mélange. Il faut également mentionner l'importance de la lithologie locale pour la vallée de "Mars" Creek, qui a permis de déduire le sens d'écoulement des glaces, et donc l'aspect local du glacier qui s'est écoulé dans cette vallée, par opposition à un modèle d'écoulement régional à partir de la vallée Gladstone.

L'importance des biotites ($d < 3,3$) et des carbonates ($d < 2,94$) dans les sédiments de notre région souligne l'intérêt, dans ce cas précis, de l'utilisation du bromoforme ($d = 2,89$) comme liqueur de séparation et non l'iodure de méthylène ($d = 3,3$) par exemple puisque ces deux groupes de minéraux n'auraient pas été sélectionnés dans les minéraux lourds selon une liqueur de séparation trop dense.

En conclusion, l'étude des minéraux lourds a permis de distinguer l'origine régionale des dépôts des lobes de Kluane et Aishihik par opposition à l'origine locale de ceux provenant de glaciers internes à la chaîne Ruby, ce par des différences de cortèges minéralogiques et de diversité. De plus, la comparaison des cortèges avec les cartes géologiques disponibles confirme que les St Elias sont à la source des lobes de Kluane et d'Aishihik, et permet d'associer les sédiments locaux soit aux granites soit aux schistes métamorphiques de la chaîne. Selon cette première étude, les biotites, carbonates et titanites/grenats constituent les minéraux (ou groupes de minéraux) clés des cortèges pour distinguer glaciers locaux, lobe de Kluane et lobe

d'Aishihik respectivement; les pyroxènes, disthènes et épidotes sont de bons indicateurs régionaux tandis que l'abondance d'apatites suggère une provenance locale. C'est donc sur ces minéraux (ou groupes de minéraux) que devrait être mis l'accent dans des études plus détaillées, visant par exemple à estimer l'importance des transfluences dans l'alimentation des vallées comme West Aishihik et Mackintosh. Le prélèvement systématique de tous les dépôts dans un secteur devrait également permettre de confirmer la diversité supérieure des dépôts fluvioglaciaires par rapport aux glaciaires, ainsi que tend à le montrer notre étude. Les minéraux lourds constituent donc un outil efficace pour qui cherche à retracer l'origine des dépôts glaciaires et paraglaciaires, surtout si, comme dans notre cas, la géologie correspond à quelques formations lithologiques aisément identifiables; et si la glaciation est de type alpin, avec des langues de glace bien distinctes les unes des autres.

Figure 7.2

Echantillons à carbonates (en rouge)

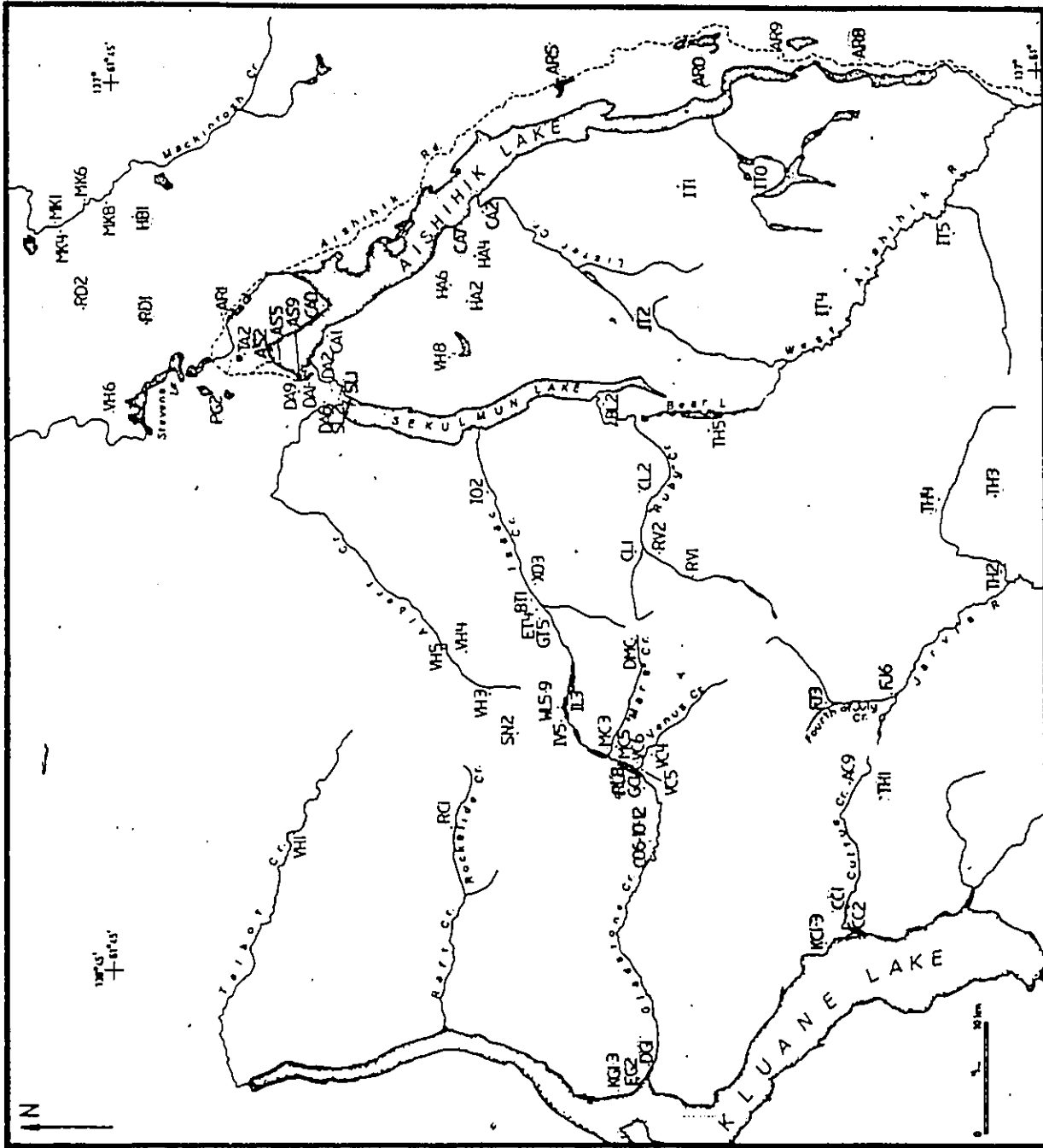


Figure 7.3

Minéraux lourds: courbe d'information mutuelle

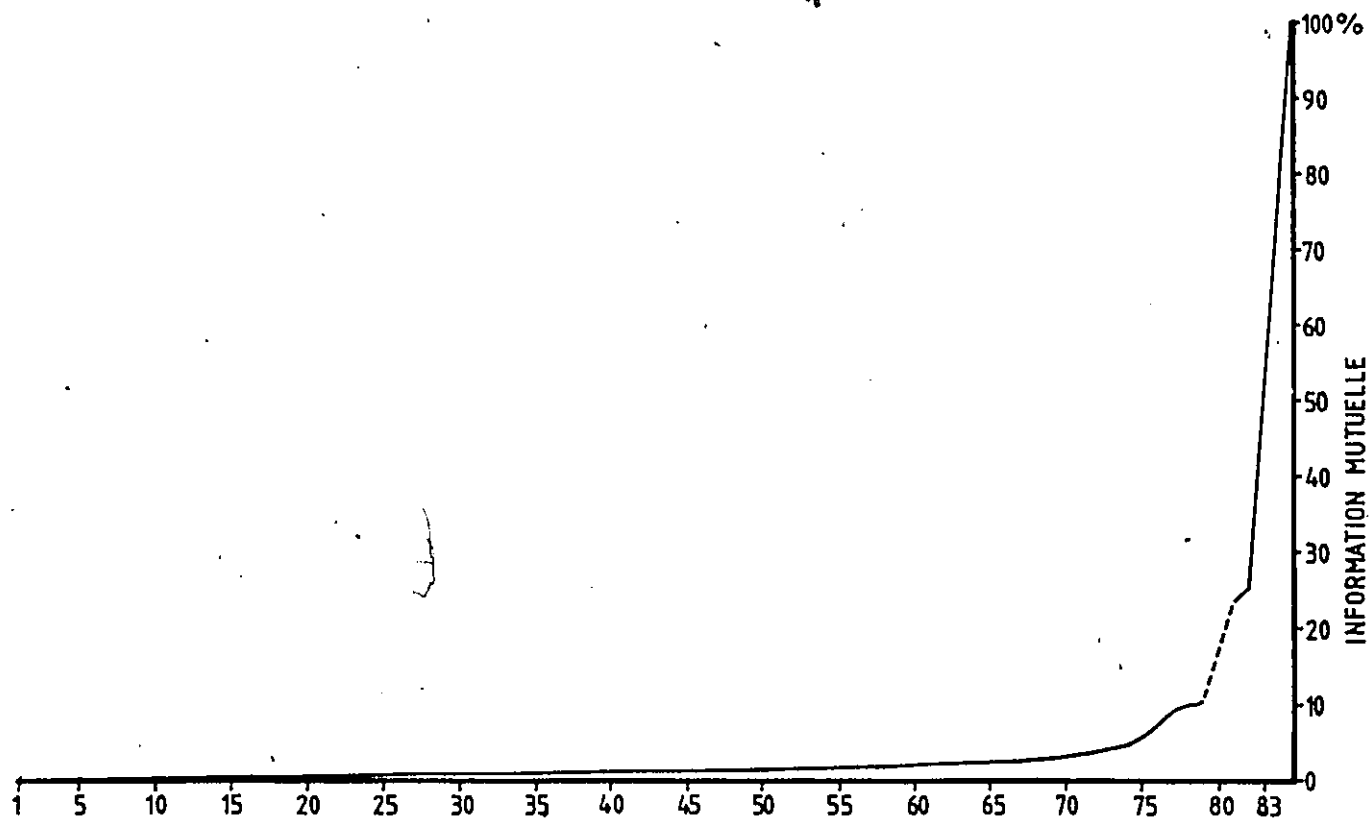


Figure 7.4: Minéraux lourds: dendrogramme des regroupements

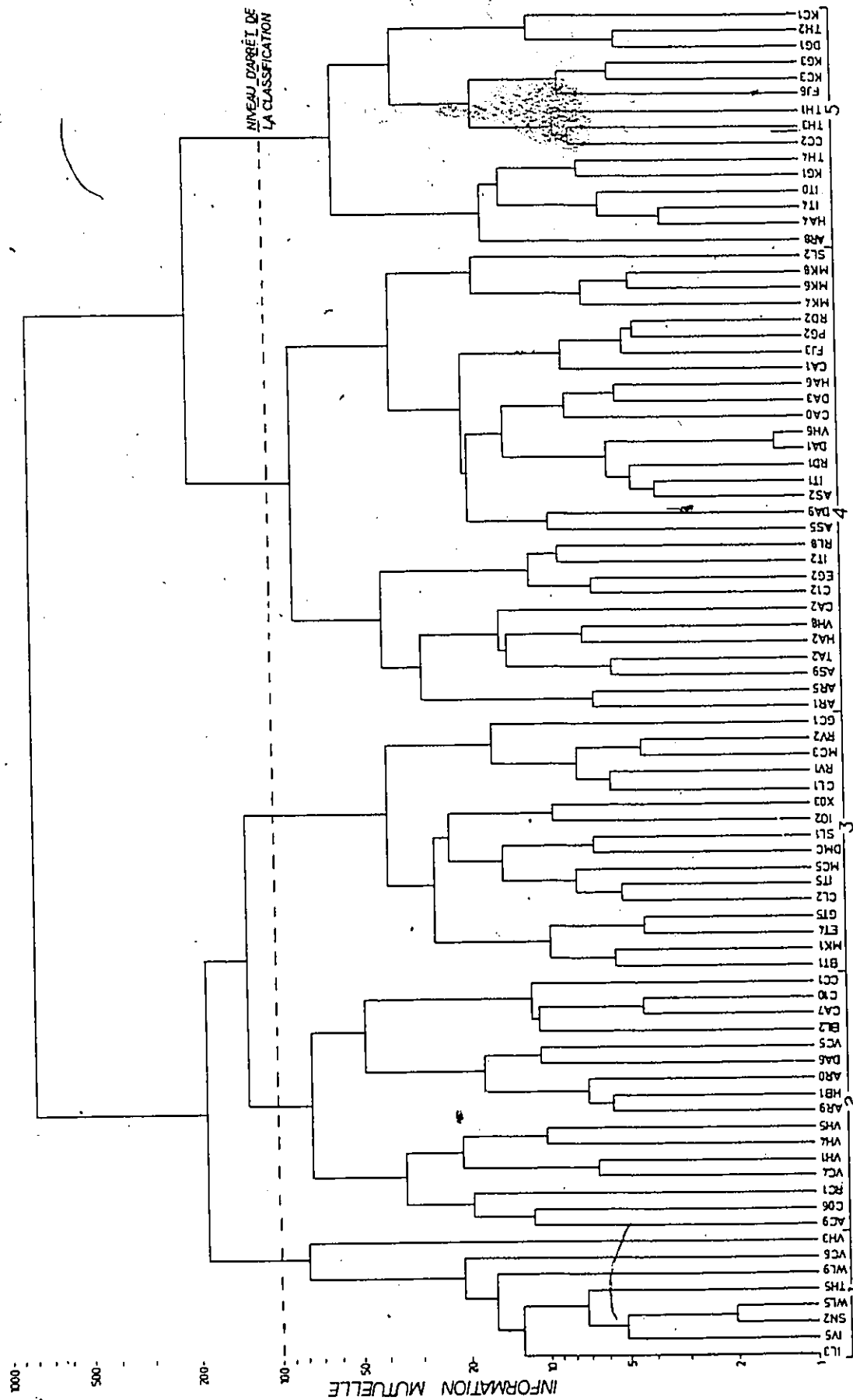


Figure 7.7

Localisation des échantillons du groupe III (en rouge)

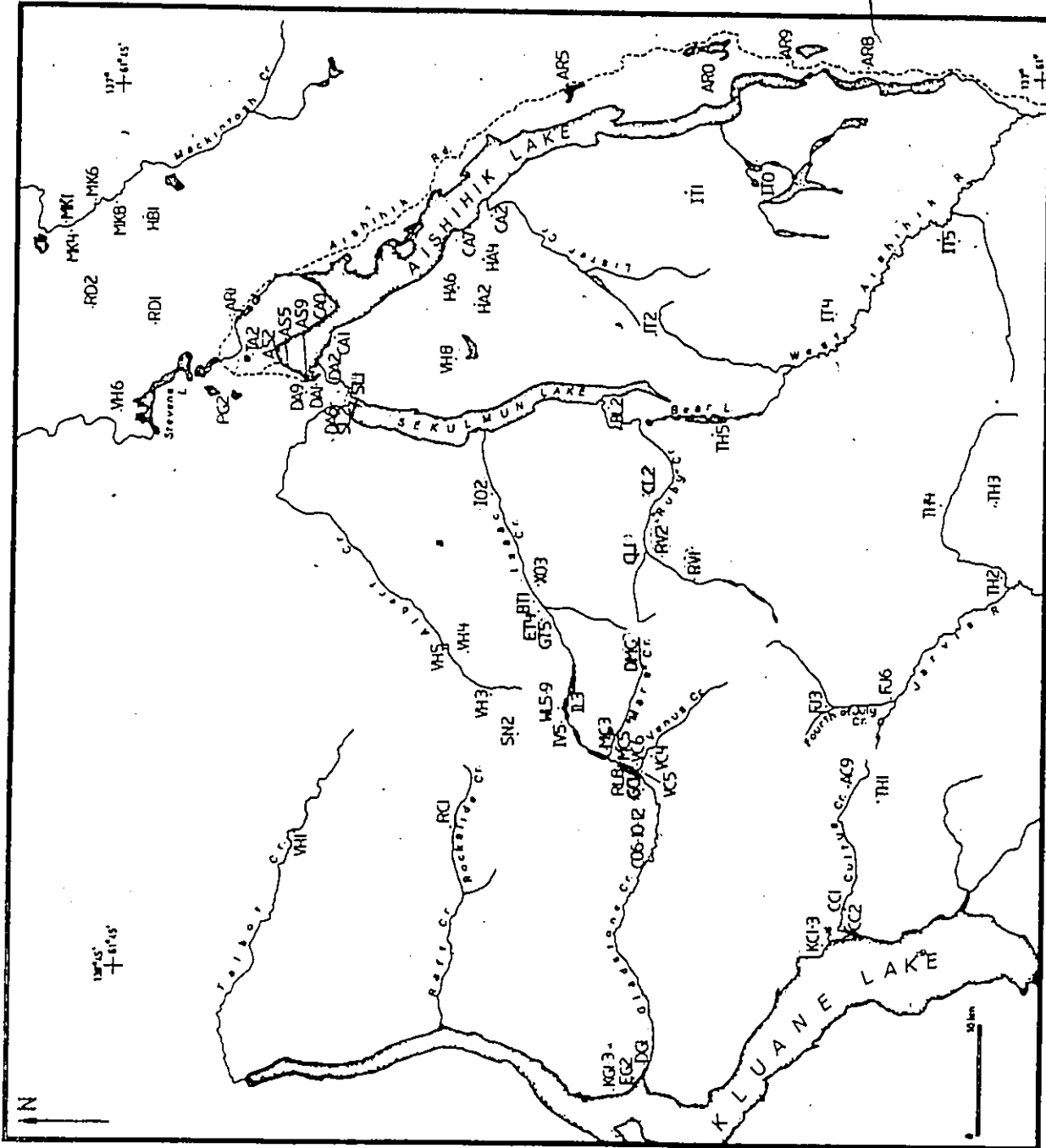


Figure 7.9

Localisation des échantillons du groupe V (en rouge)

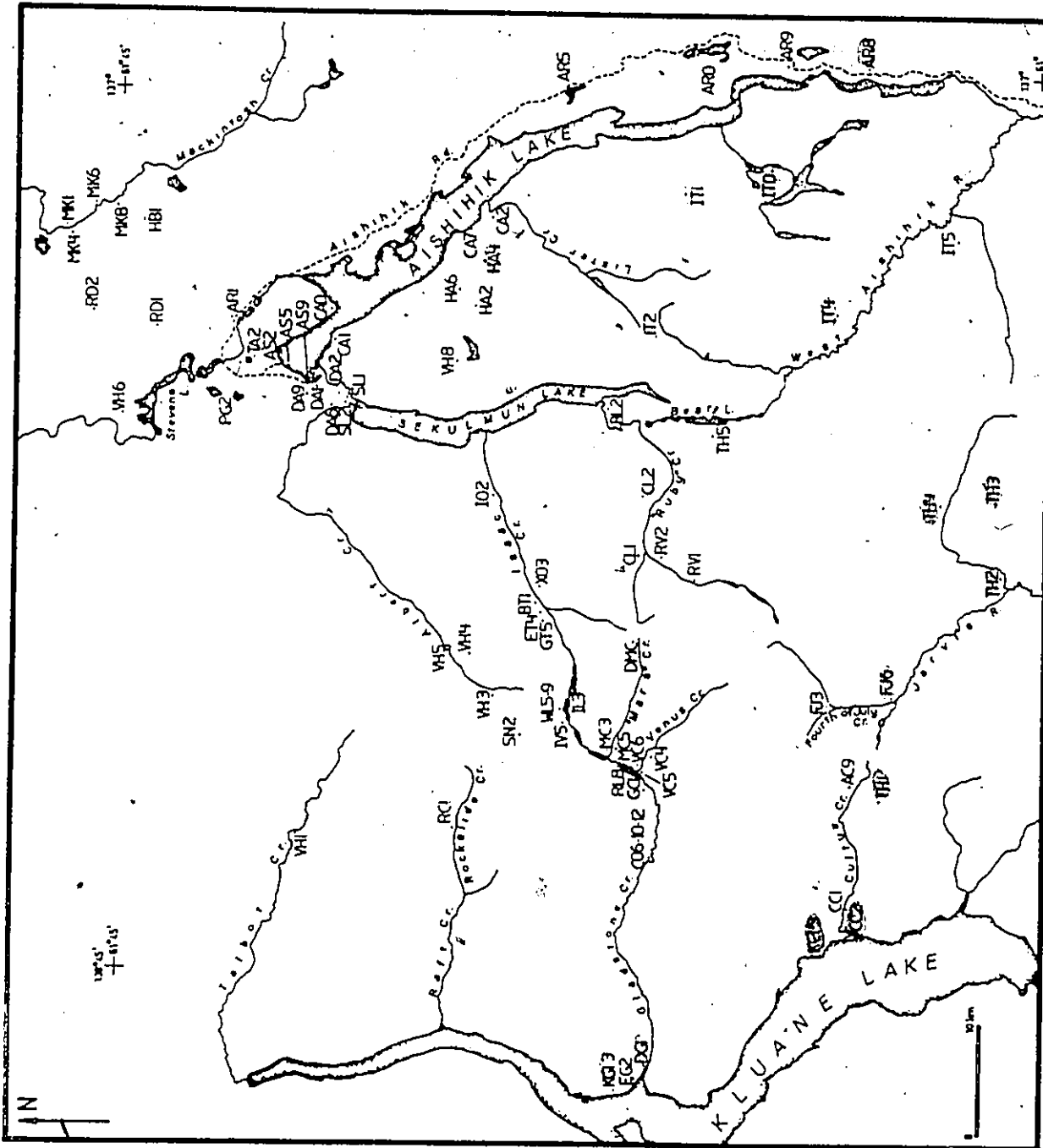


TABLEAU 7.1
(GROUPES DE) MINERAUX IDENTIFIES

AMPHIBOLES:

Hornblendes vertes, brunes et incolores

Trémolites

Riébéckités

PYROXENES:

