

INFORMATION TO USERS

This manuscript has been reproduced from the microfilm master. UMI films the text directly from the original or copy submitted. Thus, some thesis and dissertation copies are in typewriter face, while others may be from any type of computer printer.

The quality of this reproduction is dependent upon the quality of the copy submitted. Broken or indistinct print, colored or poor quality illustrations and photographs, print bleedthrough, substandard margins, and improper alignment can adversely affect reproduction.

In the unlikely event that the author did not send UMI a complete manuscript and there are missing pages, these will be noted. Also, if unauthorized copyright material had to be removed, a note will indicate the deletion.

Oversize materials (e.g., maps, drawings, charts) are reproduced by sectioning the original, beginning at the upper left-hand corner and continuing from left to right in equal sections with small overlaps.

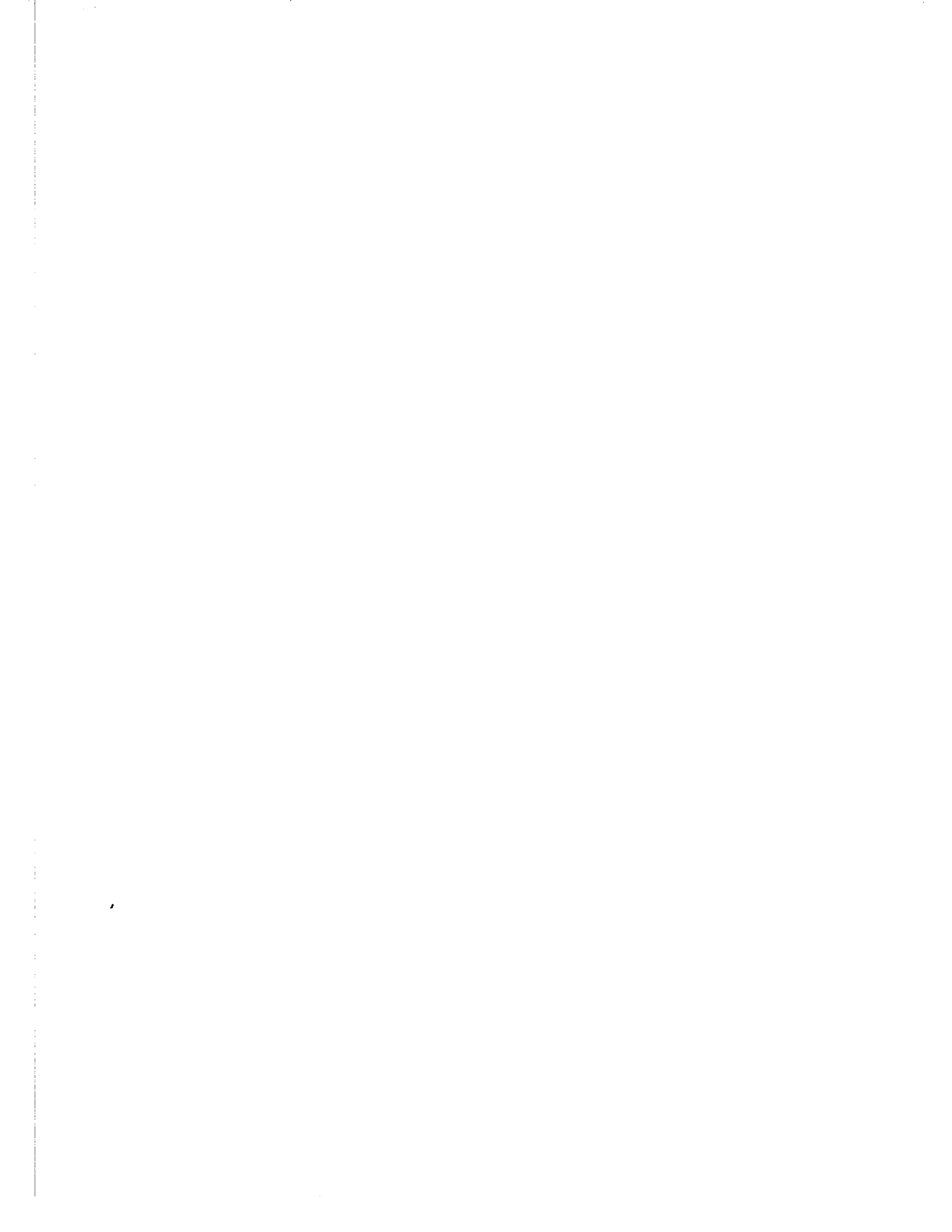
Photographs included in the original manuscript have been reproduced xerographically in this copy. Higher quality 6" x 9" black and white photographic prints are available for any photographs or illustrations appearing in this copy for an additional charge. Contact UMI directly to order.

**ProQuest Information and Learning
300 North Zeeb Road, Ann Arbor, MI 48106-1346 USA
800-521-0600**

UMI[®]



Université d'Ottawa • University of Ottawa



**La météorisation des grès des
terrasses de Bug Creek.
Territoires du Nord-Ouest, Canada**

**Thèse présentée
à Bernard Lauriol et André E. Lalonde
en vue de l'obtention de la maîtrise ès Science en géographie**

Par

Iannick Lamirande

Département de Géographie

Université d'Ottawa

© Iannick Lamirande, Ottawa, Canada, 2001



**National Library
of Canada**

**Acquisitions and
Bibliographic Services**

**395 Wellington Street
Ottawa ON K1A 0N4
Canada**

**Bibliothèque nationale
du Canada**

**Acquisitions et
services bibliographiques**

**395, rue Wellington
Ottawa ON K1A 0N4
Canada**

Your file Votre référence

Our file Notre référence

The author has granted a non-exclusive licence allowing the National Library of Canada to reproduce, loan, distribute or sell copies of this thesis in microform, paper or electronic formats.

The author retains ownership of the copyright in this thesis. Neither the thesis nor substantial extracts from it may be printed or otherwise reproduced without the author's permission.

L'auteur a accordé une licence non exclusive permettant à la Bibliothèque nationale du Canada de reproduire, prêter, distribuer ou vendre des copies de cette thèse sous la forme de microfiche/film, de reproduction sur papier ou sur format électronique.

L'auteur conserve la propriété du droit d'auteur qui protège cette thèse. Ni la thèse ni des extraits substantiels de celle-ci ne doivent être imprimés ou autrement reproduits sans son autorisation.

0-612-67831-8

Canada

RÉSUMÉ

Le but de cette étude est de préciser l'origine des sédiments qui reposent sur les replats des terrasses de cryoplanation des monts Richardson dans les Territoires du Nord-Ouest, Canada. Une série de 15 forages a été effectuée sur les replats des terrasses, à la base desquels de la matière organique a été récupérée et datée au radiocarbone. Des analyses pétrographiques, géochimiques, granulométriques, ainsi qu'exoscopiques ont été effectuées sur le grès de la Formation Aklavik du Groupe de Bug Creek, sur les sédiments de surface et sur les sédiments des forages. Les objectifs de ces analyses furent de comparer la pétrographie du grès local aux sédiments qui recouvrent les replats des terrasses, déterminer le classement granulométrique des sédiments, déterminer une vitesse de météorisation du talus et établir la chronologie des événements qui ont eu lieu. Les résultats montrent que les sédiments proviennent de la désintégration *in situ* du grès de la Formation Aklavik du Groupe de Bug Creek. La météorisation de la roche cause une augmentation de la porosité intergranulaire et les grains de quartz deviennent de plus en plus fissurés. Il en résulte que lorsque les grains sont libérés de la roche-mère, ils donnent des sables, des limons et des argiles. Ce matériel constitue une source potentielle de loess pendant les périodes glaciaires.

L'accumulation du matériel provenant de la météorisation de la roche qui recouvre actuellement les replats des terrasses aurait commencé il y a environ 5397 ± 84 BP et peut-être même avant, soit à environ 9420 ± 90 BP. Une vitesse d'érosion du talus rocheux de 20 mm/1000 ans fut calculée et semble indiquer que les terrasses pourraient avoir une origine datant du Tertiaire.

ABSTRACT

The purpose of this study is to determine the origin of the sediments that lie on the treads of the cryoplanation terraces of the Richardson Mountains in the Northwest Territories, Canada. A series of 15 bore holes were done on the treads of the terraces, at the bottom of which organic material was found and dated by radiocarbon method. Petrographic, granulometric, exoscopic and geochemical analyses were done on the sandstone of the Aklavik Formation of the Bug Creek Group, on the surface sediments and on the core sediments. The objectives of these analyses were to compare the petrology of the local sandstone to the sediments found on the treads of the terraces, to determine the granulometric distribution of the sediments, to determine the scarp's rate of weathering and the chronology of the events that took place. The results show that the sediments are produced by disintegration of the local sandstone of the Aklavik Formation. The weathering of the rock causes an increase in the intergranular porosity and fractures in the grains of quartz. The weathering of the sandstone releases sands, silts and clay. This material constitutes a potential source of loess in glacial times.

The accumulation of sediments that lie currently on the treads of the terraces which are derived from the weathering of the sandstone, could have begun to accumulate about 5397 ± 84 BP or even earlier at about 9420 ± 90 BP. A weathering rate of the rock scarp was calculated at about 20 mm/1000 years and would seem to indicate that the terraces could have started to develop in the Tertiary period.

REMERCIEMENTS

Au terme de l'élaboration de ma thèse de maîtrise, j'aimerais remercier tous les gens qui m'ont appuyé et aidé dans la réalisation de ce projet. Je suis particulièrement reconnaissant à mon directeur, Bernard Lauriol qui m'a guidé et conseillé tout au long de la réalisation de cette étude. Sa disponibilité et ses conseils judicieux ont été grandement appréciés, et son savoir faire remarquable. Je remercie également mon co-directeur, André E. Lalonde, professeur de géologie à l'université d'Ottawa, pour son aide dans l'interprétation de certains résultats, sa méticulosité et ses commentaires consciencieux.

Je désire de plus remercier Hugh French, professeur de géologie et de géographie à l'université d'Ottawa, pour ses conseils et ses commentaires constructifs.

Je tiens également à remercier Ian D. Clark, professeur de géologie à l'université d'Ottawa ainsi que Kevin Butler et Anna Pacheco pour leur contribution pendant les saisons de terrain.

Je remercie les autorités d'Aklavik ainsi que le Collège Aurora d'Inuvik pour leur support. La recherche a été financée par le CRSNG et les Études Nordiques (ministère des Affaires indiennes et du Développement du nord) ainsi que le service de la recherche de l'université d'Ottawa. L'aide logistique fournie par Énergie, Mines et Ressources (Étude du plateau polaire continental) et l'Arctic Research Institute à Inuvik s'est avérée essentielle.

Je suis très reconnaissant à ma mère, Diane Lamirande pour ses nombreuses révisions et pour son dévouement.

Et finalement merci à ma famille et mes amis proches pour leur appui constant et leur encouragement tout au long de mes études.

MERCI.

TABLE DES MATIÈRES

RÉSUMÉ.....	I
ABSTRACT.....	II
REMERCIEMENTS.....	III
TABLE DES MATIÈRES.....	IV
LISTE DES FIGURES.....	VII
LISTE DES TABLEAUX.....	X
ANNEXE.....	XI
CHAPITRE 1 – INTRODUCTION.....	1
CHAPITRE 2 – RÉGION À L'ÉTUDE.....	3
2.1 PHYSIOGRAPHIE.....	3
2.2 CLIMAT.....	5
2.3 LE QUATERNAIRE.....	7
CHAPITRE 3 – SITE À L'ÉTUDE.....	9
3.1 TOPOGRAPHIE.....	9
3.2 GÉOLOGIE.....	18
CHAPITRE 4 – HYPOTHÈSES DE RECHERCHE ET OBJECTIFS.....	18
4.1 PROBLÉMATIQUE.....	18
4.2 BUT ET HYPOTHÈSE.....	21
4.3 OBJECTIFS.....	22

CHAPITRE 5 – MÉTHODOLOGIE.....	25
5.1 MÉTHODOLOGIE DE TERRAIN.....	25
5.2 MÉTHODOLOGIE DE LABORATOIRE.....	27
5.2.1 ANALYSES GRANULOMÉTRIQUES.....	27
5.2.2 ANALYSES GÉOCHIMIQUES.....	28
5.2.3 DATATIONS AU RADIOCARBONE.....	28
5.2.4 L'EXOSCOPIE DES GRAINS.....	29
5.2.5 ANALYSES PÉTROGRAPHIQUES.....	29
CHAPITRE 6 – LES RÉSULTATS.....	30
6.1 PÉTROGRAPHIE DES ÉCHANTILLONS DE ROCHES ET DE BLOCS.....	30
6.1.1 ANALYSES DES LAMES MINCES.....	31
6.1.1.1 ROCHE-MÈRE NON-ALTÉRÉE.....	31
6.1.1.2 ROCHE ALTÉRÉE.....	31
6.1.1.3 ROCHE TRÈS ALTÉRÉE.....	34
6.1.2 ANALYSES GÉOCHIMIQUES.....	36
6.1.3 L'EXOSCOPIE DES GRAINS.....	41
6.1.4 CONCLUSION.....	41
6.2 LES SÉDIMENTS DE SURFACE.....	42
6.2.1 ANALYSES GRANULOMÉTRIQUES.....	42
6.2.2 L'EXOSCOPIE DES GRAINS.....	51
6.2.2.1 EXOSCOPIE DES GRAINS DE TAILLE SUPÉRIEURE À 62.5 µm.....	51
6.2.2.2 EXOSCOPIE DES GRAINS DE TAILLE INFÉRIEURE À 62.5 µm.....	52
6.2.3 ANALYSES GÉOCHIMIQUES.....	52
6.2.3.1 GÉOCHIMIE DES SÉDIMENTS DE TAILLE SUPÉRIEURE À 62.5 µm.....	52
6.2.3.2 GÉOCHIMIE DES TAILLE INFÉRIEURE À 62.5 µm.....	54
6.2.4 CONCLUSION.....	54
6.3 LES SÉDIMENTS DES FORAGES.....	56
6.3.1 ANALYSES GRANULOMÉTRIQUES.....	56
6.3.2 L'EXOSCOPIE DES GRAINS.....	62
6.3.2.1 EXOSCOPIE DES GRAINS DE TAILLE SUPÉRIEURE À 62.5 µm.....	62
6.3.2.2 EXOSCOPIE DES GRAINS DE TAILLE INFÉRIEURE À 62.5 µm.....	63

6.3.3 ANALYSES GÉOCHIMIQUES.....	63
6.3.3.1 GÉOCHIMIE DES SÉDIMENTS DE TAILLE SUPÉRIEURE À 62.5 µm.....	64
6.3.3.2 GÉOCHIMIE DES TAILLE INFÉRIEURE À 62.5 µm.....	64
6.3.4 DATATIONS AU RADIOCARBONE.....	67
6.3.5 CONCLUSION.....	67
6.4 TAUX D'ÉROSION.....	71
6.5 RÉSUMÉ DES SECTIONS 6.1 À 6.4.....	77
CHAPITRE 7 – DISCUSSION.....	79
7.1 LES ÉTAPES DE LA MÉTÉORISATION.....	79
7.2 CHRONOLOGIE.....	87
7.2.1 SITUATION À L'HOLOCÈNE.....	87
7.2.2 SITUATION PENDANT LA PÉRIODE GLACIAIRE.....	87
7.3 INITIATION DES TERRASSES.....	91
CHAPITRE 8 – CONCLUSIONS.....	95
BIBLIOGRAPHIE.....	97

LISTE DES FIGURES

Figure 1. Localisation des terrasses Bug Creek.....	4
Figure 2. Conditions climatiques enregistrées à Inuvik, Territoires du Nord-Ouest, (1961-1990).....	6
Figure 3. Retrait du lobe Mackenzie à la fin du Quaternaire.....	8
Figure 4. Photographie aérienne des terrasses Bug Creek. T.N.O. Photo A22885-90 ; Énergie, Mines et Ressources, Canada.....	10
Figure 5. L'ensemble des terrasses vue d'hélicoptère.....	11
Figure 6. Ruissellement laminaire sur les terrasses supérieures. Terrasse no. 5.....	12
Figure 7. Ruissellement concentré sur les terrasses inférieures. Terrasse no. 10.....	12
Figure 8. Les talus sont composés de trois sections : (a) Bourrelet de blocs ; (b) Champs de blocs sub-arrondis ; (c) Talus d'érosion.....	13
Figure 9. Morphologie des terrasses.....	13
Figure 10. Champs de blocs sub-arrondis.....	15
Figure 11. Surfaces polygonales.....	15
Figure 12. Surfaces polygonales.....	15
Figure 13. Talus d'érosion formé de blocs angulaires. Talus entre les terrasses 8 et 9.....	16
Figure 14. Affleurement de la roche-mère. Talus entre les terrasses 7 et 8.....	16
Figure 15. Talus et banc de neige résiduel, entre les terrasses 3 et 4.....	16
Figure 16. Foreuse motorisée Creel prêtée par la Commission géologique du Canada. Terrasse 7.....	26

Figure 17. Photomicrographie du grès non altéré de la Formation Aklavik du Groupe de Bug Creek. Polariseurs croisés, champ de vue = 2 mm.....	33
Figure 18. Photomicrographie du grès non altéré de la Formation Aklavik du Groupe de Bug Creek. (a) Indique la ligne de contact (dénommée "dust line" par McBride, 1989) entre le grain de quartz et la surcroissance diagenétique (b). Polariseurs croisés, champ de vue = 500 µm.....	33
Figure 19. Photomicrographie du grès altéré de la Formation Aklavik du Groupe de Bug Creek montrant la matière interstitielle (identifiée comme étant de la limonite par Poulton et al, 1982). Polariseurs parallèles, champ de vue = 2 mm.....	35
Figure 20. Photomicrographie du grès altéré de la Formation Aklavik du Groupe de Bug Creek. Notez l'apparition de quelques fissures. Polariseurs croisés, champ de vue = 2 mm.....	35
Figure 21. Photo du grès très altéré de la Formation Aklavik du Groupe de Bug Creek. Notez la faible cohésion de la roche et remarquez l'association organique qui la recouvre. Terrasse 6.....	37
Figure 22. Photomicrographies du grès très altéré de la Formation Aklavik du Groupe de Bug Creek. Notez l'abondance de fissures et la matière interstitielle. Champ de vue = 2 mm.....	38
Figure 23. Composition granulométrique des sédiments de surface. Moyenne effectuée à partir de l'ensemble des échantillons de surface (n = 60).....	43
Figure 24. Histogramme des sédiments de surfaces. Moyenne effectuée à partir de l'ensemble des échantillons de surface (n = 60). Notez les deux modes (250 µm et 20 µm).....	43
Figure 25. Composition granulométrique moyenne des sédiments de surface des terrasses...	44
Figure 26. Analyses de corrélation effectuées sur la totalité des échantillons de surface (n = 60).....	45
Figure 27. Analyses de corrélation effectuées à partir des moyennes granulométriques de chaque terrasse.....	47
Figure 28. Distribution du pourcentage de sable sur les terrasses.....	48
Figure 29. Analyses des paramètres statistiques.....	50

Figure 30. Composition granulométrique des sédiments des forages. Moyenne effectuée pour l'ensemble des 15 forages (n = 105).....	58
Figure 31. Histogramme des sédiments des forages. Moyenne effectuée pour l'ensemble des sédiments des 15 forages (n = 105).....	58
Figure 32. Identification des forages, résultats granulométriques et datations au radiocarbone.....	59
Figure 33. Analyses de corrélation entre la profondeur des échantillons et le la teneur en sable, en limon et en argile (n = 105).....	60
Figure 34. Analyses des paramètres statistiques.....	61
Figure 35. Analyse de corrélation entre les résultats des datations au ¹⁴C et la profondeur des échantillons.....	69
Figure 36. Analyses polliniques, terrasses Bug Creek.....	70
Figure 37. Diagramme illustrant les relations possibles entre les fluctuations climatiques et l'activité sur les pédiments en milieu arctique durant le Pléistocène. (French et Harry, 1992).....	80
Figure 38. Situation Holocène (a) ; Situation Moderne (b).....	88
Figure 39. Situation au Pléistocène.....	90
Figure 40. Les étapes de la genèse des terrasses Bug Creek.....	93
Figure 41. Ancienne surface Tertiaire (?) vue d'hélicoptère (a) ; vue du sol (b).....	94

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1. Synthèse des termes utilisés pour définir la forme à l'étude.....	1
Tableau 2. Caractéristiques morphométriques des terrasses de cryoplanation.....	11
Tableau 3. Résultats des analyses pétrographiques du grès de la Formation Aklavik du Groupe de Bug Creek. Estimation morphométrique des grains (Powers, 1953 dans R.C. Lindholm, 1987).....	32
Tableau 4. Géochimie des grès de la Formation Aklavik.....	39
Tableau 5. Géochimie des sédiments de surface.....	53
Tableau 6. Géochimie des sédiments (>62.5 µm) des forages.....	65
Tableau 7. Géochimie des sédiments (<62.5 µm) des forages.....	66
Tableau 8. Les étapes de la météorisation.....	81

ANNEXE 1. Paramètre d'opération de l'appareil LECOTRAC ASVR LT-100.....	101
ANNEXE 2. Exoscopie des grains de quartz.....	102
ANNEXE 2A. Exoscopie des grains de quartz des fragments de roche.....	103
ANNEXE 2B. Exoscopie des grains de quartz des sédiments de surface de taille supérieure à 62.5 µm.....	106
ANNEXE 2B (SUITE). Exoscopie des grains de quartz des sédiments de surface de taille inférieure à 62.5 µm.....	113
ANNEXE 2C. Exoscopie des grains de quartz ds sédiments des forages de taille supérieure à 62.5 µm.....	118
ANNEXE 2C (SUITE). Exoscopie des grains de quartz ds sédiments des forages de taille inférieure à 62.5 µm.....	124
ANNEXE 3. Résultats granulométrique et paramètre statistiques.....	127
ANNEXE 3A. Sédiments de surface.....	127
ANNEXE 3B. Sédiments des forages.....	129

1- INTRODUCTION

Les résultats de la recherche présentés dans les pages suivantes portent sur des terrasses ayant l'allure d'escaliers géants entaillés dans la roche-mère. Ces terrasses ont été observées pour la première fois en Sibérie et en Alaska par N.M. Kozmin (1890). Depuis, elles ont aussi été identifiées à plusieurs reprises en Sibérie, en Europe centrale, en Europe de l'Est, en Argentine, au Yukon et dans les Territoires du Nord-Ouest (Reger et Péwé, 1976). Plus de 1000 terrasses ont été repérées au Yukon seulement (Lauriol et Godbout, 1988). Elles existent sur des roches plutoniques, volcaniques, sédimentaires, et métamorphiques (Grosso, 1991). On emploie plusieurs noms dans la littérature pour les décrire. Le tableau suivant est une synthèse des termes établie par Demek (1969a) et Hall (1998).