Orthopyroxènes: hypersthènes

Clinopyroxènes: diopsides et augites

MICAS: Biotites**EPIDOTES:**

Epidotes

(clino)zoïsites

CARBONATES**OPAQUES****AUTRES:**

Apatites

Titanites

Chlorites

Staurotides

Disthènes

Tourmalines

Grenats

Zircons

TABLEAU 7.2

DISTRIBUTION MINÉRALOGIQUE (en pour mille)

| | AMP | BIO | OPQ | PYR | TML | EPI | ZOI | CAR | APA | ZIR | TIT | STA | GRN | KYA | CHL | UND | NBR |
|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| AC9 | 305 | 305 | 199 | 29 | 09 | 60 | 06 | 0 | 23 | 17 | 11 | 06 | 0 | 20 | 11 | 0 | 351 |
| AR1 | 432 | 184 | 157 | 44 | 0 | 25 | 09 | 32 | 44 | 05 | 25 | 05 | 42 | 0 | 0 | 0 | 407 |
| AR5 | 373 | 148 | 235 | 60 | 03 | 30 | 03 | 09 | 33 | 18 | 21 | 06 | 57 | 03 | 0 | 0 | 332 |
| AR8 | 625 | 03 | 122 | 122 | 0 | 31 | 16 | 03 | 13 | 16 | 22 | 03 | 16 | 6 | 0 | 0 | 319 |
| AR9 | 442 | 236 | 144 | 11 | 0 | 14 | 19 | 0 | 62 | 3 | 22 | 8 | 19 | 14 | 0 | 8 | 369 |
| AR0 | 524 | 231 | 100 | 28 | 3 | 14 | 3 | 3 | 34 | 3 | 28 | 3 | 20 | 3 | 0 | 3 | 351 |
| AS5 | 424 | 92 | 181 | 29 | 9 | 109 | 6 | 14 | 32 | 6 | 29 | 11 | 43 | 20 | 3 | 0 | 349 |
| AS9 | 423 | 62 | 206 | 61 | 0 | 27 | 19 | 3 | 30 | 16 | 33 | 19 | 62 | 35 | 3 | 0 | 369 |
| AS2 | 523 | 44 | 142 | 73 | 0 | 41 | 24 | 3 | 54 | 14 | 22 | 16 | 27 | 14 | 3 | 0 | 367 |
| BL2 | 444 | 340 | 63 | 22 | 0 | 51 | 6 | 0 | 22 | 6 | 0 | 9 | 6 | 19 | 6 | 3 | 315 |
| BT1 | 568 | 148 | 88 | 33 | 9 | 45 | 3 | 0 | 30 | 15 | 9 | 12 | 9 | 3 | 15 | 21 | 331 |
| CA1 | 480 | 88 | 151 | 36 | 21 | 54 | 30 | 0 | 6 | 12 | 15 | 18 | 73 | 12 | 6 | 0 | 331 |
| CA2 | 346 | 98 | 281 | 68 | 0 | 98 | 3 | 3 | 0 | 3 | 20 | 10 | 59 | 7 | 3 | 3 | 306 |
| CA7 | 485 | 322 | 45 | 34 | 0 | 15 | 21 | 3 | 18 | 0 | 10 | 13 | 5 | 26 | 0 | 0 | 388 |
| CA0 | 530 | 26 | 144 | 45 | 3 | 58 | 21 | 8 | 29 | 31 | 8 | 13 | 52 | 26 | 0 | 5 | 381 |
| CC1 | 415 | 339 | 55 | 31 | 3 | 38 | 17 | 28 | 3 | 0 | 14 | 3 | 3 | 21 | 24 | 3 | 290 |
| CC2 | 461 | 92 | 82 | 82 | 0 | 72 | 24 | 51 | 17 | 27 | 0 | 7 | 3 | 68 | 10 | 3 | 293 |
| CL1 | 558 | 272 | 47 | 3 | 0 | 32 | 3 | 0 | 12 | 3 | 6 | 0 | 35 | 20 | 0 | 9 | 342 |
| CL2 | 631 | 119 | 89 | 2 | 0 | 72 | 0 | 0 | 27 | 7 | 2 | 5 | 27 | 7 | 5 | 5 | 404 |
| C06 | 341 | 248 | 146 | 51 | 0 | 38 | 25 | 10 | 22 | 6 | 3 | 25 | 6 | 38 | 32 | 6 | 314 |
| C10 | 476 | 264 | 82 | 52 | 0 | 10 | 11 | 14 | 16 | 0 | 8 | 10 | 8 | 38 | 5 | 5 | 368 |
| C12 | 388 | 136 | 165 | 46 | 5 | 70 | 14 | 19 | 36 | 8 | 8 | 16 | 16 | 43 | 27 | 3 | 369 |
| DA1 | 517 | 72 | 147 | 40 | 2 | 42 | 19 | 0 | 33 | 8 | 28 | 17 | 47 | 22 | 0 | 0 | 360 |
| DA3 | 487 | 26 | 217 | 35 | 0 | 67 | 26 | 0 | 35 | 9 | 26 | 17 | 43 | 12 | 0 | 0 | 345 |
| DA6 | 347 | 361 | 155 | 13 | 0 | 37 | 15 | 0 | 20 | 0 | 9 | 2 | 29 | 11 | 0 | 0 | 349 |
| DA9 | 426 | 61 | 258 | 16 | 0 | 81 | 23 | 0 | 45 | 13 | 55 | 13 | 90 | 19 | 0 | 0 | 310 |
| DG1 | 475 | 25 | 88 | 83 | 0 | 135 | 27 | 66 | 14 | 3 | 6 | 6 | 6 | 52 | 11 | 3 | 362 |
| DMC | 598 | 160 | 100 | 3 | 0 | 37 | 6 | 0 | 17 | 0 | 20 | 0 | 13 | 27 | 20 | 0 | 301 |

| | AMP | BIO | OPQ | PYR | TML | EPI | ZOI | CAR | APA | ZIR | TIT | STA | GRN | KYA | CHL | UND | NBR |
|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| EG2 | 393 | 119 | 111 | 80 | 0 | 109 | 31 | 28 | 26 | 0 | 5 | 16 | 18 | 49 | 13 | 3 | 387 |
| ET4 | 544 | 127 | 150 | 29 | 0 | 33 | 0 | 0 | 46 | 13 | 7 | 3 | 10 | 0 | 49 | 3 | 307 |
| FJ3 | 512 | 59 | 188 | 62 | 6 | 32 | 27 | 3 | 9 | 6 | 12 | 3 | 47 | 26 | 9 | 0 | 340 |
| FJ6 | 569 | 51 | 81 | 69 | 0 | 57 | 27 | 18 | 18 | 15 | 3 | 0 | 9 | 42 | 42 | 0 | 334 |
| GC1 | 555 | 210 | 59 | 3 | 0 | 65 | 8 | 0 | 54 | 27 | 0 | 13 | 3 | 0 | 0 | 3 | 371 |
| GT5 | 541 | 156 | 122 | 25 | 0 | 25 | 10 | 0 | 31 | 16 | 16 | 16 | 13 | 0 | 31 | 0 | 320 |
| HA2 | 417 | 135 | 157 | 93 | 3 | 80 | 3 | 0 | 13 | 0 | 29 | 6 | 26 | 32 | 6 | 0 | 312 |
| HA4 | 572 | 31 | 135 | 72 | 0 | 56 | 25 | 0 | 6 | 0 | 16 | 13 | 19 | 47 | 0 | 0 | 318 |
| HA6 | 434 | 42 | 182 | 76 | 6 | 73 | 16 | 0 | 34 | 11 | 22 | 14 | 76 | 11 | 3 | 0 | 357 |
| HB1 | 442 | 224 | 104 | 21 | 0 | 43 | 9 | 3 | 80 | 0 | 52 | 6 | 9 | 9 | 0 | 0 | 326 |
| IO2 | 669 | 164 | 56 | 0 | 0 | 28 | 0 | 0 | 28 | 0 | 6 | 6 | 6 | 0 | 34 | 3 | 323 |
| IL3 | 503 | 311 | 47 | 3 | 3 | 31 | 6 | 0 | 16 | 0 | 3 | 19 | 9 | 0 | 47 | 0 | 318 |
| IT1 | 564 | 54 | 148 | 37 | 0 | 43 | 17 | 0 | 31 | 14 | 40 | 6 | 26 | 17 | 3 | 0 | 351 |
| IT2 | 471 | 153 | 131 | 52 | 0 | 70 | 40 | 12 | 21 | 0 | 6 | 3 | 15 | 18 | 3 | 3 | 327 |
| IT4 | 552 | 40 | 116 | 84 | 0 | 98 | 15 | 3 | 9 | 3 | 14 | 9 | 20 | 35 | 3 | 0 | 346 |
| IT5 | 615 | 125 | 119 | 24 | 0 | 46 | 3 | 0 | 31 | 3 | 3 | 0 | 15 | 12 | 3 | 0 | 327 |
| IT0 | 545 | 14 | 161 | 71 | 3 | 76 | 17 | 0 | 17 | 8 | 28 | 17 | 20 | 23 | 0 | 6 | 354 |
| IV5 | 538 | 284 | 50 | 0 | 0 | 27 | 3 | 0 | 50 | 13 | 5 | 3 | 11 | 0 | 19 | 0 | 377 |
| KC1 | 389 | 50 | 121 | 97 | 3 | 168 | 24 | 44 | 17 | 0 | 0 | 6 | 20 | 27 | 27 | 7 | 298 |
| KC3 | 571 | 25 | 91 | 109 | 0 | 65 | 15 | 33 | 7 | 0 | 7 | 7 | 11 | 40 | 22 | 0 | 276 |
| KG1 | 461 | 12 | 181 | 87 | 0 | 105 | 15 | 21 | 12 | 9 | 12 | 15 | 9 | 54 | 6 | 0 | 332 |
| KG3 | 584 | 71 | 99 | 68 | 0 | 40 | 6 | 28 | 19 | 0 | 9 | 6 | 6 | 43 | 16 | 3 | 322 |
| MC3 | 580 | 228 | 60 | 10 | 0 | 33 | 5 | 0 | 38 | 13 | 8 | 10 | 13 | 3 | 3 | 0 | 400 |
| MC5 | 700 | 118 | 95 | 6 | 0 | 36 | 6 | 0 | 14 | 8 | 0 | 6 | 0 | 8 | 0 | 3 | 357 |
| MK1 | 548 | 114 | 131 | 15 | 12 | 29 | 12 | 0 | 41 | 32 | 12 | 9 | 29 | 9 | 9 | 0 | 343 |
| MK4 | 620 | 84 | 115 | 13 | 3 | 50 | 13 | 0 | 21 | 16 | 18 | 5 | 42 | 0 | 0 | 0 | 382 |
| MK6 | 546 | 84 | 149 | 16 | 0 | 24 | 3 | 0 | 49 | 22 | 30 | 11 | 57 | 8 | 0 | 3 | 370 |
| MK8 | 563 | 109 | 155 | 5 | 3 | 35 | 0 | 0 | 35 | 3 | 37 | 11 | 37 | 5 | 0 | 3 | 375 |
| PG2 | 502 | 85 | 149 | 49 | 2 | 46 | 9 | 2 | 7 | 11 | 37 | 7 | 62 | 30 | 2 | 0 | 436 |
| RC1 | 395 | 237 | 107 | 19 | 0 | 37 | 16 | 0 | 19 | 5 | 5 | 13 | 3 | 13 | 125 | 5 | 375 |
| RD1 | 511 | 54 | 136 | 63 | 2 | 41 | 12 | 10 | 36 | 17 | 32 | 17 | 24 | 41 | 0 | 2 | 411 |
| RD2 | 501 | 57 | 203 | 43 | 0 | 41 | 22 | 0 | 8 | 16 | 16 | 11 | 43 | 38 | 0 | 3 | 370 |
| RL8 | 391 | 162 | 169 | 20 | 0 | 91 | 30 | 3 | 45 | 15 | 3 | 23 | 20 | 18 | 5 | 5 | 396 |

| | AMP | BIO | OPQ | PYR | TML | EPI | ZOI | CAR | APA | ZIR | TIT | STA | GRN | KYA | CHL | UND | NBR |
|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| RV1 | 628 | 185 | 54 | 12 | 0 | 27 | 3 | 0 | 24 | 9 | 0 | 0 | 36 | 15 | 9 | 0 | 336 |
| RV2 | 606 | 225 | 78 | 21 | 0 | 21 | 0 | 0 | 19 | 3 | 3 | 3 | 13 | 8 | 0 | 0 | 373 |
| SL1 | 550 | 148 | 118 | 30 | 0 | 44 | 9 | 3 | 21 | 0 | 24 | 6 | 30 | 12 | 6 | 0 | 338 |
| SL2 | 639 | 72 | 63 | 50 | 0 | 16 | 0 | 0 | 44 | 3 | 25 | 6 | 44 | 28 | 3 | 6 | 319 |
| SN2 | 443 | 410 | 32 | 0 | 0 | 23 | 2 | 0 | 44 | 11 | 0 | 4 | 9 | 0 | 11 | 13 | 476 |
| TA2 | 329 | 87 | 239 | 91 | 3 | 58 | 15 | 0 | 23 | 17 | 26 | 20 | 70 | 20 | 9 | 0 | 343 |
| TH1 | 481 | 138 | 82 | 64 | 3 | 48 | 40 | 8 | 11 | 13 | 5 | 5 | 3 | 85 | 13 | 5 | 376 |
| TH2 | 519 | 22 | 99 | 96 | 0 | 114 | 15 | 46 | 3 | 6 | 15 | 19 | 9 | 19 | 12 | 6 | 324 |
| TH3 | 527 | 80 | 99 | 100 | 0 | 61 | 14 | 12 | 26 | 9 | 7 | 14 | 5 | 43 | 2 | 0 | 423 |
| TH4 | 569 | 3 | 123 | 71 | 0 | 71 | 33 | 9 | 31 | 9 | 6 | 3 | 9 | 55 | 6 | 3 | 325 |
| TH5 | 535 | 349 | 63 | 0 | 0 | 22 | 0 | 0 | 22 | 5 | 0 | 0 | 2 | 0 | 2 | 0 | 413 |
| VC4 | 402 | 167 | 240 | 22 | 3 | 75 | 3 | 0 | 30 | 8 | 3 | 8 | 22 | 8 | 11 | 0 | 371 |
| VC5 | 381 | 279 | 136 | 9 | 0 | 15 | 6 | 0 | 65 | 9 | 9 | 31 | 46 | 6 | 3 | 3 | 323 |
| VC6 | 337 | 509 | 43 | 0 | 3 | 29 | 0 | 0 | 57 | 0 | 9 | 0 | 9 | 6 | 0 | 0 | 350 |
| VH1 | 380 | 148 | 283 | 20 | 0 | 38 | 3 | 0 | 20 | 20 | 28 | 8 | 10 | 8 | 28 | 5 | 392 |
| VH3 | 101 | 725 | 89 | 15 | 0 | 12 | 3 | 0 | 6 | 21 | 3 | 9 | 0 | 15 | 0 | 3 | 338 |
| VH4 | 430 | 279 | 134 | 6 | 6 | 36 | 21 | 0 | 3 | 30 | 3 | 15 | 12 | 24 | 0 | 6 | 337 |
| VH5 | 514 | 160 | 197 | 9 | 0 | 43 | 12 | 0 | 9 | 25 | 9 | 3 | 3 | 6 | 3 | 6 | 325 |
| VH6 | 533 | 76 | 124 | 53 | 5 | 30 | 21 | 0 | 30 | 16 | 30 | 16 | 37 | 30 | 0 | 2 | 436 |
| VH8 | 396 | 160 | 145 | 79 | 0 | 57 | 27 | 0 | 15 | 15 | 18 | 12 | 48 | 24 | 3 | 0 | 331 |
| WL5 | 474 | 351 | 40 | 0 | 2 | 30 | 2 | 0 | 47 | 15 | 0 | 11 | 22 | 0 | 7 | 0 | 536 |
| WL9 | 431 | 483 | 28 | 6 | 0 | 3 | 3 | 0 | 14 | 20 | 0 | 0 | 0 | 0 | 14 | 0 | 362 |
| XO3 | 741 | 93 | 65 | 6 | 6 | 34 | 0 | 0 | 3 | 17 | 6 | 6 | 3 | 0 | 20 | 8 | 355 |

AMP = amphibole; BIO = biotite; OPQ = opaque; PYR = pyroxène; TML = tourmaline; EPI = épidote; ZOI = zoïsite; CAR = carbonate; APA = apatite; ZIR = zircon; SPH = titanite; STA = staurotide; GRN = grenat; KYA = disthène; CHL = chlorite; UND = indéterminé; NBR = nombre de grains comptés.

TABLEAU 7.3

DISTRIBUTION MINÉRALOGIQUE DES GROUPES

| | AMP | BIO | OPQ | PYR | TML | EPI | ZOI | CAR | APA | ZIR | TIT | STA | GRN | KYA | CHL |
|-----|------|------|------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| I | 42,0 | 42,8 | 4,9 | 0,3 | 0,1 | 2,2 | 0,2 | 0,0 | 3,2 | 1,1 | 0,2 | 0,6 | 0,8 | 0,3 | 1,3 |
| II | 42,0 | 25,9 | 13,7 | 2,4 | 0,1 | 3,5 | 1,2 | 0,4 | 2,8 | 0,8 | 1,3 | 1,0 | 1,3 | 1,7 | 1,6 |
| III | 60,2 | 16,2 | 8,9 | 1,4 | 0,2 | 3,8 | 0,4 | 0,0 | 2,7 | 1,0 | 0,8 | 0,6 | 1,6 | 0,8 | 1,3 |
| IV | 47,1 | 9,1 | 16,4 | 5,0 | 0,3 | 5,5 | 1,7 | 0,5 | 2,9 | 1,1 | 2,3 | 1,2 | 4,5 | 2,1 | 0,4 |
| V | 52,7 | 4,4 | 11,2 | 8,5 | 0,1 | 8,0 | 2,1 | 2,3 | 1,5 | 0,8 | 1,0 | 0,9 | 1,1 | 4,3 | 1,1 |
| moy | 49,2 | 16,0 | 12,4 | 4,0 | 0,2 | 4,9 | 1,3 | 0,7 | 2,6 | 1,0 | 1,4 | 0,9 | 2,4 | 2,0 | 1,0 |

TABLEAU 7.4
DIVERSITE DES GROUPES

| | I | II | III | IV | V | |
|--------------------|------|------|------|------|------|-------------|
| Indice de Shannon | 1,31 | 1,71 | 1,52 | 1,83 | 1,73 | (avec AMPH) |
| Diversité relative | 0,50 | 0,63 | 0,58 | 0,68 | 0,64 | |
| Indice de Shannon | 1,08 | 1,76 | 1,85 | 2,15 | 2,20 | (sans AMPH) |
| Diversité relative | 0,43 | 0,69 | 0,74 | 0,84 | 0,86 | |

TABLEAU 7.5

ECHANTILLONS A TRES FORTE (A) OU TRES FAIBLE (B) DIVERSITE

| A | | | | B | | | |
|-----|---------|--------|------------|-----|---------|--------|-----------|
| ECH | Shannon | Groupe | Dépôt | ECH | Shannon | Groupe | Dépôt |
| TA2 | 2,013 | IV | Fluviogl. | X03 | 1,041 | III | Fluviogl. |
| C12 | 1,990 | IV | Moraine | VH3 | 1,048 | I | Moraine |
| EG2 | 1,982 | IV | Moraine | MC5 | 1,074 | III | Moraine |
| KC1 | 1,923 | V | Fluviogl. | WL9 | 1,078 | I | Moraine |
| C06 | 1,906 | II | Fluviogl. | TH5 | 1,095 | II | Moraine |
| VH8 | 1,906 | IV | Fluviogl. | I02 | 1,135 | III | Moraine |
| AS9 | 1,890 | IV | Moraine | RV2 | 1,223 | III | Fluviogl. |
| AS5 | 1,887 | IV | Glaciolac. | SN2 | 1,239 | I | Fluviogl. |
| DA9 | 1,886 | IV | Fluviogl. | VC6 | 1,244 | I | Moraine |
| RL8 | 1,870 | IV | Fluviogl. | CL1 | 1,268 | III | Moraine |

TABLEAU 7.6

INDICES DE DIVERSITE DES ECHANTILLONS
(H = Shannon D = Diversité relative)

| ECH | H | D | ECH | H | D | ECH | H | D |
|-----|-------|-------|--------------|-------|-------|-------------|-------|-------|
| IL3 | 1,372 | 0,552 | IV5 | 1,330 | 0,555 | SN2 | 1,239 | 0,538 |
| VC6 | 1,244 | 0,566 | WL5 | 1,355 | 0,565 | WL9 | 1,078 | 0,490 |
| TH5 | 1,095 | 0,527 | VH3 | 1,048 | 0,437 | (groupe I) | | |
| AC9 | 1,754 | 0,684 | CO6 | 1,906 | 0,722 | RC1 | 1,734 | 0,676 |
| VH1 | 1,712 | 0,667 | VH4 | 1,597 | 0,623 | VH5 | 1,449 | 0,565 |
| VC4 | 1,692 | 0,641 | AR9 | 1,617 | 0,651 | ARO | 1,467 | 0,556 |
| DA6 | 1,551 | 0,647 | HB1 | 1,678 | 0,675 | VC5 | 1,695 | 0,661 |
| BL2 | 1,464 | 0,589 | C10 | 1,563 | 0,609 | CA7 | 1,429 | 0,575 |
| CC1 | 1,596 | 0,605 | (groupe II) | | | | | |
| BT1 | 1,523 | 0,577 | CL1 | 1,268 | 0,529 | CL2 | 1,293 | 0,520 |
| DMC | 1,380 | 0,576 | ET4 | 1,531 | 0,639 | GC1 | 1,385 | 0,602 |
| GT5 | 1,579 | 0,635 | IO2 | 1,135 | 0,516 | IT5 | 1,337 | 0,538 |
| MC3 | 1,362 | 0,531 | MC5 | 1,074 | 0,467 | MK1 | 1,638 | 0,621 |
| RV1 | 1,286 | 0,536 | RV2 | 1,223 | 0,510 | SL1 | 1,556 | 0,607 |
| XO3 | 1,041 | 0,419 | (groupe III) | | | | | |
| AR1 | 1,760 | 0,708 | AR5 | 1,820 | 0,690 | AS9 | 1,890 | 0,716 |
| C12 | 1,990 | 0,735 | CA2 | 1,758 | 0,686 | EG2 | 1,982 | 0,773 |
| HA2 | 1,809 | 0,705 | IT2 | 1,715 | 0,669 | RL8 | 1,870 | 0,708 |
| TA2 | 2,013 | 0,763 | VH8 | 1,906 | 0,743 | AS2 | 1,725 | 0,654 |
| AS5 | 1,887 | 0,697 | CA1 | 1,808 | 0,685 | CA0 | 1,711 | 0,648 |
| DA1 | 1,715 | 0,668 | DA3 | 1,682 | 0,677 | DA9 | 1,886 | 0,759 |
| FJ3 | 1,676 | 0,619 | HA6 | 1,860 | 0,705 | IT1 | 1,598 | 0,623 |
| MK4 | 1,413 | 0,568 | HA6 | 1,860 | 0,705 | IT1 | 1,598 | 0,623 |
| PG2 | 1,727 | 0,638 | MK6 | 1,584 | 0,638 | MK8 | 1,471 | 0,592 |
| SL2 | 1,401 | 0,564 | RD1 | 1,781 | 0,675 | RD2 | 1,664 | 0,670 |
| | | | VH6 | 1,728 | 0,674 | (groupe IV) | | |
| AR8 | 1,337 | 0,521 | HA4 | 1,517 | 0,633 | IT4 | 1,597 | 0,605 |
| IT0 | 1,597 | 0,623 | KG1 | 1,756 | 0,665 | TH4 | 1,559 | 0,591 |
| CC2 | 1,869 | 0,729 | DG1 | 1,789 | 0,678 | FJ6 | 1,655 | 0,645 |
| KC1 | 1,923 | 0,750 | KC3 | 1,590 | 0,620 | KG3 | 1,557 | 0,607 |
| TH1 | 1,780 | 0,657 | TH2 | 1,692 | 0,641 | TH3 | 1,689 | 0,640 |
| | | | (groupe V) | | | | | |

TABLEAU 7.7
MINERAUX LOURDS: CONTRIBUTIONS

| ECH | CONTRIBUTIONS RELATIVES | | | | | CONTRIBUTIONS ABSOLUES | | | | |
|-----|-------------------------|------|------|------|------|------------------------|------|------|------|------|
| | F1 | F2 | F3 | F4 | F5 | F1 | F2 | F3 | F4 | F5 |
| BIO | 97,5 | 1,1 | 1,3 | 0,1 | 0,0 | 60,7 | 2,1 | 3,8 | 0,0 | 0,0 |
| OPQ | 47,9 | 35,3 | 6,0 | 0,1 | 10,7 | 6,5 | 12,5 | 3,8 | 0,0 | 0,0 |
| PYR | 74,0 | 12,8 | 3,5 | 7,9 | 1,7 | 13,7 | 6,3 | 3,8 | 15,5 | 4,3 |
| TML | 4,3 | 30,2 | 9,0 | 0,8 | 55,7 | 0,0 | 1,0 | 0,0 | 0,0 | 4,3 |
| EPI | 54,1 | 12,9 | 0,1 | 24,1 | 8,8 | 5,7 | 3,1 | 0,0 | 23,2 | 8,6 |
| ZOI | 68,1 | 10,0 | 2,3 | 19,3 | 0,4 | 2,0 | 1,0 | 0,0 | 7,7 | 0,0 |
| CAR | 27,1 | 47,6 | 6,0 | 18,2 | 1,1 | 4,0 | 17,7 | 3,8 | 27,1 | 0,0 |
| APA | 4,1 | 20,5 | 0,2 | 19,0 | 56,2 | 0,4 | 3,1 | 0,0 | 11,6 | 34,6 |
| ZIR | 2,9 | 53,5 | 6,0 | 1,2 | 36,4 | 0,0 | 1,0 | 0,0 | 0,0 | 4,3 |
| TIT | 22,7 | 48,0 | 0,1 | 0,0 | 29,2 | 1,2 | 7,3 | 0,0 | 0,0 | 17,3 |
| STA | 65,4 | 20,9 | 10,5 | 0,2 | 3,0 | 0,4 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| GRN | 24,0 | 70,4 | 0,2 | 0,8 | 4,6 | 2,4 | 17,7 | 0,0 | 0,0 | 4,3 |
| KYA | 41,0 | 28,7 | 8,0 | 21,5 | 0,9 | 4,0 | 7,3 | 3,8 | 19,3 | 0,0 |
| CHL | 1,2 | 20,3 | 76,8 | 0,3 | 1,3 | 0,4 | 11,5 | 82,6 | 0,0 | 4,3 |
| AC9 | 57,2 | 0,3 | 0,5 | 0,8 | 41,3 | 0,6 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 4,3 |
| AR1 | 0,2 | 1,5 | 18,6 | 51,4 | 28,4 | 0,0 | 0,0 | 0,6 | 3,5 | 2,2 |
| AR5 | 16,9 | 80,7 | 0,2 | 1,4 | 0,7 | 0,1 | 1,7 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| AR8 | 82,0 | 0,4 | 1,8 | 14,5 | 1,4 | 2,2 | 0,0 | 0,2 | 3,9 | 0,4 |
| AR9 | 53,3 | 27,0 | 4,1 | 0,0 | 15,8 | 0,5 | 0,7 | 0,2 | 0,0 | 1,7 |
| ARO | 65,4 | 14,0 | 8,7 | 0,1 | 11,8 | 0,6 | 0,3 | 0,4 | 0,0 | 1,3 |
| AS5 | 45,2 | 10,3 | 0,0 | 40,5 | 4,1 | 0,6 | 0,3 | 0,0 | 5,0 | 0,4 |
| AS9 | 52,4 | 34,1 | 0,0 | 7,7 | 4,4 | 1,0 | 1,7 | 0,0 | 1,5 | 0,9 |
| AS2 | 69,0 | 13,6 | 0,0 | 0,7 | 16,6 | 0,9 | 0,4 | 0,0 | 0,0 | 2,2 |
| BL2 | 86,5 | 6,4 | 5,6 | 0,3 | 1,2 | 2,0 | 0,4 | 0,6 | 0,0 | 0,4 |
| BT1 | 36,4 | 1,6 | 46,6 | 7,5 | 8,0 | 0,1 | 0,0 | 0,6 | 0,0 | 0,4 |
| CA1 | 32,6 | 46,6 | 2,3 | 0,2 | 18,3 | 0,4 | 1,7 | 0,2 | 0,0 | 2,6 |
| CA2 | 49,5 | 25,5 | 0,7 | 1,9 | 22,4 | 0,9 | 1,1 | 0,0 | 0,4 | 4,3 |
| CA7 | 65,6 | 7,0 | 16,5 | 9,7 | 1,2 | 1,7 | 0,4 | 1,9 | 2,3 | 0,4 |
| CA0 | 82,4 | 15,2 | 0,3 | 0,4 | 1,6 | 1,3 | 0,6 | 0,0 | 0,0 | 0,4 |
| CC1 | 49,8 | 49,0 | 0,9 | 0,1 | 0,2 | 1,3 | 3,2 | 0,2 | 0,0 | 0,0 |
| CC2 | 26,8 | 64,7 | 8,1 | 0,3 | 0,1 | 1,2 | 7,3 | 1,7 | 0,0 | 0,0 |
| CL1 | 87,0 | 0,1 | 12,8 | 0,1 | 0,0 | 1,7 | 0,0 | 1,2 | 0,0 | 0,0 |
| CL2 | 6,6 | 12,5 | 1,3 | 67,8 | 12,0 | 0,0 | 0,2 | 0,0 | 3,5 | 0,4 |
| CO6 | 14,3 | 47,1 | 14,5 | 24,0 | 0,1 | 0,1 | 1,0 | 0,6 | 1,9 | 0,0 |
| C10 | 34,1 | 27,0 | 19,5 | 16,3 | 3,2 | 0,5 | 1,0 | 1,3 | 2,3 | 0,4 |
| C12 | 32,4 | 42,6 | 23,2 | 1,7 | 0,2 | 0,2 | 0,6 | 0,6 | 0,0 | 0,0 |
| DA1 | 44,3 | 48,5 | 0,5 | 0,7 | 5,9 | 0,5 | 1,4 | 0,0 | 0,0 | 0,9 |
| DA3 | 58,2 | 38,6 | 1,0 | 1,4 | 0,7 | 1,3 | 2,1 | 0,2 | 0,4 | 0,0 |
| DA6 | 85,6 | 2,5 | 7,2 | 0,4 | 4,4 | 1,5 | 0,1 | 0,6 | 0,0 | 0,9 |
| DA9 | 28,1 | 54,7 | 0,0 | 6,7 | 10,5 | 0,8 | 4,1 | 0,0 | 1,9 | 3,0 |
| DG1 | 36,9 | 47,7 | 3,9 | 11,5 | 0,0 | 0,1 | 11,7 | 1,7 | 10,4 | 0,0 |
| DMC | 53,9 | 0,6 | 39,2 | 3,9 | 2,2 | 0,2 | 0,0 | 0,6 | 0,0 | 0,0 |
| EG2 | 39,3 | 54,9 | 4,4 | 1,4 | 0,1 | 0,8 | 2,7 | 0,4 | 0,4 | 0,0 |
| ET4 | 2,1 | 0,1 | 95,3 | 0,6 | 2,0 | 0,0 | 0,0 | 9,6 | 0,0 | 0,4 |

| | | | | | | | | | | |
|-----|------|------|------|------|------|-----|-----|------|------|------|
| FJ3 | 65,8 | 11,5 | 1,6 | 16,8 | 4,3 | 0,9 | 0,4 | 0,0 | 2,3 | 0,4 |
| FJ6 | 27,5 | 48,5 | 18,7 | 3,6 | 1,7 | 0,8 | 3,8 | 2,7 | 1,2 | 0,4 |
| GC1 | 68,1 | 0,6 | 2,8 | 27,7 | 0,8 | 0,8 | 0,0 | 0,2 | 3,1 | 0,0 |
| GT5 | 15,1 | 1,6 | 80,2 | 0,2 | 3,0 | 0,1 | 0,0 | 3,3 | 0,0 | 0,4 |
| HA2 | 76,0 | 0,1 | 5,7 | 18,0 | 0,2 | 0,4 | 0,0 | 0,2 | 0,8 | 0,0 |
| HA4 | 72,6 | 0,2 | 3,7 | 22,9 | 0,6 | 1,6 | 0,0 | 0,4 | 4,6 | 0,0 |
| HA6 | 65,1 | 34,0 | 0,2 | 0,5 | 0,2 | 1,4 | 1,9 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| HB1 | 20,7 | 12,7 | 4,4 | 10,2 | 51,9 | 0,3 | 0,5 | 0,4 | 1,5 | 9,1 |
| IO2 | 44,5 | 3,8 | 45,6 | 2,4 | 3,6 | 1,0 | 0,2 | 4,8 | 0,4 | 0,9 |
| IL3 | 68,5 | 8,6 | 22,7 | 0,0 | 0,2 | 2,7 | 0,8 | 4,2 | 0,0 | 0,0 |
| IT1 | 50,2 | 42,4 | 0,4 | 0,3 | 6,7 | 0,6 | 1,3 | 0,0 | 0,0 | 0,9 |
| IT2 | 22,0 | 37,0 | 27,2 | 0,0 | 14,0 | 0,1 | 0,3 | 0,4 | 0,0 | 0,4 |
| IT4 | 88,0 | 4,8 | 3,2 | 1,9 | 2,1 | 1,5 | 0,2 | 0,2 | 0,4 | 0,4 |
| IT5 | 13,2 | 39,1 | 1,1 | 25,6 | 21,0 | 0,0 | 0,1 | 0,0 | 0,4 | 0,4 |
| IT0 | 91,3 | 6,2 | 0,1 | 1,1 | 1,3 | 1,8 | 0,3 | 0,0 | 0,4 | 0,4 |
| IV5 | 91,6 | 0,2 | 1,8 | 2,7 | 3,7 | 2,4 | 0,0 | 0,2 | 0,8 | 0,9 |
| KC1 | 42,1 | 40,6 | 0,2 | 15,9 | 1,3 | 2,3 | 5,6 | 0,0 | 8,1 | 0,9 |
| KC3 | 52,0 | 46,0 | 0,0 | 0,2 | 1,8 | 2,3 | 5,1 | 0,0 | 0,0 | 0,9 |
| KG1 | 83,8 | 11,8 | 1,0 | 0,0 | 3,4 | 2,7 | 0,9 | 0,2 | 0,0 | 1,3 |
| KG3 | 36,7 | 57,0 | 0,4 | 0,1 | 5,8 | 0,7 | 2,8 | 0,0 | 0,0 | 1,3 |
| MC3 | 90,7 | 1,3 | 2,9 | 3,7 | 1,4 | 1,1 | 0,0 | 0,2 | 0,4 | 0,0 |
| MC5 | 32,0 | 2,5 | 1,4 | 2,7 | 61,5 | 0,1 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 2,6 |
| MK1 | 0,0 | 73,7 | 17,8 | 2,3 | 6,6 | 0,0 | 1,1 | 0,6 | 0,0 | 0,4 |
| MK4 | 8,6 | 74,1 | 0,1 | 14,0 | 3,3 | 0,1 | 1,6 | 0,0 | 1,2 | 0,4 |
| MK6 | 5,6 | 79,3 | 0,3 | 4,1 | 10,7 | 0,1 | 3,8 | 0,0 | 0,8 | 2,2 |
| MK8 | 0,7 | 84,5 | 0,5 | 10,5 | 3,9 | 0,0 | 2,8 | 0,0 | 1,2 | 0,4 |
| PG2 | 51,3 | 40,5 | 1,5 | 4,8 | 1,9 | 0,4 | 0,9 | 0,0 | 0,4 | 0,0 |
| RC1 | 7,3 | 13,7 | 76,3 | 1,5 | 1,3 | 0,8 | 4,1 | 41,3 | 1,5 | 1,7 |
| RD1 | 76,5 | 3,0 | 5,0 | 3,4 | 12,0 | 1,0 | 0,1 | 0,4 | 0,4 | 1,7 |
| RD2 | 56,9 | 21,8 | 0,1 | 13,7 | 7,5 | 0,9 | 0,9 | 0,0 | 1,9 | 1,3 |
| RL8 | 4,9 | 10,0 | 0,2 | 37,0 | 47,9 | 0,0 | 0,1 | 0,0 | 0,8 | 1,3 |
| RV1 | 95,5 | 1,3 | 0,4 | 0,0 | 2,7 | 0,6 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| RV2 | 89,3 | 0,2 | 9,5 | 0,4 | 0,5 | 1,1 | 0,0 | 0,6 | 0,0 | 0,0 |
| SL1 | 1,9 | 72,6 | 1,9 | 3,9 | 19,7 | 0,0 | 0,2 | 0,0 | 0,0 | 0,4 |
| SL2 | 11,5 | 14,8 | 3,0 | 3,1 | 67,6 | 0,2 | 0,6 | 0,2 | 0,4 | 11,2 |
| SN2 | 96,9 | 1,0 | 1,0 | 0,4 | 0,6 | 5,1 | 0,1 | 0,2 | 0,4 | 0,4 |
| TA2 | 61,8 | 32,3 | 1,6 | 4,2 | 0,1 | 1,0 | 1,4 | 0,2 | 0,8 | 0,0 |
| TH1 | 9,8 | 39,7 | 4,6 | 45,8 | 0,1 | 0,2 | 2,5 | 0,6 | 10,4 | 0,0 |
| TH2 | 51,4 | 35,7 | 1,2 | 11,7 | 0,0 | 2,7 | 4,8 | 0,4 | 5,8 | 0,0 |
| TH3 | 51,3 | 26,0 | 12,4 | 9,0 | 1,3 | 0,8 | 1,1 | 1,0 | 1,5 | 0,4 |
| TH4 | 82,5 | 10,1 | 1,3 | 6,2 | 0,0 | 2,2 | 0,7 | 0,2 | 1,5 | 0,0 |
| TH5 | 95,0 | 0,5 | 3,4 | 0,1 | 1,0 | 3,8 | 0,0 | 0,6 | 0,0 | 0,4 |
| VC4 | 0,0 | 23,4 | 15,0 | 10,5 | 51,5 | 0,0 | 0,5 | 0,6 | 0,8 | 4,3 |
| VC5 | 59,3 | 28,0 | 0,6 | 2,4 | 9,6 | 0,9 | 1,1 | 0,0 | 0,4 | 1,7 |
| VC6 | 92,4 | 0,3 | 5,8 | 0,6 | 1,0 | 6,0 | 0,0 | 1,7 | 0,4 | 0,9 |
| VH1 | 0,8 | 24,6 | 59,2 | 0,2 | 15,2 | 0,0 | 0,8 | 3,7 | 0,0 | 2,2 |
| VH3 | 88,9 | 1,6 | 6,0 | 1,9 | 1,6 | 8,5 | 0,4 | 2,7 | 1,9 | 1,7 |
| VH4 | 50,9 | 0,8 | 4,1 | 6,5 | 37,7 | 0,8 | 0,0 | 0,4 | 0,8 | 6,1 |
| VH5 | 4,7 | 19,4 | 2,3 | 0,0 | 73,7 | 0,0 | 0,5 | 0,2 | 0,0 | 7,3 |
| VH6 | 45,8 | 29,1 | 2,7 | 14,3 | 8,0 | 0,5 | 0,7 | 0,2 | 1,5 | 0,9 |
| VH8 | 35,8 | 11,4 | 14,0 | 38,7 | 0,3 | 0,2 | 0,1 | 0,4 | 1,5 | 0,0 |
| WL5 | 95,7 | 0,0 | 1,4 | 2,2 | 0,7 | 3,3 | 0,0 | 0,2 | 0,8 | 0,4 |
| WL9 | 95,2 | 2,7 | 1,0 | 0,9 | 0,2 | 6,8 | 0,5 | 0,4 | 0,8 | 0,0 |
| XO3 | 11,3 | 0,2 | 61,7 | 1,9 | 24,9 | 0,1 | 0,0 | 2,9 | 0,0 | 2,6 |

TABLEAU 7.8
DISTRIBUTION MINÉRALOGIQUE: LOBE DE KLUANE
(en pour mille)

| | AMP | BIO | OPQ | PYR | TML | EPI | ZOI | CAR | APA | ZIR | TIT | STA | GRN | KYA | CHL | UND | NBR |
|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| AC9 | 305 | 305 | 199 | 29 | 9 | 60 | 6 | 0 | 23 | 17 | 11 | 6 | 0 | 20 | 11 | 0 | 351 |
| CC1 | 415 | 339 | 55 | 31 | 3 | 38 | 17 | 28 | 3 | 0 | 14 | 3 | 3 | 21 | 24 | 3 | 290 |
| CC2 | 461 | 92 | 82 | 82 | 0 | 72 | 24 | 51 | 17 | 27 | 0 | 7 | 3 | 68 | 10 | 3 | 293 |
| DG1 | 475 | 25 | 88 | 83 | 0 | 135 | 27 | 66 | 14 | 3 | 6 | 6 | 6 | 52 | 11 | 3 | 362 |
| EG2 | 393 | 119 | 111 | 80 | 0 | 109 | 31 | 28 | 26 | 0 | 5 | 16 | 18 | 49 | 13 | 3 | 387 |
| FJ3 | 512 | 59 | 188 | 62 | 6 | 32 | 27 | 3 | 9 | 6 | 12 | 3 | 47 | 26 | 9 | 0 | 340 |
| FJ6 | 569 | 51 | 81 | 69 | 0 | 57 | 27 | 18 | 18 | 15 | 3 | 0 | 9 | 42 | 42 | 0 | 334 |
| KC1 | 389 | 50 | 121 | 97 | 3 | 168 | 24 | 44 | 17 | 0 | 0 | 6 | 20 | 27 | 27 | 7 | 298 |
| KC3 | 571 | 25 | 91 | 109 | 0 | 65 | 15 | 33 | 7 | 0 | 7 | 7 | 11 | 40 | 22 | 0 | 276 |
| KG1 | 461 | 12 | 181 | 87 | 0 | 105 | 15 | 21 | 12 | 9 | 12 | 15 | 9 | 54 | 6 | 0 | 332 |
| KG3 | 584 | 71 | 99 | 68 | 0 | 40 | 6 | 28 | 19 | 0 | 9 | 6 | 6 | 43 | 16 | 3 | 322 |
| TH1 | 481 | 138 | 82 | 64 | 3 | 48 | 40 | 8 | 11 | 13 | 5 | 5 | 3 | 85 | 13 | 5 | 376 |
| TH2 | 519 | 22 | 99 | 96 | 0 | 114 | 15 | 46 | 3 | 6 | 15 | 19 | 9 | 19 | 12 | 6 | 324 |
| TH3 | 527 | 80 | 99 | 100 | 0 | 61 | 14 | 12 | 26 | 9 | 7 | 14 | 5 | 43 | 2 | 0 | 423 |
| TH4 | 569 | 3 | 123 | 71 | 0 | 71 | 33 | 9 | 31 | 9 | 6 | 3 | 9 | 55 | 6 | 3 | 325 |

TABLEAU 7.9
DISTRIBUTION MINÉRALOGIQUE: CHAÎNE RUBY
(en pour mille)

| | AMP | BIO | OPQ | PYR | TML | EPI | ZOI | CAR | APA | ZIR | TIT | STA | GRN | KYA | CHL | UND | NBR |
|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| VH1 | 380 | 148 | 283 | 20 | 0 | 38 | 3 | 0 | 20 | 20 | 28 | 8 | 10 | 8 | 28 | 5 | 392 |
| VH3 | 101 | 725 | 89 | 15 | 0 | 12 | 3 | 0 | 6 | 21 | 3 | 9 | 0 | 15 | 0 | 3 | 338 |
| VH4 | 430 | 279 | 134 | 6 | 6 | 36 | 21 | 0 | 3 | 30 | 3 | 15 | 12 | 24 | 0 | 6 | 337 |
| VH5 | 514 | 160 | 197 | 9 | 0 | 43 | 12 | 0 | 9 | 25 | 9 | 3 | 3 | 6 | 3 | 6 | 325 |
| RC1 | 395 | 237 | 107 | 19 | 0 | 37 | 16 | 0 | 19 | 5 | 5 | 13 | 3 | 13 | 125 | 5 | 375 |
| SN2 | 443 | 410 | 32 | 0 | 0 | 23 | 2 | 0 | 44 | 11 | 0 | 4 | 9 | 0 | 11 | 13 | 476 |
| IL3 | 503 | 311 | 47 | 3 | 3 | 31 | 6 | 0 | 16 | 0 | 3 | 19 | 9 | 0 | 47 | 0 | 318 |
| IV5 | 538 | 284 | 50 | 0 | 0 | 27 | 3 | 0 | 50 | 13 | 5 | 3 | 11 | 0 | 19 | 0 | 377 |
| WL5 | 474 | 351 | 40 | 0 | 2 | 30 | 2 | 0 | 47 | 15 | 0 | 11 | 22 | 0 | 7 | 0 | 536 |
| WL9 | 431 | 483 | 28 | 6 | 0 | 3 | 3 | 0 | 14 | 20 | 0 | 0 | 0 | 0 | 14 | 0 | 362 |
| XO3 | 741 | 93 | 65 | 6 | 6 | 34 | 0 | 0 | 3 | 17 | 6 | 6 | 3 | 0 | 20 | 8 | 355 |
| BT1 | 568 | 148 | 88 | 33 | 9 | 45 | 3 | 0 | 30 | 15 | 9 | 12 | 9 | 3 | 15 | 21 | 331 |
| ET4 | 544 | 127 | 150 | 29 | 0 | 33 | 0 | 0 | 46 | 13 | 7 | 3 | 10 | 0 | 49 | 3 | 307 |
| GT5 | 541 | 156 | 122 | 25 | 0 | 25 | 10 | 0 | 31 | 16 | 16 | 16 | 13 | 0 | 31 | 0 | 320 |
| IO2 | 669 | 164 | 56 | 0 | 0 | 28 | 0 | 0 | 28 | 0 | 6 | 6 | 6 | 0 | 34 | 3 | 323 |
| CL1 | 558 | 272 | 47 | 3 | 0 | 32 | 3 | 0 | 12 | 3 | 6 | 0 | 35 | 20 | 0 | 9 | 342 |
| CL2 | 631 | 119 | 89 | 2 | 0 | 72 | 0 | 0 | 27 | 7 | 2 | 5 | 27 | 7 | 5 | 5 | 404 |
| DMC | 598 | 160 | 100 | 3 | 0 | 37 | 6 | 0 | 17 | 0 | 20 | 0 | 13 | 27 | 20 | 0 | 301 |
| MC3 | 580 | 228 | 60 | 10 | 0 | 33 | 5 | 0 | 38 | 13 | 8 | 10 | 13 | 3 | 3 | 0 | 400 |
| MC5 | 700 | 118 | 95 | 6 | 0 | 36 | 6 | 0 | 14 | 8 | 0 | 6 | 0 | 8 | 0 | 3 | 357 |
| RV1 | 628 | 185 | 54 | 12 | 0 | 27 | 3 | 0 | 24 | 9 | 0 | 0 | 36 | 15 | 9 | 0 | 336 |
| RV2 | 606 | 225 | 78 | 21 | 0 | 21 | 0 | 0 | 19 | 3 | 3 | 3 | 13 | 8 | 0 | 0 | 373 |
| VC4 | 402 | 167 | 240 | 22 | 3 | 75 | 3 | 0 | 30 | 8 | 3 | 8 | 22 | 8 | 11 | 0 | 371 |
| VC5 | 381 | 279 | 136 | 9 | 0 | 15 | 6 | 0 | 65 | 9 | 9 | 31 | 46 | 6 | 3 | 3 | 323 |
| VC6 | 337 | 509 | 43 | 0 | 3 | 29 | 0 | 0 | 57 | 0 | 9 | 0 | 9 | 6 | 0 | 0 | 350 |
| GC1 | 555 | 210 | 59 | 3 | 0 | 65 | 8 | 0 | 54 | 27 | 0 | 13 | 3 | 0 | 0 | 3 | 371 |
| RL8 | 391 | 162 | 169 | 20 | 0 | 91 | 30 | 3 | 45 | 15 | 3 | 23 | 20 | 18 | 5 | 5 | 396 |
| C06 | 341 | 248 | 146 | 51 | 0 | 38 | 25 | 10 | 22 | 6 | 3 | 25 | 6 | 38 | 32 | 6 | 314 |
| C10 | 476 | 264 | 82 | 52 | 0 | 10 | 11 | 14 | 16 | 0 | 8 | 10 | 8 | 38 | 5 | 5 | 368 |
| C12 | 388 | 136 | 165 | 46 | 5 | 70 | 14 | 19 | 36 | 8 | 8 | 16 | 16 | 43 | 27 | 3 | 369 |

TABLEAU 7.10

DISTRIBUTION MINÉRALOGIQUE: LOBE D'AISHIHIK (en pour mille)

| | AMP | BIO | OPQ | PYR | TML | EPI | ZOI | CAR | APA | ZIR | TIT | STA | GRN | KYA | CHL | UND | NBR |
|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| AR1 | 432 | 184 | 157 | 44 | 0 | 25 | 9 | 32 | 44 | 5 | 25 | 5 | 42 | 0 | 0 | 0 | 407 |
| AR5 | 373 | 148 | 235 | 60 | 3 | 30 | 3 | 9 | 33 | 18 | 21 | 6 | 57 | 3 | 0 | 0 | 332 |
| AR8 | 625 | 03 | 122 | 122 | 0 | 31 | 16 | 3 | 13 | 16 | 22 | 3 | 16 | 6 | 0 | 0 | 319 |
| AR9 | 442 | 236 | 144 | 11 | 0 | 14 | 19 | 0 | 62 | 3 | 22 | 8 | 19 | 14 | 0 | 8 | 369 |
| AR0 | 524 | 231 | 100 | 28 | 3 | 14 | 3 | 3 | 34 | 3 | 28 | 3 | 20 | 3 | 0 | 3 | 351 |
| AS5 | 424 | 92 | 181 | 29 | 9 | 109 | 6 | 14 | 32 | 6 | 29 | 11 | 43 | 20 | 3 | 0 | 349 |
| AS9 | 423 | 62 | 206 | 61 | 0 | 27 | 19 | 3 | 30 | 16 | 33 | 19 | 62 | 35 | 3 | 0 | 369 |
| AS2 | 523 | 44 | 142 | 73 | 0 | 41 | 24 | 3 | 54 | 14 | 22 | 16 | 27 | 14 | 3 | 0 | 367 |
| BL2 | 444 | 340 | 63 | 22 | 0 | 51 | 6 | 0 | 22 | 6 | 0 | 9 | 6 | 19 | 6 | 3 | 315 |
| CA1 | 480 | 88 | 151 | 36 | 21 | 54 | 30 | 0 | 6 | 12 | 15 | 18 | 73 | 12 | 6 | 0 | 331 |
| CA2 | 346 | 98 | 281 | 68 | 0 | 98 | 3 | 3 | 0 | 3 | 20 | 10 | 59 | 7 | 3 | 3 | 306 |
| CA7 | 485 | 322 | 45 | 34 | 0 | 15 | 21 | 3 | 18 | 0 | 10 | 13 | 5 | 26 | 0 | 0 | 388 |
| CA0 | 530 | 26 | 144 | 45 | 3 | 58 | 21 | 8 | 29 | 31 | 8 | 13 | 52 | 26 | 0 | 5 | 381 |
| DA1 | 517 | 72 | 147 | 40 | 2 | 42 | 19 | 0 | 33 | 8 | 28 | 17 | 47 | 22 | 0 | 0 | 360 |
| DA3 | 487 | 26 | 217 | 35 | 0 | 67 | 26 | 0 | 35 | 9 | 26 | 17 | 43 | 12 | 0 | 0 | 345 |
| DA6 | 347 | 361 | 155 | 13 | 0 | 37 | 15 | 0 | 20 | 0 | 9 | 2 | 29 | 11 | 0 | 0 | 349 |
| DA9 | 426 | 61 | 158 | 16 | 0 | 81 | 23 | 0 | 45 | 13 | 55 | 13 | 90 | 19 | 0 | 0 | 310 |
| HA2 | 417 | 135 | 157 | 93 | 3 | 80 | 3 | 0 | 13 | 0 | 29 | 6 | 26 | 32 | 6 | 0 | 312 |
| HA4 | 572 | 31 | 135 | 72 | 0 | 56 | 25 | 0 | 6 | 0 | 16 | 13 | 19 | 47 | 0 | 0 | 318 |
| HA6 | 434 | 42 | 182 | 76 | 6 | 73 | 16 | 0 | 34 | 11 | 22 | 14 | 76 | 11 | 3 | 0 | 357 |
| IT1 | 564 | 54 | 148 | 37 | 0 | 43 | 17 | 0 | 31 | 14 | 40 | 6 | 26 | 17 | 3 | 0 | 351 |
| IT2 | 471 | 153 | 131 | 52 | 0 | 70 | 40 | 12 | 21 | 0 | 6 | 3 | 15 | 18 | 3 | 3 | 327 |
| IT4 | 552 | 40 | 116 | 84 | 0 | 98 | 15 | 3 | 9 | 3 | 14 | 9 | 20 | 35 | 3 | 0 | 346 |
| IT5 | 615 | 125 | 119 | 24 | 0 | 46 | 3 | 0 | 31 | 3 | 3 | 0 | 15 | 12 | 3 | 0 | 327 |
| IT0 | 545 | 14 | 161 | 71 | 3 | 76 | 17 | 0 | 17 | 8 | 28 | 17 | 20 | 23 | 0 | 6 | 354 |
| HB1 | 442 | 224 | 104 | 21 | 0 | 43 | 9 | 3 | 80 | 0 | 52 | 6 | 9 | 9 | 0 | 0 | 326 |
| MK1 | 548 | 114 | 131 | 15 | 12 | 29 | 12 | 0 | 41 | 32 | 12 | 9 | 29 | 9 | 9 | 0 | 343 |
| MK4 | 620 | 84 | 115 | 13 | 3 | 50 | 13 | 0 | 21 | 16 | 18 | 5 | 42 | 0 | 0 | 0 | 382 |
| MK6 | 546 | 84 | 149 | 16 | 0 | 24 | 3 | 0 | 49 | 22 | 30 | 11 | 57 | 8 | 0 | 3 | 370 |
| MK8 | 563 | 109 | 155 | 5 | 3 | 35 | 0 | 0 | 35 | 3 | 37 | 11 | 37 | 5 | 0 | 3 | 375 |
| PG2 | 502 | 85 | 149 | 49 | 2 | 46 | 9 | 2 | 7 | 11 | 37 | 7 | 62 | 30 | 2 | 0 | 436 |
| RD1 | 511 | 54 | 136 | 63 | 2 | 41 | 12 | 10 | 36 | 17 | 32 | 17 | 24 | 41 | 0 | 2 | 411 |
| RD2 | 501 | 57 | 203 | 43 | 0 | 41 | 22 | 0 | 8 | 16 | 16 | 11 | 43 | 38 | 0 | 3 | 370 |
| SL1 | 550 | 148 | 118 | 30 | 0 | 44 | 9 | 3 | 21 | 0 | 24 | 6 | 30 | 12 | 6 | 0 | 338 |
| SL2 | 639 | 72 | 63 | 50 | 0 | 16 | 0 | 0 | 44 | 3 | 25 | 6 | 44 | 28 | 3 | 6 | 319 |
| TA2 | 329 | 87 | 239 | 91 | 3 | 58 | 15 | 0 | 23 | 17 | 26 | 20 | 70 | 20 | 9 | 0 | 343 |
| TH5 | 535 | 349 | 63 | 0 | 0 | 22 | 0 | 0 | 22 | 5 | 0 | 0 | 2 | 0 | 2 | 0 | 413 |
| VH6 | 533 | 76 | 124 | 53 | 5 | 30 | 21 | 0 | 30 | 16 | 30 | 16 | 37 | 30 | 0 | 2 | 436 |
| VH8 | 396 | 160 | 145 | 79 | 0 | 57 | 27 | 0 | 15 | 15 | 18 | 12 | 48 | 24 | 3 | 0 | 331 |