ANGLAIS	FRANÇAIS
<ul style="list-style-type: none">-Altiplanation terrace, (H. M. Eakin, 1916)-High terrace, (J. B. Mertie, Jr., 1937)-Nivation benches, (K. J. Gregory, 1966)-Rock cut benches, (C. A. Lewis, 1966)-Goletz terrace, (J. B. Bird, 1967)-Cryoplanation terrace, (J. Demek, 1969)-Periglacial mountain benches, (K. Hall, 1998)	<ul style="list-style-type: none">-Haute terrasse, (L. Duparc, et E. Pearce, 1905)-Terrasse goletz, (G. Jorre, 1933)-Terrasse d'altiplanation, (M. Derruau, 1965)-Terrasse de nivation, (D. St-Onge, 1965)-Replat de nivation, (F. Gullentops, 1966)-Terrasse de cryoplanation (J. Demek, 1969)

Tableau 1. Synthèse des termes utilisés pour définir la forme à l'étude

Parmi ces termes le plus commun est celui de terrasse de cryoplanation. Afin de simplifier le texte et d'effectuer un parallèle avec toute autre recherche portant sur ces formes, le terme " terrasse de cryoplanation " sera retenu pour définir la forme à l'étude. Il est important de noter que nous employons ce terme uniquement dans un sens descriptif et pour des raisons de commodité et non pour

préciser le processus responsable de la genèse de ces formes. En effet, K. Hall (1998) a montré que le terme terrasse de cryoplanation n'était peut-être pas le plus approprié pour désigner ces formes. Cette réticence est aussi partagée par d'autres chercheurs intéressés à ces formes.

2- RÉGION À L'ÉTUDE

2.1 PHYSIOGRAPHIE

La région où se trouvent les terrasses de cryoplanation étudiées se situe dans les Territoires du Nord-Ouest, à l'ouest du delta du Mackenzie, dans le nord-est des monts Richardson (figure 1). Cette unité physiographique agit comme frontière naturelle entre le Yukon et les Territoires du Nord-Ouest et ne fut pas englacée au cours du Quaternaire. A ce titre elle fait partie de la Béringie orientale, terme proposé par D.M. Hopkins (1982). Sa physiographie générale se caractérise par une série de crêtes orientées nord-sud, où de larges vallées séparent les sommets plutôt tabulaires ou arrondis. Son altitude moyenne est généralement inférieure à 500 m. Le sommet le plus élevé, le sommet Sittichnli, situé à l'ouest de la frontière des Territoires du Nord-Ouest et du Yukon, s'élève à 1 574 m, alors que l'endroit le plus bas, le col McDougall, se situe à 314 m d'altitude.

Du point de vue géologique, les monts Richardson font partie de l'unité physiographique des Cordillères, et sont les monts les plus anciens de cette unité. Les roches retrouvées dans la région ont enregistré une histoire géologique de plus d'un milliard d'années. Au cours des derniers 190 millions d'années, elles ont été affectées et déformées par des plissements, des failles, des soulèvements ainsi que du métamorphisme (Norris, 1975).

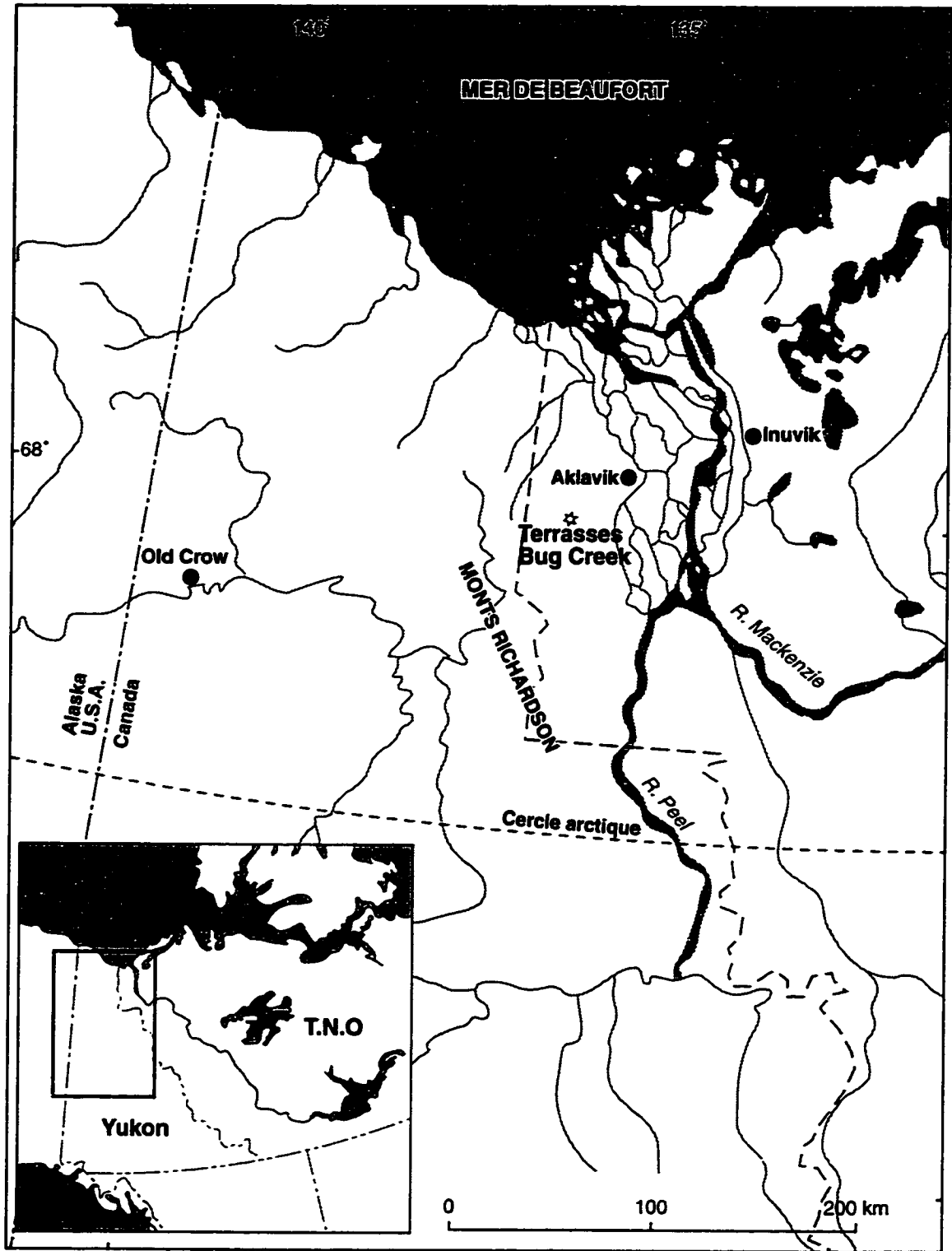
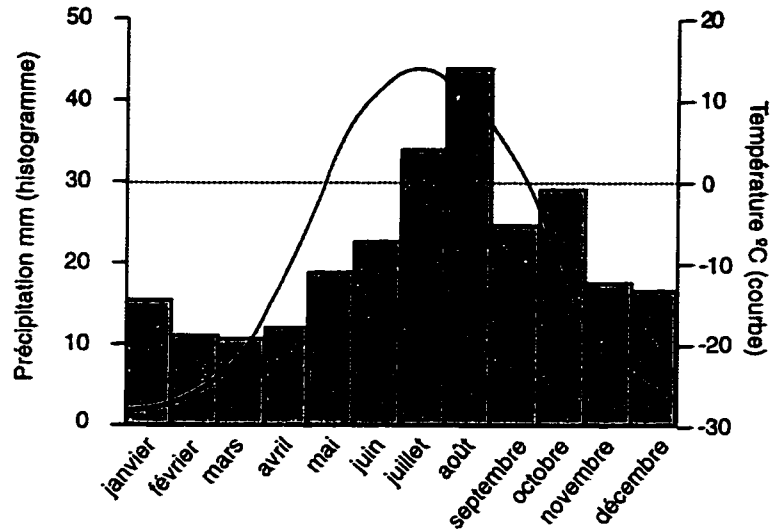


Figure 1. Localisation des terrasses Bug Creek

2.2 CLIMAT

Les terrasses de cryoplanation étudiées se situent dans une région au climat continental froid, marquée d'étés courts et frais et d'hivers très froids. À Inuvik, soit la station météorologique la plus proche des terrasses à l'étude (150 km à l'est et à 120 m d'altitude), la température moyenne annuelle est de -9.5°C et la température moyenne de janvier est de -28.8°C ; elle atteint des minima extrêmes de -54°C (figure 2). La température moyenne de juillet est de 13.8°C et la température extrême maximale pour ce mois est de 31.2°C (Environnement Canada, 1998). La température est supérieure à 0°C 154 jours par année, et le nombre de degrés-jours au-dessous de 0°C est de 4719. Les vents dominants ont une vitesse moyenne 10 km/h et sont des secteurs SO et NE. Les précipitations totales enregistrées sont de 257.4 mm/an dont plus de la moitié, soit environ 175.2 mm, tombent sous forme de neige.

Ces conditions climatiques sont conductrices à un pergélisol continu. Il se serait développé dans les Territoires du Nord-Ouest au cours du Pléistocène. Certains facteurs topographiques et physiographiques ont accentué et contribué au développement d'un sol gelé en permanence. L'orogénèse des monts St-Élias, par exemple, agit comme barrière naturelle et empêche la masse d'air maritime de l'océan Pacifique d'atteindre les plateaux du Yukon, asséchant et refroidissant ainsi le climat et permettant au pergélisol de se développer (Burns, 1993, 1997). D'après Rampton (1982) le pergélisol atteint plus de 300 m d'épaisseur dans la région.



Température (°C)	janvier	février	mars	avril	mai	juin	juillet	août	septembre	octobre	novembre	décembre
Maximum quotidien	-24.1	-23.4	-18.2	-8.0	4.2	16.6	19.5	15.7	7.5	-4.8	-17.1	-21.4
Minimum quotidien	-33.5	-33.7	-30.3	-20.2	-5.7	4.5	8.0	5.3	-0.9	-11.8	-26.0	-31.0

Température (°C)		Précipitation (moyenne annuelle)	
Moyenne quotidienne de juillet	13.8	Chutes de pluie (mm)	116
Moyenne quotidienne de janvier	-28.8	Chutes de neige (cm)	175.2
Moyenne quotidienne	-9.5	Précipitation totale (mm)	257.4
Degré-jour annuels		Journées avec:	
Au-dessus de 18°C	18	Température maximale > 0°C	154
Au-dessous de 18°C	10040	Hauteur de pluie mesurable	129
Au-dessus de 5°C	682	Hauteur de neige mesurable	98
Au-dessous de 0°C	4719		

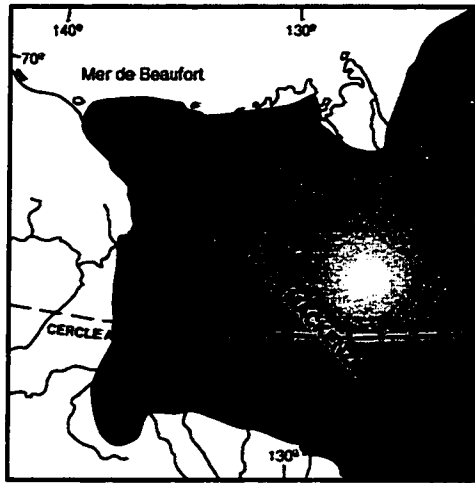
Figure 2. Conditions climatiques enregistrées à Inuvik, T.N.O. (1961-1990). (Environnement Canada, 1998).

2.3 LE QUATERNAIRE

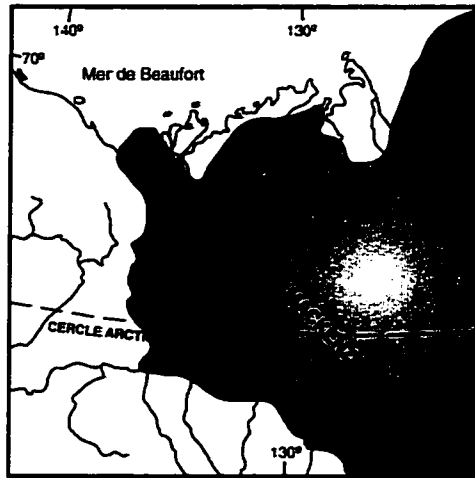
Les terrasses de cryoplanation étudiées se situent à moins d'un kilomètre, à l'extérieur de la limite maximale atteinte par l'inlandsis laurentidien. Cette limite est datée par Lemmen et al. (1994) à 30 ka BP. Ces auteurs la qualifient comme étant la limite glaciaire maximale (figure 3a) soulignant par là le fait que dans le passé les glaces ne se sont jamais avancées aussi près de la région étudiée. Il est possible cependant que des glaciers au cours du Quaternaire aient occupé à plusieurs reprises la vallée du Mackenzie avant la date de 30 ka BP mais ils n'en ont pas laissé d'évidences convaincantes, bien que Rampton (1982) et Vincent (1989) considèrent la possibilité d'une avancée glaciaire au début du Wisconsin.

A partir du maximum glaciaire de 30 ka BP le front glaciaire de l'inlandsis aurait reculé et se serait stabilisé lors de la phase Sabine à une trentaine de kilomètres à l'est des terrasses de cryoplanation (figure 3b). Vers 13 ka BP il y a eu une réavancée glaciaire laquelle a donné naissance au lac Tutsia (Lemmen et al., 1994, et Murton et al., 1997). Le lobe Mackenzie s'est complètement retiré de la région vers 12 ka BP (figure 3c) (Lemmen et al., 1994).

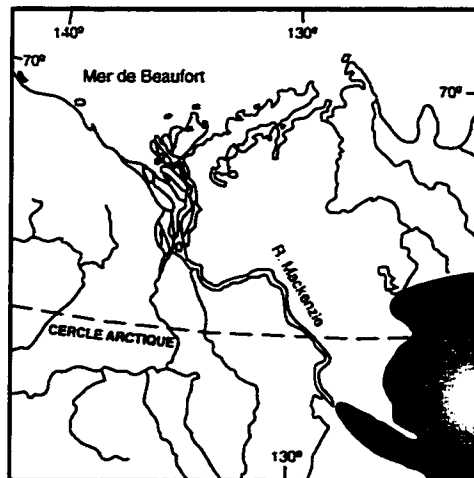
Au cours de l'holocène, le climat dans la vallée du Mackenzie a connu de nombreuses fluctuations (Vardy et al. 1998). Ces fluctuations sont probablement survenues également dans les monts Richardson. D'après ces auteurs, les températures de juillet auraient été de 6°C plus élevées vers 8 ka BP que les températures actuelles, lesquelles se seraient établies vers 4.5 ka BP. L'humidité maximale aurait été atteinte vers 6 ka BP.



a. 30 ka



b. 14 - 13 ka



c. 12 ka

Figure 3. Retrait du lobe Mackenzie à la fin du Quaternaire.
Adapté de Lemmen et al., 1998.

3- SITE À L'ÉTUDE

3.1 TOPOGRAPHIE

Les terrasses de cryoplanation étudiées sont composées de plus 15 replats qui s'étendent sur une longueur de 5 km et une largeur de 2.5 km (figure 4). La terrasse la plus élevée culmine à une altitude de 1 143 m alors que la plus basse se situe à 546 m d'altitude. Leur dénivellation totale est de 595 m et la pente moyenne du versant dans lequel elles sont développées est de 6°. Chaque terrasse, sauf la plus élevée, est caractérisée par un replat délimité par un talus en amont et en aval (figure 5).

Les replats ont une pente entre 1° et 2° avec, parfois en amont, une légère contre-pente. Leur largeur est de 50 à 300 m et leur longueur peut atteindre plus de 1 km. Le tableau 2 présente les caractéristiques morphométriques de chacune des terrasses. Des petits chenaux de ruissellement entaillent les replats supérieurs et évacuent l'eau de la fonte estivale et des bancs de neige résiduels (figure 6), alors que le drainage s'effectue sur les replats inférieurs par un ruissellement concentré (figure 7).

Les talus représentent la zone de transition entre deux terrasses. Leur dénivellation moyenne est d'une quinzaine de mètres. Ils sont composés de trois sections (figure 8);

a- un bourrelet de blocs. Ce bourrelet a un tracé en plan festonné. Il s'avance habituellement en face des petits ruisseaux qui drainent le replat. Ces bourrelets ont

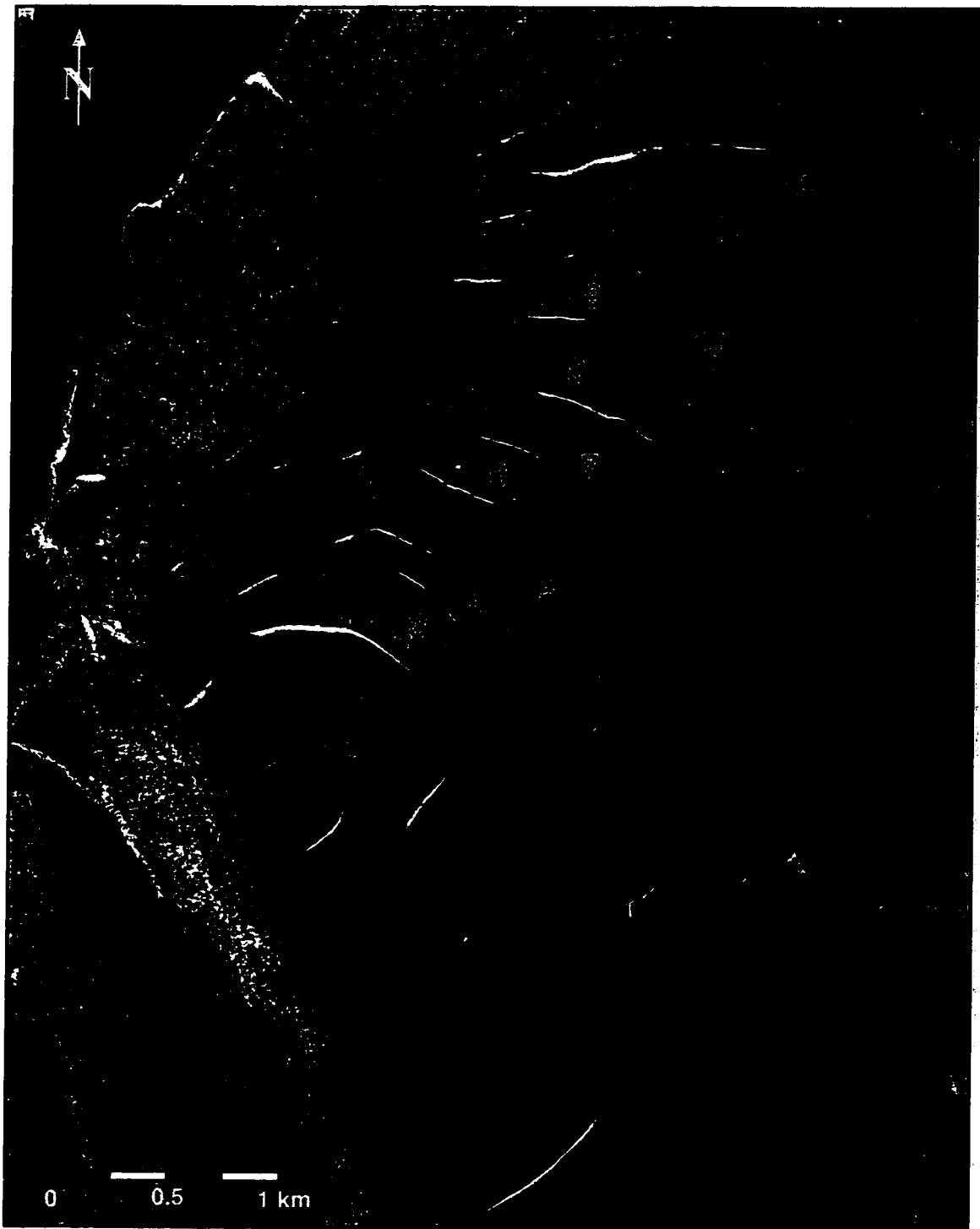


Figure 4. Photographie aérienne des terrasses Bug Creek. T.N.O.
Photo A22885-90; Énergie, Mines et Ressources, Canada.



Figure 5. L'ensemble des terrasses vue d'hélicoptère.

Terrasse	Longueur	Largeur	Talus (hauteur)
1	600 m	480 m	Aucun
2	1200 m	540 m	15 m
3	1380 m	300 m	15 m
4	1200 m	240 m	10 m
5	1680 m	180 m	15 m
6	780 m	480 m	15 m
7	1500 m	240 m	10 m
8	1080 m	180 m	15 m
9	1140 m	240 m	20 m
10	780 m	180 m	10 m
11	1140 m	240 m	10 m
12	300 m	120 m	15 m
moyenne	1065 m	285 m	12.5 m

Tableau 2. Caractéristiques morphométriques des terrasses de cryoplanation.

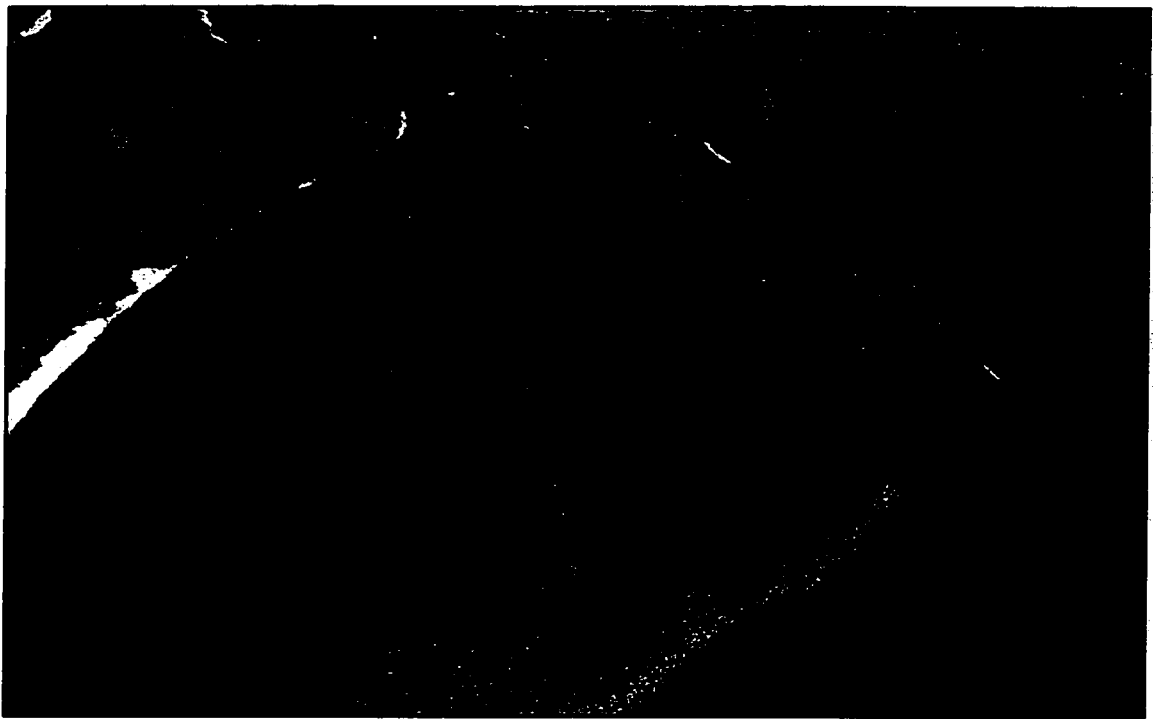


Figure 6. Ruissellement laminaire sur les terrasses supérieures. Terrasse no. 5.