Chapitre VIII

Conclusion

A la lumière des résultats d'analyses granulométriques, pétrographiques et minéralogiques de plus d'une centaine de sédiments prélevés dans la région située entre les lacs Kluane et Aishihik, la glaciation McConnell peut s'y synthétiser comme suit:

- (1) Un lobe de glace issu de la chaîne des St Elias a envahi la vallée Cultus - Jarvis et la dépression Shakwak. Nous l'avons informellement appelé "lobe de Kluane". Les sédiments analysés contiennent en effet des grauwackes, carbonates et autres sédiments à grain fin qui trouvent leur origine dans les formations des St Elias. Au point de vue minéralogique, le cortège traduit une composante régionale marquée, correspondant à une abondance relative de carbonates, pyroxènes, épidotes, opaques et disthènes. Les tills prélevés dans la vallée Jarvis montrent l'influence régionale la plus marquée, due à la proximité des St Elias. Les sédiments issus du secteur de Cultus révèlent un cortège régional, mais avec une composante locale due à des transfluences (aval de la vallée Cultus), à un étranglement dans une vallée étroite à versants raides (amont de la vallée Cultus) ou encore une mise en place liée à la fonte

de culots de glace morte (aval de la vallée Cultus). Le fait que les sédiments proviennent essentiellement du broyage de roches sédimentaires fines se traduit au niveau de la granulométrie par une abondance de particules silteuses et argileuses, systématique pour les échantillons prélevés tant dans les tills que les dépôts fluvioglaciaires et glaciolacustres de cette vallée.

- (2) Le lobe de Kluane s'est écoulé dans la vallée Shakwak (occupée actuellement par le lac de Kluane), et a débordé vers l'Est dans la chaîne Ruby à hauteur de la vallée Gladstone. Les dépôts que l'on observe à l'embouchure de cette vallée montrent une influence pétrographique et minéralogique régionale importante, semblable à celle observée dans la vallée Cultus - Jarvis. Pour tous les échantillons analysés une abondance de particules argileuses et silteuses est visible dans les profils granulométriques, et les coupes correspondent à la succession de bas en haut de trois séquences respectivement identifiées par la granulométrie comme des tills argileux, des flow tills et des strates basales (bottomset beds) lacustres. Les deux dernières séquences traduisent une mise en place lors de la déglaciation, contemporaine de la formation du lac glaciaire Kluane.

Un imposant cordon morainique situé à une quinzaine de kilomètres de l'embouchure marque l'extension glaciaire maximale du lobe de Kluane dans la vallée Gladstone. En effet, les sédiments analysés montrent toujours une influence régionale, qui disparaît plus à l'Est. Cependant, la composante locale est non négligeable et correspond, comme dans le cas du secteur amont de la vallée Cultus, au resserrement de la langue de glace dans une vallée étroite à versants raides. Au point de vue granulométrique, trois échantillons présentent un mode au niveau des sables fins, un au niveau des sables grossiers, et le cinquième correspond à un flow till à matrice argilo-silteuse très mal triée. Ce

dernier échantillon appartient au même groupe que les flow tills de l'embouchure. L'influence régionale mais à composante locale se marque donc également dans la granulométrie.

- (3) Un second lobe de glace, lui-aussi issu de la chaîne des St Elias, s'est infiltré dans l'étroite vallée de la rivière Aishihik, a suivi l'axe des vallées de West Aishihik, Sekulmun et Aishihik, et a recouvert tout le bassin. L'influence régionale est visible jusque tout au Nord du lobe, y compris dans le secteur du ruisseau Mackintosh. On y trouve en effet des grauwackes et des carbonates en provenance des St Elias. La pétrographie et les minéraux lourds révèlent cependant que la composante régionale décroît du Sud au Nord, soit de l'amont vers l'aval du lobe, au profit d'une composante locale (tufs, titanites et grenats). C'est au Nord des lacs Aishihik et Sekulmun que l'on retrouve les sédiments les plus fins (groupe I de la granulométrie), interprétés comme des dépôts argilo-silteux de courants turbiditiques. L'association sédiments à composante régionale - granulométrie fine est donc à nouveau mise en évidence.

Ce lobe a pénétré vers l'Ouest dans la chaîne Ruby à la faveur des vallées Mars, Isaac, Albert et Y, provoquant la formation de lacs glaciaires coincés entre les glaciers occupant l'amont des vallées de la chaîne et le débordement de la langue de glace de la vallée Sekulmun. Les sédiments prélevés à hauteur de ces débordements ne révèlent qu'une composante locale, due à l'influence des transfluences et au resserrement des langues de glace dans des vallées étroites à versants raides. L'absence de sédiments fins dans le fond des vallées occupées par ces lacs glaciaires en bordure du lobe s'explique par la granulométrie grossière des débris provenant de la chaîne Ruby. Les dépôts du lac glaciaire Sekulmun - Aishihik se caractérisent en revanche par des

sédiments argilo-silteux, provenant du broyage de roches sédimentaires à grain fin des St Elias.

- (4) A l'intérieur de la chaîne Ruby, des glaciers locaux ont envahi la plupart des vallées, laissant des dépôts dont la pétrographie est le reflet direct de la lithologie environnante (granites et schistes métamorphiques). Les minéraux lourds des sédiments analysés donnent des cortèges peu diversifiés, caractérisés par l'abondance relative de biotites et d'apatites, la rareté des pyroxènes, épidotes et disthènes, et surtout l'absence de carbonates. La granulométrie, par la prédominance de matériel sablo-graveleux grossier et la faible teneur en particules argilo-silteuses, traduit à la fois un substrat à grain grossier et un transport à faible distance. Cette constatation est valable tant pour les tills que pour les sédiments fluvioglaciaires et glaciolacustres analysés.

L'opposition lobes de glace régionaux - glaciers locaux se marque donc dans la région étudiée par la pétrographie et le cortège de minéraux lourds des sédiments analysés, mais également par la granulométrie fine ou grossière qui leur est associée.

La pétrographie en lames minces de graviers a permis de voir qualitativement l'apport sédimentaire (grauwackes, carbonates) des St Elias dans les dépôts dus aux lobes de Kluane et d'Aishihik, par opposition à la nature granitique et/ou schisteuse locale des sédiments dus aux glaciers de la chaîne Ruby. C'est cependant par l'utilisation de méthodes quantitatives telles que classifications et analyses factorielles des correspondances que nous avons pu tirer un maximum d'information des données granulométriques et de minéraux lourds. Au point de vue minéralogique, la biotite traduit un caractère local, les carbonates un apport régional et les titanites/grenats se retrouvent plus spécifiquement dans le lobe d'Aishihik. Quant à la granulométrie des

sédiments, elle distingue nettement un groupe de tills, grossiers dans la chaîne Ruby mais à matrice argilo-silteuse dans les lobes de Kluane et d'Aishihik; un groupe de flow tills provenant du remaniement de tills fins sous-jacents, donc cantonnés aux deux grands lobes; un groupe de sédiments mis en place par des courants turbiditiques, localisés en bordure Nord du lac Aishihik, et donc sédimentées dans le lac glaciaire Aishihik - Sekulmun; et quatre groupes de sédiments fluvio-glaciaires et glaciolacustres, dont le matériel est d'autant plus fin que la sédimentation est distale.

L'analyse factorielle des correspondances effectuée sur les profils granulométriques des échantillons analysés met en évidence un effet Guttman. Celui-ci traduit l'action d'un facteur de tri unique dans les sédiments analysés: celui de l'eau de fonte. En fait, l'abondance de matériel transporté et/ou mis en place par l'eau de fonte traduit l'importance de celle-ci dans la déglaciation. En effet, la vidange de lacs glaciaires formés durant le maximum de la glaciation, conjuguée à un afflux d'eau de fonte de la glace devenue inactive sur les plateaux et en bordure Nord du lobe d'Aishihik ont pu accélérer le processus de déglaciation de ce lobe, provoquant non pas un recul progressif du front des glaciers vers la source, mais plutôt leur désintégration sur place. De plus, un arrêt brusque de l'alimentation se conçoit assez aisément pour le lobe d'Aishihik par barrage au niveau des cols de transfluence. Ce caractère quasi instantané de la déglaciation est appuyé par des dates au radiocarbone, qui indiquent un drainage vers le Sud du lac glaciaire Aishihik dès 9790 ± 130 BP, alors que les dates les plus anciennes de colonisation par la végétation dans le secteur de Mackintosh, au-delà des limites officielles de la glaciation McConnell, ne dépassent pas 10000 ans.

En ce qui concerne le lobe de Kluane, l'alimentation directe à partir des St Elias dans la région considérée a entraîné un recul progressif du front glaciaire du Nord vers le Sud, et la seule topographie de glace morte se situe à l'aval de la vallée

Cultus, où l'alimentation provenait essentiellement de transfluences à partir de la vallée Christmas. Cet exemple confirme la relation topographie de glace morte / transfluence, mise en évidence dans les vallées de la chaîne Ruby.

Il faut enfin souligner que le caractère local des dépôts prélevés au sein de la chaîne Ruby implique que les lobes de Kluane et d'Aishihik n'y ont pas pénétré beaucoup plus profondément durant la glaciation Reid que durant celle de McConnell, car si c'était le cas les dépôts échantillonnés reflèteraient par remaniement le caractère régional de la glaciation antérieure. On peut donc supposer que la (les) glaciation(s) qui a (ont) recouvert le plateau de la chaîne est (sont) au minimum pré-wisconsinienne(s), hypothèse appuyée par la présence de tors et felsenmeers sur ce plateau.

En bref, la localisation stratégique de la région étudiée, située à proximité tant des sources de glaces que des limites maximales d'extension au Wisconsinien supérieur, conjuguée à des différences marquées de lithologie entre les sources et le substrat local ont permis à des méthodes telles granulométrie, pétrographie et minéralogie de montrer leur puissance, puisque nous avons pu retracer les sources, vérifier l'existence de glaciers locaux, délimiter plus précisément des limites d'extensions maximales et donner des schémas précis de déglaciation.

Bibliographie

- ADAMS, A.E., MACKENZIE, W.S. & GUILFORD, C. 1984: *Atlas of sedimentary rocks under the microscope*. J. Wiley & Sons, New York, 104 p.
- ALEXANDER, C.S. & PRICE, L.W. 1980: Radiocarbon Dating of the Rate of Movement of Two Solifluction Lobes in the Ruby Range, Yukon Territory. *Quaternary Research*, 13: 365-379.
- ANDEL, T.H. VAN, 1959: Reflections on the interpretation of heavy mineral analysis. *Journal of Sedimentary Petrology*, 29: 153-163.
- BAHNSON, H. 1973: Lithological investigations in some Danish boulder-clay profiles. *Bull. Géol. Instn Univ. Uppsala*, N.S. 5: 93-109.
- BAYROCK, L.A. 1962: Heavy minerals in till of central Alberta. *Journal of the Alberta Society of Petroleum Geologists*, 10: 171-184.
- BEAUDET, H. 1986: *Etude palynologique et géomorphologique dans le bassin du ruisseau Mackintosh, Territoire du Yukon*. Thèse de maîtrise, Département de Géographie, Université d'Ottawa, Ottawa, 76 p.
- BEGUIN, H. 1979: *Méthodes d'Analyse Géographique Quantitative*. Librairies Techniques (LITEC), Paris, 252 p.
- BENZECRI, J.P. 1982: *L'analyse des données. II L'analyse des correspondances*. Dunod, Paris, 619 p.
- BENZECRI, J.P. 1984: *L'analyse des données. I La taxinomie*. Dunod, Paris, 635 p.
- BINZER, K. 1974: Sedimentological and geochemical features of Weichselian tills and pre-Quaternary sediments in Denmark. *Dan. Geol. Unders. Azbog* 1973, 111-131.
- BLANCK, J.P. et KOROSEC, B.P. 1979: Etude des courbes granulométriques globales (0,002-2mm) par l'analyse factorielle des correspondances. *Revue de Géomorphologie Dynamique*, 28: 1-13.
- 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, 103 p.
- BOSTOCK, H.S. 1952: *Geology of northwest Shikwak Valley, Yukon Territory*. Geological Survey of Canada, Memoir 267, 54 p.
- BOSTOCK, H.S. 1966: Notes on glaciation in Central Yukon Territory. *Geological Survey of Canada, Paper 65-36*, 18 p.
- BOSTOCK, H.S. 1969: Kluane Lake, Yukon Territory, its drainage and allied

- problems. *Geological Survey of Canada, Paper 69-28*, 19 p.
- BOULTON, G.S. 1978: Boulder shapes and grain-size distributions of debris as indicators of transport paths through a glacier and till genesis. *Sedimentology*, 25: 773-799.
- BOULTON, G.S. 1984: Flowtill (flow till). in: *Genetic classification of tills and criteria for their recognition*. INQUA, Work group #1, Circular 22, 10 p.
- BRIDGLAND, D.R. 1986: Discussion of procedures and recommendations (based on the experience of workers who have used/are using clast lithological analysis). in: *Clast lithological analysis*, D.R. Bridgland (ed.), Quaternary Research Association, Technical Guide no. 3, 1-33.
- BROOKS, A.H. 1900: A reconnaissance from Pyramid Harbour to Eagle City, Alaska, including a description of the copper deposits of the Upper White and Tonona Rivers. *United States Geological Survey, Annual Report 21*, part 2: 331-391.
- BUSTAMANTE, L. 1973: *Les minéraux lourds des alluvions sableuses du bassin de la Meuse*. K.U.L., Louvain, Belgique, Thèse de doctorat, 335 p.
- CAILLEUX, A. 1961: *Application à la géographie des méthodes d'étude des sables et des galets*. Curso de altos estudos geograficos 2; Universidade do Brasil, Faculdade Nacional de Filosofia, Centro de Pesquisas de Geografia do Brasil, Rio de Janeiro, 151 p.
- CAILLEUX, A. et TRICART, J. 1963: *Initiation à l'étude des sables et des galets*. Centre de documentation universitaire, Paris, 369 p.
- CAMPBELL, I. 1987: *Pollen-sedimentary Environment Relations and late Holocene Palynostratigraphy of the Ruby Range, Yukon Territory, Canada*. Master's Thesis (Science), University of Ottawa, Ottawa, 108 p.
- CAMPBELL, R.B. & DODDS, C.J. 1975: Operation Saint Elias, Yukon Territory. *Geological Survey of Canada, Report of Activities Part A, Paper 75-1A*: 51-53
- CANNON, W.F. 1964: *Petrography of the tills of Northern Vermont*. Master's Thesis (Science), Miami University, Oxford, Ohio, 110 p.
- CAYEUX, L. 1916: *Introduction à l'étude pétrographique des roches sédimentaires*. Mémoire Carte Géologique de France, 524 p.
- CLAGUE, J.J. 1984: *Quaternary Geology and Geomorphology, Smithers-Terrace-Prince Rupert Area, British Columbia*. Geological Survey of Canada, Memoir 413, 71 p.
- COCKFIELD, W.E. 1927: Aishihik Lake District, Yukon. *Geological Survey of Canada, Summer Report 1926, part A*: 1-13.
- CONNALLY, C.G. 1960: Heavy minerals in glacial drift of Western-New York. *Proceedings of the Rochester Academy of Science*, 10: 241-287.
- CORRENS, C.W. 1942: Zur Methodik der Schwermineraluntersuchung. *Zeit. angew.*

Mineral., 4: 1-11.

- CROMELIN, R.D. 1964: A contribution to the sedimentary petrology and provenance of young pleistocene cover sand in the Netherlands. *Geologie en Mijnbouw*, 9: 389-400.
- DAWSON, G.M. 1889: Report on an exploration in the Yukon district, N.W.T and adjacent northern portion of British Columbia, 1887. *Geological Survey of Canada, Annual Report 1887-1888*, part 1, report B.
- DEBYSER, J., VATAN, A. & BOYER, F. 1955: La sédimentation sableuse sur la côte atlantique, depuis la Loire jusqu'à Arcachon. *Geol. Rundschau Dtsch.* Bd 43, Ht 2: 406-424.
- DENTON, G.H. & STUIVER, M. 1966: Neoglacial chronology, northeastern St-Elias Mountains, Canada. *American Journal of Science*, 264: 577-599.
- DENTON, G. & STUIVER, M. 1967: Late Pleistocene glacial stratigraphy and chronology, Northeastern St Elias Mountains, Yukon Territory, *Geological Society of America Bulletin*, 78: 485-510.
- DERRY, D.R. 1933: Heavy minerals of the pleistocene beds of the Don Valley, Toronto, Ontario. *Journal of Sedimentary Petrology*, 3: 113-118.
- DEWEZ, V., GEURTS, M.-A. & PHIPPS, M. 1984: Répartition de la cendre volcanique White River selon les caractéristiques du milieu, et son impact sur la végétation (S.O. du Territoire du Yukon, Canada). *Bulletin de la société Belge de Géologie*, 93(4): 315-327.
- DODDS, C.J. 1982: Operation Saint Elias, Yukon Territory. *Open file 829, 830, 831.* Geological Survey of Canada.
- DOEGLAS, D.J. 1940: The importance of heavy mineral analysis for regional sedimentary petrology. *Rep. Comm. on Sediments, National Research Council*, exh G: 102-121.
- DOEGLAS, D.J. 1968: Grain-size indices, classification and environnement. *Sedimentology*, 10: 83-100.
- DOWNES, H. 1985: Evidence for magma heterogeneity in the White River Ash (Yukon Territory). *Canadian Journal of Earth Sciences*, 22: 929-934.
- DREIMANIS, A. 1971: Procedures of till investigations in North America: a general review. In: *Till, a Symposium*. R.P. Goldthwait (ed); Ohio State University press, Ohio: 27-37.
- DREIMANIS, A. & REAVELY, G.H. 1953: Differentiation of the lower and upper till along the north shore of lake Erie. *Journal of Sedimentary Petrology*, 23: 238-259.
- DREIMANIS, A., REAVELY, G.H., COOK, R.J.B, KNOX, K.S. & MORETTI, F.J. 1957: Heavy mineral studies in tills of Ontario and adjacent areas. *Journal of Sedimentary Petrology*, 27: 148-161.

- DREIMANIS, A. & VAGNERS, V.J. 1969: Lithologic relation of till to bedrock. in: *Quaternary geology and climate*: 93-98, H.E. jr Wright (ed), Washington D.C., National Academy of Science.
- DREIMANIS, A. & VAGNERS, V.J. 1971: Bimodal distribution of rock and mineral fragments in basal tills. In: *Till - A Symposium*. R.P. Goldwaith (ed); Ohio State University Press; Ohio:27-37.
- DREIMANIS, A. & VAGNERS, V.J. 1972: The effect of lithology upon texture of tills. In: *Research Methods in Geography*. YATSU, E. & FALCONER, A. (eds): Geo Abstract limited, University of East Anglia: 66-82.
- DREWRY, D. 1986: *Glacial Geologic Processes*. Arnold, London, 276 p.
- DUPLAIX, S. & CAILLEUX, A. 1950: Sur quelques sables des fonds de 3800 à 7900 m de l'Océan Atlantique. *Comptes Rendus, Académie des Sciences*, 320: 1964-1966.
- DWORKIN, S.I., LARSON, G.J. & MONAGHAN, G.W. 1985: Late Wisconsinan ice-flow reconstruction for the central great lakes region. *Canadian Journal of Earth Science*, 22 (6): 935-940.
- EDELMAN, C.H. 1931: Diagenetische Umwandlungerscheinungen an detritische Pyroxenen und Amphibolen. *Fortschr. Min. Kryst. Pet.*, 16: 323-334.
- EHLERS, J. 1979: Fine gravel analysis after the Dutch method as tested out on Ristinge Klint, Denmark. *Bulletin Geological Society Denmark* 27: 157-165.
- EISBACHER, G.H. 1975: Operation Saint Elias, Yukon Territory. *Report Of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 75-1A*: 61-62
- EVENSON, E.D.; DREIMANIS, A. & NEWSOME, J.W. 1977: Subaquatic flow tills: a new interpretation for the genesis of some laminated deposits. *Boreas*, 6: 115-133
- EYLES, N., EYLES, C.H. & MIALL, A.D. 1983: Lithofacies types and vertical profile models; an alternative approach to the description and environmental interpretation of glacial diamict and diamictic sequences.
- FLEET, W.F. 1926: Petrological notes on the Old Red Sandstone of West Midlands. *Geological Magazine*, 63, 505-516.
- FOLK, R.L. 1966: A review of grain size parameters. *Sedimentology*, 6, 73-93.
- FOLK, R.L. & WARD, W. 1957: Brazos River Bar: A Study in the Significance of Grain Size Parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, 27 (1): 3-26.
- FRANCIS, E.A. 1975: Glacial sediments: a selective review. In: *Ice ages, ancient and modern*. Wright & Moseley (eds), Seel House Press, Liverpool: 43-68.
- FULTON, R.J. 1967: Deglaciation Studies in Kamloops Region, An Area of Moderate Relief, British Columbia. *Geological Survey of Canada Bulletin* 154: 36 p.

- GEURTS, M.-A. & DEWEZ, V. 1985: Le pingo d'Aishihik, sud-ouest Yukon: caractéristiques morphogénétiques et cadre temporel. *Géographie physique et Quaternaire*, 34 (3): 291-298.
- GEURTS, M.-A., H. BEAUDET, V. DEWEZ & X. WANG 1985: *Rapport préliminaire*. Permis 85-17 SE. Northern Affairs Program, 29 p.
- GIBBARD, P.L. 1986: Comparison of the clast lithological composition of gravels in the middle Thames using canonical variates analysis and principal components analysis. In: *Clast Lithological Analysis*, D.R. Bridgland (ed), Quaternary Research Association, Technical Guide, no 3, Cambridge: 153-163.
- GRIFFITHS, J.C. 1967: *Scientific method in analysis of sediments*. McGraw Hill, 508 p.
- GWYN, Q.H.J. & DREIMANIS, A. 1979: Heavy mineral assemblages in tills and their use in distinguishing glacial lobes in the Great Lakes Region. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 16 (12): 2219-2235.
- HALDORSEN, S. 1981: The grain size distribution of subglacial till and its relation to glacial crushing and abrasion. *Boreas*, 10: 91-105.
- HANSEN, L.W. 1965: *Size distribution of the White River Ash, Yukon Territory*. Master's Thesis (Science), University of Alberta, Edmonton, Alberta.
- HEIN, P. 1974: *Méthodes statistiques nouvelles et sédimentologie, application à l'étude de la répartition des minéraux lourds dans le Barthonien du Bassin Parisien*. Thèse de troisième cycle, Paris VI.
- HILL, M.O. 1974: Correspondence analysis: a neglected multivariate method. *Applied Statistics*, 23 (3): 340-354.
- 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. 1969: Distribution of open-system pingos in Central Yukon Territory with respect to glacial limits. *Geological Survey of Canada, Paper 69-34*: 8 p.
- HUGHES, O.L., CAMPBELL, R.B., MULLER, J.E. & WHEELER, J.O. 1969: Glacial limits and flow patterns, Yukon Territory, south of 65 North Latitude. *Geological Survey of Canada, Paper 68-34*, 9 p.
- HUGHES, O.L., RAMPTON, V.N. & RUTTER, N.W. 1972: Excursion A-11, Quaternary Geology and Geomorphology, Southern & Central Yukon. *24th International Geological Congress, Montreal*, 59 p.
- HUTTON, C.O. 1950: Studies of heavy detrital minerals. *Geological Society of America Bulletin*, 61: 635-710.

- JOHNSON, F. & RAUP, H.M. 1964: Investigation in southwest Yukon: geobotanical and archeological reconnaissance. *Papers of the Robert S. Peabody Foundation for Archeology, Andover, Phillips Academy*, 6(1): 1-198.
- JOHNSON, P.G. 1983: Glaciological conditions and geomorphological interpretation. *Research Notes, University of Ottawa*, 43, 20p.
- JOHNSON, P.G. 1984: Rock Glacier Formation by High-Magnitude, Low-Frequency Slope Processes in the Southwest Yukon. *Annals of the Association of American Geographers*, 74(3): 408-419.
- JOHNSON, P.G. & KODYBKA, R. 1984: Problems of Quaternary glacial correlation due to regional ice / local ice interactions, Ruby Range. Southwest Yukon. In: *Correlation Chronologies*. Geobooks, Mahoney (ed.), England : 411-422.
- KARROW, P.F. 1976: The texture, mineralogy and petrography of North American tills. In: *Glacial till*, R.F. Legget (ed), Royal Soc. Can. Spec. Publ. 12: 83-98.
- KENDREW, W.G. & KERR, D. 1955: *The climate of British Columbia and the Yukon Territory*. Ottawa: Queen's Printer, 222 p.
- KERR, P.F. 1959: *Optical Mineralogy*. McGraw-Hill Book Company, New York, 442 p.
- KINDLE, E.D., 1953: Dezadeasch map-area, Yukon Territory. *Geological Survey of Canada, Memoir 268*, 59 p.
- KING, C.A.M. 1966: *Techniques in Geomorphology*. Arnold, London, 342 p.
- KNOX, K.S. 1952: *The differentiation of the glacial till as along the northshore of lake Erie*. Master's Thesis (Science), University of Western Ontario, London, Ontario, 64 p. Abstract published in *Canadian Mining Journal*, 1953, 74:106
- KRUGER, F.C. 1937: A sedimentary and petrographic study of certain glacial drifts of Minnesota. *American Journal of Science*, 34: 345-363.
- KRUMBEIN, W.C. 1936: Application of logarithmic moments to size frequencies distribution of sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, 6: 35
- LACASSE, D. 1987: *Glaciation locale durant le Pléistocène supérieur et l'Holocène dans les chaînes Ruby et Dalton, S.O. du Territoire du Yukon*. Thèse de maîtrise, Département de Géographie, Université d'Ottawa.
- LAGAREC, D. 1986: La régionalisation des climats thermiques du sud du Yukon. *Climatological Bulletin*, 20 (3): 3-20
- LAJOIE, J. & St ONGE, D.A., 1985: Characteristics of two Pleistocene channel-fill deposits and their implication on the interpretation of megasequences in ancient sediments. *Sedimentology*, 32: 59-67.
- LAWSON, D.E. 1979: Sedimentological analysis of the western terminus region of

- the Matanuska Glacier, Alaska. *CRREL Report* 79.9: 122 p.
- LAWSON, D.E. 1981: Distinguishing characteristics of diamictons at the margins of Matanuska Glacier, Alaska. *Annals of Glaciology*, 2: 78-84.
- LEAKE, B.E. 1978: Nomenclature of amphiboles. *Canadian Mineralogist*, 16: 501-520.
- LEMAÎTRE, S. 1985: *L'influence de la circulation atmosphérique sur le régime thermique dans la vallée du ruisseau Gladstone au cours de l'été 1982*. Thèse de maîtrise, Département de Géographie, Université d'Ottawa, Ontario, 82 p.
- LERBEKMO, J.F. & CAMPBELL, F.A. 1969: Distribution, composition and source of the White River Ash, Yukon Territory. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 6: 109-116.
- LERBEKMO, J.F., WESGATE, J.A., SMITH, D.G. & DENTON, G.H. 1975: New data on the character and history of the White River Volcanic Eruption, Alaska. In: *Quaternary Studies*, Suggate, R.P., Hesswell, M.M. (eds). The Royal Society of New Zealand, Wellington: 203-209.
- LINDEN, A. 1975: Till petrographical studies in an Archean bedrock area in southern central Sweden. *Striae* 1: 57 p.
- LUEPKE, G. (ed.) 1984: *Stability of heavy minerals in sediments*. Van Nostrand Reinhold Company, Scientific and Academic Editions, New York, 305 p.
- MAARLEVELD, G.C. 1956: Grindhoudende midden-pleistocene sedimenten, *Mededelingen Geologische Stichting*, C-VI-6, 105 p.
- MACKENZIE, W.S. & GUILFORD, C. 1980: *Atlas of rock-forming minerals in thin section*. Longman Group Ltd, London: 98 p.
- MACKENZIE, W.S., DONALDSON, C.H. & GUILFORD, C. 1982: *Atlas of igneous rock and their textures*. Longman Group Ltd, London, 148 p.
- MATHER, P.M. 1976: *Computational Methods of Multivariate Analysis in Physical Geography*. John Wiley & Sons, Toronto, 353 p.
- MCCONNELL, R.G. 1903: The Kluane mining district, southwest Yukon. *Geological Survey of Canada, Annual Report*, volume 13, 1900, part A: 37-52.
- MCGHEE, R. 1983: Our Vesuvius. *Canadian Heritage*, 41: 6-8.
- MEYER, K.D. 1983: Indicator pebbles and stone count methods. In: *Glacial Deposits in North-West Europe*. Ehlers, J. (ed), Balkema, Rotterdam: 275-288.
- MULLER, J.E. 1967: Kluane Lake map-area, Yukon Territory (115G, 115F E1/2) *Geological Survey of Canada, Memoir* 340, 137 p.
- MURRAY, R.C. 1953: The petrology of the Cary and Valdres Hills of Northeastern Wisconsin. *American Journal of Science*, 251: 140-155.

- NIELSEN, E. 1976: *The composition and origin of wisconsin till in mainland Nova Scotia*. Phd thesis, Dalhousie University, Halifax, 221 p.
- Normales climatiques au Canada. Températures et précipitations, 1951- 1980. Le Nord: T.Y. et T.N.O. Environnement Canada. Service de l'environnement atmosphérique. Centre d'édition du Gouvernement du Canada, 55 p.
- ODUM, E.P. 1976: *Ecologie*. Les éditions HRW, Montréal, 254 p.
- PARE, D.G. 1982: *Application of heavy mineral analysis to problems of till provenance along a transect from Longlac, Ontario, to Somerset Island*. Masters Thesis (Science), Carleton University, Ottawa, Ontario, 66 p.
- PARENT, S. 1988: *Contribution à l'étude du paysage végétal d'une pessière, Baie Cultus, Lac Kluane (Yukon): modèle de distribution spatiale des phytocénose en fonction des facteurs abiotiques*. Thèse de Maîtrise (Arts), Université d'Ottawa, Département de Géographie, Ottawa.
- PARFENOFF, A.; POMEROL, C. & TOURENQ, J. 1970: *Les minéraux en grains, Méthodes d'étude et de détermination*. Masson, Paris, 574p.
- PARIZEK, R.R. 1969: Glacial Ice Contact Rings and Ridges. *Geological Society of America, Inc. Special Paper 123*: 49-102.
- PASSEGA 1964: Grain size representation by C.M. patterns as a geological tool. *Journal of Sedimentary Petrology*, 34: 830.
- PETERSEN, K.S. 1973: Tills in dislocated drift deposits on the Rosnaes Peninsula, Northwestern Sjaelland, Denmark. *Bull. Geol. Instn. Univ. Uppsala, N.S. 5*: 41-49.
- PEURANIEMI, V. & HEINAENEN, K. 1985: Mineralogical investigation in the interpretation of heavy-mineral geochemical results from till. *Journal of Geochemical Exploration (III)*, 23 (3): 315-328.
- PREST, V.K. 1968: Nomenclature of moraines and ice-flow features as applied to the Glacial Map of Canada. *Geological Survey of Canada, Paper 67-57*, 27 p.
- PREST, V.K. 1984: Late-wisconsinan glacier complex. *Geological Survey of Canada, Map 1584A*.
- PREST, V.K.; GRANT, D.R. & RAMPTON, V.N. 1967: Glacial map of Canada. *Geological Survey of Canada, Map 1253A*.
- RAMPTON, V.N. 1967: Pleistocene geology, Snag-Kluane Lake, Southwestern Yukon. *Geological Survey of Canada, Paper 67-1A*: 50-51.
- RAMPTON, V.N. 1968: Pleistocene geology, Snag-Kluane Lake, Southwestern Yukon. *Geological Survey of Canada, Paper 68-1A*: 179-180.
- RAMPTON, V.N. 1971a: Late Pleistocene glaciations of the Snag- Klutlan area, Yukon Territory. *Arctic*, 24: 277-300.

- RAMPTON, V.N. 1971b: Late Quaternary vegetational and climatic history of the Snag-Klutlan area, Southwestern Yukon Territory, Canada. *Geological Society of America Bulletin*, 82: 959-978.
- RAMPTON, V.N. 1981: Surficial materials and landforms of Kluane National Park, Yukon Territory. *Geological Survey of Canada, Paper 79-24*, 37p.
- RAPPOL, M. & STOLTENBERG, H.M.P. 1985: Compositional variability of Saalian Till in the Netherlands and its origin. *Boreas*, 14 (1):33-50.
- RAUKAS, A., MICKELSON, D.M. & DREIMANIS, A. 1978: Methods of till investigation in Europe and North America. *Journal of Sedimentary Petrology*, 48: 285-294.
- READ, P.B. & MONGER, J.W.H. 1975: Operation Saint Elias, Yukon Territory. *Report of Activities, Geological Survey of Canada, Paper 75-1A*: 55-59
- RIEZEBOS, P.A. 1983: A petrographic study of a till profile near Lunteren (The Netherlands). In: *Glacial Deposits in North-West Europe*. J. Ehlers (ed.), Balkema, Rotterdam: 399-404.
- RIVIERE, A. 1977: *Méthodes granulométriques. Techniques et interprétations*. Masson, Paris, 170 p.
- St ONGE, D.A. & GEURTS, M.-A. 1982: Les formes d'effondrement et le mode de déglaciation de la région du Lac Qingaluk, Territoires du Nord-Ouest, Canada. *Géographie physique et Quaternaire*, 36:233-240.
- St ONGE, D.A. & LAJOIE, J., 1985: The late Wisconsinan olistostrome of lower Coppermine River Valley, Northwest Territories. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 23: 1700-1708.
- SARRAZIN, F. 1987: *Méthodes comparées d'analyse aérienne pour la classification de la végétation en toundra arbustive, Territoire du Yukon*. Thèse de maîtrise, Département de Géographie, Université d'Ottawa, 81 p.
- SCHUDEBEURS, A.P. & ZANDSTRA, J.G. 1983: Indicator pebble counts in the Netherlands. In: *Glacial deposits in North-West Europe*, J. Ehlers (ed.), Balkema, Rotterdam: 357-360.
- SCOURSE, J.D. 1985: *Late Pleistocene Stratigraphy of the Isles of Scilly and adjoining regions*. PhD Thesis, University of Cambridge.
- SCOURSE, J.D. 1986: A review of fine gravel analysis. In: *Clast Lithological Analysis*, D.R. Bridgland (ed.), Quaternary Research Association, Technical Guide no.3, Cambridge: 35-41.
- SERET, G. 1967: *Les systèmes glaciaires du bassin de la Moselle, et leurs enseignements*. Société Royale Belge de Géographie, Bruxelles, 400 p.
- SHEPARD, F.P. 1963: *Submarine Geology*. Harper & Row, New York, 557 p.
- SHILTS, W.W. 1965: *A laboratory study of late Pleistocene sediments in the Jay Peak, Irasburg and Memphremagog quadrangles, Vermont*. Masters Thesis

(Science), Miami University, Oxford, Ohio, 82 p.

- SHILTS, W.W. 1973: Glacial dispersal of rocks, minerals and trace elements in Wisconsinan till, South eastern Québec, Canada. In: *The Wisconsinan Stage*, R.F. Black, H.B. Willman & R.P. Goldthwait (eds.) Geological Society of America, Memoir 136: 189-219.
- SINDOWSKI, K.H. 1949: Results and problems of heavy mineral analysis in Germany. *Journal of Sedimentary Petrology*, 19: 1-25.
- SITLER, R.F. 1963: Petrography of till from northwestern Pennsylvania. *Journal of Sedimentary Petrology*, 33: 365-379.
- SOURDAT, M. et DELAUNE, M. 1970: Contribution à l'étude des sédiments meubles grossiers du littoral guyanais. *Cahiers ORSTOM, série Pédologie*, 8: 81-97.
- SOURDAT, M. & MAHE, J. 1974: Etude de cortèges de minéraux lourds par l'analyse factorielle des correspondances; application aux formations superficielles du sud-ouest de Madagascar. *C. R. de l'Académie des Sciences de Paris*, Tome 279, Série D: 1845-1848.
- SOURDAT, M. & MAHE, J. 1975: Etude granulométrique par l'analyse factorielle des correspondances: application aux sables des formations superficielles du sud-ouest de Madagascar. *C. R. Académie des Sciences de Paris*, Tome 280, Série D: 2207-2210.
- SOURDAT, M. et MAHE, J. 1976: Exploitation des comptages de minéraux lourds par l'analyse factorielle des correspondances. Application aux formations superficielles de Madagascar. *Cahiers ORSTOM, série Géologie*, 7: 39-63.
- SOURDAT, M.; MAHE, J. & DELAUNE-MAYERE, M. 1975: Etudes granulométriques par les méthodes classiques et par l'analyse factorielle des correspondances. Application aux formations superficielles de Madagascar. *Cahiers ORSTOM, série Géologie*, 7: 125-143.
- SVANTESSON, J. 1976: Granulometric and petrographic studies of till in the Cambro-Silurian Area of Gotland, Sweden, and studies of the ice recession in Northern Gotland. *Striae*, 2, 80pp.
- TEMPELMAN-KLUIT, D.J. 1974: Reconnaissance geology of Aishihik Lake, Snag and part of Stewart River map-areas, West Central Yukon (115H, 115F, 115G & 115K). *Geological Survey of Canada, Paper 73-41*, 97p.
- TYLOR, S. & MARSDEN, R. 1937: A discussion of some of the errors introduced in accessory mineral separations. *National Research Council, Communication on Accessory Minerals, Annual Report*: 4-15.
- VAN DER PLAS, L. 1962: Preliminary note on the granulometric analysis of sedimentary rocks. *Sedimentology*, 1: 145-157.
- VAN DER PLAS, L. 1966: The identification of detrital feldspars, *Elsevier*, 11: 256-260.

- VISHER, G.S. 1969: Grain size distribution and depositional processes. *Journal of Sedimentary Petrology*, volume 39, 3: 1074-1106.
- VORREN, T.O. 1977: Grain-size distribution & grain-size parameters for different till types on Hardangevidda, South Norway. *Boreas*, 6, 2: 219-227.
- WANG, X. 1988: Late Quaternary Environmental History of Southwest Yukon Territory, Canada. A palynological Approach. *Conférence Nationale des Etudiants en Etudes Nordiques*.
- WENTWORTH, C.K. 1922: A scale of grade and class terms for clastic sediments: *Journal of Geology*, 30: 377-392.
- WILLIAMS, H., TURNER, F.J. & GILBERT, C.M. 1982: *Petrography, an introduction to the study of rocks in thin section*. W.H. Freeman and Company, San Francisco, 626 p.
- WILLMAN, H.B., GLASS, H.D. & FRYE, J.C. 1963: Mineralogy of glacial tills and their weathering profiles. *Illinois Geological Survey Circular* 3, 55 p.
- WORKMAN, W.B. 1978: Prehistory of the Aishihik-Kluane Area, Southwest Yukon Territory. *Archeological Survey of Canada, Paper 74*, National Museums of Canada, Ottawa, 577 p.
- YOUNG, R.C. 1986: The use of Cluster Analysis with Stone Count Data. In: *Clast Lithological analysis*, D.R. Bridgland (ed.), Quaternary Research Association, Technical Guide no. 3, Cambridge: 73-82.
- ZANDSTRA, J.C. 1978: Einführung in die Feinkiesanalyse. *Der Geschiebesammler* 12 (213): 21-28.
- ZANDSTRA, J.G. 1983: Fine gravel, heavy mineral and grain-size analysis in Pleistocene, mainly glacial deposits in the Netherlands. In: *Glacial Deposits in North-West Europe*, J. Ehlers (ed.), Balkema, Rotterdam, Netherlands.

Annexe 1

Stratigraphie de la carte de Kluane (Muller, 1967)

A. Tableau des formations des Monts St Elias

| Era | Period or Epoch | Group or Formation | Lithology | |
|---|--|---|---|---|
| ST. ELIAS MOUNTAINS | | | | |
| CENOZOIC | RECENT | | Glacial moraines; gravel, sand, silt; volcanic ash | |
| | PLEISTOCENE | St. Elias glacial advance | Glacial drift with pronounced glacial topography | |
| | | Ruby ice-sheet | Glacial drift, with subdued topography on elevated valleys and plateaux | |
| | | Nisling ice-sheet | No drift, large remnant granitic boulders on some plateaux | |
| | RELATIONSHIP UNCERTAIN, SOME VOLCANIC ROCKS MAY BE PLEISTOCENE | | | |
| | TERTIARY AND? PLEISTOCENE | Tertiary Intrusions | | Porphyritic latite, trachyte, rhyolite, gabbro |
| | | INTRUSIVE CONTACT, MAY BE PRE-UPPER ST. CLARE GROUP | | |
| | | St. Clare Group | Upper part | Volcanic-boulder gravel and conglomerate; minor tuff, sandstone, shale, lava |
| | Lower part | | Basalt and andesite, massive or vesicular, agglomerate, breccia, tuff; reddish brown | |
| | CONFORMABLE, TRANSITIONAL CONTACT | | | |
| | PALEOCENE OR EOCENE | Amphitheatre Formation | Sandstone, sand, conglomerate, gravel, shale, coal | |
| ANGULAR UNCONFORMITY | | | | |
| MEZOZOIC AND? CENOZOIC | MEZOZOIC AND/OR TERTIARY | 'Donjek Ranges intrusions' | Alaskite, granite, quartz monzonite, rhyolite | |
| | CRETACEOUS AND? JURASSIC | 'Kluane Ranges intrusions' | Granodiorite, and quartz diorite, related hybrid contact rocks | |
| INTRUSIVE OR MIGMATITE CONTACT | | | | |
| MEZOZOIC | LOWER CRETACEOUS AND UPPER JURASSIC | Dezadeash Group | Greywacke, argillite; minor conglomerate, limestone | |
| DISCONFORMITY | | | | |
| | UPPER AND? MIDDLE TRIASSIC | Mush Lake Group | Sedimentary Division | Thin-bedded silty limestone; massive limestone |
| | | | Volcanic Division | Mainly amygdaloidal purple and dark green basalt and andesite, minor argillite, limestone |
| DISCONFORMITY WITH CACHE CREEK GROUP | | | | |
| INTRUSIVE CONTACT WITH KLUANE RANGES INTRUSIONS | | | | |
| | PERMIAN AND? TRIASSIC | Basic and Ultrabasic Intrusions | Gabbro, peridotite | |
| | LOWER PERMIAN AND? PENNSYLVANIAN | Cache Creek Group | Sedimentary Division | Limestone, chert, argillite, greywacke, grit, conglomerate |
| | | | Volcanic Division | Volcanic breccia and conglomerate, graded-bedded tuff, altered to greenstone |
| ANGULAR UNCONFORMITY? | | | | |
| PALAEOZOIC | MISSISSIPPIAN AND/OR DEVONIAN | Greenschist complex | Greenstone, chlorite schist, schistose greywacke, slate, phyllite; minor sheared conglomerate, marble. May include rocks of Kaskawulsh and Cache Creek Groups | |
| | CONFORMABLE CONTACT? | | | |
| | MIDDLE AND UPPER DEVONIAN | Kaskawulsh Group | Marble, slate; minor phyllite, greenstone | |

B. Tableau des formations du Plateau du Yukon

YUKON PLATEAU

| | | | |
|--------------|--------------------------|--|--|
| CENOZOIC | RECENT | | Gravel, sand, silt, volcanic ash |
| | PLEISTOCENE | Ruby ice-advance | Glacial drift with subdued topography, main valley bottoms |
| | | Nisling glaciation | No drift, large granitic remnant boulders only, rounded, castellated highlands |
| UNCONFORMITY | | | |
| MESOZOIC | MESOZOIC AND/OR TERTIARY | Nisling Range 'Alaskite' | Alaskite, granite, rhyolite |
| | JURASSIC AND? CRETACEOUS | Nisling Range 'granodiorite'; Ruby Range batholith | Granodiorite, quartz diorite, minor diorite and gabbro, with related gneiss and migmatite |
| | INTRUSIVE CONTACT | | |
| | TRIASSIC AND? LATER | Nisling Range volcanic rocks | Porphyritic andesite, latite, rhyolite, related tuff and breccia |
| UNCONFORMITY | | | |
| | PRECAMBRIAN AND LATER | Yukon Complex | Quartz-chlorite-sericite schist, epidote-actinolite greenstone, recrystallized limestone, quartzite, slate, quartz-mica schist Quartz-sericite-chlorite schist; minor quartzite Quartz-biotite schist, in places with garnet, quartz-feldspar-biotite gneiss, quartzite, amphibolite |

Annexe 2

Stratigraphie de la carte d'Aishihik (Tempelman-Kluit, 1974)

| ERA | PERIOD OR EPOCH | UNIT NAME | MAP SYMBOL | LITHOLOGY | THICKNESS IN FEET |
|----------|--------------------------------|----------------------------------|---|---|-------------------|
| CENOZOIC | QUATERNARY | Columnar basalt | Tvbo | Columnar olivine basalt | 50 |
| | EOCENE AND OR YOUNGER | Little Ridge volcanics | Tu* | Brown, purple and green basalt and tuff-breccia | 500-1000 |
| | | Donjek volcanics | Uvd | Purple and green tuff-breccia | -2000 |
| | | Carmacks Group | eTcv | Brown basalt and tuff-breccia | -2500 |
| | | Undifferentiated volcanics | Tv | Brown and green feldspar porphyry | |
| | | Varicoloured acid tuff | Tvr | Acid vitric crystal tuff, lapilli tuff and welded tuff | -2000 |
| | | Quartz feldspar porphyry | Tvrp | Quartz feldspar porphyry and acid tuffs | -3000 |
| | | Felsic volcanics | ITvr | Rhyolite and acid tuffs | -1200 |
| | | Conglomerate on Sixty Mile River | eTcgg | Poorly sorted, coarse-grained sandstone, conglomerate and shale | +200 |
| | | Sandstone on Grayling Creek | ITsp | Poorly sorted, coarse-grained sandstone, shale and conglomerate | +200 |
| | | Quartzite Pebble Conglomerate | Tcgg | Quartzite pebble conglomerate; minor sandstone and shale | 600 |
| | Granite boulder Conglomerate | Tcgg | Granite boulder conglomerate; minor sandstone and shale | 400 | |
| | EOCENE? | Casino volcanics | Tvo | Acid tuff ignimbrite and tuff breccia | -1000 |
| | | Mount Nansen Group | Tmn | Aphanitic intermediate to acid tuff and tuff breccia | -3000 |

| ERA | PERIOD OR EPOCH | UNIT NAME | MAP SYMBOL | LITHOLOGY | THICKNESS IN FEET |
|----------|---------------------------|---------------------------------|------------|---|-------------------|
| CENOZOIC | EOCENE? | Feldspar porphyry | Tfp | Feldspar porphyry dyke and flow rocks of intermediate to acid composition | |
| | | Nisling Range Alaskite | Tgal | Fine-grained microlitic leucogranite | |
| | | Coffee Creek Granite | Tg | Coarse-grained equigranular biotite granite and quartz-monzonite | |
| MESOZOIC | CRETACEOUS? | Hornblende biotite granodiorite | Kgd | Equigranular unfoliated granodiorite | |
| | | Hornblende diorite | Mdim | Melanocratic fine-grained hornblende diorite | |
| | | Quartz monzonite | Mqm | Biotite quartz monzonite | |
| | | Porphyritic monzonite | Mmp | Porphyritic hornblende monzonite | |
| | | Nisling Range granodiorite | Mgdb | Coarse-grained, equigranular hornblende biotite granodiorite | |
| | LOWER CRETACEOUS | Tantalus Formation | Kt | Chert pebble conglomerate; minor sandstone and shale | +2000 + |
| | LOWER AND MIDDLE JURASSIC | Laberge Group- | A | Poorly sorted sandstone and shale with minor conglomerate | +6000 |
| | TRIASSIC (?) | Porphyritic quartz monzonite | Mqmp | Porphyritic (pink K-feldspar) hornblende-biotite quartz monzonite | |

| ERA | PERIOD OR EPOCH | UNIT NAME | MAP SYMBOL | LITHOLOGY | THICKNESS IN FEET |
|-------------------------|---------------------|---|-------------------|---|-------------------|
| MESOZOIC | TRIASSIC (?) | Ruby Range granodiorite | Tgd | Medium-grained, equigranular hornblende and biotite granodiorite | |
| | | Massive green volcanics | Tvb | Massive green epidotized basalt | |
| PROTEROZOIC - PALEOZOIC | UPPER PALEOZOIC (?) | Ultramafic Rocks | P _{ub} | Serpentinite | |
| | | Basalt, Kluane Ranges | PM _v | Aphanitic basalt, tuff, tuff-breccia | |
| | | Greywacke, Kluane Ranges | PM _s | Greywacke, argillite; slate, sandstone, limestone | |
| | | Hornfels | P _{pl} | Hornfels | |
| | | Argillaceous rocks | P _{pl} | Slate | |
| | | Ultramafic rocks | PM _{ub} | Serpentinized dunite and harzburgite | |
| | | Gabbro | PM _b | Hornblende gabbro | |
| | | Limestone | P _c | Light grey crystalline marble | |
| | | Massive Greenstone | PM _v | Massive epidotized basalt | |
| | | Peridotite | PM _{pr} | Partly serpentized harzburgite | |
| | | Sheared greenstone | P _v | Sheared to foliated greenstone | |
| | | "Chert" and "Metachert" | P _t | Cherty low-grade metamorphic rocks with minor greenstone and marble | |
| | | Hornfelsed schist | EP _{sqr} | Staurolite cordierite biotite hornfels and schist | |
| Marble | EP _c | Light grey and white crystalline marble | | | |

| ERA | PERIOD OR EPOCH | UNIT NAME | MAP SYMBOL | LITHOLOGY | THICKNESS IN FEET |
|---|---|-------------------------------------|------------|---|-------------------|
| P R O T E R O Z O I C - P A L E O Z O I C | P R O T E R O Z O I C A N D / O R P A L E O Z O I C | Biotite schist | EPsbq1 | Garnet muscovite biotite quartz schist | |
| | | Nasina Quartzite | EPqs | Dark grey graphitic muscovite quartzite | |
| | | Amphibolite | EPm | Amphibolite | |
| | | Foliated biotite granodiorite | EPgd | Foliated biotite granodiorite | |
| | | Schist | EPsb | Biotite schist and gneiss | |
| | | Phyllite | EPps | Light grey muscovite chlorite phyllite | |
| | | Klondike Schist | EPsqm | Chlorite muscovite quartz schist | |
| | | Schist-Gneiss | EPsn | Mica feldspar quartz schist and gneiss | |
| | | Foliated muscovite quartz monzonite | EPqmm | Foliated muscovite quartz monzonite | |
| | | Pelly Gneiss | EPgdn | Gneissic granodiorite, augen gneiss amphibolite | |