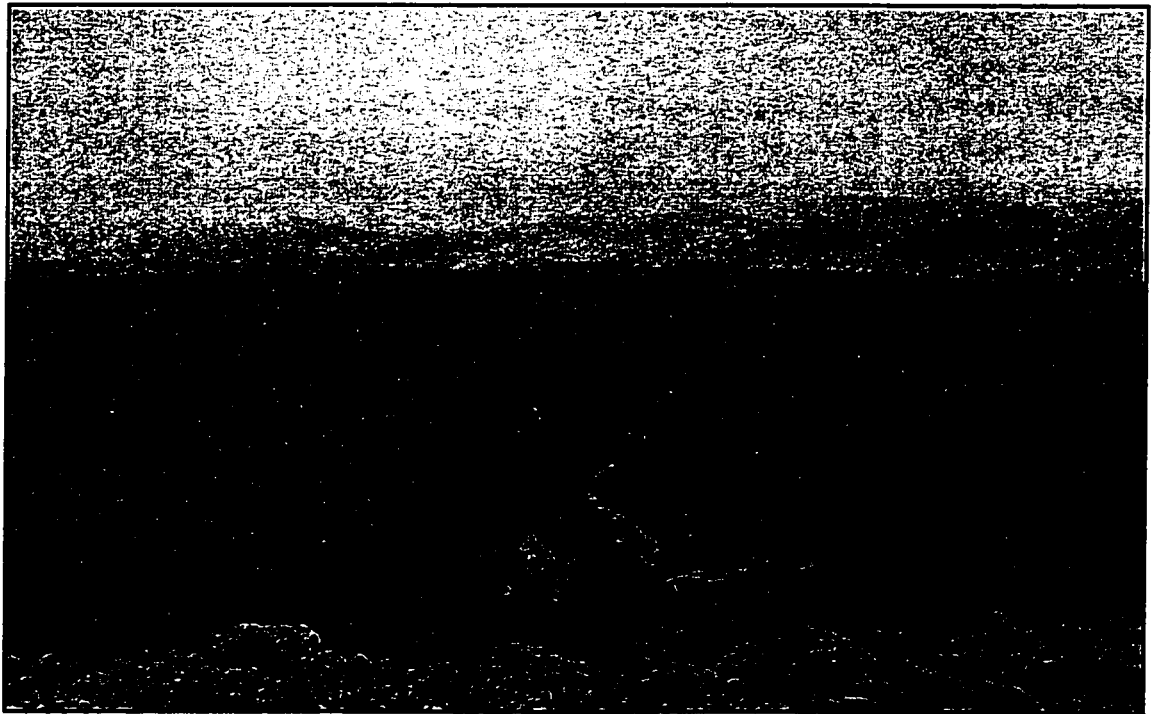


Figure 7. Ruissellement concentré sur les terrasses inférieures. Terrasse no. 10.

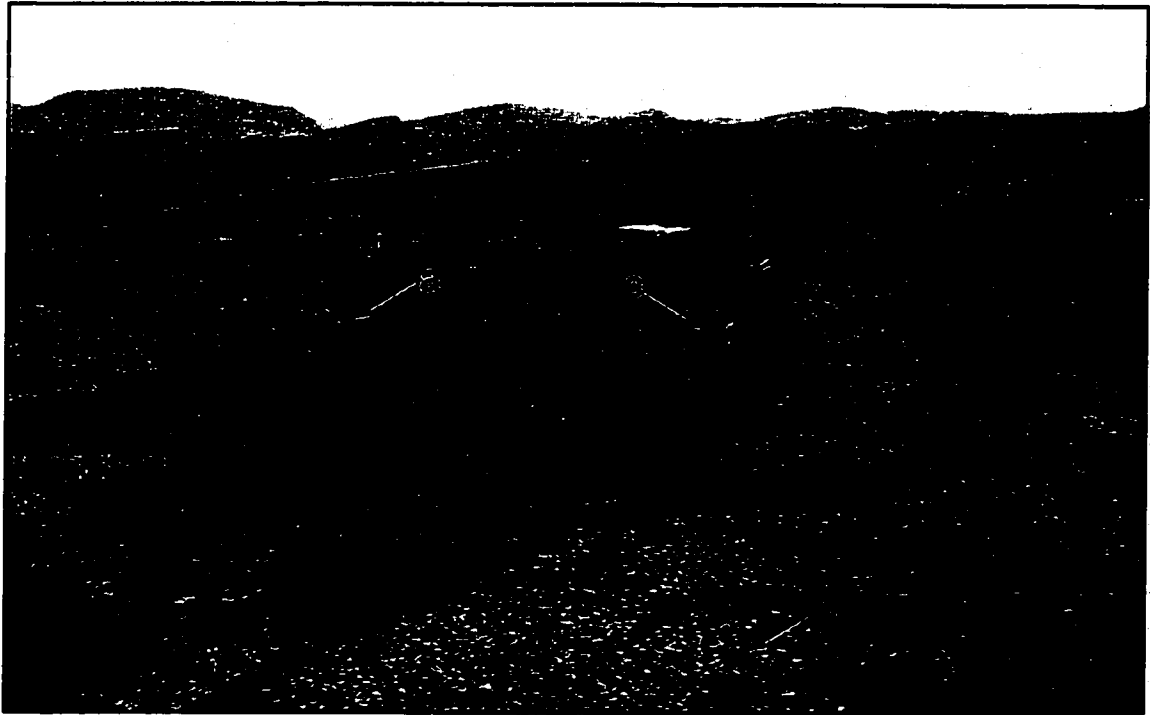


Figure 8. Les talus sont composés de trois sections:

- (a) Bourrelet de blocs;
- (b) Champs de blocs sub-arrondis;
- (c) Talus d'érosion.

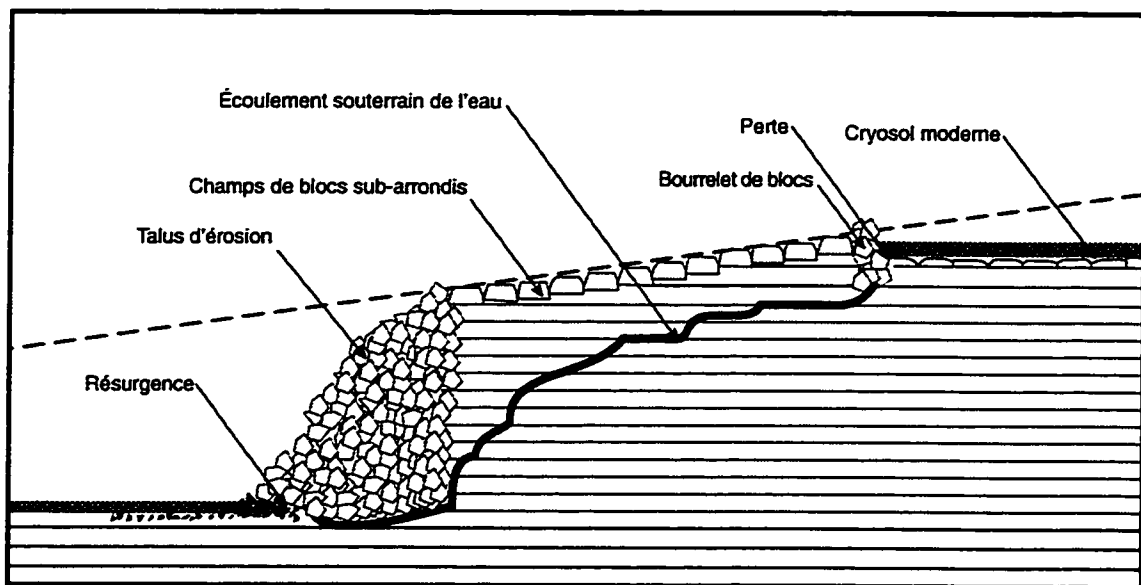


Figure 9. Morphologie des terrasses.

en moyenne un mètre de haut et 2 à 3 m de large. Leur longueur peut atteindre un kilomètre. En comparant les photos aériennes prises en 1950 et en 1989, il n'y a aucun changement dans leur tracé ce qui suggère une grande stabilité au cours du dernier demi-siècle.

b- un champ de blocs sub-arrondis (figures 8, 9, 10), couvre un versant de 6° de pente. Il arrive que ces blocs sub-arrondis aient sur la surface des figures polygonales (figures 11 et 12), assez communes dans les grès. Twidale et Bourne (1975) ont suggéré que ces figures résultent d'une altération de la roche dans un sol profond. La dissolution des quartzites est un phénomène qui jusqu'à présent n'a été décrit que dans les pays tropicaux (Wray, 1997) .

c- les talus d'érosion. Ils sont formés de blocs angulaires (figure 13) où parfoisaffleure la roche mère (figure 14). À la base des talus subsiste souvent pendant l'été un banc de neige résiduel (figure 15). Des petits bassins d'eau d'une profondeur d'environ 15 cm, causés par la fonte de ces bancs de neige, se forment au pied des talus. Des changements journaliers de températures entraînent des fluctuations rapides de leur niveau d'eau. Il en résulte qu'en été, les roches situées au pied du talus subissent de fréquentes alternances d'humidification et d'assèchement. Une partie de l'eau arrive aussi au pied du talus après un parcours souterrain. Les ruisseaux en effet ne circulent pas en surface des talus mais s'enfoncent sous terre avant le bourrelet (figure 9). Le plus spectaculaire de ces phénomènes se trouve

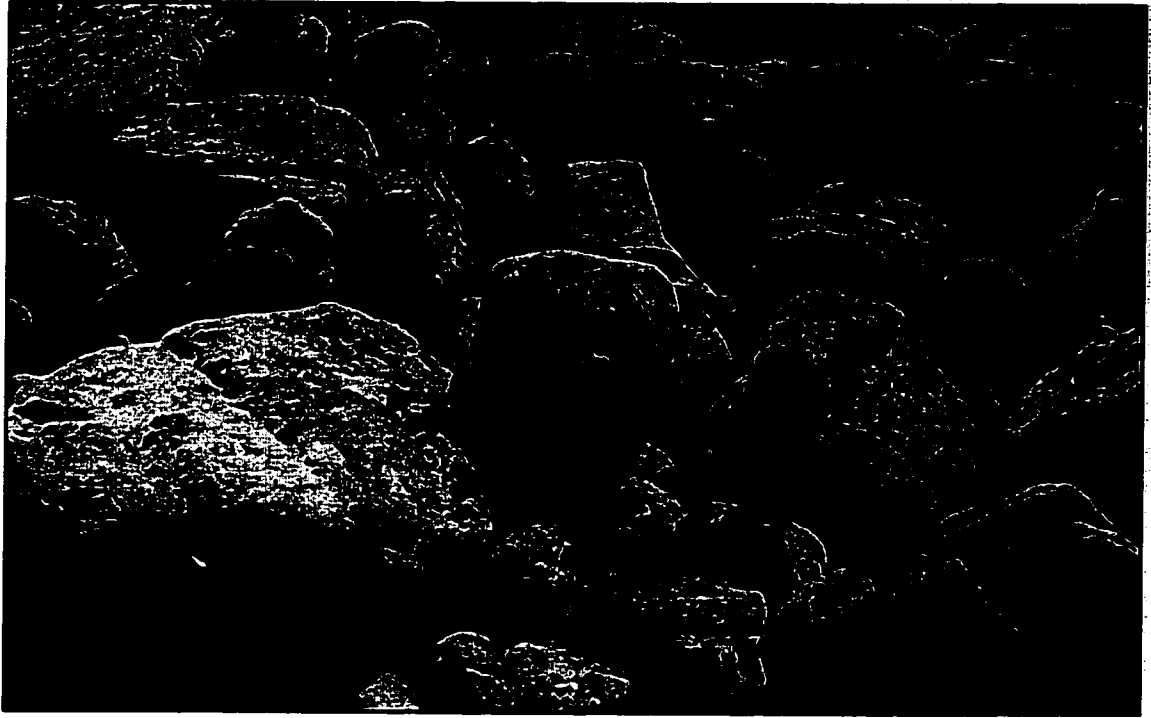


Figure 10. Champs de blocs sub-arrondis entre la terrasse 6 et 7.



Figure 11. Surfaces polygonales

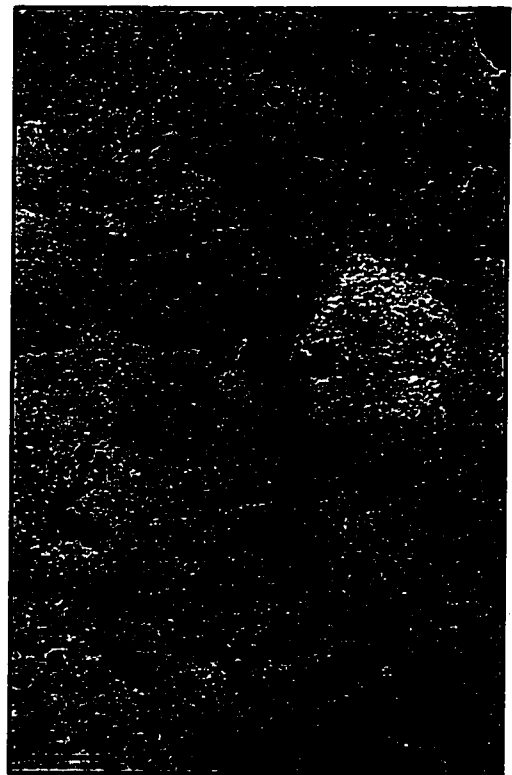


Figure 12. Surfaces polygonales.

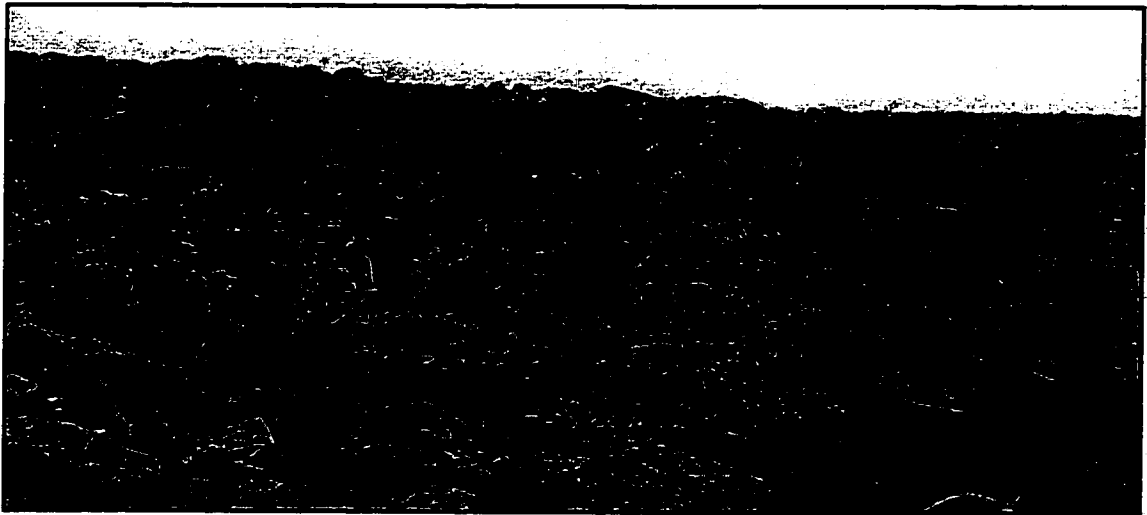


Figure 13. Talus d'érosion formé de blocs angulaires. Talus entre les terrasses 8 et 9.

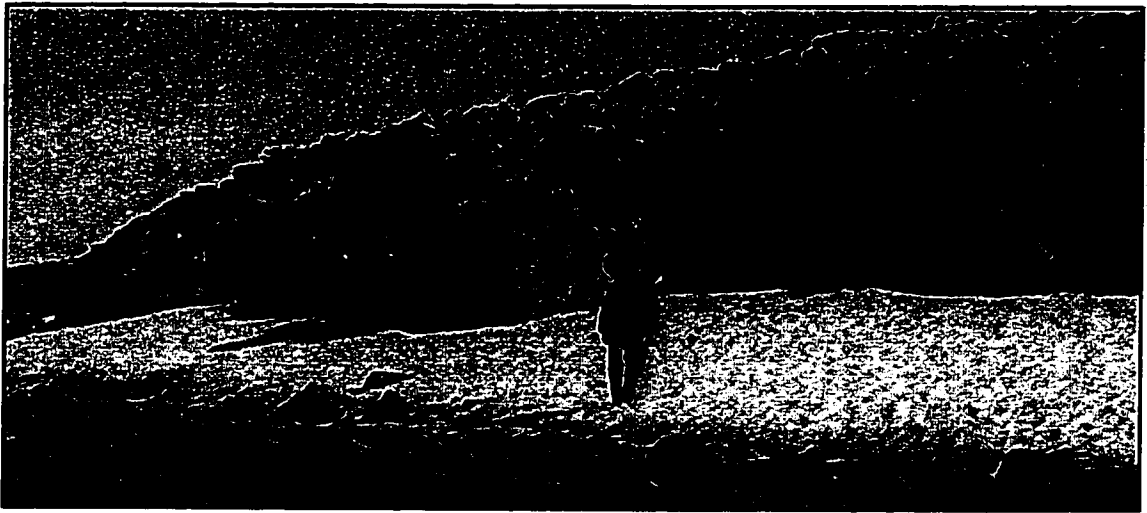


Figure 14. Affleurement de roche-mère. Talus entre les terrasses 7 et 8.

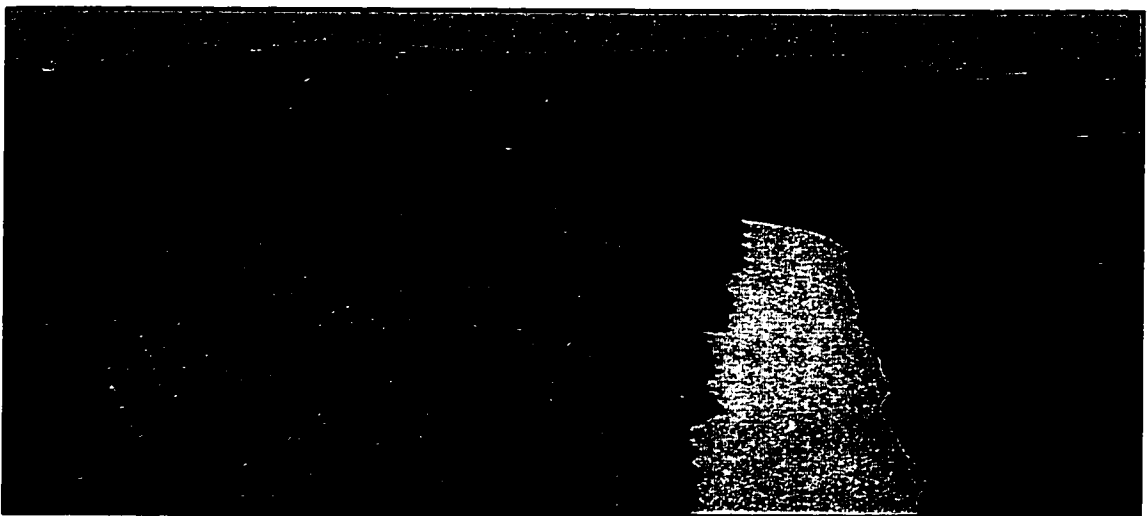


Figure 15. Talus et banc de neige résiduelle, entre les terrasses 3 et 4.

dans la partie inférieure : le ruisseau disparaît sous le bourrelet de la terrasse 11 pour réapparaître 150 m plus bas au pied du versant, à la limite des terrasses.

3.2 GÉOLOGIE

Les lits de grès supérieurs sur lesquels les terrasses se situent font partie de la Formation Aklavik du Groupe de Bug Creek. Cette unité de roche sédimentaire a un pendage sub-horizontale et une épaisseur relativement constante de 50 m à 100 m.

La Formation Aklavik d'âge Jurassique est caractérisée par des arénites quartzifères très bien triés et plutôt fins sans trace ou évidence de recristallisation métamorphique. Ces sédiments matures se composent de grains de quartz arrondis d'un diamètre allant de 150 μm à 200 μm . Les grains de quartz du grès de la Formation Aklavik sont étroitement cimentés par des surcroissances diagénétiques de quartz. Une faible quantité de limonite et de matière organique est distribuée sporadiquement le long des espaces inter-granulaires (Poulton et al., 1982). Le bassin de déposition Brook - Mackenzie était un milieu marin à énergie élevée, datant du Paléozoïque récent au Crétacé ancien (Poulton et al., 1982).

4- HYPOTHÈSES DE RECHERCHE ET OBJECTIFS

4.1 PROBLÉMATIQUE

La multitude de termes présentés dans le tableau 1 et utilisées pour définir ces terrasses, résulte du fait même qu'il manque énormément de connaissances concernant leur genèse. Également, la connaissance des processus responsables du développement de ces formes en milieu périglaciaire est toujours incomplète. Les termes retenus associent des processus distincts à une forme finale. Il en résulte que plusieurs théories existent pour expliquer leur origine.

Demek (1969) a élaboré un modèle expliquant les étapes responsables du développement des terrasses de cryoplanation en fonction de bancs de neige résiduels. Il affirme que les terrasses de cryoplanation sont des surfaces d'érosion entaillées dans la roche-mère au pied d'escarpements façonnés par des procédés cryogéniques. Cependant, certains auteurs interprètent leur origine différemment. Ces terrasses ont été expliquées comme étant des vestiges de pénéplaine du Tertiaire (Kaleskaja et Miklucho-Maklai, 1958 [voir Frenzel, 1959]), alors que Büdel (1982) et Washburn (1979) croient qu'elles seraient des formes reliques héritées du Tertiaire et qu'elles se seraient simplement conservées et non développées sous des conditions climatiques périglaciaires du Quaternaire. Selon Büdel (1982) les nouveaux processus qui surgissaient durant le Quaternaire et par la suite, à l'Holocène, auraient été incapables de créer de tels replats et ces processus se seraient simplement adaptés aux formes du relief existant. D'autres, tel que Padalka (1928), ont expliqué ces formes comme étant purement structurales. De même,

French (1996) avertit qu'il est possible que plusieurs des formes ayant été identifiées comme des terrasses de cryoplanation ne seraient en fait que des formes structurales.