LEGEND

- Major division; Relations unknown or unclear
- Relations unknown or unclear
- ~~~~~ Probable unconformity or disconformity-
- Probable sedimentary facies equivalent
- Volcanic units probably equivalent or broadly correlative
- Probable extrusive-intrusive equivalents

Annexe 3

Stratigraphie de la carte de Dezadeash (Kindle, 1953)

| Age | Name, and thickness in feet | Lithology |
|--|-----------------------------------|---|
| Quaternary (Pleistocene and Recent) | | Silt, sand, clay, gravel, boulder clay, volcanic ash |
| <i>Unconformity</i> | | |
| Tertiary | 5,000 ± | Volcanic breccia, tuff, rhyolite, dacite, andesite, basalt, sandstone |
| <i>Unconformity</i> | | |
| Post-Paleocene | | Soda syenite |
| Paleocene | 5,000 ± | Conglomerate, sandstone, shale |
| <i>Unconformity</i> | | |
| Lower Cretaceous and later | | Granite porphyry, quartz porphyry |
| | Coast intrusions | Granite, granodiorite, diorite, porphyritic granite, augen-gneiss, gabbro |
| | | Peridotite, serpentine, dunito |
| Lower Cretaceous | Dezadeash group 12,000 ± | Sandstone, slate, greywacke, argillite, quartzite, chert, tuff, conglomerate, coal |
| <i>Unconformity</i> | | |
| Jura-Triassic (?) | Mush Lake group 7,000-20,000 ± | Andesite, basalt, tuff, dacite, rhyolite, volcanic breccia; crystalline limestone, slate, greywacke, argillite |
| <i>Unconformity</i> | | |
| Carboniferous or Permian | Kaskawulsh group 9,000 ± | Limestone, marble, slate, quartzite, argillite, chert, andesite, schist |
| <i>Unconformity</i> | | |
| In part Palaeozoic or later but mainly Precambrian | Yukon group 12,000 ± | Quartz-mica schists, gneiss, slate, quartzite, crystalline limestone, greenstone; hornblende, chlorite, and garnetiferous schists |

Annexe 4

Technique de séparation en fractions granulométriques.

- (1) Sécher les échantillons à l'étuve (105°C). Peser 100g, mettre dans des bocaux, verser du pyrophosphate de sodium (0,15M), bien agiter. Passer 4' à l'agitateur et laisser agir 48h. Siphoner et transvaser dans les vases d'Atterberg.
- (2) Fractions $<2\mu \rightarrow <44\mu$: méthode de décantation en vases d'Atterberg de 30cm. Récupération des fractions sélectionnées ($<2\mu$, $2-4\mu$, $4-8\mu$, $8-16\mu$, $16-44\mu$) par décantations successives, avec récupération du surnageant. Exemple: fraction $<2\mu$: après décantation de 23h16' dans l'eau distillée à 20°C, toute particule (considérée à priori comme sphérique) $>2\mu$ est tombée au fond du vase; les particules encore en suspension après cette période sont donc toute $<2\mu$. L'opération consiste à agiter le vase contenant le sédiment et l'eau distillée, laisser décanter 23h16' et récupérer le surnageant. On recommence l'opération (remplir le vase d'eau distillée sur une hauteur de 30cm, agiter et laisser décanter, récupérer le surnageant après 23h16') jusqu'à ce que le surnageant soit parfaitement clair au moment de sa récupération. On peut alors passer à la fraction supérieure (le temps de décantation de la fraction $2-4\mu$ se réduit à 5h48') en suivant le même procédé. Les surnageants successifs d'une même fraction d'un échantillon sont réunis après décantation, séchés à l'étuve puis pesés.
- (3) Fractions 44 à 2000 μ : tamisage mouillé dans une colonne, avec agitation mécanique. Chaque fraction obtenue est séchée à l'étuve, puis pesée.

Annexe 5

Indices granulométriques

(1) Moyennes empiriques:

$$\text{Moyenne arithmétique de Trask: } M = \frac{975 + 925}{2}$$

$$\text{Moyenne de Folk \& Ward: } M = \frac{Q_{16} + Q_{84} + Q_{50}}{3}$$

$$\text{Moyenne phi de Inman: } M = \frac{Q_{16} + Q_{84}}{2}$$

(2) Coefficients de dissymétrie (skewness):

$$\text{Trask: } S = \frac{925 - 975}{Me^2}$$

$$\text{Inman: } \alpha_\varphi = \frac{M_\phi - Q_{50}}{\sigma_\varphi}$$

$$\text{Folk \& Ward: } sk = \frac{Q_{16} + Q_{84} - 2Q_{50}}{2(Q_{84} - Q_{16})} + \frac{Q_5 + Q_{95} - 2Q_{50}}{2(Q_{95} - Q_5)}$$

(3) Coefficients d'acuité (kurtosis):

$$\text{Krumbein \& Petijohn: } K = \frac{975 - 925}{2Q_{90} - Q_{10}}$$

$$\text{Inman: } K = \frac{1/2(Q_{95} - Q_5) - \sigma_\varphi}{\sigma_\varphi}$$

$$\text{Folk \& Ward: } K = \frac{Q_{95} - Q_5}{2,44(Q_{75} - Q_{25})}$$

NB: Q est exprimé en unités phi.

Annexe 6

Notes factorielles AFC granulométrie

A. Tous les échantillons

| ECH | F1 | F2 | F3 | F4 |
|------|--------|--------|--------|--------|
| 002 | 1,542 | 1,272 | -1,016 | 0,831 |
| 004 | 0,895 | 0,510 | -0,194 | 0,101 |
| 008 | 1,600 | 1,131 | -0,420 | -0,531 |
| 016 | 1,073 | 0,209 | 0,686 | -0,597 |
| 044 | 0,732 | -0,229 | 0,776 | -0,255 |
| 063 | 0,451 | -0,638 | 0,334 | 0,224 |
| 125 | 0,217 | -0,873 | -0,097 | 0,393 |
| 250 | -0,304 | -0,471 | -0,542 | -0,179 |
| 500 | -0,766 | 0,256 | -0,272 | -0,449 |
| 1000 | -0,846 | 0,632 | 0,300 | 0,188 |
| 2000 | -0,759 | 0,729 | 0,623 | 0,625 |
| AC2 | -0,243 | -0,380 | -0,428 | -0,227 |
| BL2 | 0,434 | -1,076 | 0,173 | 0,611 |
| BT1 | -0,238 | -0,796 | -0,770 | -0,123 |
| CC1 | 0,904 | -0,310 | 1,193 | -0,481 |
| CL1 | -0,622 | 0,194 | 0,070 | 0,077 |
| CL2 | -0,970 | 0,770 | 0,451 | 0,406 |
| DMC | -0,165 | 0,180 | 0,389 | 0,100 |
| DG1 | 1,044 | 0,129 | 0,088 | -0,042 |
| EG2 | 0,584 | 0,367 | -0,022 | 0,137 |
| EG4 | 0,291 | -0,924 | -0,070 | 0,290 |
| ET1 | -0,752 | 0,063 | -0,453 | -0,465 |
| ET4 | -0,770 | 0,162 | -0,278 | -0,266 |
| GT2 | -0,075 | -0,822 | -0,507 | 0,000 |
| GT5 | -0,695 | -0,008 | -0,473 | -0,481 |
| I02 | -0,527 | 0,498 | 0,374 | 0,328 |
| I08 | -0,903 | 0,674 | 0,393 | 0,354 |
| IL3 | 0,164 | -1,085 | -0,254 | 0,489 |
| IL4 | -0,982 | 0,693 | 0,264 | 0,128 |
| C03 | -0,757 | 0,155 | -0,296 | -0,350 |
| C06 | 0,325 | -0,866 | 0,004 | 0,238 |
| C10 | 0,586 | -0,770 | 0,297 | 0,228 |
| C11 | -0,066 | -0,890 | -0,569 | 0,082 |
| C12 | 1,046 | 0,505 | -0,430 | 0,257 |
| MC1 | -0,873 | 0,760 | 0,458 | 0,379 |
| RL7 | -0,157 | -0,285 | 0,008 | -0,118 |
| RL9 | -0,200 | -0,747 | -0,651 | -0,120 |
| SL1 | 0,266 | -0,727 | -0,218 | 0,240 |
| VC3 | -0,306 | -0,124 | 0,085 | 0,111 |
| VC5 | -0,990 | 0,849 | 0,590 | 0,584 |
| VC6 | 0,023 | 0,035 | 0,106 | 0,001 |
| VC7 | -0,851 | 0,395 | -0,035 | -0,129 |
| VH3 | -0,413 | 0,249 | 0,226 | 0,154 |
| AC3 | 0,297 | -0,378 | -0,121 | -0,156 |
| AC8 | 0,418 | -0,040 | 0,320 | -0,055 |

| | | | | |
|-----|--------|--------|--------|--------|
| AS5 | 1,983 | 1,852 | -1,679 | 1,232 |
| AS6 | 1,902 | 1,696 | -1,501 | 1,158 |
| AS8 | 1,878 | 1,439 | -0,559 | -0,826 |
| Al1 | 1,407 | 0,868 | -0,398 | 0,122 |
| CC2 | 1,144 | 0,077 | -0,793 | -0,482 |
| EG3 | 1,396 | 0,472 | 0,623 | -0,775 |
| FJ1 | 0,438 | 0,110 | -0,239 | 0,188 |
| FJ2 | -0,178 | 0,103 | 0,046 | -0,037 |
| FJ6 | 0,845 | -0,473 | 0,914 | -0,208 |
| GC1 | -0,312 | 0,123 | -0,038 | 0,153 |
| IV5 | 0,019 | 0,004 | 0,363 | -0,008 |
| KC2 | 0,732 | -0,595 | 0,703 | -0,068 |
| KC4 | 0,585 | -0,833 | 0,466 | 0,372 |
| KG1 | 0,387 | 0,354 | 0,033 | -0,018 |
| MC3 | 0,375 | -0,882 | 0,042 | 0,340 |
| PG2 | 0,997 | 0,099 | 0,235 | -0,140 |
| RC1 | -0,362 | 0,273 | 0,545 | 0,257 |
| SL2 | 1,927 | 1,513 | -0,723 | -0,770 |
| TA1 | 1,145 | -0,024 | 1,246 | -0,815 |
| TH1 | 1,287 | 0,324 | 0,503 | -0,527 |
| TH2 | 0,010 | 0,079 | 0,275 | -0,066 |
| TH3 | 1,085 | -0,068 | 0,816 | -0,393 |
| WL9 | -0,150 | 0,209 | 0,261 | 0,106 |
| AR4 | 0,340 | -0,929 | 0,070 | 0,431 |
| AR6 | 0,248 | -1,015 | -0,159 | 0,517 |
| AR8 | 0,15 | -0,451 | 0,066 | 0,144 |
| AR9 | 0,166 | -0,88 | 0,168 | -0,001 |
| A07 | 0,869 | -0,453 | 1,055 | -0,294 |
| DA1 | 1,333 | 0,554 | 0,258 | -0,449 |
| HA6 | -0,393 | -0,030 | 0,019 | 0,014 |
| HB1 | -0,978 | 0,857 | 0,606 | 0,585 |
| IT1 | -0,172 | 0,125 | 0,270 | 0,173 |
| KL1 | 0,747 | 0,581 | -0,034 | 0,086 |
| KG3 | 0,543 | -0,578 | 0,346 | -0,013 |
| RD1 | 0,259 | 0,054 | 0,168 | -0,000 |
| RD4 | 0,319 | -1,117 | -0,026 | 0,615 |
| RL8 | 0,552 | -0,762 | 0,448 | 0,096 |
| RV1 | -0,963 | 0,854 | 0,659 | 0,715 |
| TH4 | 0,203 | 0,125 | 0,170 | 0,041 |
| VH4 | -0,340 | 0,367 | 0,340 | 0,218 |
| VH5 | -0,676 | 0,620 | 0,397 | 0,416 |
| VH7 | -0,384 | 0,105 | 0,062 | -0,023 |
| AC7 | -0,769 | 0,241 | -0,253 | -0,401 |
| AR3 | -0,680 | 0,001 | -0,386 | -0,288 |
| A05 | -0,949 | 0,422 | -0,285 | -0,621 |
| A06 | -0,521 | -0,394 | -0,762 | -0,498 |
| A09 | -0,960 | 0,571 | 0,048 | -0,146 |
| A10 | -0,883 | 0,296 | -0,353 | -0,563 |
| DA5 | -1,046 | 0,954 | 0,697 | 0,687 |
| DA6 | -0,932 | 0,423 | -0,251 | -0,574 |
| DA9 | 0,046 | -0,948 | -0,445 | 0,197 |
| FJ5 | -0,167 | -0,749 | -0,536 | -0,026 |
| IL2 | -0,462 | -0,269 | -0,359 | -0,139 |
| IT2 | -0,904 | 0,533 | 0,092 | -0,070 |

| | | | | |
|-----|--------|--------|--------|--------|
| IT4 | -0,135 | -0,829 | -0,613 | -0,017 |
| IT9 | -0,729 | 0,064 | -0,398 | -0,426 |
| IV1 | 0,237 | -1,149 | -0,191 | 0,631 |
| KC1 | -0,582 | -0,284 | -0,710 | -0,533 |
| NI1 | -0,590 | -0,306 | -0,772 | -0,571 |
| RD3 | -0,497 | -0,346 | -0,610 | -0,392 |
| RV2 | -0,945 | 0,618 | 0,208 | 0,116 |
| TA2 | -0,945 | 0,506 | -0,076 | -0,311 |
| VH1 | -0,971 | 0,780 | 0,498 | 0,481 |
| VH8 | -0,899 | 0,312 | -0,393 | -0,702 |
| XO3 | -0,739 | 0,091 | -0,372 | -0,375 |
| WL1 | 0,168 | -1,014 | -0,216 | 0,358 |
| WL5 | -0,383 | -0,538 | -0,676 | -0,320 |
| WL6 | 0,034 | -0,977 | -0,416 | 0,254 |

B. 72 échantillons (sans tills)

| ECH | F1 | F2 | F3 | F4 |
|------|--------|--------|--------|--------|
| 002 | 1,544 | 1,663 | -1,182 | 0,791 |
| 004 | 1,166 | 0,822 | -0,356 | 0,066 |
| 008 | 1,502 | 1,391 | -0,385 | -0,400 |
| 016 | 1,189 | 0,343 | 0,826 | -0,668 |
| 044 | 0,936 | -0,212 | 0,921 | -0,329 |
| 063 | 0,594 | -0,676 | 0,370 | 0,279 |
| 125 | 0,313 | -0,889 | -0,111 | 0,491 |
| 250 | -0,287 | -0,546 | -0,597 | -0,176 |
| 500 | -0,890 | 0,200 | -0,288 | -0,581 |
| 1000 | -1,116 | 0,655 | 0,381 | 0,203 |
| 2000 | -1,222 | 0,920 | 0,864 | 0,935 |
| BL2 | 0,506 | -0,957 | 0,176 | 0,654 |
| BT1 | -0,171 | -0,769 | -0,732 | -0,068 |
| CC1 | 0,965 | -0,228 | 1,226 | -0,502 |
| CL2 | -1,147 | 0,740 | 0,560 | 0,497 |
| DG1 | 0,991 | 0,254 | 0,129 | -0,023 |
| EG4 | 0,357 | -0,833 | -0,051 | 0,337 |
| ET1 | -0,760 | -0,002 | -0,404 | -0,492 |
| ET4 | -0,803 | 0,103 | -0,224 | -0,279 |
| GT2 | -0,006 | -0,778 | -0,478 | 0,047 |
| GT5 | -0,696 | -0,064 | -0,423 | -0,500 |
| I08 | -1,068 | 0,653 | 0,502 | 0,452 |
| IL3 | 0,235 | -0,986 | -0,238 | 0,544 |
| IL4 | -1,118 | 0,636 | 0,351 | 0,159 |
| C03 | -0,783 | 0,093 | -0,245 | -0,375 |
| C06 | 0,390 | -0,776 | 0,023 | 0,280 |
| C10 | 0,635 | -0,653 | 0,318 | 0,265 |
| C11 | 0,002 | -0,838 | -0,538 | 0,138 |
| C12 | 0,941 | 0,636 | -0,387 | 0,236 |
| MC1 | -1,042 | 0,732 | 0,558 | 0,454 |
| RL9 | -0,137 | -0,720 | -0,616 | -0,076 |
| SL1 | 0,314 | -0,643 | -0,196 | 0,271 |
| VC5 | -1,194 | 0,831 | 0,710 | 0,702 |
| VC7 | -0,926 | 0,337 | 0,033 | -0,126 |
| AS5 | 1,707 | 2,096 | -1,657 | 1,045 |
| AS6 | 1,650 | 1,930 | -1,480 | 0,972 |
| AS8 | 1,604 | 1,599 | -0,457 | -0,567 |
| A11 | 1,253 | 1,020 | -0,346 | 0,114 |
| CC2 | 1,130 | 0,183 | 0,839 | -0,467 |
| EG3 | 1,313 | 0,591 | 0,690 | -0,698 |
| FJ6 | 0,905 | -0,378 | 0,939 | -0,210 |
| KC2 | 0,791 | -0,493 | 0,726 | -0,058 |
| KC4 | 0,653 | -0,724 | 0,474 | 0,385 |
| MC3 | 0,440 | -0,780 | 0,055 | 0,374 |
| PG2 | 0,977 | 0,221 | 0,261 | -0,141 |
| SL2 | 1,612 | 1,658 | -0,595 | -0,480 |
| TA1 | 1,168 | 0,073 | 1,292 | -0,811 |

| | | | | |
|-----|--------|--------|--------|--------|
| TH1 | 1,220 | 0,450 | 0,557 | -0,482 |
| TH3 | 1,090 | 0,038 | 0,854 | -0,384 |
| AR4 | 0,401 | -0,827 | 0,083 | 0,473 |
| AR6 | 0,314 | -0,912 | -0,148 | 0,560 |
| A07 | 0,938 | -0,364 | 1,080 | -0,307 |
| DA1 | 1,240 | 0,689 | 0,309 | -0,407 |
| HB1 | -1,178 | 0,835 | 0,721 | 0,691 |
| KG3 | 0,595 | -0,489 | 0,367 | 0,009 |
| RD4 | 0,392 | -1,000 | -0,019 | 0,661 |
| RL8 | 0,621 | -0,666 | 0,467 | 0,119 |
| RV1 | -1,188 | 0,856 | 0,795 | 0,875 |
| AC7 | -0,802 | 0,174 | -0,201 | -0,434 |
| AR3 | -0,696 | -0,043 | -0,331 | -0,284 |
| A05 | -0,988 | 0,321 | -0,234 | -0,690 |
| A06 | -0,478 | -0,425 | -0,716 | -0,488 |
| A09 | -1,049 | 0,491 | 0,112 | -0,172 |
| A10 | -0,911 | 0,207 | -0,301 | -0,613 |
| DA5 | -1,263 | 0,927 | 0,814 | 0,794 |
| DA6 | -0,972 | 0,324 | -0,202 | -0,643 |
| DA9 | 0,115 | -0,876 | -0,420 | 0,255 |
| FJ5 | -0,108 | -0,715 | 0,504 | 0,014 |
| IT2 | -1,001 | 0,469 | 0,164 | -0,068 |
| IT4 | -0,069 | -0,789 | -0,579 | 0,035 |
| IT9 | -0,744 | 0,007 | -0,343 | -0,440 |
| IV1 | 0,308 | -1,033 | -0,181 | 0,685 |
| KC1 | -0,549 | -0,325 | -0,663 | -0,535 |
| NI1 | -0,552 | -0,348 | -0,724 | -0,568 |
| RD3 | -0,463 | -0,371 | -0,568 | -0,390 |
| RV2 | -1,074 | 0,569 | 0,297 | 0,159 |
| TA2 | -1,019 | 0,423 | -0,012 | -0,341 |
| VH1 | -1,161 | 0,760 | 0,616 | 0,595 |
| VH8 | 0,922 | 0,217 | -0,342 | -0,766 |
| X03 | -0,759 | 0,033 | -0,318 | -0,389 |
| WL1 | 0,241 | -0,927 | -0,198 | 0,409 |
| WL5 | -0,333 | -0,544 | -0,637 | -0,301 |
| WL6 | 0,104 | -0,905 | -0,392 | 0,308 |

C. 30 échantillons (tills)

| ECH | F1 | F2 | F3 | F4 |
|------|--------|--------|--------|--------|
| 002 | 0,911 | 0,372 | 0,448 | 0,115 |
| 004 | 0,504 | 0,210 | 0,081 | 0,816 |
| 008 | 0,873 | 0,275 | 0,178 | -0,189 |
| 016 | 0,649 | 0,171 | -0,111 | -0,176 |
| 044 | 0,248 | 0,057 | -0,263 | -0,071 |
| 063 | 0,174 | -0,140 | -0,198 | 0,151 |
| 125 | 0,105 | -0,322 | -0,140 | 0,088 |
| 250 | -0,105 | -0,424 | 0,154 | -0,035 |
| 500 | -0,276 | -0,104 | 0,115 | -0,051 |
| 1000 | -0,349 | 0,281 | 0,032 | 0,008 |
| 2000 | -0,391 | 0,476 | -0,041 | 0,023 |
| AC2 | -0,139 | -0,713 | 0,249 | -0,075 |
| CL1 | -0,529 | 0,013 | 0,162 | -0,034 |
| DMC | -0,128 | 0,191 | -0,163 | -0,039 |
| EG2 | 0,704 | 0,247 | 0,202 | -0,081 |
| I02 | -0,449 | 0,462 | 0,059 | -0,006 |
| RL7 | -0,101 | -0,405 | -0,113 | -0,023 |
| VC3 | -0,254 | -0,205 | -0,071 | 0,061 |
| VC6 | 0,093 | -0,055 | -0,031 | -0,078 |
| VH3 | -0,349 | 0,165 | 0,021 | -0,030 |
| AC3 | -0,359 | -0,506 | -0,075 | -0,081 |
| AC8 | 0,462 | 0,007 | -0,302 | -0,152 |
| FJ1 | 0,557 | -0,054 | 0,231 | 0,438 |
| FJ2 | -0,090 | -0,053 | 0,083 | -0,065 |
| GC1 | -0,217 | -0,049 | 0,193 | 0,053 |
| IV5 | 0,052 | 0,031 | -0,257 | 0,016 |
| KG1 | 0,495 | 0,211 | 0,148 | -0,192 |
| RC1 | -0,337 | 0,358 | -0,265 | 0,072 |
| TH2 | 0,061 | 0,039 | -0,141 | -0,177 |
| WL9 | -0,080 | 0,165 | -0,039 | 0,050 |
| AR8 | 0,172 | -0,429 | -0,299 | 0,207 |
| AR9 | 0,213 | -0,113 | -0,173 | 0,081 |
| HA6 | -0,325 | -0,187 | 0,059 | 0,001 |
| IT1 | -0,123 | 0,109 | -0,098 | 0,052 |
| KL1 | 0,887 | 0,431 | 0,284 | -0,010 |
| RD1 | 0,321 | 0,014 | -0,106 | 0,038 |
| TH4 | 0,269 | 0,075 | -0,054 | -0,029 |
| VH4 | -0,273 | 0,334 | 0,000 | 0,032 |
| VH5 | -0,595 | 0,577 | 0,118 | 0,062 |
| VH7 | -0,298 | -0,062 | 0,099 | -0,045 |
| IL2 | -0,357 | -0,595 | 0,280 | -0,043 |

Annexe 7

Formules du principe barycentrique

$$F_{\alpha}(v) = \lambda_{\alpha}^{-1/2} \sum \left\{ G_{\alpha}(q) k(v, q) / k(v) \mid q \in Q \right\}$$

$$G_{\alpha}(q) = \lambda_{\alpha}^{-1/2} \sum \left\{ F_{\alpha}(v) k(v, q) / k(q) \mid v \in V \right\}$$

où:

$F_{\alpha}(v)$ = note factorielle de la variable v pour le facteur α

$G_{\alpha}(q)$ = note factorielle de l'échantillon q pour le facteur α

λ_{α} = valeur propre du facteur α

$k(v, q)$ = valeur de l'échantillon q pour la variable v

$k(v)$ = valeur de la variable v pour l'ensemble des échantillons

$k(q)$ = valeur de l'échantillon q pour l'ensemble des variables



Annexe 8

Technique de séparation des minéraux lourds

- (1) Peser 100g des échantillons et laver à l'eau distillée additionnée de pyrophosphate de sodium (0,15M). Laisser agir 24h.
- (2) Siphoner et laver à l'eau distillée jusqu'à obtention d'un surnageant limpide après décantation de 5', ce afin d'éliminer un maximum d'argile.
- (3) Tamiser les échantillons à l'eau distillée (44 μ , 125 μ et 250 μ). Récupérer les trois fractions >44 μ et sécher à l'étuve.
- (4) Séparer minéraux lourds (M.L.) - minéraux légers (m.l.) pour les fractions 44-125 μ et 125-250 μ . Pour chaque fraction, prendre en godet en plastique 10cc, introduire 1,5cm de sédiment, ajouter du bromoforme (d=2,89 à 20°C) jusqu'à 1cm du bord. Centrifuger deux fois 3' à 3200 t/min. Placer les godets au congélateur quelques heures. Lorsque le bromoforme est gelé, couper les godets afin de séparer au mieux fraction lourde et légère. Laisser dégeler dans des filtres placés dans des entonnoirs superposés (M.L. au dessus, m.l. en dessous). Récupérer le bromoforme qui s'écoule à travers les deux filtres. Rincer au méthanol afin de récupérer tout le culot hors du godet. Faire sécher à l'étuve les filtres contenant les minéraux.
- (5) Montage des lames (=frottis): Noter le no de l'échantillon et la fraction sur une lame dépolie. Régler la plaque chauffante à 150°C, y déposer les lames et les couvre-objets. Étendre du baume du Canada sur les lames et les couvre objets; laisser chauffer quelques minutes, et saupoudrer le plus uniformément possible les grains sur les lames. Retourner le couvre-objet sur la lame, retirer de la plaque chauffante et laisser refroidir. Nettoyer au xylol le surplus de baume.

Annexe 9

Indice de diversité de Shannon

$$H = - \sum \left(\frac{n_i}{N} \right) \log_e \left(\frac{n_i}{N} \right)$$

où:

N = le nombre total de minéraux lourds

n = le nombre de grains du minéral (ou groupe de minéraux) i

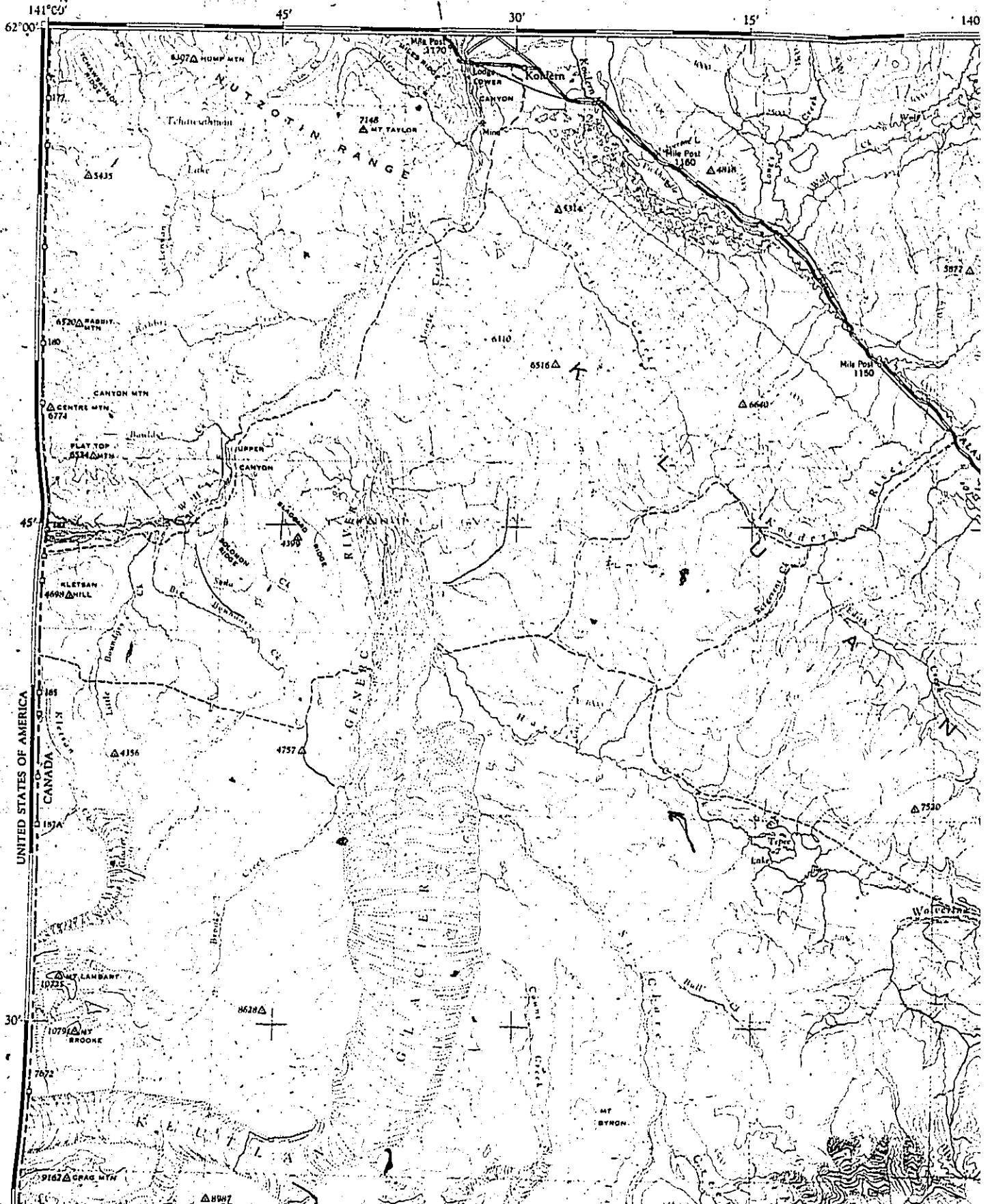
Annexe 10

Notes factorielles AFC Minéraux lourds

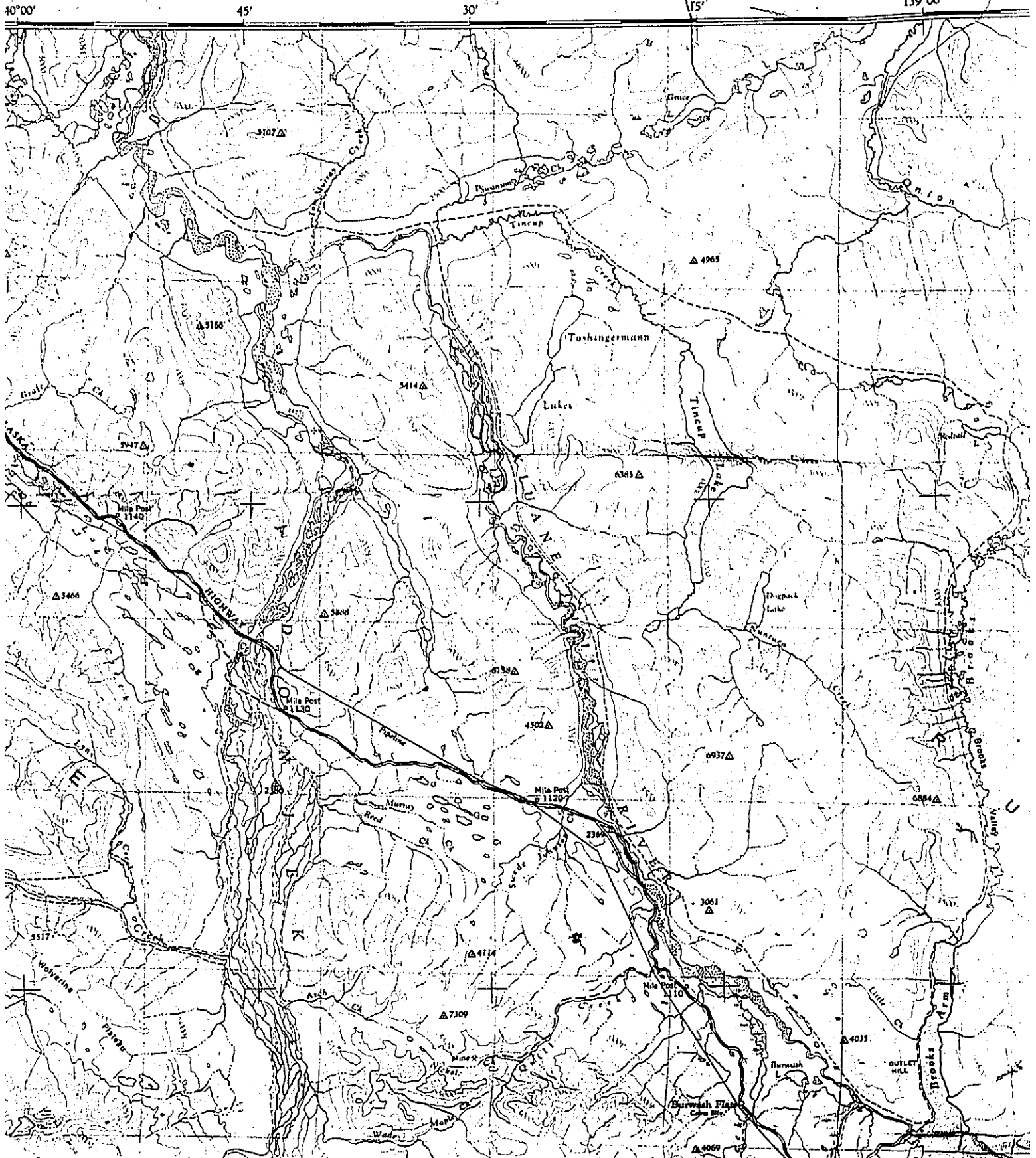
| ECH | F1 | F2 | F3 |
|-----|----------|----------|----------|
| BIO | -0,68479 | 0,07226 | -0,08010 |
| OPQ | 0,25733 | -0,22067 | 0,09102 |
| PYR | 0,65087 | 0,27080 | -0,14234 |
| TML | 0,16855 | -0,44789 | 0,24484 |
| EPI | 0,38383 | 0,18751 | -0,01588 |
| ZOI | 0,45177 | 0,17279 | -0,08318 |
| CAR | 0,83627 | 1,40904 | -0,39428 |
| APA | -0,10264 | -0,23031 | 0,02386 |
| ZIR | 0,05753 | -0,24573 | 0,08237 |
| TIT | 0,35337 | -0,51398 | -0,02051 |
| STA | 0,20388 | -0,11512 | 0,08207 |
| GRN | 0,34542 | -0,59214 | -0,02994 |
| KYA | 0,50919 | 0,42644 | -0,22441 |
| CHL | -0,18467 | 0,75411 | 1,46551 |
| AC9 | -0,28788 | -0,02207 | 0,02617 |
| AR1 | 0,01263 | -0,04378 | -0,15612 |
| AR5 | 0,14965 | -0,32694 | -0,01815 |
| AR8 | 0,79214 | -0,05501 | -0,11645 |
| AR9 | -0,31523 | -0,22430 | -0,08690 |
| AR0 | -0,37778 | -0,17491 | -0,13760 |
| AS5 | 0,32455 | -0,15450 | -0,00287 |
| AS9 | 0,43210 | -0,34404 | -0,00371 |
| AS2 | 0,44353 | -0,19695 | -0,00983 |
| BL2 | -0,61953 | 0,16853 | -0,15806 |
| BT1 | -0,15263 | -0,03238 | 0,17251 |
| CA1 | 0,30474 | -0,36483 | 0,08042 |
| CA2 | 0,38064 | -0,27307 | 0,04549 |
| CA7 | -0,58808 | 0,19262 | -0,29449 |
| CA0 | 0,53292 | -0,22876 | -0,03506 |
| CC1 | -0,48302 | 0,47922 | -0,06422 |
| CC2 | 0,47979 | 0,74607 | -0,26478 |
| CL1 | -0,62807 | -0,01615 | -0,24114 |
| CL2 | -0,10180 | -0,14063 | 0,04456 |
| CO6 | -0,13941 | 0,25259 | 0,13986 |
| C10 | -0,31409 | 0,27947 | -0,23761 |
| C12 | 0,17990 | 0,20648 | 0,15218 |
| DA1 | 0,32658 | -0,34172 | -0,03598 |
| DA3 | 0,50495 | -0,41152 | 0,06767 |
| DA6 | -0,49571 | -0,08421 | -0,14369 |