Priesnitz, (1988) avance cinq arguments lui permettant de prétendre que les terrasses de cryoplanation sont d'origine cryogénique et qu'elles se seraient développées sous des conditions périglaciaires du Quaternaire :

- 1- *the absence of sediments older than those of periglacial origin;*
- 2- *the existence of Tertiary relict forms at distinctly higher altitudes than the Quaternary cryopediments;*
- 3- *the areal coincidence of cryoplanation forms and of the present or Pleistocene periglacial zone;*
- 4- *the possibility of distinguishing between active features in parts of the recent periglacial zone and inactive features in the former periglacial zone;*
- 5- *the freshness-of-form criterion.*

Les résultats d'une étude effectuée par Nelson (1998) qui compare l'orientation des cirques glaciaires en Alaska à celle des terrasses de cryoplanation, indiquent que leur orientation est très similaire et correspond à une influence climatique du Quaternaire. La similarité entre ces deux formes semble correspondre à des patrons de vents généralisés qui dominaient lors des glaciations du Pleistocène.

Hall (1998) affirme que nous n'avons réellement aucune idée concrète de l'âge que pourraient avoir les terrasses de cryoplanation. Cependant, Priesnitz (1988) a suggéré qu'une étude sédimentologique aiderait à éclaircir et à comprendre certains processus agissant dans la genèse des terrasses de cryoplanation et qu'il est possible de les dater *exactement* soit en analysant les sédiments retrouvés sur les replats ou encore en fonction des surfaces anciennes. Lauriol et al. (1988) affirment,

cependant, qu'il est relativement difficile d'établir les étapes de la genèse de ces formes et d'avoir un indice de leur âge, puisque les repères chronologiques ne sont pas nombreux et ont pu être détruits. Une étude, telle que proposée par Priesnitz, permettrait d'en connaître davantage sur l'âge de ces formes et des processus responsables du développement de ces escaliers géants.

Il est évident que des processus de météorisation / altération aient agité ou agissent dans le développement de ces formes. Cependant, la période à laquelle elles se sont développées, les types de processus de météorisation / d'altération qui ont opéré lors de leur formation ou qui opèrent actuellement et la vitesse à laquelle ils agissent ou agissaient demeurent toujours inconnues. Il a été suggéré que des processus de météorisation causés par le gel et le dégel soient la cause la plus importante de la désintégration de roche en milieu froid. Il n'est toutefois pas assuré que la gélifraction soit le processus cryogénique dominant dans le développement des terrasses de cryoplanation. Hall (1998) affirme qu'il n'existe aucune donnée afin d'affirmer que la gélifraction soit la cause majeure. Plusieurs études ont aussi questionné le rôle de la gélifraction et suggèrent que des processus de météorisation autres que la gélifraction seraient plus efficaces dans des milieux arides. Ceci dit, Thorn (1992) avance qu'on ne peut nier le rôle de la gélifraction mais qu'on ne doit pas le prendre pour acquis dans le développement de ces formes puisqu'il demeure encore non prouvé. La présence d'eau est un facteur majeur contribuant à l'accélération de la gélifraction (Hall et Hall, 1996). Bien que ces formes se développent en milieu semi-aride il en résulte qu'une source d'humidité est nécessaire pour que la gélifraction puisse agir.

Il est donc évident que des processus de météorisation opèrent. Cependant, certaines questions se posent telles que : d'où proviennent les sédiments qui recouvrent les replats des terrasses à l'étude, et qu'arrive-t-il aux sédiments produits par la météorisation de la roche-mère? Quelles sont les étapes qui transforment la roche en sédiments dans ce milieu? Quels sont les processus de transport responsables du déplacement des sédiments et agissent-ils plus rapidement que la météorisation de la roche? Ou est-il possible que les sédiments soient produits tellement rapidement qu'ils viennent simplement recouvrir les replats. Il n'est donc pas assuré que l'activité actuelle sur les terrasses soit responsable de leur développement. Les processus qui agissent viennent peut-être détruire ou recouvrir une forme antérieure.

4.2 BUT ET HYPOTHÈSES

BUT : Déterminer l'origine des sédiments couvrant les replats des terrasses de cryoplanation.

HYPOTHÈSE : Les retrouvées sédiments sur les replats des terrasses proviennent de la météorisation de la roche-mère locale.

HYPOTHÈSE CONTRAIRE : Les sédiments sur les replats ne proviennent pas de la météorisation de la roche-mère locale.

INTÉRÊT DE LA RECHERCHE : Contribuer à l'interprétation et à la compréhension de la genèse des terrasses de cryoplanation à l'aide d'une étude d'une série de terrasses retrouvée dans les Territoires du Nord-Ouest.

4.3 OBJECTIFS

- 1- Le premier objectif de l'étude a été d'établir la pétrographie du grès de la Formation Aklavik du Groupe de Bug Creek. Cet aspect de l'étude tente de déterminer si le grès dans lequel se développent les terrasses est homogène et/ou s'il existe des variations dans la lithologie du sommet des terrasses jusqu'à leur base. Une connaissance plus approfondie de la lithologie locale permettra par la suite de comparer les résultats pétrographiques des fragments de roche altérées et très altérées aux résultats pétrographiques de la roche-mère non altérée. Les différents stades de météorisation seront mis en évidence par l'observation des différents fragments de roche. De plus, la comparaison des résultats pétrographiques aux résultats des sédiments de surface et des sédiments des forages aidera à vérifier l'hypothèse suivant laquelle la météorisation de ce grès est la source des sédiments recouvrant les terrasses.**

- 2- Le second objectif de l'étude est de déterminer le classement granulométrique des sédiments de surface ainsi que de ceux trouvés en profondeur et ceci pour chaque terrasse et chaque forage. Le classement granulométrique à l'échelle d'une terrasse et à l'échelle de l'ensemble des terrasses peut varier. Les changements d'intensité dans le ruissellement de surface ou un changement dans le mode de déposition des sédiments sur les replats peuvent être ainsi identifiés. Des variations dans la taille des sédiments à différentes profondeurs dans un forage ou à différents endroits sur un replat peuvent être expliquées par l'apparition d'un nouveau mode de déposition ou par un changement de**

processus responsable du transport du matériel. Une granulométrie homogène à la surface des replats ainsi que dans les forages ne correspondrait qu'à un mode de déposition.

- 3- Le troisième objectif de l'étude tente de déterminer un cadre chronologique à l'accumulation des sédiments au moyen de dates au radiocarbone. Des restes de matières organiques retrouvés à la base de plusieurs forages ont servi à dater indirectement l'âge des sédiments. On a ainsi assumé que les dates obtenues représentent la période de sédimentation reliée à la météorisation et non la période de stabilisation.**

- 4- Le dernier objectif est de déterminer une vitesse de météorisation ou plutôt un taux de dénudation de la roche-mère. L'âge relatif du début de la sédimentation sur les terrasses permet de calculer le taux de météorisation du talus rocheux par 1000 ans. Sachant approximativement la profondeur moyenne des forages sur une terrasse et l'aire de cette surface, le volume de sédiments qui recouvrent cette terrasse pourra ensuite être estimé. La quantité de sédiments libérés annuellement par la météorisation du talus rocheux pourra ensuite être évaluée. En supposant que le taux d'érosion calculé soit demeuré constant tout au long de l'Holocène et du Quaternaire, il sera possible de tenter de reconstruire l'histoire de l'érosion des terrasses en fonction de la vitesse de météorisation. Ceci dit, quoique l'âge des terrasses ne pourra être précisément identifié, nous pourrons tout de même déterminer plus ou moins la période à laquelle les processus auraient dû commencer afin que les terrasses atteignent**

leur niveau de développement actuel. Il sera ainsi possible d'estimer, en fonction du taux d'érosion calculé, l'endroit où devait se situer un talus rocheux à une certaine période donnée et donc déterminer si les terrasses sont Quaternaire ou non.

5- MÉTHODOLOGIE

5.1 MÉTHODOLOGIE DE TERRAIN

Au cours de l'été 1998, lors d'une campagne de terrain , il fut possible d'effectuer les travaux permettant de recueillir les échantillons nécessaires. Les travaux effectués furent les suivants :

- 1. 60 échantillons de sédiments de surface furent collectés le long d'un transect, approximativement à tous les 50 m allant de la plus haute terrasse à la plus basse. À l'aide d'une pelle, nous avons creusé un trou d'environ 30 à 45 cm de profondeur dans la couche active du sol. Les échantillons furent placés dans des sacs en plastique scellés afin de faciliter leur transport au laboratoire.**
- 2. Pour échantillonner les sédiments en profondeur, nous avons procédé à une série de 15 forages sur six terrasses le long du transect à l'aide d'une foreuse motorisée de marque Creel prêtée par la Commission géologique du Canada (figure 16). Les carottes de sédiments furent décrites, sectionnées et placées dans des sacs étanches pour ensuite être transportées au laboratoire.**
- 3. Plus de 30 fragments de roche-mère non-altérée, altérée, et très altérée furent récupérés des 12 talus rocheux. Certains de ces fragments avaient été préalablement détachés de blocs plus gros. Nous avons aussi procédé à l'échantillonnage de blocs de grande taille à l'aide d'un marteau. Les fragments de roches furent placés dans des sacs de coton afin de les protéger durant leur transport.**

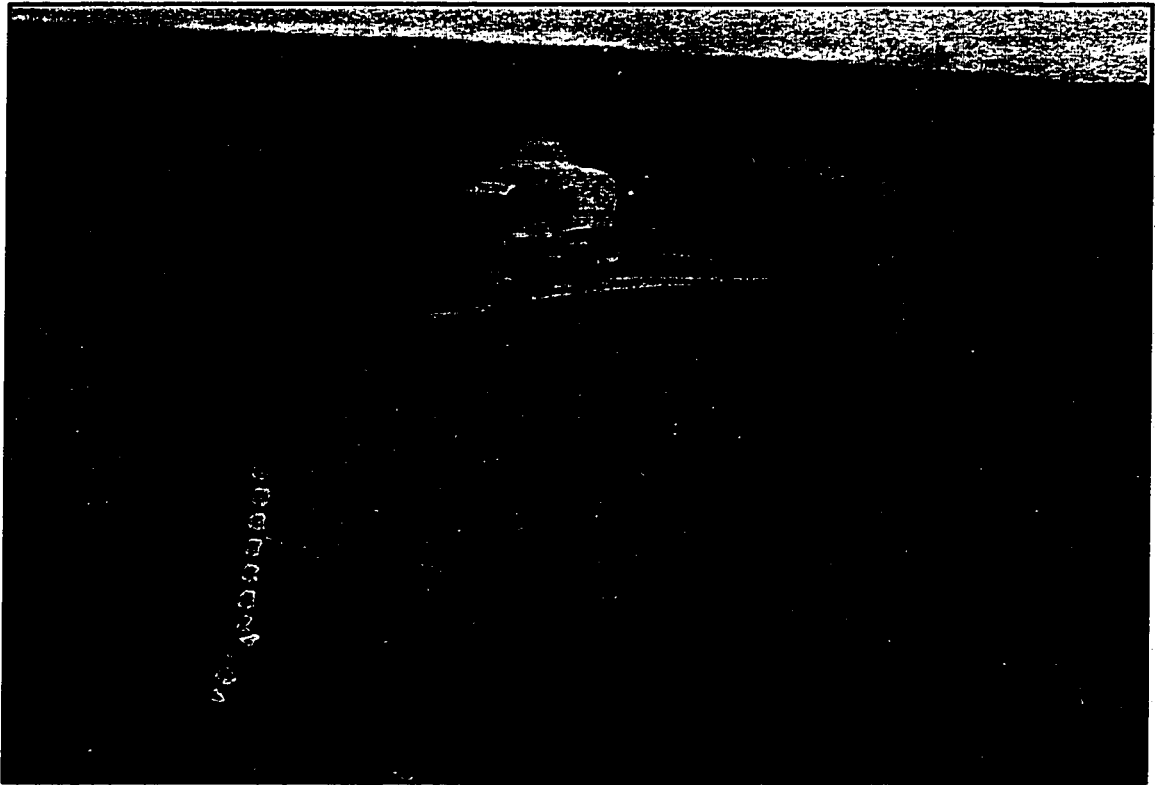


Figure 16. Foreuse motorisée Creel prêtée par la Commission géologique du Canada.
Terrasse 7.

5.2 MÉTHODOLOGIE DE LABORATOIRE

5.2.1 ANALYSES GRANULOMÉTRIQUES

Les sédiments récupérés ont été analysés par le granulomètre au laser Lecotrac ASVR LT-100, prêté au département de Géographie par la compagnie LECO. Ces analyses mesurent la taille des sédiments formant les différents échantillons. Afin d'obtenir un profil granulométrique général de la variation de la taille des sédiments en fonction de la distance sur l'ensemble des terrasses, les échantillons furent analysés en totalité plutôt que divisés en fonction des différentes classes granulométriques. Un sous-échantillon humide de chaque échantillon fut préalablement séché et placé dans un four à température élevée afin d'éliminer la matière organique par combustion. Pour éviter que les particules de grandes tailles endommagent l'appareil, trois sous-échantillons d'environ 1.5 g furent tamisés à l'eau déionisée à 800 μm . Ces sous-échantillons permettent de valider les résultats et de détecter les erreurs. De plus, 10 mL d'une solution de pyrophosphate de sodium (50 g/L) a été ajoutée aux échantillons pour une nuit afin de bien désagglomérer le matériel. Par la suite chaque échantillon a été placé dans l'appareil au laser Lecotrac. Toutefois, avant d'être analysé, chaque échantillon a d'abord été soumis à une période de désagglomération de 30 sec dans un nettoyeur ultrasonique de 25 watts. Les résultats obtenus pour chaque sous-échantillon est la moyenne de deux analyses d'une durée de 30 secondes chacune. Les paramètres utilisés lors des analyses se retrouvent à l'annexe 1.

5.2.2 ANALYSES GÉOCHIMIQUES

Les analyses géochimiques par spectrométrie de fluorescence-X furent réalisées à l'aide du spectromètre Philips PW2400 du département des sciences de la Terre de l'université d'Ottawa. Ces analyses permettent de déterminer la teneur des éléments majeurs et des oligo-éléments dans les échantillons de sédiments fins et de sédiments grossiers afin de les comparer aux résultats des fragments de la roche-mère et aux sédiments éoliens de la région. Toutefois, avant d'être analysés, les échantillons ont dû subir un traitement préalable. Étant donné que nous étions intéressés à comparer la composition géochimique des sédiments fins aux sédiments éoliens, les échantillons de sédiments ont dû être tamisés et divisés en deux tailles, soit la partie fine (<63 µm) et la partie grossière (>63 µm). De plus, chaque sous-échantillon de sédiments ainsi que chaque fragment de roche a été broyé. Afin d'éviter de contaminer les échantillons lors du tamisage et du broyage, tout contact avec des instruments métalliques fut évité.

5.2.3 DATATIONS AU RADIOCARBONE

L'extraction de la matière organique retrouvée dans les échantillons a été faite au département de géographie de l'université d'Ottawa. Ces restes de matières organiques ont été soigneusement nettoyés au HCl (5%) et KOH (1%). La combustion et le captage du gaz carbonique ont été réalisés au département des sciences de la Terre de l'université d'Ottawa. Les capsules contenant le gaz carbonique ont été envoyées au laboratoire Isotrace de l'université de Toronto.

5.2.4 L'EXOSCOPIE DES GRAINS

Les différentes fractions de sédiments ont été analysées au microscope à balayage électronique (MEB). Les images produites par le signal des électrons secondaires permettent d'observer et d'interpréter les traces caractéristiques de différents milieux laissées sur la surface des grains. L'appareil utilisé est celui du laboratoire Géoscientifique d'Ottawa-Carleton. La préparation relativement simple consiste à placer quelques grains de sédiments antérieurement nettoyés au HCl (20%) sur un ruban adhésif lui-même fixé sur une pastille de verre. La lame doit ensuite être montée et placée dans l'appareil. Les images sont sauvegardées sur un disque compact et peuvent ensuite être analysées à l'aide d'un logiciel.

5.2.5 ANALYSES PÉTROGRAPHIQUES

Les analyses pétrographiques consistent à observer en lame mince, à l'aide d'un microscope polarisant, les fragments de roche des trois catégories soit, roche-mère non-altérée, roche altérée et roche très altérée en fonction de leur localisation sur l'ensemble des terrasses. Ces observations ont permis d'identifier pour chaque fragment, la taille des grains, la maturité de texture (tri et forme), et de qualifier l'espacement interstitiel ainsi que le niveau de fissuration. Ces observations permettront de qualifier les différentes étapes de la météorisation des roches.

6- LES RÉSULTATS

Ce chapitre décrit les résultats des différentes analyses effectuées. Il présente les résultats des analyses pétrographiques, les résultats des sédiments de surface, les résultats des sédiments des forages, les calculs effectués pour déterminer un taux d'érosion et finalement la dernière section permet de récapituler les principaux résultats obtenus.

6.1 PÉTROGRAPHIE DES ÉCHANTILLONS DE ROCHES ET DE BLOCS

La section suivante présente les résultats des analyses pétrographiques. Il est divisé en trois sections. La première section traite des lames minces obtenues des roches non-altérées, altérées et très altérées. La seconde section montre les résultats des analyses géochimiques pour chaque catégorie de roche et la troisième section décrit les résultats de l'exoscopie des grains de quartz. Les analyses pétrographiques ont pour objectif la description de la roche locale. Elle permet d'évaluer la possibilité que le grès de la Formation Aklavik soit la source des sédiments qui recouvrent les terrasses. De plus, ces analyses examinent les différents stades de météorisation et les différences survenues lors de la transformation de la roche. Les variations identifiées permettent ainsi d'en connaître davantage sur les processus d'altération responsables de leur météorisation.

6.1.1 ANALYSE DES LAMES MINCES

6.1.1.1 ROCHE-MÈRE NON-ALTÉRÉE

Trois échantillons de roche-mère ont été prélevés là où affleuraient des strates sédimentaires. Deux échantillons proviennent de la terrasse supérieure et une de la septième terrasse. Très peu de différences sont notées entre ces échantillons (tableau 3). Les roches se composent presque entièrement (à plus de 99%) de grains de quartz. Peu de minéraux lourds y sont observés. La taille moyenne des grains de quartz est de 200 μm à 250 μm quoique certains grains peuvent atteindre jusqu'à 400 μm alors que quelques-uns peuvent avoir une taille beaucoup plus petite. Les grains possèdent un haut niveau d'arrondissement et de sphéricité (figure 17). De minces surcroissances diagénétiques de ciment quartzeux délimité par une ligne de poussière (McBride, 1989) entourent les grains (figure 18) et permettent aux faces de se rencontrer, réduisant ainsi l'espacement inter-granulaire. Très peu de matériel interstitiel comble ces espaces. Les grains de quartz qui composent ces roches ne comportent aucune fracture et aucun indice ne permet de détecter une faiblesse structurale causée par météorisation.

6.1.1.2 ROCHE ALTÉRÉE

Les analyses de la roche altérée ont été faites sur des fragments de roches provenant des talus rocheux de la première, de la septième et de la douzième terrasse. Ces blocs présentent plusieurs traces physiques indiquant un certain niveau de météorisation. Ils possèdent de nombreuses surfaces de détachement et les surfaces anciennes sont recouvertes de lichens.

	Roche-mère	Roche-altérée	Roche très altérée
Terrasse 1	Taille des grains: 0.25 mm Arrondissement: 0.5, sphéricité: 0.5 Aucune fracture Surcroissances diagénétiques Grains étroitement cimentés	Taille des grains: 0.25 mm Arrondissement: 0.5, sphéricité: 0.5 Quelques fractures Matière interstitielle rouge Élargissement des interfaces	Taille des grains: 0.25 mm Arrondissement: 0.5, sphéricité: 0.5 Plusieurs fractures (1-2 par grain) Matière interstitielle rouge Élargissement des interfaces
Terrasse 7	Taille des grains: 0.25 mm - 0.4 mm Arrondissement: 0.5, sphéricité: 0.6 Aucune fracture Surcroissances diagénétiques Grains étroitement cimentés	Taille des grains: 0.25 mm Arrondissement: 0.5, sphéricité: 0.5 Quelques fractures (1 par grain) Matière interstitielle rouge Élargissement des interfaces	Taille des grains: 0.25 mm Arrondissement: 0.5, sphéricité: 0.5 - 0.7 fractures abondantes Beaucoup de matière interstitielle rouge Élargissement des interfaces
Terrasse 12		Taille des grains: 0.25 mm Arrondissement: 0.5, sphéricité: 0.5 Quelques fractures (1 par grain) Roche peu altérée Élargissement des interfaces	Taille des grains: 0.25 mm Arrondissement: 0.5, sphéricité: 0.5 fractures abondantes (1-2 par grain) Élargissement des interfaces

Tableau 3. Résultats des analyses pétrographiques des grès de la formation Aklavik. Estimation morphométrique des grains (Powers, 1953 dans R.C. Lindholm, 1987).

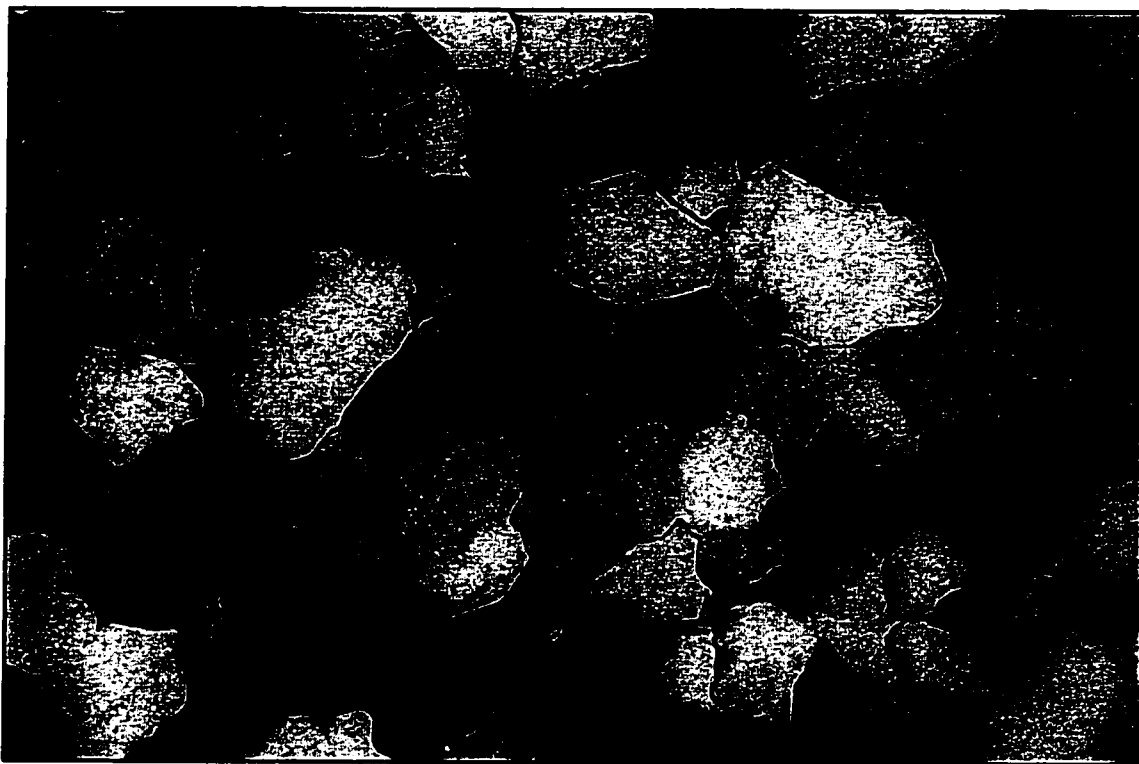


Figure 17. Photomicrographie du grès non altéré de la formation Aklavik. Polarisants croisés, champ de vue = 2 mm.

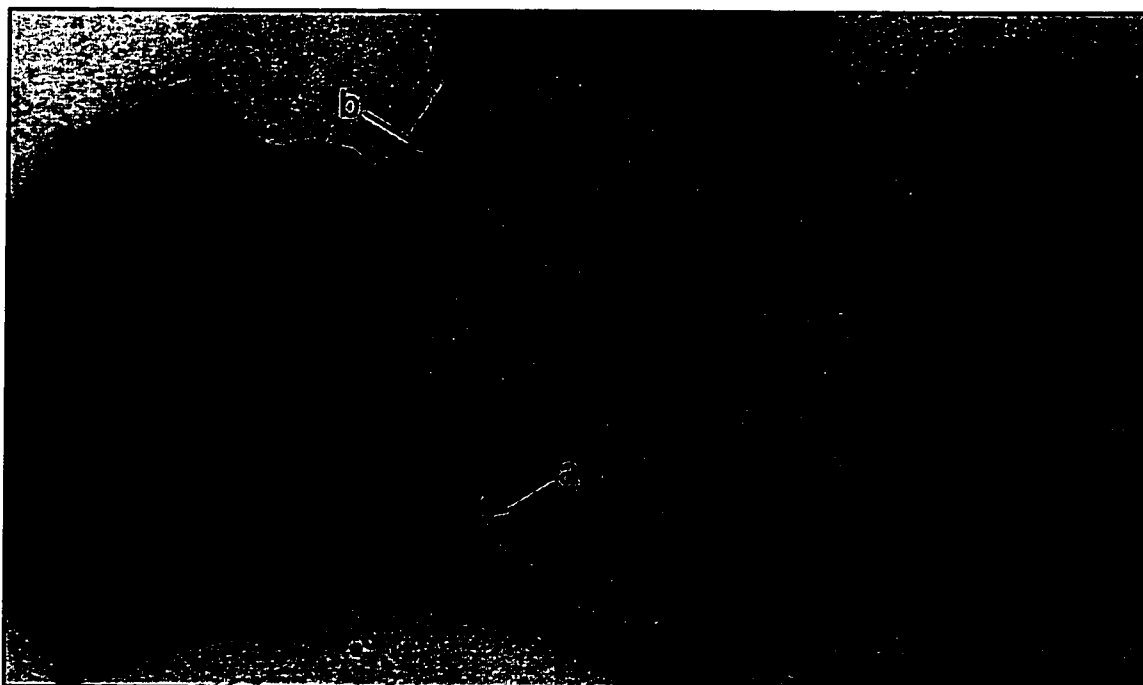


Figure 18. Photomicrographie du grès non altéré de la formation Aklavik. (a) Indique la ligne de contact (dénomé « dust line » par McBride, 1989) entre le grain de quartz et la surcroissance diagenétique (b). Polarisants croisés, champ de vue = 500 µm.

Les analyses ont été faites sur six échantillons. Deux des échantillons proviennent du premier talus, trois échantillons proviennent du septième talus et un échantillon du douzième talus. L'examen de ces lames permet de constater un certain changement par rapport à la roche-mère (tableau 3). Quoique certaines caractéristiques, tels que la taille des grains de quartz, leur arrondissement et leur sphéricité demeurent relativement inchangées, certaines autres particularités sont observables, notons entre autre qu'il existe un élargissement des interfaces entre les grains dans la plupart des échantillons. L'espace intergranulaire augmente et il est souvent comblé par une matière interstitielle rouge (figure 19). Poulton, et al., (1982), ont identifié cette matière comme étant de la limonite. De plus, contrairement à la roche-mère non-altérée, ces échantillons possèdent quelques fissures. Bien que les fissures visibles ne soient pas très nombreuses (figure 20), il est souvent possible d'en voir une par grain. Ces fissures ne traversent qu'un grain et ne se prolongent pas d'un grain à l'autre.

6.1.1.3 ROCHE TRÈS ALTÉRÉE

Les fragments de roche très altérés proviennent de la section inférieure des talus de la première, septième et douzième terrasse. Ces fragments de roches sont plutôt anguleux et démontrent plusieurs surfaces de détachement. Ils se localisent dans des micro-environnements humides soit, sous ou à proximité d'un banc de neige. Les roches au pied du talus sont souvent partiellement enfouies dans la tourbe et sont fréquemment immergées dans l'eau de fonte issue de la neige. Une association organique composée d'une mousse, *Limprichtia revollen* (Sw.) Warst et deux hépatiques, *Gymnomitron concinnatum* (Lightf) et *Cephalozia bicuspidata* (L.) Dum.

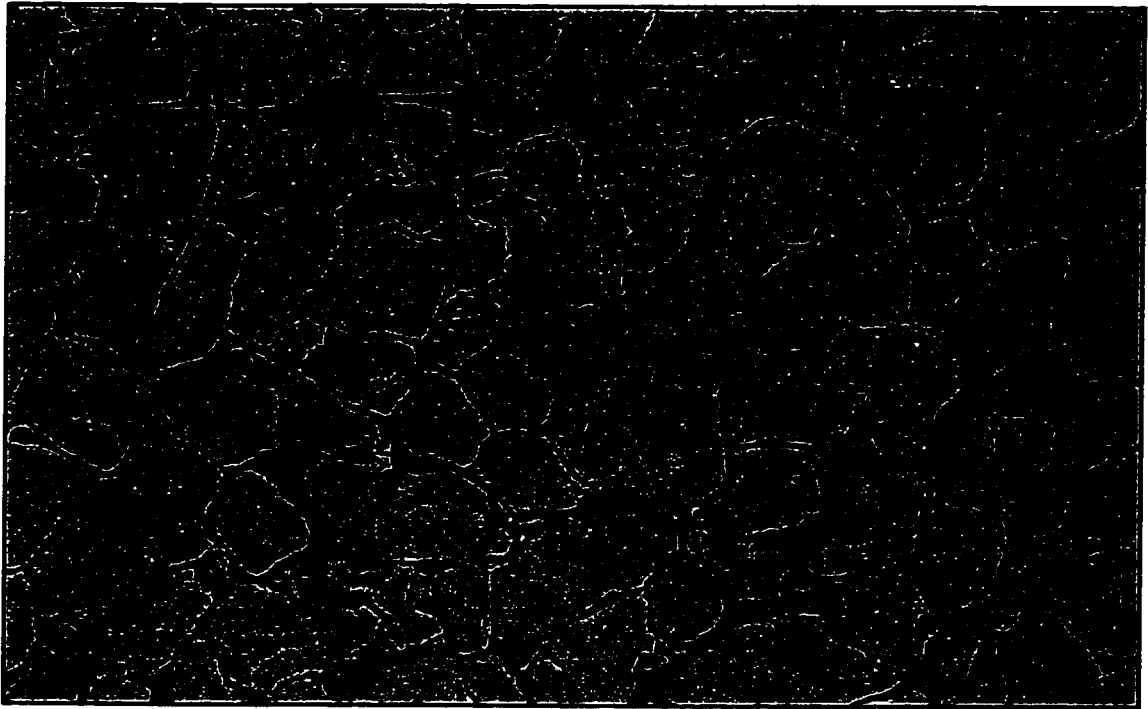


Figure 19. Photomicrographie du grès altéré de la formation Aklavik montrant la matière interstitielle (identifiée comme étant de la limonite par Poulton et al, 1982). Polarisants parallèles, champ de vue = 2 mm.

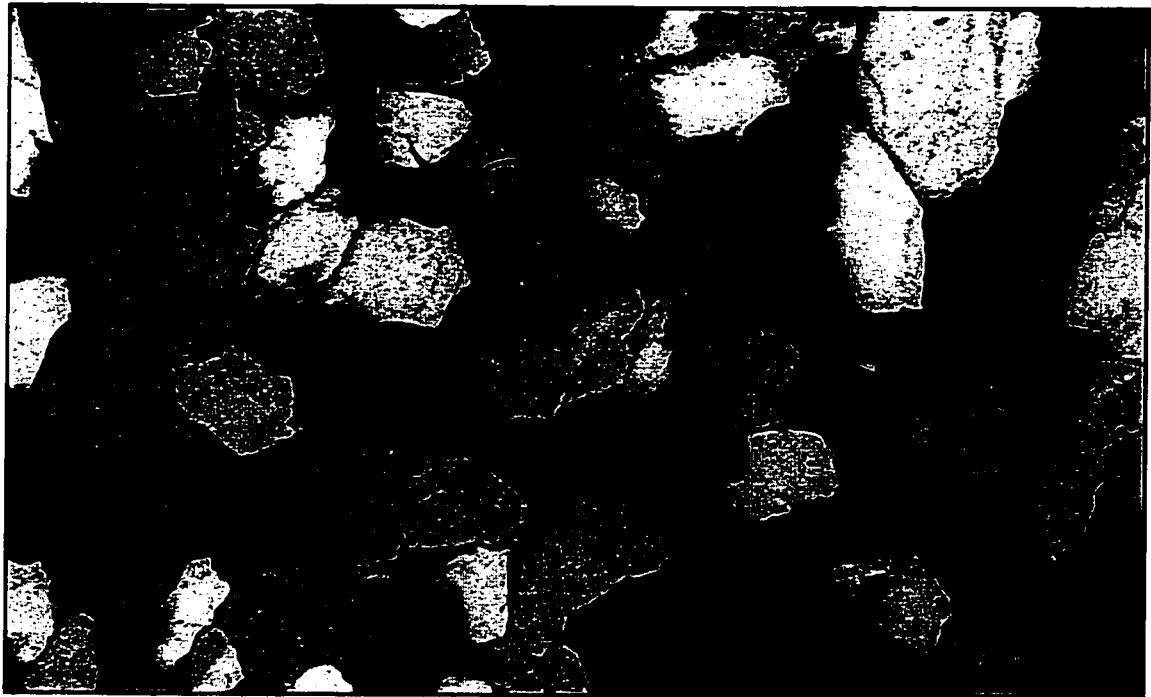


Figure 20. Photomicrographie du grès altéré de la formation Aklavik, notez l'apparition de quelques fissures. Polarisants croisés, champ de vue = 2 mm.

recouvre souvent ces roches. Leur résistance au choc est très faible (figure 21), et leur cohésion est jusqu'à un certain point assurée par cette association organique. Quatre lames minces de ce type de roche ont été observées; une provenait de la terrasse supérieure, deux de la septième terrasse et une de la terrasse inférieure (tableau 3). L'analyse de ces lames minces montre un changement évident. Quoique la taille des grains de quartz demeure relativement constante, soit une taille moyenne de 0.25 mm (250 μ m), la quantité de fissures et la taille des interstices augmentent en fonction du niveau de météorisation (figure 22), et causent donc une diminution du niveau d'arrondissement et de sphéricité. Par conséquent, Il n'est pas rare de compter jusqu'à deux, ou même dans certains cas, trois fissures par grain. L'espace interstitiel est toujours comblé par cette matière rouge identifiée par Poulton et al., (1982) comme étant de la limonite (figure 22f).

6.1.2 ANALYSES GÉOCHIMIQUES

Les analyses géochimiques faites sur dix fragments de roche, dont deux non-altérés, cinq altérés et trois très altérés permettent de déterminer la composition géochimique du grès de Bug Creek. Il est essentiel de connaître la composition géochimique de la lithologie locale afin de vérifier si elle est homogène sur l'ensemble des terrasses pour ensuite la comparer aux sédiments des replats. Il est de plus nécessaire de comparer la teneur des différentes composantes en fonction du niveau de météorisation de la roche.

Les résultats obtenus démontrent que la roche-mère se compose en moyenne de 97.62% du poids de silice ce qui est anticipé étant donné que la lithologie des

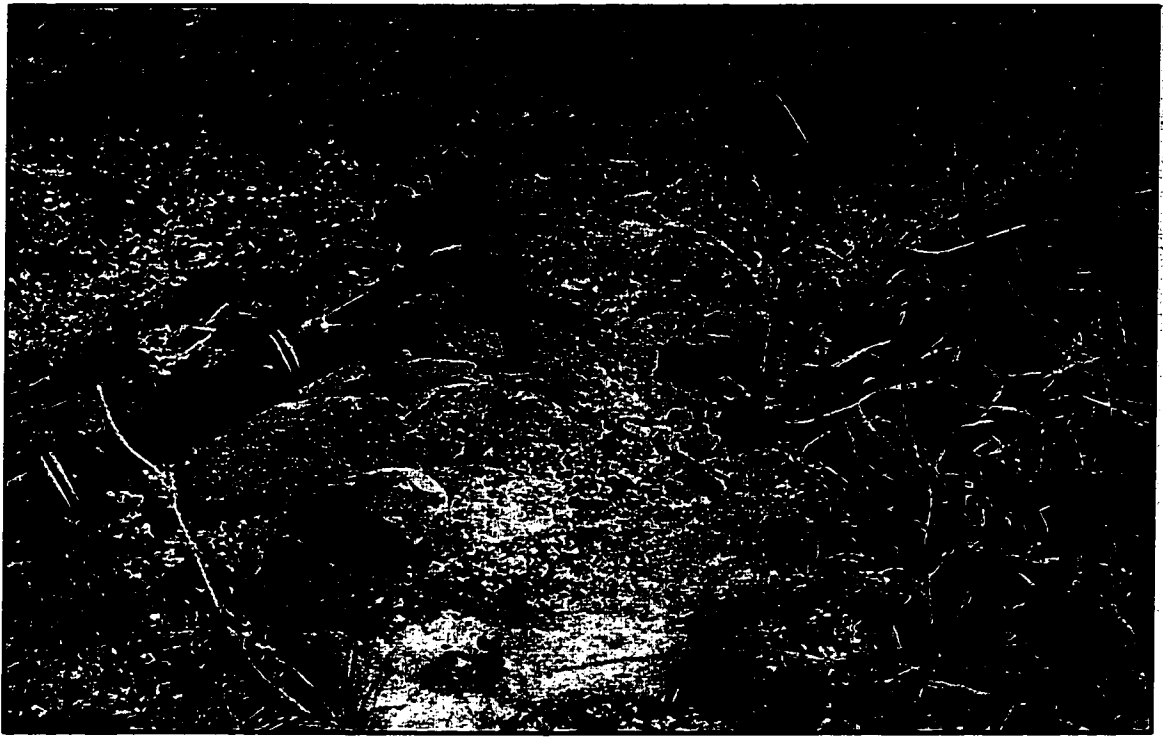
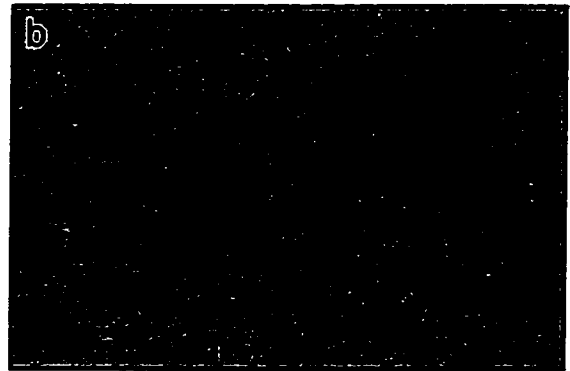
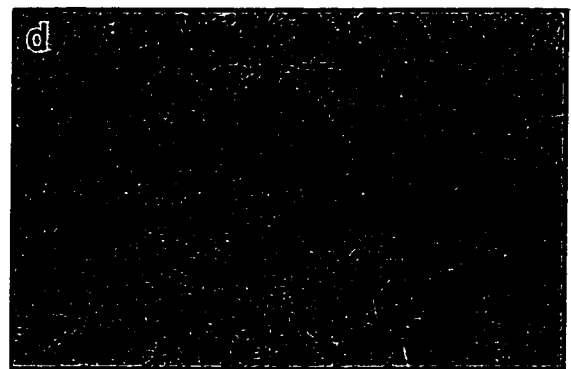
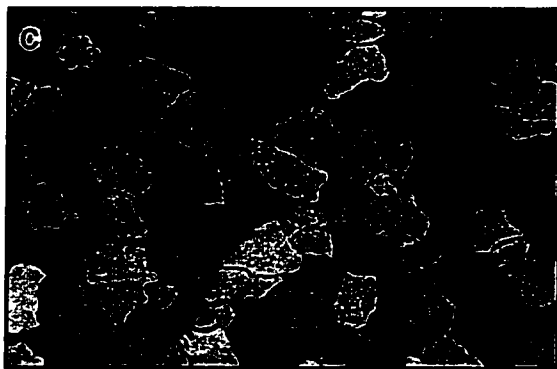


Figure 21. Photo du grès très altéré de la formation Aklavik. Notez la faible cohésion de la roche et remarquez l'association organique qui la recouvre. Terrasse 6.

Terrasse 7



Terrasse 8



Terrasse 12

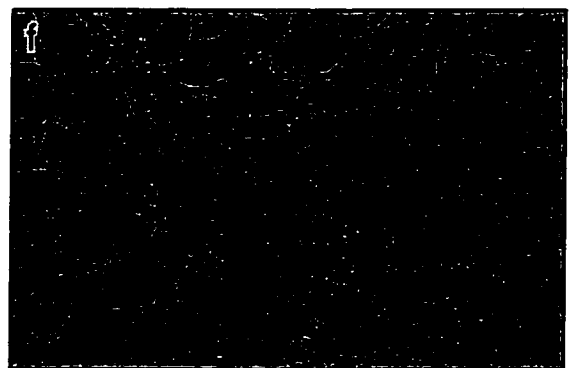


Figure 22. Photomicrographies du grès très altéré de la formation Aklavik prises sous polarisants croisés et parallèles. Notez l'abondance des fissures et de la matière interstitielle. Champ de vue = 2 mm.

Echantillon.	R1*	R2**	R3*	R4*	R5**	R6***	R7***	R8*	R9**	R10***	Moyenne
<i>Éléments majeurs exprimés sous formes d'oxydes (% poids)</i>											
SiO ₂	97,87	98,18	98,48	97,72	96,45	98,12	96,73	97,76	98,32	96,57	97,62
TiO ₂	0,02	0,06	0,02	0,08	0,04	0,10	0,05	0,12	0,02	0,07	0,06
Al ₂ O ₃	0,70	0,52	0,13	0,24	0,31	0,26	0,61	0,12	0,02	0,75	0,37
Fe ₂ O ₃	0,10	0,11	0,07	0,12	0,09	0,27	1,29	0,07	0,08	0,19	0,24
MnO	ss	ss	ss	ss	ss	ss	ss	ss	ss	ss	ss
MgO	0,02	0,02	ss	0,01	0,01	ss	ss	0,01	0,01	0,03	0,02
CaO	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,03	0,02	0,03	0,02
Na ₂ O	ss	ss	ss	ss	ss	ss	ss	ss	ss	ss	ss
K ₂ O	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,15	0,03
P ₂ O ₅	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,04	0,01	0,01	0,01	0,01
PSF	0,60	0,60	0,40	0,30	0,30	0,50	0,60	0,30	0,10	0,60	0,43
Total	99,35	99,53	99,12	98,49	97,23	99,28	99,40	98,43	98,64	98,40	98,79
<i>Oligoéléments, en parties par millions (ppm)</i>											
V	<1	4	4	3	4	8	4	9	<1	8	6
Cr	7	4	6	6	6	13	8	6	3	9	7
Co	ss	ss	ss	ss	<1	<1	ss	1	ss	1	1
Ni	<1	ss	3	ss	ss	1	7	ss	ss	ss	4
Zn	1	3	<1	1	<1	3	7	3	ss	<1	3
Rb	ss	ss	<1	ss	ss	ss	ss	<1	ss	4	4
Sr	2	2	<1	<1	<1	2	3	5	4	10	4
Y	1	2	2	6	4	18	3	9	2	5	5
Zr	18	41	41	172	123	481	51	161	13	43	114
Nb	2	3	2	5	4	10	<1	7	2	4	4
Ba	47	19	ss	ss	ss	ss	16	32	13	17	24
La	ss	ss	ss	ss	<10	ss	<10	ss	ss	ss	ss
Ce	<10	<10	13	<10	ss	13	ss	ss	<10	41	22
Nd	ss	ss	<10	ss	ss	<10	ss	ss	<10	13	13
Pb	ss	ss	ss	ss	ss	ss	ss	ss	ss	ss	ss
Th	3	3	4	4	3	3	4	2	<1	<1	3
U	ss	ss	ss	ss	ss	ss	ss	ss	<1	ss	ss
Ga	1	1	<1	1	<1	<1	1	1	1	2	1
Fer total exprimé sous forme de Fe ₂ O ₃											
ss = sous le seuil de perception											
PSF perte sur fusion											
Roche-mère											
Roche altérée											
Roche très-altérée											

Tableau 4. Géochimie des grès de la formation Aklavik.

terrasses se compose entièrement de grès quartzitique. L'alumine et l'oxyde ferrique dominant ensuite avec des valeurs respectives moyennes de 0.37% et 0.24%. L'ensemble des éléments restants ne représentent que moins de 2% et leur importance est négligeable. La variation des résultats obtenus pour les pourcentages d'alumine et d'oxyde ferrique est relativement comparable (tableau 4). Les valeurs d'alumine varient de 0.07% à 0.75% alors que les valeurs d'oxyde ferrique fluctuent entre 0.07% à 1.29%. Quelque soit l'intensité de la météorisation de la roche, les résultats des éléments majeurs et des oligoéléments demeurent relativement constants. Toutefois, malgré les variations mineures, la composition géochimique des dix échantillons demeure extrêmement constante, donnant au grès une signature particulière. Cette particularité facilitera les comparaisons entre la roche-mère locale et les sédiments recouvrant les terrasses. Étant donné que la roche se compose majoritairement de silice et que les valeurs d'oxyde d'alumine et d'oxyde ferrique sont infimes, tout élément autre que ceux dominant dans la roche devra avoir une origine allochtone.