| DA9 | 0,38451 | -0,53684 | -0,00654 |
| DG1 | 0,79877 | 0,90900 | -0,26030 |
| DMC | -0,22504 | 0,02390 | 0,19177 |
| EG2 | 0,36404 | 0,43027 | -0,12185 |
| ET4 | -0,10037 | 0,02360 | 0,68157 |
| FJ3 | 0,44582 | -0,18642 | 0,06948 |
| FJ6 | 0,45045 | 0,59836 | 0,37219 |
| GCl | -0,44771 | -0,04240 | -0,09011 |

| | | | |
|-----|----------|----------|----------|
| GT5 | -0,17285 | -0,05546 | 0,39848 |
| HA2 | 0,25991 | -0,00745 | -0,07146 |
| HA4 | 0,62885 | 0,03425 | -0,14243 |
| HA6 | 0,50758 | -0,36656 | 0,02657 |
| HB1 | -0,25425 | -0,19921 | -0,11768 |
| IO2 | -0,55718 | 0,16340 | 0,56401 |
| IL3 | -0,75595 | 0,26810 | 0,43546 |
| IT1 | 0,36637 | -0,33645 | 0,03168 |
| IT2 | 0,12328 | 0,15992 | -0,13695 |
| IT4 | 0,60119 | 0,14043 | -0,11454 |
| IT5 | -0,06051 | -0,10511 | -0,01595 |
| ITO | 0,64571 | -0,16818 | -0,02249 |
| IV5 | -0,74211 | 0,03650 | 0,10415 |
| KC1 | 0,62525 | 0,61400 | 0,04160 |
| KC3 | 0,74407 | 0,69957 | -0,01007 |
| KG1 | 0,73148 | 0,27420 | -0,07860 |
| KG3 | 0,42106 | 0,52491 | -0,04425 |
| MC3 | -0,53156 | -0,06372 | -0,09508 |
| MC5 | -0,21399 | -0,05971 | -0,04486 |
| MK1 | 0,00278 | -0,32366 | 0,15975 |
| MK4 | 0,14158 | -0,41595 | 0,01558 |
| MK6 | 0,15378 | -0,57835 | 0,03574 |
| MK8 | 0,04466 | -0,50907 | 0,03871 |
| PG2 | 0,34927 | -0,31053 | -0,05957 |
| RC1 | -0,38148 | 0,52113 | 0,23051 |
| RD1 | 0,45650 | -0,09112 | -0,11693 |
| RD2 | 0,44040 | -0,27262 | -0,02131 |
| RL8 | 0,04562 | -0,06591 | 0,00915 |
| RV1 | -0,41290 | -0,04824 | -0,02613 |
| RV2 | -0,52986 | -0,02143 | -0,17294 |
| SL1 | -0,02266 | -0,13721 | -0,02246 |
| SL2 | 0,22839 | -0,25913 | -0,11555 |
| SN2 | -0,97519 | 0,09985 | -0,09894 |
| TA2 | 0,40123 | -0,29019 | 0,06505 |
| TH1 | 0,21843 | 0,43894 | -0,14962 |
| TH2 | 0,76909 | 0,64062 | -0,11758 |
| TH3 | 0,43448 | 0,30944 | -0,21357 |
| TH4 | 0,72920 | 0,25478 | -0,08978 |
| TH5 | -0,93401 | 0,06573 | -0,17686 |
| VC4 | 0,00697 | -0,18481 | 0,14808 |
| VC5 | -0,39299 | -0,26996 | -0,04042 |
| VC6 | -0,97477 | 0,05271 | -0,24405 |
| VH1 | 0,04393 | -0,23614 | 0,36662 |
| VH3 | -1,00033 | 0,13246 | -0,26048 |
| VH4 | -0,37620 | -0,04706 | -0,10698 |
| VH5 | -0,09758 | -0,19863 | 0,06818 |
| VH6 | 0,32640 | -0,26015 | -0,07917 |
| VH8 | 0,16546 | -0,09307 | -0,10345 |
| WL5 | -0,81168 | -0,01172 | -0,09788 |
| WL9 | -1,12695 | 0,19131 | -0,11355 |
| XO3 | -0,21456 | 0,02931 | 0,50105 |

Fairbanks (Alaska) 356 m



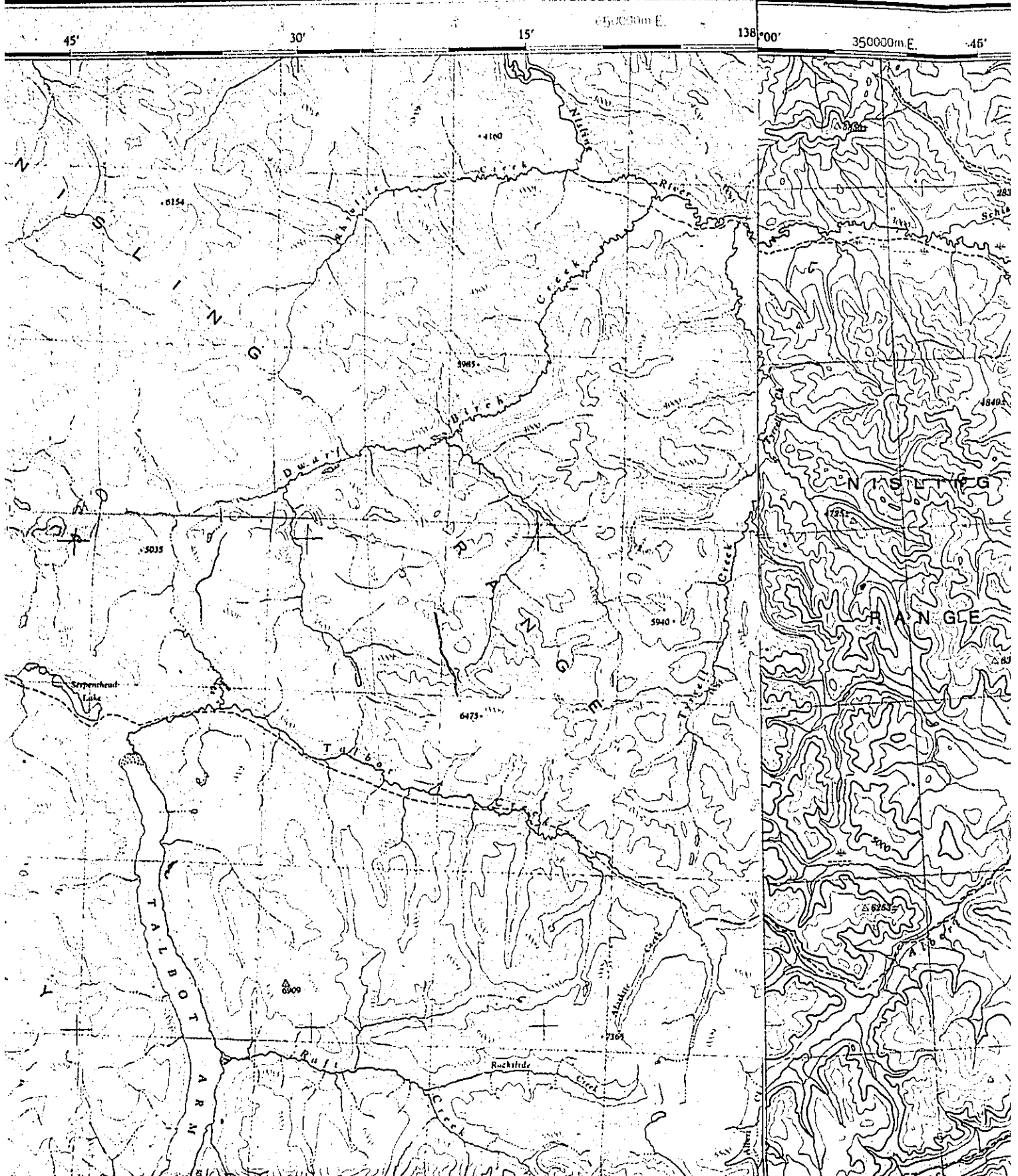
CANADA



EDITION 1

Refer to
this map as: 115 G & F (E½)
EDITION 1 ASE
SERIES A 502

115 G & 115 F



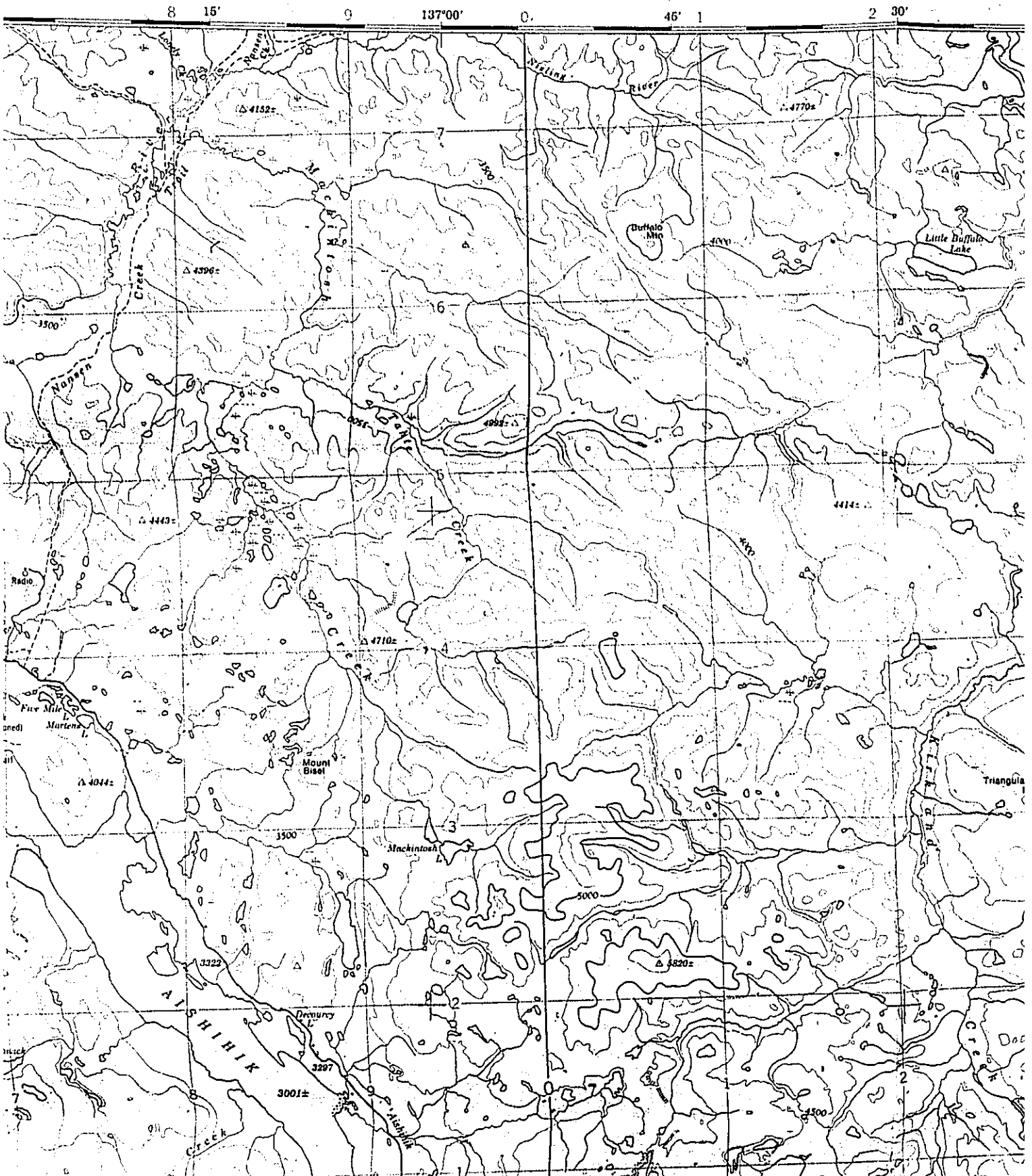
1:250,000

CANADA



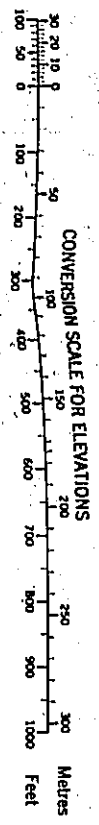
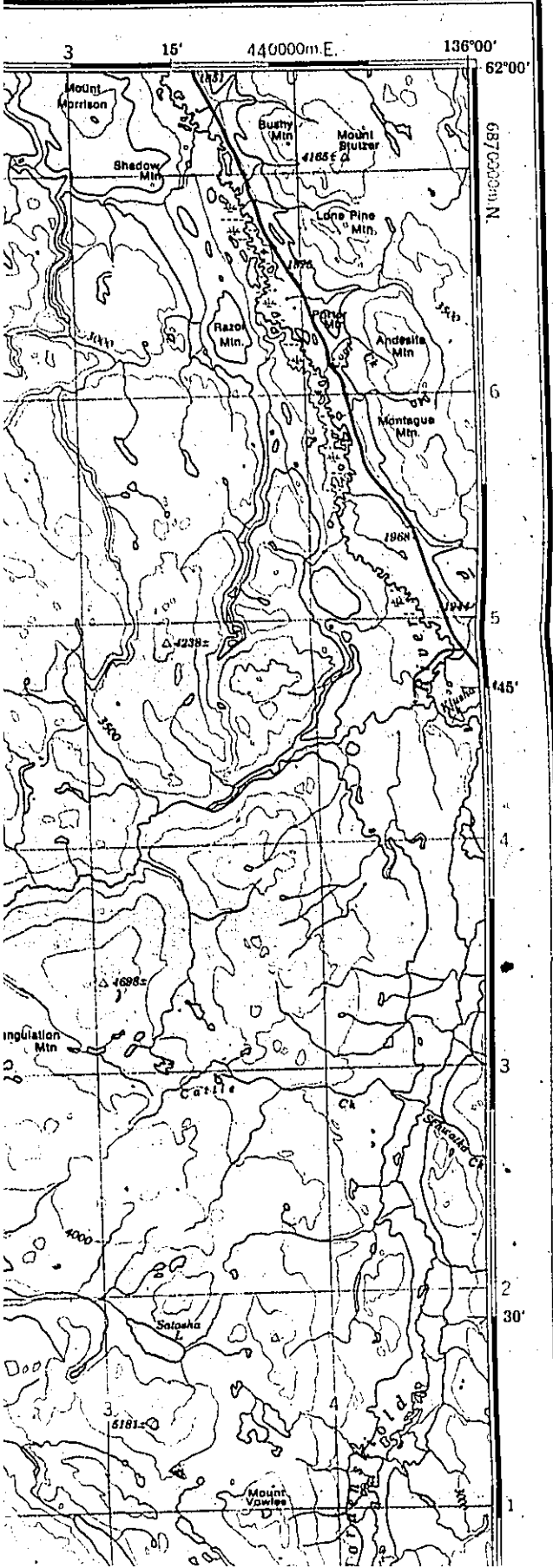
CANADA

EDITION 2



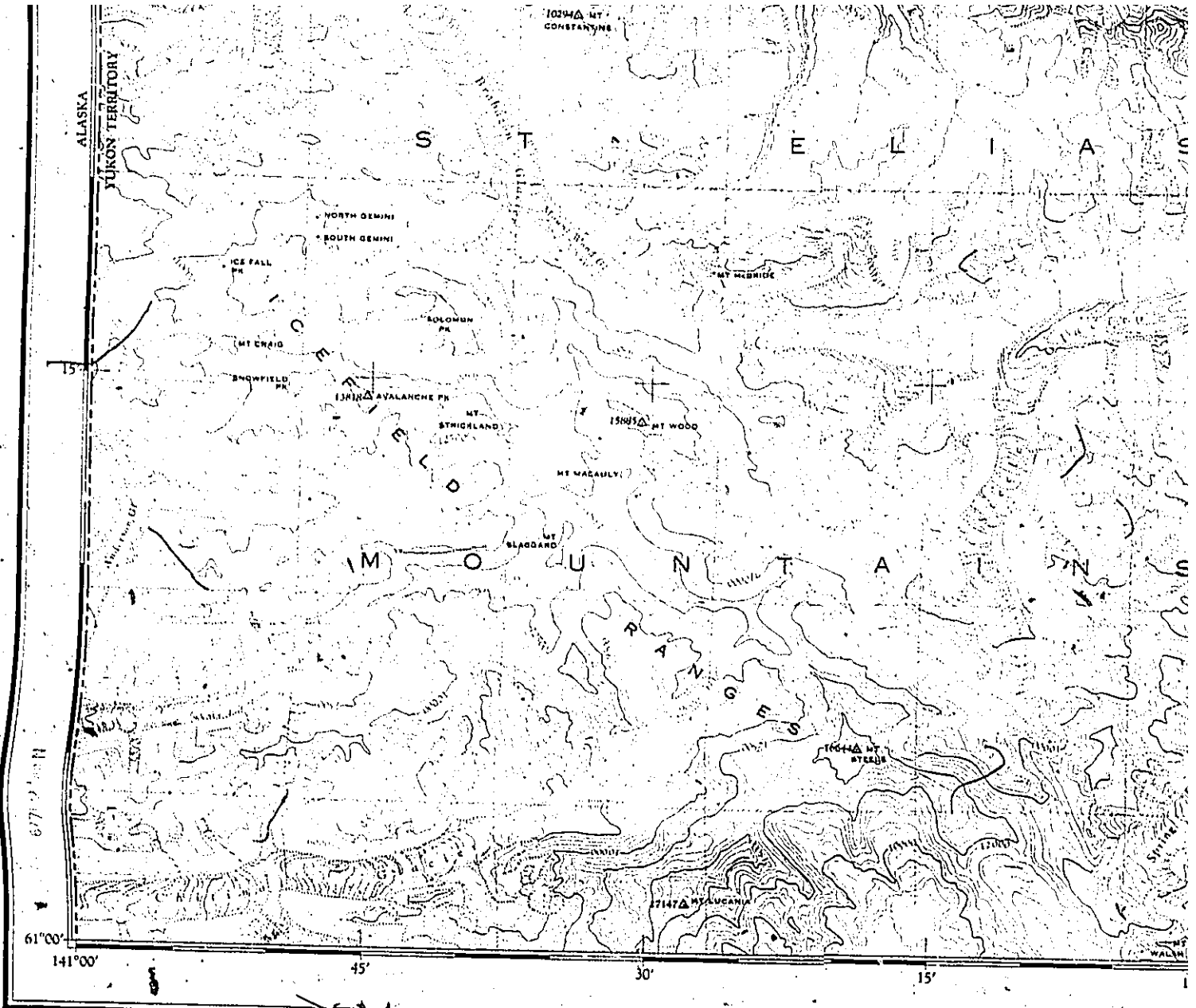
115 H

Refer to this map as: 115 H EDITION 2 MCE SERIES A 502

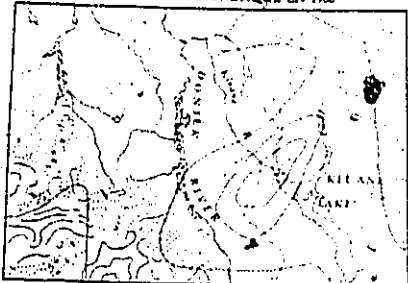


TEN THOUSAND METRE
UNIVERSAL TRANSVERSE MERCATOR GRID
ZONE 8

| | |
|-----------------------|----------------------------------|
| GRID ZONE DESIGNATION | 100,000 M. SQUARE IDENTIFICATION |
| | |



THE DECLINATION OF THE COMPASS NEEDLE 1960
 DÉCLINAISON MAGNÉTIQUE EN 1960

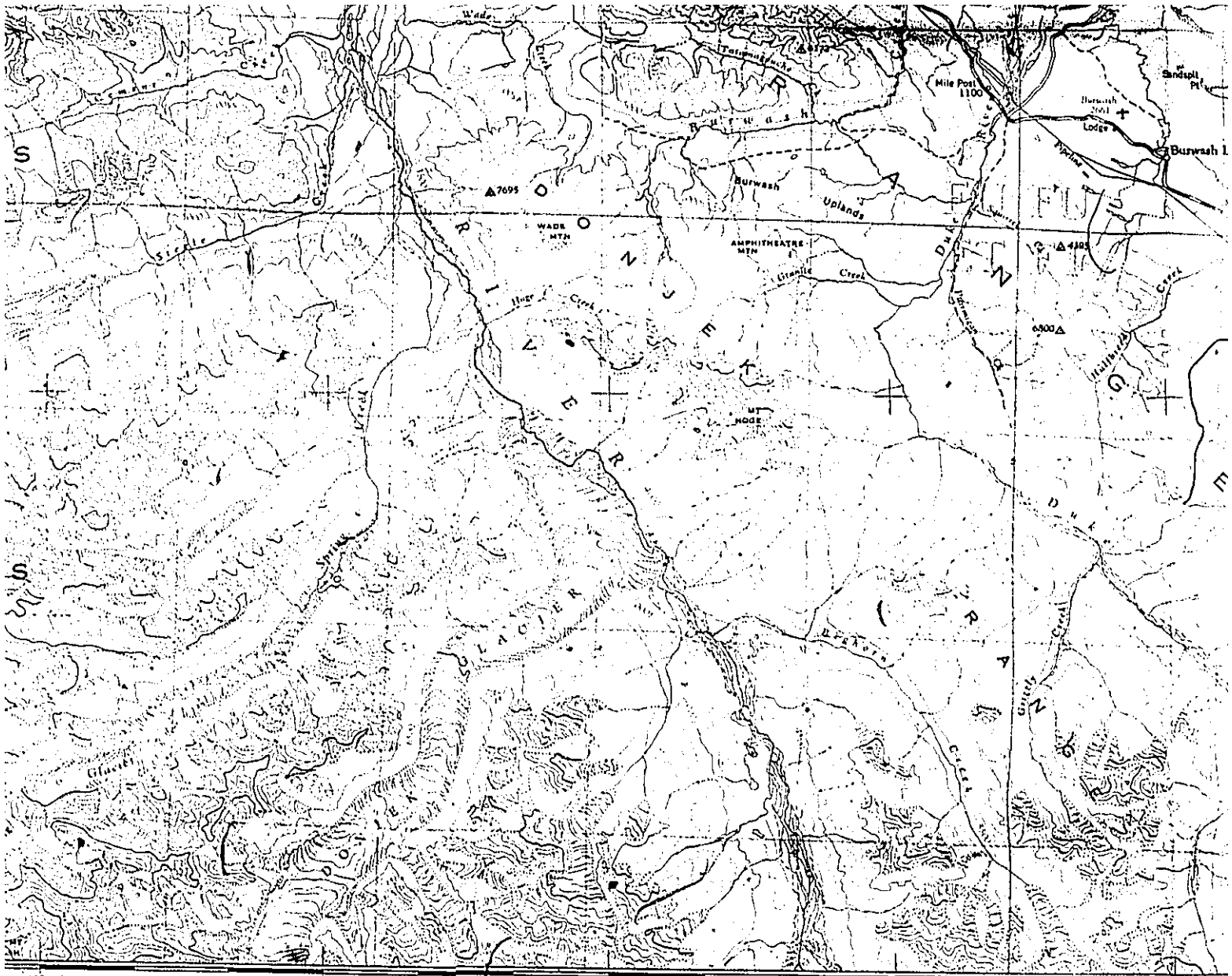


The declination of the compass needle is decreasing
 2.7 minutes annually.
 La déclinaison magnétique décroît de 2.7 minutes annuellement.

Produced and Printed by the SURVEYS AND MAPPING BRANCH,
 DEPARTMENT OF MINES AND TECHNICAL SURVEYS, 1961
 from air photographs taken from 1947 to 1951.

Copies may be obtained from the Map Distribution
 Office, Department of Mines and Technical Surveys,
 Ottawa.

| | | | |
|-----------------------------------|----------------------------------|---|---------------------------------------|
| Road hard surface, all weather | Roule pavée, toute saison | more than 2 lanes plus de 2 voies | 2 lanes 2 voies |
| loose surface, all weather | de gravier, toute saison | 7 lanes or more plus de 7 voies | less than 2 lanes moins de 2 voies |
| wagon, cart track | chemin de terre | trail or portage | sentier ou portage |
| Railway, normal gauge | Chemin de fer, écartement normal | station multiple tracks gare voies multiples | single track voie unique |
| Depression contours | Courbes de cuvette | | |
| Spot elevation, in feet | Repère de nivellement en pieds | | |
| Power transmission line | Ligne de transport d'énergie | | |



140°00' 45' 30' 15' 139°00'

KLUANE LAKE

YUKON TERRITORY

Scale 1:250,000 Échelle



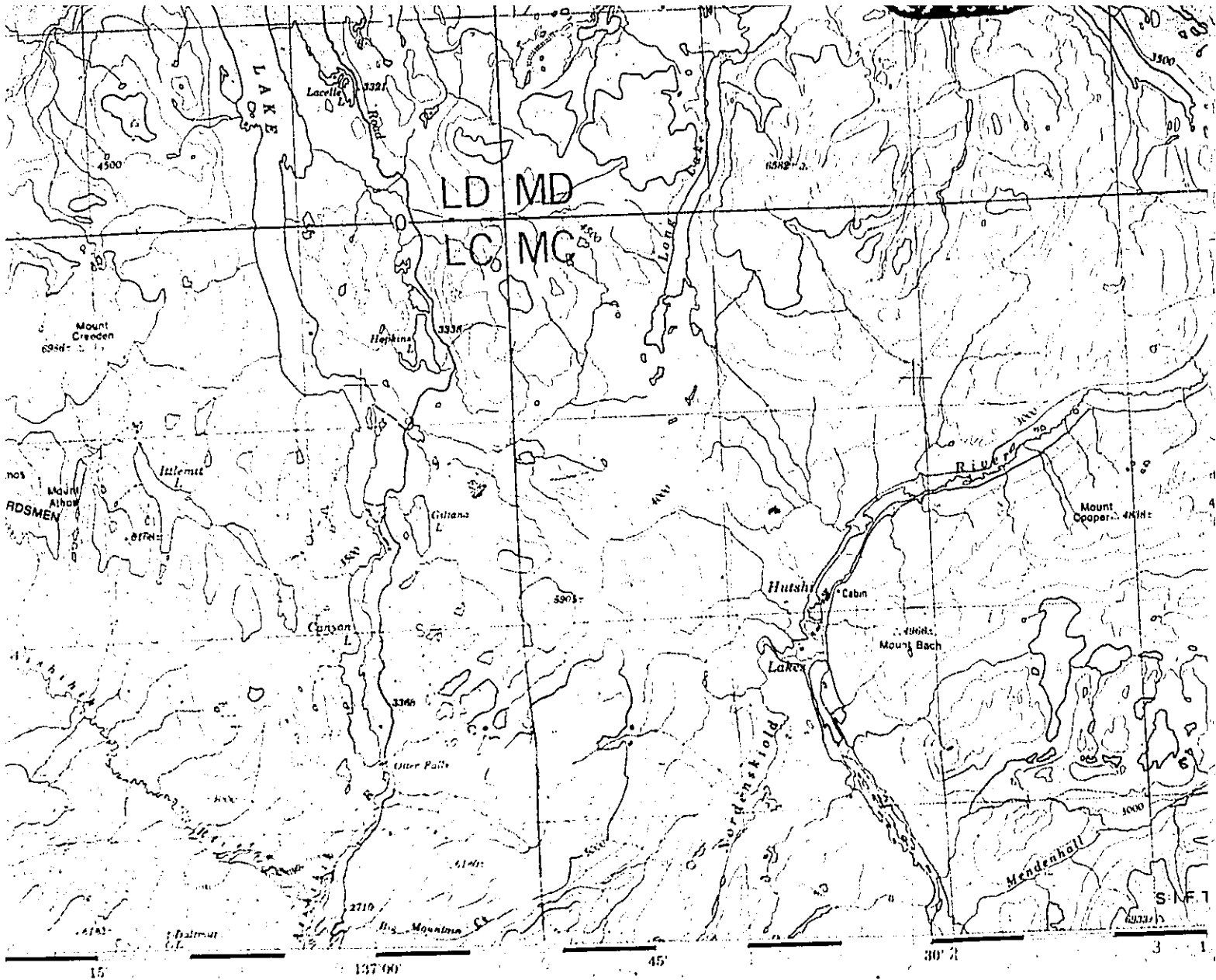
Transverse Mercator Projection
 North American Datum 1927
 Contour Interval 500 feet
 Elevations in feet above Mean Sea Level

Projection Transverse de Mercator
 Réseau géodésique nord-américain unifié 1927
 Équidistance des courbes: 500 pieds
 Élévations en pieds au-dessus du niveau moyen de la mer

Établi et
 MINISTRE
 photograph

- Town..... T
- Village or Settlement..... V
- Post office..... B
- Church..... C
- School..... S
- Boundary monument..... P
- Horizontal control point..... P

- Less than 2 lanes
- 2 to 4 lanes
- 5 to 8 lanes
- 9 to 16 lanes
- 17 to 24 lanes
- 25 to 32 lanes
- 33 to 40 lanes
- 41 to 48 lanes
- 49 to 56 lanes
- 57 to 64 lanes
- 65 to 72 lanes
- 73 to 80 lanes
- 81 to 88 lanes
- 89 to 96 lanes
- 97 to 104 lanes
- 105 to 112 lanes
- 113 to 120 lanes
- 121 to 128 lanes
- 129 to 136 lanes
- 137 to 144 lanes
- 145 to 152 lanes
- 153 to 160 lanes
- 161 to 168 lanes
- 169 to 176 lanes
- 177 to 184 lanes
- 185 to 192 lanes
- 193 to 200 lanes
- 201 to 208 lanes
- 209 to 216 lanes
- 217 to 224 lanes
- 225 to 232 lanes
- 233 to 240 lanes
- 241 to 248 lanes
- 249 to 256 lanes
- 257 to 264 lanes
- 265 to 272 lanes
- 273 to 280 lanes
- 281 to 288 lanes
- 289 to 296 lanes
- 297 to 304 lanes
- 305 to 312 lanes
- 313 to 320 lanes
- 321 to 328 lanes
- 329 to 336 lanes
- 337 to 344 lanes
- 345 to 352 lanes
- 353 to 360 lanes
- 361 to 368 lanes
- 369 to 376 lanes
- 377 to 384 lanes
- 385 to 392 lanes
- 393 to 400 lanes
- 401 to 408 lanes
- 409 to 416 lanes
- 417 to 424 lanes
- 425 to 432 lanes
- 433 to 440 lanes
- 441 to 448 lanes
- 449 to 456 lanes
- 457 to 464 lanes
- 465 to 472 lanes
- 473 to 480 lanes
- 481 to 488 lanes
- 489 to 496 lanes
- 497 to 504 lanes
- 505 to 512 lanes
- 513 to 520 lanes
- 521 to 528 lanes
- 529 to 536 lanes
- 537 to 544 lanes
- 545 to 552 lanes
- 553 to 560 lanes
- 561 to 568 lanes
- 569 to 576 lanes
- 577 to 584 lanes
- 585 to 592 lanes
- 593 to 600 lanes
- 601 to 608 lanes
- 609 to 616 lanes
- 617 to 624 lanes
- 625 to 632 lanes
- 633 to 640 lanes
- 641 to 648 lanes
- 649 to 656 lanes
- 657 to 664 lanes
- 665 to 672 lanes
- 673 to 680 lanes
- 681 to 688 lanes
- 689 to 696 lanes
- 697 to 704 lanes
- 705 to 712 lanes
- 713 to 720 lanes
- 721 to 728 lanes
- 729 to 736 lanes
- 737 to 744 lanes
- 745 to 752 lanes
- 753 to 760 lanes
- 761 to 768 lanes
- 769 to 776 lanes
- 777 to 784 lanes
- 785 to 792 lanes
- 793 to 800 lanes
- 801 to 808 lanes
- 809 to 816 lanes
- 817 to 824 lanes
- 825 to 832 lanes
- 833 to 840 lanes
- 841 to 848 lanes
- 849 to 856 lanes
- 857 to 864 lanes
- 865 to 872 lanes
- 873 to 880 lanes
- 881 to 888 lanes
- 889 to 896 lanes
- 897 to 904 lanes
- 905 to 912 lanes
- 913 to 920 lanes
- 921 to 928 lanes
- 929 to 936 lanes
- 937 to 944 lanes
- 945 to 952 lanes
- 953 to 960 lanes
- 961 to 968 lanes
- 969 to 976 lanes
- 977 to 984 lanes
- 985 to 992 lanes
- 993 to 1000 lanes



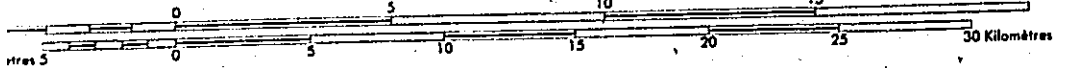
AISHIHIK LAKE

YUKON TERRITORY

Établie en 1969, par la DIRECTION DES LEVÉS
 MINISTÈRE DE L'ÉNERGIE, DES MINES
 Imprimée en 1971.

La déclinaison magnétique pour 1970
 au centre de la limite Ouest à 31°19'
 limite Est. Variation moyenne annuelle

Scale 1:250,000 Échelle



CONTOUR INTERVAL 500 FEET
 Elevations in Feet above Mean Sea Level
 North American Datum 1927
 Transverse Mercator Projection

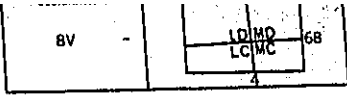
ÉQUIDISTANCE DES COURBES 500 PIEDS
 Elevations en pieds au-dessus du niveau moyen de la mer
 Système de référence géodésique nord-américain, 1927
 Projection transverse de Mercator

Copies may be obtained from the Map Distribution Office,
 Department of Energy, Mines and Resources, Ottawa

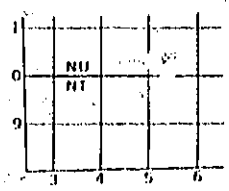
Ces cartes sont en vente au Bureau de distribution des cartes
 ministère de l'Énergie, des Mines et des Ressources, Ottawa

- Routes:
- gravier aggloméré, toute saison..... 2vo
 - de gravier période sèche.....
 - de terre.....
 - sentier ou portage.....

POUR UNE LISTE COMPLÈTE DES SK



EXAMPLE OF METHOD USED TO GIVE A REFERENCE TO NEAREST 1000 METRES
THE FOLLOWING GRID REFERENCE IS A SAMPLE ONLY AND DOES NOT REFER TO A POINT ON THIS MAP



REFERENCE POINT ROCKS (as above)

| | |
|--|----|
| STARTING: Read letters of 100 000m square | NU |
| TRACING: Read number on grid line immediately to left of point | 5 |
| Estimate tenth of a square from this line eastward to point | 4 |
| FOOTING: Read number on grid line immediately below point | 0 |
| Estimate tenth of a square from this line northward to point | 4 |

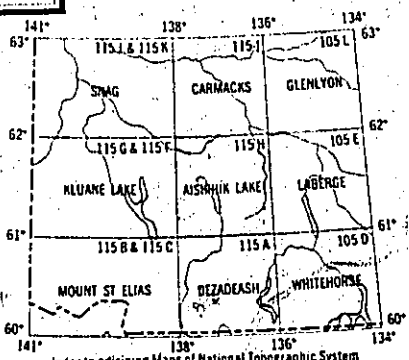
EXAMPLE MILITARY GRID REFERENCE: NU5404
If reporting beyond 10" in any direction, prefix Grid Zone Designation as: 15VNU5404

LES ET DE LA CARTOGRAPHIE.
LES ET DES RESSOURCES.

170 varie de 30°34' Est
19° Est au centre de la
elle 37' Ouest.

voies ou plus moins de 2 voies

SIGNES, VOIR AU VERSO



Index to adjoining Maps of National Topographic System
Tableau d'assemblage du Système national de référence cartographique

AISHIHIK LAKE
115 H
EDITION 2