6.1.3 L'EXOSCOPIE DES GRAINS

L'exoscopie des grains de quartz fut effectuée, à l'aide du microscope à balayage électronique (MEB), sur des fragments de roches altérées. L'objectif fut d'observer la surface des grains de sable qui composent la roche afin de repérer certaines traces qui permettront d'en connaître davantage sur leur origine. Ces observations serviront aussi à comparer l'allure générale des grains de la roche aux sédiments des terrasses. Les résultats de l'observations au MEB permettent de voir des grains idiomorphes, c'est-à-dire des grains possédant leur propres faces cristallines

définies par des surcroissances diagénétiques qui entourent les grains (annexe 2A). Ces faces cristallines, produites lors de la recristal­lisation, entrent en contact les unes avec les autres. Certains de ces endroits de rencontre donnent place à des vides entre les grains. Lorsque nous observons plus attentivement ces faces, nous constatons que quelques éclats ont été arrachés et que certaines fissures sont visibles, indiquant ainsi un certain niveau de météorisation. Quelques fragments de roche possèdent un couvert de matières organiques invisible à l'œil nu (annexe 2A).

6.1.4 CONCLUSION

En somme, la lithologie de la roche-mère est homogène sur l'ensemble des terrasses et se compose presque entièrement de grains de quartz cimentés les uns aux autres par des surcroissances diagénétiques. La météorisation entraîne des changements internes de la roche. Plus le niveau de météorisation est avancé, plus l'espacement interstitiel et le nombre de fissures augmentent. Cet espace intergranulaire est souvent comblé par un mince filet de limonite. Quoi qu'il en soit, la composition géochimique des trois différentes catégories de roche demeure relativement constante, attribuant ainsi à la roche et aux sédiments qui la composent une signature géochimique particulière qui facilitera les comparaisons ultérieures.

6.2 LES SÉDIMENTS DE SURFACE

La section suivante présente les données obtenues à partir de l'étude des sédiments de surface, c'est-à-dire ceux situés dans la couche active. Cette section est divisée en trois sous-sections: la première présente le résultat des analyses granulométriques, la seconde ceux de l'exoscopie des grains et la troisième le résultat des analyses géochimiques. Ces analyses permettent de déterminer les caractéristiques des sédiments de surface afin de les comparer aux résultats de la roche-mère.

6.2.1 ANALYSES GRANULOMÉTRIQUES

L'objectif des analyses granulométriques est de déterminer la taille des sédiments qui recouvrent les replats. On a considéré les changements à l'échelle de l'ensemble des terrasses et à l'échelle d'une terrasse. Les analyses granulométriques ont été faites à partir de 60 échantillons. De plus, afin de mieux décrire la distribution des échantillons, plusieurs paramètres statistiques ont été calculés.

La moyenne calculée pour l'ensemble des 60 échantillons montre que les sédiments sur les replats se composent de 42% de sable ($>62.5 \mu\text{m}$), 53% de limon ($2 \mu\text{m}$ à $62.5 \mu\text{m}$) et 5% d'argile ($<2 \mu\text{m}$) (figure 23). Ce premier résultat indique que près de 58% du matériel qui s'étale entre les talus a une taille inférieure à $62.5 \mu\text{m}$. Cette valeur représente la frontière entre les sables et les limons/argiles. L'histogramme de la figure 24 permet de visualiser les deux modes.

La moyenne des résultats pour chaque terrasse est présentée sur la figure 25. La première terrasse possède le plus de limon, soit 76%, et le moins de sable, avec seulement 14%. Les pourcentages de limon et le sable sur la dernière terrasse, soit la douzième terrasse, représente respectivement 48% et 47%. Ces observations

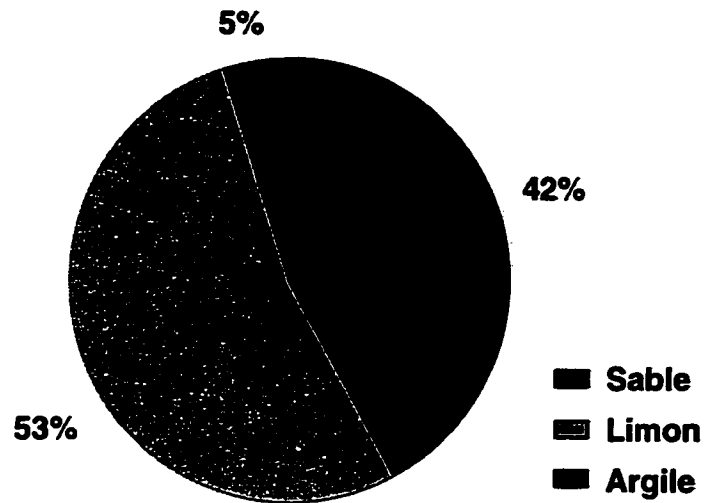


Figure 23. Composition granulométrique des sédiments de surface. Moyenne effectuée à partir de l'ensemble des échantillons de surface (n=60).

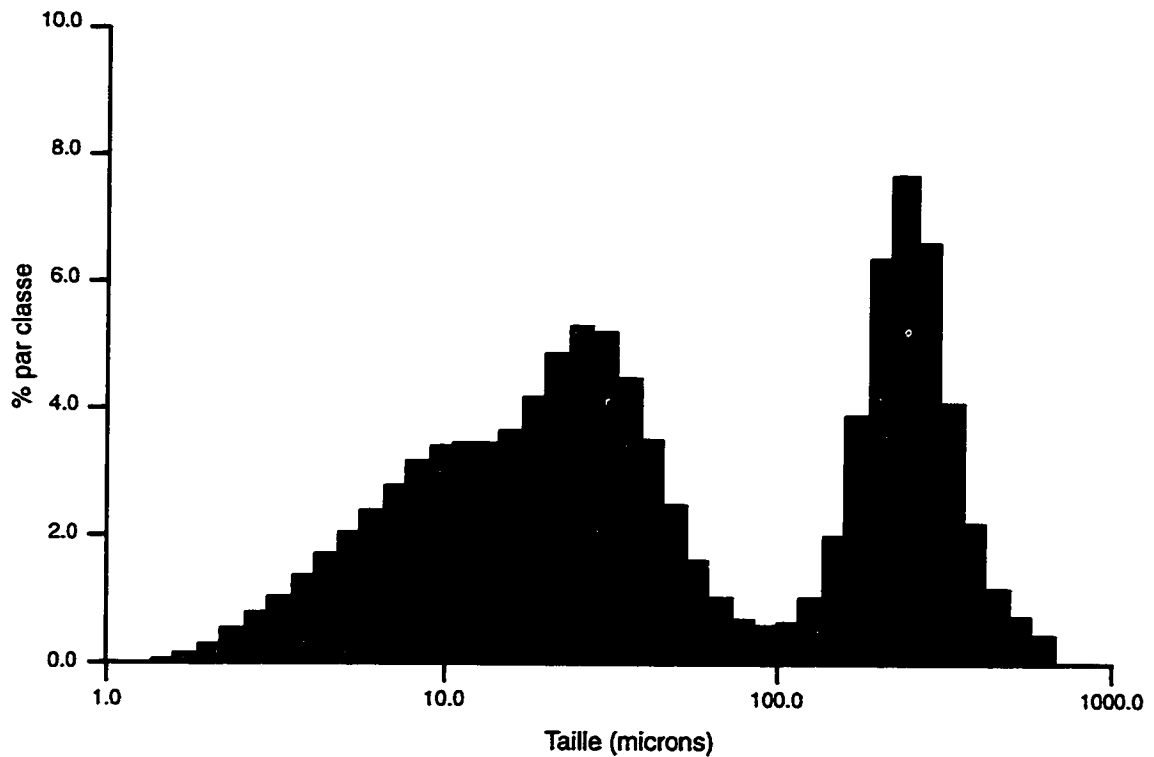


Figure 24. Histogramme des sédiments de surface. Moyenne effectuée à partir de l'ensemble des échantillons de surface (n=60). Notez les deux modes (250 μm et 20 μm).

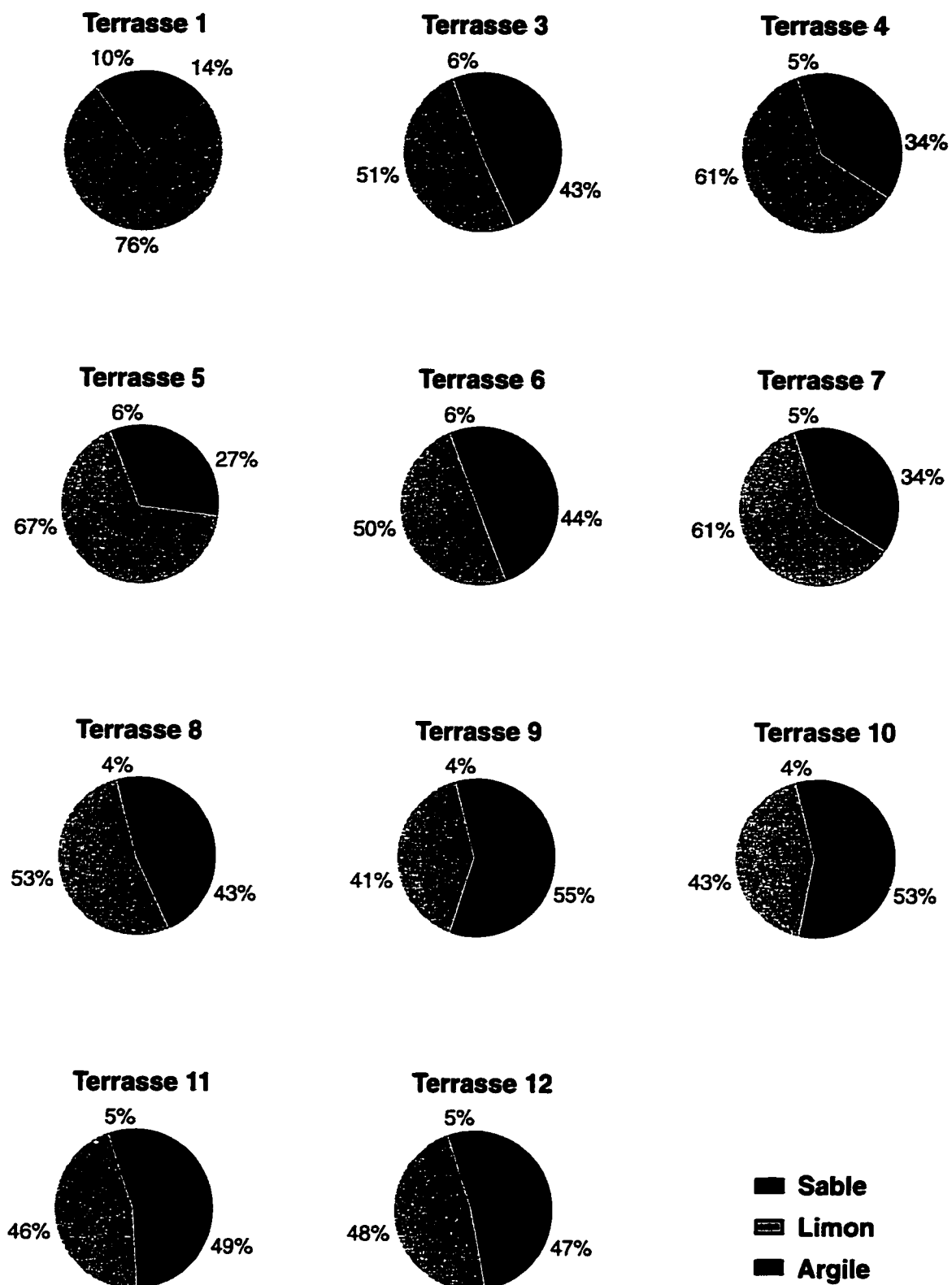


Figure 25. Composition granulométrique moyenne des sédiments de surface des terrasses.

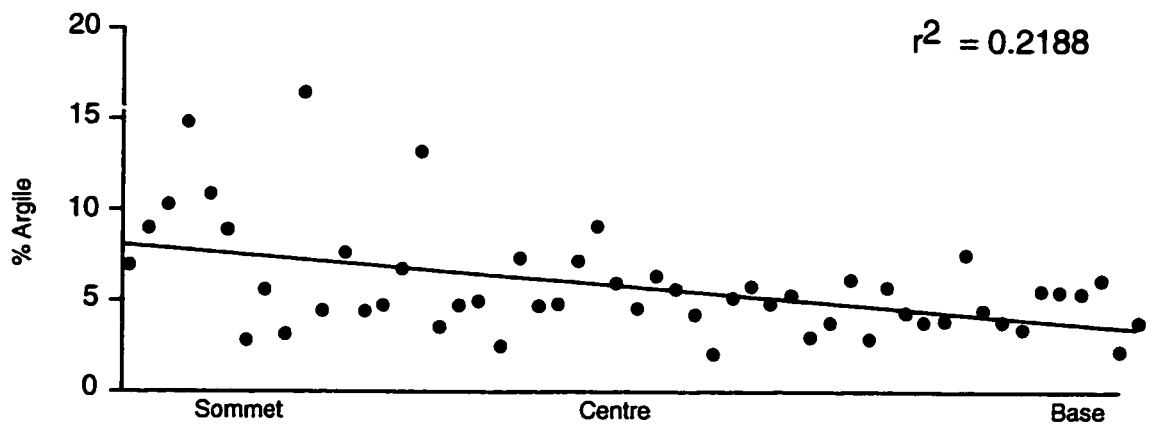
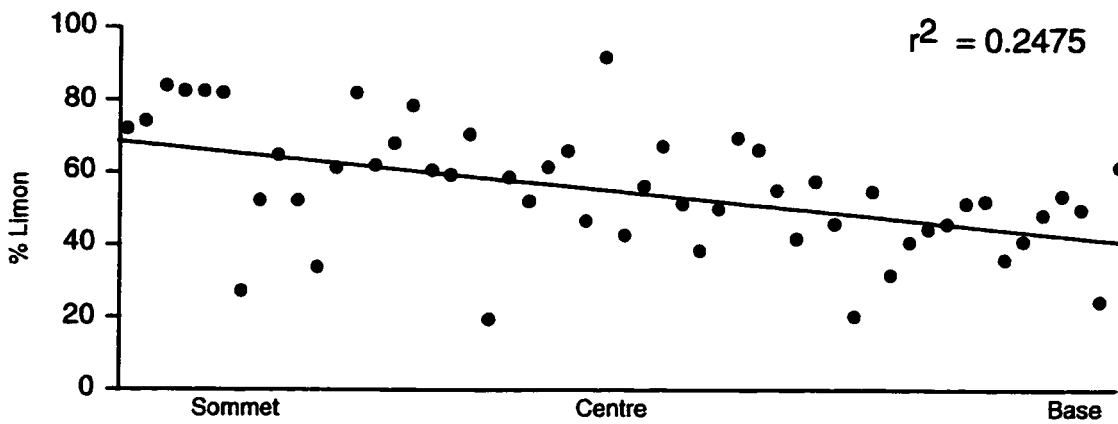
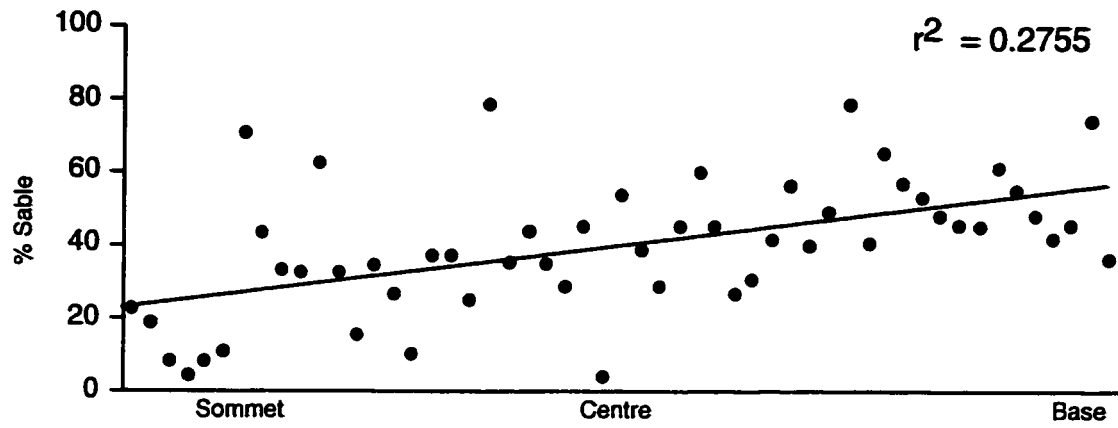


Figure 26. Analyses de corrélation effectuées sur la totalité des échantillons ($n = 60$).

indiquent qu'il se produit une augmentation du pourcentage de sable sur les terrasses du bas, alors qu'inversement, le pourcentage de limon diminue. En ce qui concerne l'argile, les résultats suivent la même évolution que le limon. La première terrasse possède le plus d'argile, soit 10%, alors que la dernière en possède moins, avec seulement 5%. Des analyses ont été faites sur la totalité des échantillons (n=60) afin d'examiner les corrélations qui existent entre le pourcentage de sable, de limon et d'argile et la distance des échantillons à partir du sommet des terrasses. La distribution des échantillons et les courbes de tendance linéaires de ces trois graphiques indiquent une certaine corrélation, telle qu'observée à la figure 25 et mentionnée dans les lignes précédentes. Cependant, le coefficient de corrélation (r^2) de ces analyses est faible et ne signale pas une corrélation forte (figure 26). Le coefficient de corrélation obtenu pour la variation du pourcentage de sable en fonction de la distance au sommet est de 0.28, alors que pour le limon, cette valeur est de 0.25, et pour l'argile, le coefficient est de 0.22. La même analyse faite cette fois-ci à partir des valeurs moyennes de sable, de limon et d'argile de chaque terrasse indique une corrélation un peu plus forte (figure 27). Le coefficient de corrélation est de 0.60 pour le sable, 0.57 pour le limon et de 0.61 pour l'argile.

Ces analyses granulométriques ont aussi permis de déterminer qu'un certain classement granulométrique existe pour chaque terrasse. En effet, les résultats, présentés à la figure 28, permettent de constater la variation du pourcentage de sable en fonction de l'emplacement de l'échantillon sur une terrasse. Cette figure montre que sur plusieurs terrasses (T1, T2, T3, T4, T6, T7, T8), les échantillons ayant le pourcentage de sable le plus élevé ont été prélevés près des talus en amont

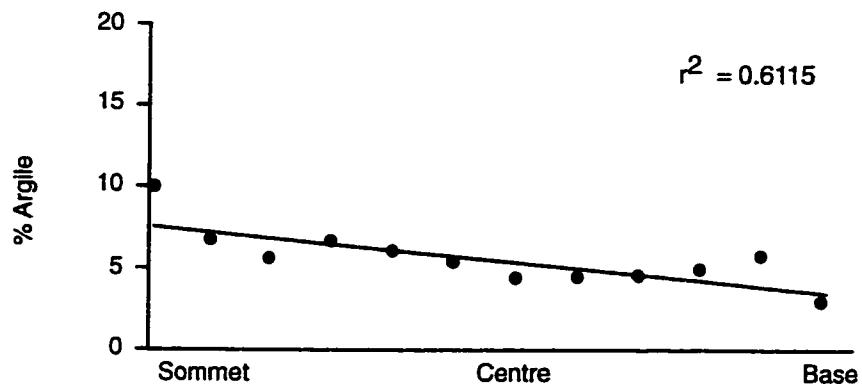
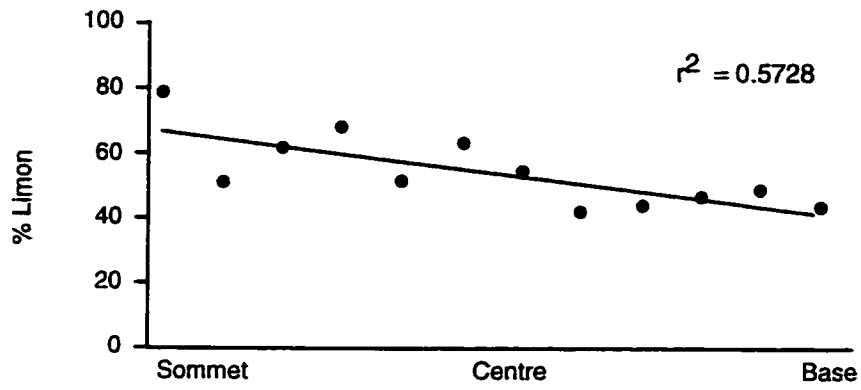
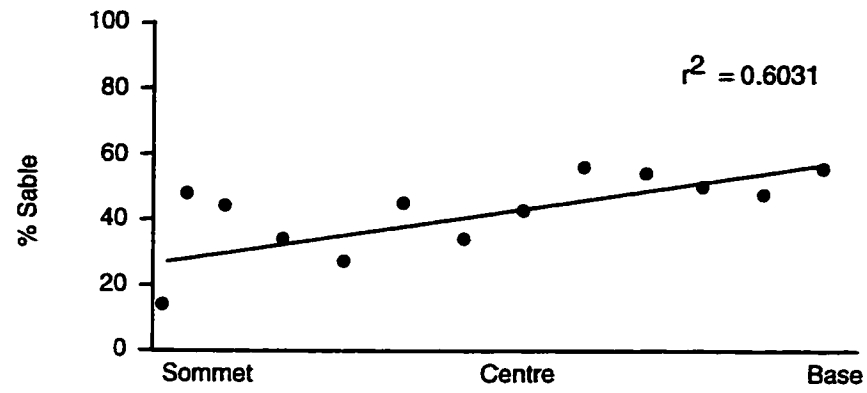


Figure 27. Analyses de corrélation effectuées sur les moyennes par terrasse.

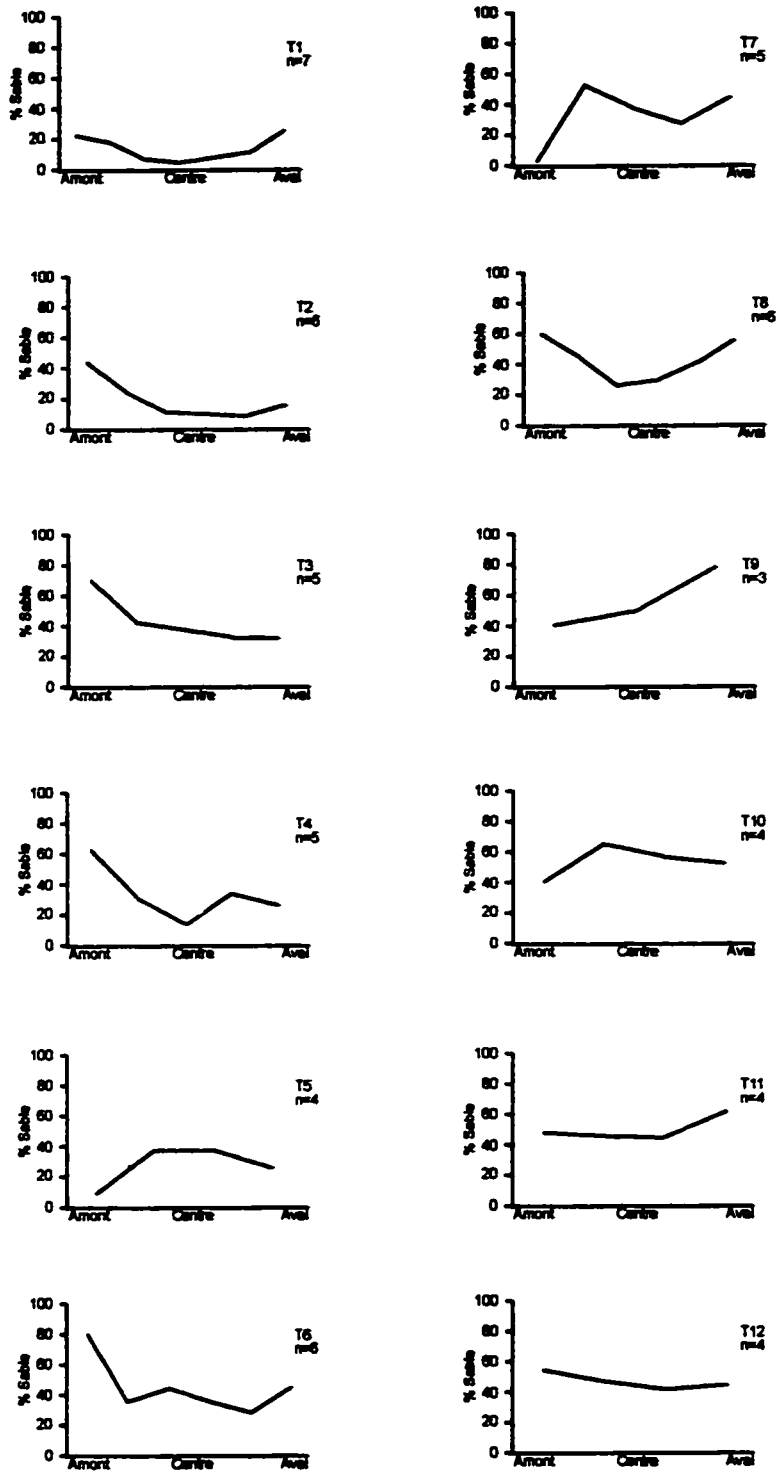


Figure 28. Distribution du pourcentage de sable sur les terrasses.

et près du bourrelet en aval (figure 8), alors que les échantillons ayant les pourcentages de limon et d'argile les plus élevés proviennent du centre des replats. Toutefois, le faible nombre d'échantillons récupérés pour certaines terrasses ne permet pas de conclure qu'il existe réellement une tendance forte. Les paramètres statistiques permettent de soutenir la tendance mentionnée précédemment, soit que les échantillons ayant le pourcentage de sable le plus élevé se situent près des talus. L'annexe 3A présente les résultats des paramètres statistiques utilisés pour les comparaisons. Les paramètres retenus sont : la moyenne, l'écart-type, la médiane et le coefficient d'asymétrie (skewness index). Les comparaisons effectuées à partir de l'ensemble des 60 échantillons permettent de les placer en trois groupes et de constater qu'il existe un classement en fonction de leur position sur les replats (figure 29). Dans le premier groupe, soit l'ensemble A, 13 échantillons de sédiments s'y retrouvent. Ce groupe se compose majoritairement de sédiments plutôt grossiers, soit des échantillons situés près des talus et près des murailles. La taille moyenne de ces échantillons fluctue entre 3 phi (125 μm) et 4.5 phi (44 μm), alors que leur médiane de 2.5 phi (175 μm) est relativement plus grossière. Tous les échantillons de ce groupe ont un coefficient d'asymétrie (skewness index) négatif indiquant une asymétrie négative et la prédominance de sédiments grossiers. L'ensemble B se compose de 39 échantillons de sédiments relativement plus fins. La majeure partie des échantillons, soit ceux situés au centre des terrasses, se retrouve dans ce groupe. Les nuages de points pour cet ensemble sont très concentrés et ceci pour les trois graphiques, démontrant ainsi une certaine homogénéité granulométrique. La taille moyenne des échantillons est d'environ 4.8 phi (35 μm) et leur médiane est relativement similaire (annexe 3A). Ces échantillons

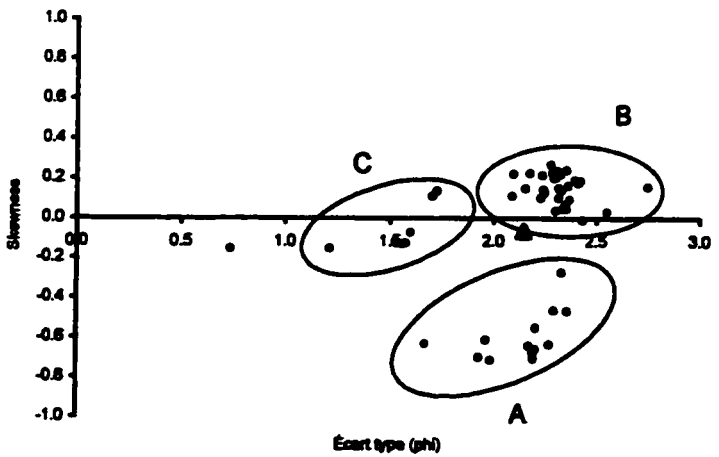
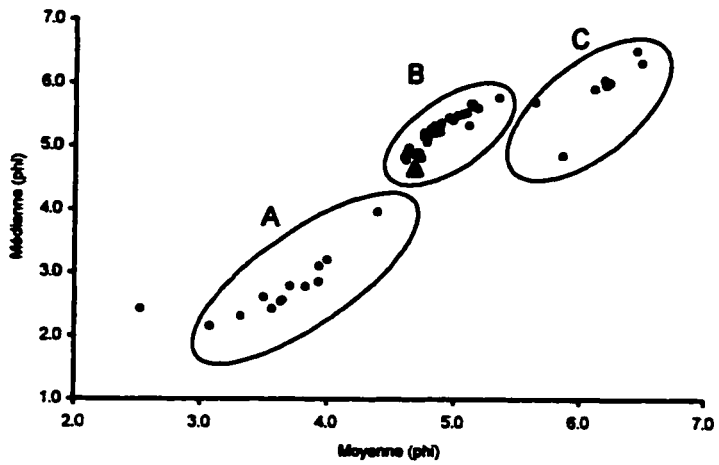
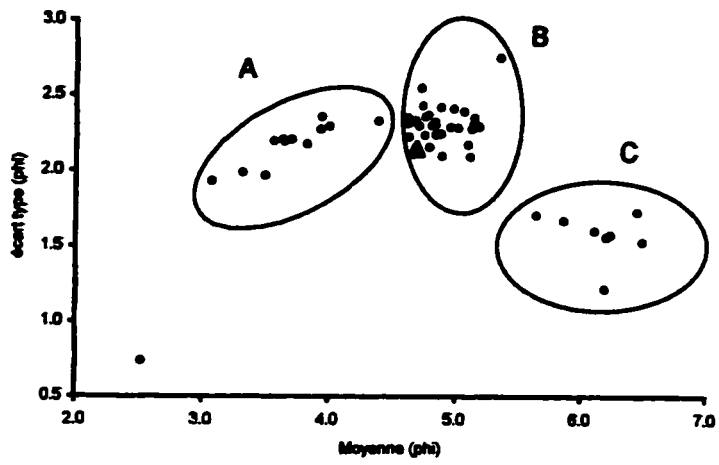


Figure 29. Analyses des paramètres statistiques

sont caractérisés par une asymétrie positive indiquant ainsi une dominance de sédiments fins. Toutefois, les écart-types pour ces deux groupes, soit l'ensemble A et l'ensemble B, demeurent relativement constants, indiquant qu'il existe une distribution granulométrique plutôt uniforme. En ce qui concerne le groupe C, il se compose de huit échantillons hors-normes. De ces échantillons, quatre proviennent de la première terrasse. Étant donné que celle-ci est morphologiquement différente et ne possède aucun talus en amont, la composition granulométrique est plutôt distincte. Pour le reste des échantillons, il s'agit de cas isolés, pouvant être attribués à des erreurs d'échantillonnage et/ou de traitement.

6.2.2 L'EXOSCOPIE DES GRAINS

Des analyses au MEB ont été faites sur les sédiments grossiers ($>62.5 \mu\text{m}$) et sur les sédiments fins ($<62.5 \mu\text{m}$). Les objectifs de ces analyses sont d'observer la forme des grains grossiers et la présence éventuelle de marques de chocs, pour ensuite comparer ces résultats aux résultats de la roche-mère. Dans un second temps, les sédiments fins sont eux aussi examinés afin de déterminer s'ils sont de source éolienne ou s'ils ont une origine locale.

6.2.2.1 EXOSCOPIE DES GRAINS DE TAILLE SUPÉRIEURE À $62.5 \mu\text{m}$

Les observations au MEB des sédiments de taille supérieure à $62.5 \mu\text{m}$ fournissent des résultats qui ressemblent énormément aux résultats des observations obtenus des grains de quartz provenant des fragments de roches examinés à la section 6.1.3. Les grains de sable sont plutôt sub-anguleux à sub-arrondis. Les grains possèdent des faces cristallines et sont donc toujours idiomorphes. Ces faces sont toutefois beaucoup plus incomplètes que les faces des grains qui composent la

roche. Plusieurs éclats ont été arrachés aux surcroissances diagénétiques donnant aux grains un niveau de météorisation plus avancé (annexe 2B).

6.2.2.2 EXOSCOPIE DES GRAINS DE TAILLE INFÉRIEURE À 62.5 μm

Les analyses au MEB des sédiments de taille inférieure à 62.5 μm révèlent que la majorité des grains de cette taille ont une forme plutôt anguleuse (annexe 2B). Il est possible de distinguer, sur plusieurs de ces grains, des parcelles de faces cristallines provenant de cassures de grains de plus grandes tailles. Ces résultats permettent de déduire qu'ils n'ont pas subi de transport significatif depuis leur formation et proviennent probablement d'une source relativement locale.

6.2.3 ANALYSES GÉOCHIMIQUES

Les analyses géochimiques ont été faites, comme les analyses au MEB, sur les deux classes de sédiments, soit les sédiments supérieurs et les sédiments inférieurs à 62.5 μm . Ces analyses ont pour but de déterminer la composition géochimique de ces deux classes pour les comparer aux résultats obtenus à partir des fragments de roche. Les résultats des sédiments grossiers sont plutôt anticipés étant donné que nous savons qu'ils se composent presque entièrement de sable quartzeux. Toutefois, les sédiments de taille inférieure à 62.5 μm peuvent avoir une origine autre que la roche locale et donc avoir une composition géochimique différente.

6.2.3.1 GÉOCHIMIE DES SÉDIMENTS DE TAILLE SUPÉRIEURE À 62.5 μm

Cinq échantillons de sédiments grossiers ont été analysés. Ils proviennent du centre des terrasses 3, 5, 7, 9 et 10. Les résultats (tableau 5) montrent que les sédiments de taille supérieure à 62.5 μm sont composés de 94.5% de silice. La teneur en alumine dans certains échantillons semble toutefois être plus élevée que dans les échantillons de roche-mère. Ces valeurs varient de 0.5% à 3.56%, alors que l'oxyde

Sédiments inférieure à 62.5 um				Sédiments supérieure à 62.5 um			
Echantillon.	3C-G	5C-G	Moyenne	Echantillon.	1D-F	3C-F	Moyenne
Éléments majeurs exprimés sous formes d'oxydes (% poids)							
	3C-G	5C-G	7C-G	98-G	10C-G	98-G	Moyenne
SiO ₂	92.52	90.39	95.54	96.90	97.14	94.50	94.50
TiO ₂	0.27	0.34	0.04	0.08	0.14	0.17	0.17
Al ₂ O ₃	3.56	4.45	0.34	0.50	0.75	1.92	1.92
Fe ₂ O ₃	0.79	0.91	0.21	0.29	0.24	0.49	0.49
MnO	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.23	0.30	0.02	0.03	0.04	0.12	0.12
CaO	0.11	0.17	0.01	0.03	0.01	0.07	0.07
Na ₂ O	0.10	0.17	ss	ss	ss	0.14	0.14
K ₂ O	0.51	0.67	0.04	0.06	0.09	0.28	0.28
P ₂ O ₅	0.04	0.05	0.01	0.01	0.03	0.03	0.03
PSF	0.90	1.00	0.50	0.40	0.40	0.64	0.64
Total	99.04	98.46	96.71	98.30	98.84	98.27	98.27
Oligoéléments, en parties par millions (ppm)							
V	38	53	9	5	14	24	24
Cr	31	37	10	11	18	21	21
Co	2	<1	<1	1	<1	2	2
Ni	7	6	<1	1	3	4	4
Zn	16	17	2	5	4	9	9
Rb	21	28	<1	2	4	14	14
Sr	29	40	2	3	4	16	16
Y	11	15	1	4	21	10	10
Zr	123	165	25	92	557	192	192
Nb	6	9	2	4	13	7	7
Ba	249	315	<10	<10	15	193	193
La	11	13	16	<10	10	13	13
Ce	38	13	<10	ss	11	21	21
Nd	11	12	<10	ss	ss	12	12
Pb	ss	ss	ss	ss	ss	ss	ss
Th	4.45	5.79	2.8	1.66	3.24	4	4
U	ss	ss	ss	ss	ss	ss	ss
Ga	4.7	5.8	1.1	<1	1	3	3

Sédiments inférieure à 62.5 um				Sédiments supérieure à 62.5 um			
Echantillon.	1D-F	3C-F	Moyenne	Echantillon.	7C-F	98-F	Moyenne
SiO ₂	72.21	77.97	75.64	72.21	77.97	75.64	75.64
TiO ₂	0.83	0.85	0.86	0.83	0.85	0.86	0.86
Al ₂ O ₃	13.13	11.16	11.79	13.13	11.16	11.79	11.79
Fe ₂ O ₃	5.06	2.33	3.48	5.06	2.33	3.48	3.48
MnO	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
MgO	1.00	0.73	0.81	1.00	0.73	0.81	0.81
CaO	0.40	0.40	0.41	0.40	0.40	0.41	0.41
Na ₂ O	0.74	0.81	0.79	0.74	0.81	0.79	0.79
K ₂ O	2.14	1.75	1.89	2.14	1.75	1.89	1.89
P ₂ O ₅	0.12	0.09	0.11	0.12	0.09	0.11	0.11
PSF	3.30	3.30	3.14	3.30	3.30	3.14	3.14
Total	98.95	99.40	98.95	98.95	99.40	98.95	98.95
V	159	119	133	159	119	133	133
Cr	89	84	86	89	84	86	86
Co	7	6	6	7	6	6	6
Ni	31	16	19	31	16	19	19
Zn	140	92	89	140	92	89	89
Rb	104	70	83	104	70	83	83
Sr	107	103	106	107	103	106	106
Y	34	38	37	34	38	37	37
Zr	295	395	389	295	395	389	389
Nb	19	21	22	19	21	22	22
Ba	889	836	825	889	836	825	825
La	28	39	37	28	39	37	37
Ce	59	78	77	59	78	77	77
Nd	20	25	31	20	25	31	31
Pb	18	8	13	18	8	13	13
Th	13.83	11.59	12	13.83	11.59	12	12
U	ss	ss	ss	ss	ss	ss	ss
Ga	16.6	13.4	14.8	16.6	13.4	14.8	14.8

Fer total exprimé sous forme de Fe₂O₃
ss = sous le seuil de perception
PSF perte sur fusion

Tableau 5. Géochimie des sédiments de surface.

ferrique varie de 0.21% à 0.91% et concorde aux variations observées pour les fragments de roche. Toutefois, en ce qui concerne les éléments majeurs complémentaires, leur représentation est supérieure à celle observée pour la roche bien qu'elle demeure très faible.

6.2.3.2 GÉOCHIMIE DES SÉDIMENTS DE TAILLE INFÉRIEURE À 62.5 μm

Cinq échantillons de sédiments de taille inférieure à 62.5 μm ont servi pour les analyses XRF. Ces échantillons représentent la classe de sédiments fins des échantillons mentionnés à la section 6.2.3.1. Les résultats démontrent que la composition géochimique des sédiments est de 75.6% de SiO_2 , 11.8% de Al_2O_3 , de 3.5% de Fe_2O_3 , et de 1.9% de K_2O (tableau 5). Ces résultats, un peu différents des résultats obtenus pour la roche et pour les sédiments grossiers, indiquent que la majorité des sédiments se compose tout de même de silice qui provient probablement de la désintégration de la roche en place. Le reste, soit environ 25%, se compose majoritairement d'alumine et d'oxyde ferrique. Le pourcentage élevé d'alumine et d'oxyde ferrique ne s'explique pas seulement par la dissolution de la silice qui permettrait d'augmenter leur pourcentage mais plutôt par la méthode d'analyse. Les pourcentages élevés, dans le matériel fin, apparaît parce que nous avons divisé les échantillons de sédiments en deux fractions.

6.2.4 CONCLUSION

En somme, les sédiments de surface ont une distribution granulométrique généralement homogène. Une légère tendance de classement granulométrique est observée à l'échelle de l'ensemble des terrasses et à l'échelle de chaque terrasse. Les sables sont plus abondants sur les terrasses les plus basses en altitude et ils prédominent près des talus et des bourrelets. Les sédiments de surface se composent de 42% de sable (>62.5 μm) et de 58% de limon et d'argile. La silice

représente 95% de la composition géochimique des sédiments ayant une taille supérieure à 62.5 μm . Les observations au MEB démontrent que les grains n'ont pas subi énormément de transport : ils possèdent des surcroissances diagénétiques telles qu'observées sur les grains à l'intérieur de la roche-mère. Les sédiments de taille inférieure à 62.5 μm se composent majoritairement de silice, soit à 76%. Les analyses au MEB démontrent également que les particules sont plutôt anguleuses, qu'elles possèdent très peu de marques de choc et qu'elles se forment de fragments de surcroissances diagénétiques, caractéristiques des grains de quartz supérieurs à 62.5 μm . Il semble donc que les sédiments de taille inférieure à 62.5 μm proviennent de la fragmentation in-situ de la roche-mère et des sédiments grossiers.

6.3 LES SÉDIMENTS DES FORAGES

Les résultats des analyses des forages sont présentés dans les pages qui suivent. Les mêmes sous-sections que dans la section précédente divisent cette section : analyses granulométriques, exoscopie des grains et analyses géochimiques. Une nouvelle sous-section est toutefois introduite, notamment la quatrième, qui présente les résultats des datations au radiocarbone. Les analyses présentées ont pour but de décrire les sédiments qui se retrouvent sous la couche active. Par la suite, leur similitude aux sédiments de surface sera comparée pour déterminer s'ils proviennent de la météorisation in-situ de la roche-mère ou s'ils peuvent avoir une origine autre, telle qu'éolienne. Puisque la surface des terrasses est recouverte d'une épaisseur de sédiments accumulés pendant plusieurs années, il est possible que des sédiments trouvés à différentes profondeurs aient des caractéristiques particulières, des modes de déposition différents et soient d'origines différentes que ceux des sédiments de surface. Pour cette raison, et afin d'atteindre l'objectif 2 de la section 4.3 et le but de notre étude, il est essentiel de connaître les caractéristiques de ces sédiments.

6.3.1 ANALYSES GRANULOMÉTRIQUES

Les analyses granulométriques des sédiments des forages ont été effectuées sur 105 échantillons provenant de 15 forages. La profondeur moyenne des forages qui varient de 18 cm à 108 cm, est de 54 cm. La moyenne calculée pour l'ensemble des échantillons indique que les sédiments se composent de 43% de sable ($>62.5 \mu\text{m}$) 53% de limon ($2\mu\text{m}$ à $62.5 \mu\text{m}$) et 4% d'argile ($<2 \mu\text{m}$) (figure 30). La partie fine des sédiments ($<62.5 \mu\text{m}$) représente 57%. La distribution granulométrique est donc

bimodale (figure 31). En ce qui concerne les stratigraphies sédimentaires des forages en fonction de différentes profondeurs, aucun patron de variation granulométrique n'a pu être décelé (figure 32). De plus, les résultats des analyses de corrélation effectuées sur l'ensemble des résultats granulométriques des forages en fonction de leur profondeur donné indiquent que les corrélations sont faibles et qu'il n'existe aucun triage sédimentaire (figure 33). Le coefficient de corrélation obtenu pour la variation du pourcentage de sable en fonction de la profondeur est de 0.017, alors que pour le limon, il est de 0.013, et pour l'argile il est de 0.041 (figure 33).

Les paramètres statistiques des échantillons des 15 forages sont à l'annexe 3B. La taille moyenne des 105 échantillons est de 4.5 phi (44 μm), soit proche de limite entre les sables et les limons. La taille médiane moyenne des sédiments est de 4.2 phi (55 μm) soit plus élevée que la moyenne. L'écart-type moyen des échantillons est 1.9 phi (267 μm). Un test de corrélation comparant les moyennes et les écarts-types indique qu'il existe un lien fort entre ces variables. Le résultat du coefficient de détermination de la droite polynomiale d'ordre deux est de 0.85 (figure 34). Ce résultat montre qu'à la taille moyenne des échantillons, soit à environ 4.5 phi (44 μm), les écarts-types sont les plus grands avec une valeur d'environ 2.5 phi (176 μm), alors que les moyennes extrêmes des échantillons ont des écarts-types moins grands (figure 34). De plus, une analyse de corrélation qui compare les moyennes des 105 échantillons à leur médiane démontre qu'il n'y a pas beaucoup de différence entre ces deux paramètres. Le coefficient de détermination est de 0.92 (figure 34).

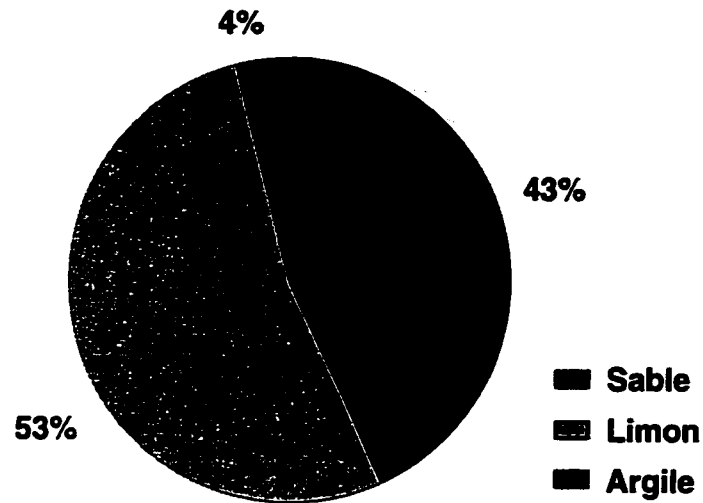


Figure 30. Composition granulométrique des sédiments des forages, moyenne effectuée pour l'ensemble des 15 forages (n=105).

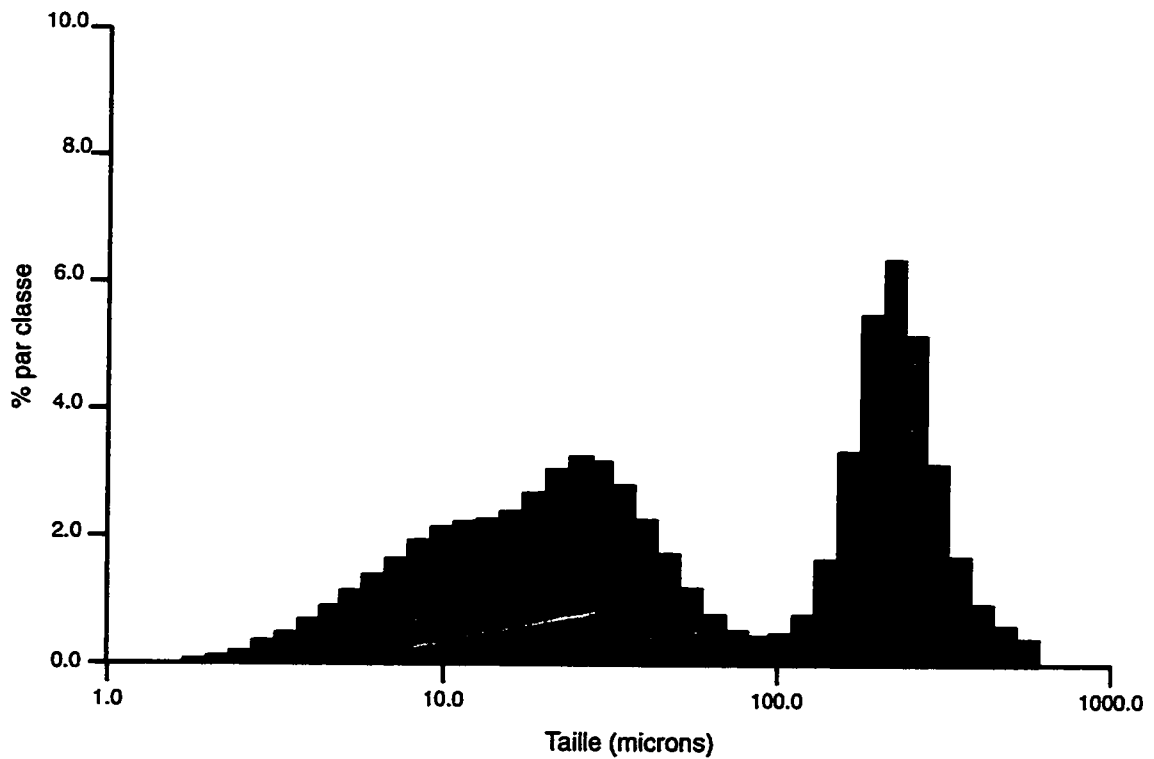


Figure 31. Histogramme des sédiments des forages. Moyenne effectuée pour l'ensemble des sédiments des 15 forages (n=105). Notez les deux modes (250 μm et 20 μm).

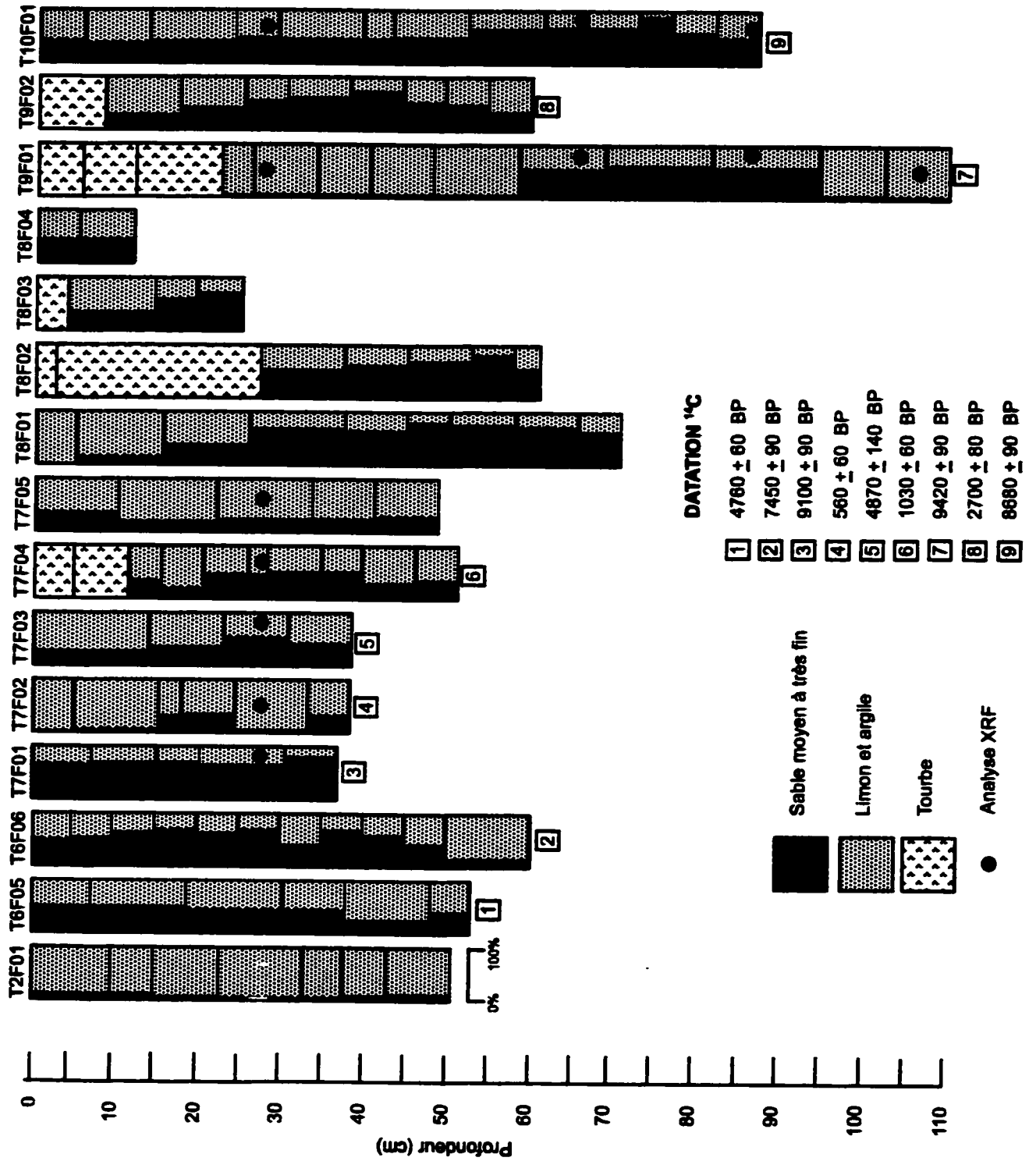


Figure 32. Identification des forages, résultats granulométriques et datation au radiocarbone.

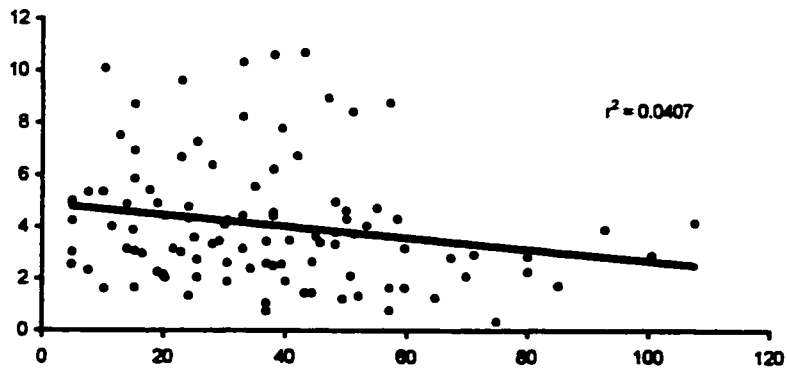
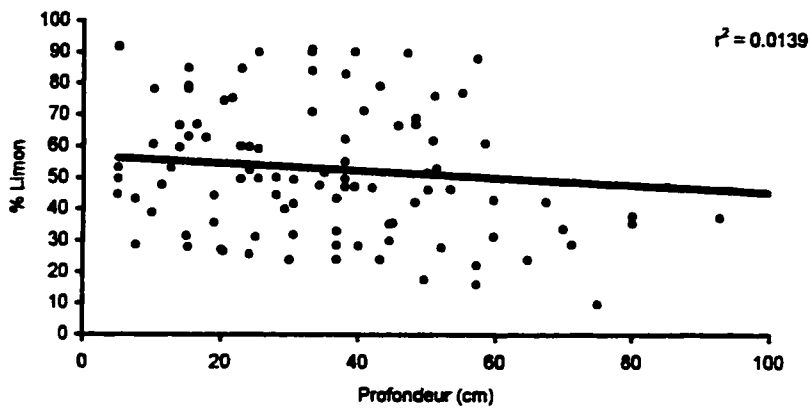
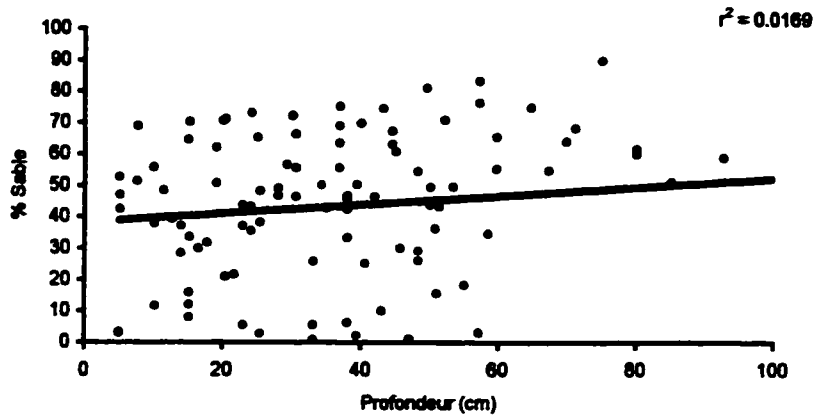


Figure 33. Analyses de corrélation entre la profondeur des échantillons et de la teneur en sable, en limon et en argile (n = 105).

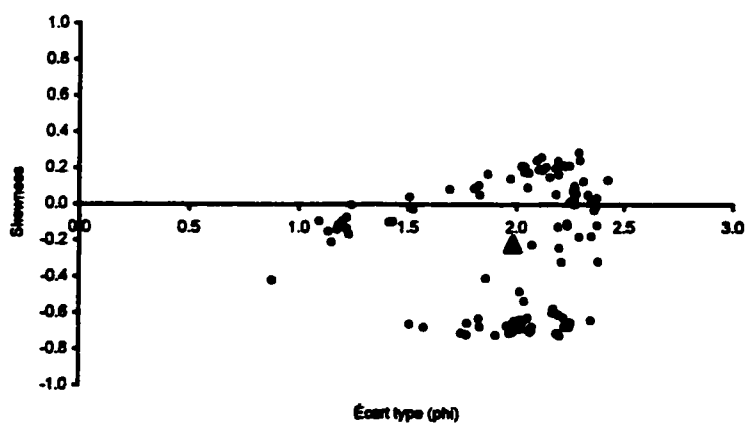
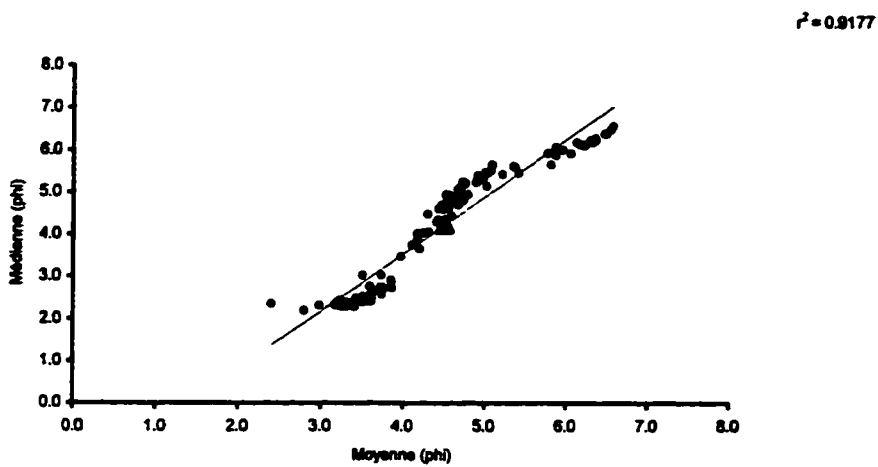
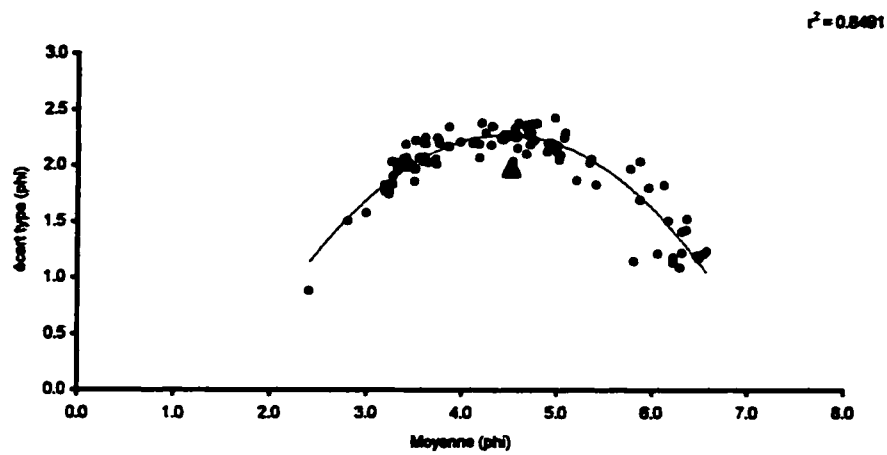


Figure 34. Analyses des paramètres statistiques.

Le troisième graphique de la figure 34 compare les écarts-types aux coefficient d'asymétrie (Skewness). La valeur moyenne, représentée sur les graphiques par un triangle est de -0.22 ce qui indiquerait une asymétrie négative et la prédominance de sédiments plutôt grossiers. Quoique plusieurs échantillons sont du côté positif, il est tout de même possible de constater que le nuage de points tend plutôt du côté négatif.

6.3.2 L'EXOSCOPIE DES GRAINS

L'exoscopie des grains a été faites, comme pour les sédiments de surface, sur la partie fine des sédiments (<62.5 μm) et sur la partie grossière (>62.5 μm). Des sédiments provenant de profondeurs variables des forages T6Fo6 et T9Fo1 ont été observés. La comparaison entre ces observations et celles des sédiments de surface et des résultats des fragments de roche permettra de déterminer leur degré de similitude.

6.3.2.1 EXOSCOPIE DES GRAINS DE TAILLE SUPÉRIEURE À 62.5 μm

Les résultats de cette section sont relativement identiques aux résultats présentés à la section 6.2.2.1, peu importe la profondeur à laquelle les échantillons ont été prélevés. Les grains de quartz ont toujours une forme sub-anguleuse à sub-arrondie et possèdent des faces cristallines incomplètes (annexe 2C). Ces grains idiomorphes sont de plus très similaires à ceux observés dans les fragments de roches.

6.3.2.2 EXOSCOPIE DES GRAINS DE TAILLE INFÉRIEURE À 62.5 µm

Les images obtenues au MEB des sédiments de taille inférieure à 62.5 µm sont moins claires que les images des sédiments fins de surface. Les échantillons utilisés étaient moins propres et rendent l'observation des particules fines plus difficiles. Malgré la piètre qualité des images, il est tout de même possible de constater que plusieurs particules ont une forme sub-anguleuse ou sub-arrondie. Il est aussi possible de constater que tous les grains des divers échantillons ont un aspect très semblable (annexe 2C). D'autre part, il est un peu plus difficile de détecter des parcelles de faces cristallines et des marques de chocs. Il est également plus difficile à ce stage de déterminer si les particules ont subi un transport ou si elles proviennent d'une source locale.

6.3.3 ANALYSES GÉOCHIMIQUES

Les analyses géochimiques de fluorescence-X ont été faites sur les deux classes de sédiments. Les échantillons de sédiments utilisés pour ces analyses proviennent de sept forages différents et de profondeurs différentes. Ils ont été choisis afin qu'on puisse comparer les variations de résultats en fonction de différents niveaux de profondeur de deux forages (T9Fo1 et T10Fo1), et en fonction de trois profondeurs soit 25 cm, pour l'ensemble des sept forages, et 64 cm et 88 cm pour les forages T9Fo1 et T10Fo1 (figure 32). Puisque ces sédiments représentent une longue période d'accumulation, il est possible que des échantillons de profondeurs variables aient des compositions très différentes des sédiments de la surface et qu'ils aient une origine autre que locale.

6.3.3.1 GÉOCHIMIE DES SÉDIMENTS DE TAILLE SUPÉRIEURE À 62.5 µm

Les analyses démontrent que ces sédiments se composent en moyenne de 96.35% de silice. Le pourcentage de SiO₂, varie toutefois de 93.66 à 98.40. Le pourcentage moyen d'alumine et d'oxyde ferrique est respectivement de 0.85 et de 0.38. Les résultats de l'alumine varient de 0.21% à 2.52%, alors que ceux pour l'oxyde ferrique varient de 0.08% à 1.26% (Tableau 6). Ces résultats sont plutôt identiques aux résultats des sédiments de surface, ce qui n'est pas surprenant puisque cette partie des sédiments est composée majoritairement de grains de quartz, tel qu'observé à la section 6.3.2.1. Les éléments majeurs viennent à leur tour confirmer la similarité entre les échantillons.

6.3.3.2 GÉOCHIMIE DES SÉDIMENTS DE TAILLE INFÉRIEURE À 62.5 µm

Les sédiments de taille inférieure à 62.5 µm ont une composition géochimique presque identique aux résultats présentés à la section 6.3.2.2. La teneur moyenne de silice est de 75.24%, celle de l'alumine est de 11.68%, alors que le pourcentage d'oxyde ferrique est de 3.65% (Tableau 7). Le pourcentage de silice varie de 70.35 à 79.09, l'alumine varie de 9.54 à 14.23 et l'oxyde ferrique varie de 2.40 à 5.16. Peu importe la profondeur de l'échantillon, les résultats sont toujours relativement semblables et ceci pour tous les éléments. Toutefois, l'échantillon provenant de la base du forage le plus profond a le pourcentage de silice le moins élevé (70.35%) et le pourcentage d'oxyde ferrique (2.40%) et d'alumine (5.16%) le plus élevé. Ce qui s'explique par une concentration des éléments à la base du profil. Il semblerait donc que la couche de sédiments recouvrant les replats provient d'une source semblable à celle des sédiments de surface.

Echantillon.	T7F01D-G	T7F03C-G	T7F04F-G	T7F05C-G	T9F01I-G	T9F01K-G	T10F01D-G	T10F01I-G	T10F01L-G	Moyenne
<i>Éléments majeurs exprimés sous formes d'oxydes (% poids)</i>										
SiO ₂	96.09	98.40	96.43	93.66	97.29	97.93	95.84	95.30	96.25	96.35
TiO ₂	0.03	0.05	0.12	0.22	0.07	0.07	0.13	0.19	0.44	0.15
Al ₂ O ₃	0.21	0.26	1.12	2.52	0.79	0.47	1.45	0.26	0.60	0.85
Fe ₂ O ₃	0.08	0.13	0.32	1.26	0.30	0.19	0.50	0.19	0.48	0.38
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
MgO	0.01	0.01	0.06	0.16	0.05	0.03	0.10	0.02	0.05	0.05
CaO	0.01	0.01	0.02	0.08	0.02	0.01	0.04	0.01	0.03	0.03
Na ₂ O	ss	ss	ss	ss	ss	ss	ss	ss	ss	ss
K ₂ O	0.02	0.03	0.13	0.36	0.10	0.06	0.20	0.03	0.07	0.11
P ₂ O ₅	0.01	0.01	0.03	0.04	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02
PSF	0.30	0.40	0.60	1.00	2.70	2.80	2.40	2.40	0.50	1.46
Total	96.76	99.30	98.82	99.30	101.35	101.57	100.68	98.41	98.44	99.40
<i>Oligoéléments, en parties par millions (ppm)</i>										
V	2	9	19	33	16	6	18	10	26	16
Cr	10	6	13	25	12	10	16	24	47	18
Co	ss	<1	2	<1	<1	ss	<1	<1	2	2
Ni	ss	ss	3	6	3	<1	<1	2	5	4
Zn	3	1	6	14	7	4	10	4	15	7
Rb	<1	1	6	17	6	2	12	<1	3	7
Sr	<1	1	7	20	5	3	10	1	4	6
Y	3	2	7	11	2	7	6	33	96	19
Zr	55	55	147	182	34	166	95	928	2719	487
Nb	4	3	6	8	3	6	5	20	52	12
Ba	ss	ss	39	159	23	<10	84	ss	64	74
La	24	ss	10	13	ss	<10	<10	<10	<10	16
Ce	<10	14	<10	16	<10	<10	<10	<10	23	18
Nd	ss	<10	<10	<10	ss	ss	<10	<10	<10	ss
Pb	ss	ss	ss	2	ss	ss	ss	ss	ss	2
Th	1.28	3.54	2.61	4.69	2.46	3.04	3.16	2.52	4.11	3
U	ss	ss	ss	ss	ss	ss	ss	ss	ss	ss
Ga	<1	<1	3.1	4.2	1.7	1.2	2.1	<1	<1	2

Fer total exprimé sous forme de Fe₂O₃
 ss = sous le seuil de perception
 PSF perte sur fusion

Tableau 6. Géochimie des sédiments de taille supérieure à 62.5 µm des forages.

Echantillon.	T7F01D-F	T7F02E-F	T7F03C-F	T7F04F-F	T7F05C-F	T8F01E-F	T8F01I-F	T9F01K-F	T9F01M-F	T10F01D-F	T10F01I-F	T10F01L-F	Moyenne
<i>Éléments majeurs exprimés sous formes d'oxydes (% poids)</i>													
SiO ₂	79.09	76.00	74.63	76.35	75.58	75.41	74.50	75.19	70.35	74.78	76.60	74.42	75.24
TiO ₂	0.92	0.88	0.96	0.97	0.88	0.90	0.90	0.89	0.86	0.92	0.99	0.94	0.92
Al ₂ O ₃	9.54	11.23	12.12	11.68	11.11	11.92	12.38	12.35	14.23	12.26	9.86	11.44	11.68
Fe ₂ O ₃	2.40	3.03	3.84	2.70	3.32	3.19	3.56	3.82	5.16	3.71	4.31	4.73	3.65
MnO	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.04	0.04	0.02	0.02	0.03	0.02
MgO	0.70	0.80	0.73	0.73	0.73	0.85	0.83	0.89	1.25	0.89	0.75	0.98	0.84
CaO	0.59	0.42	0.38	0.47	0.50	0.38	0.38	0.38	0.78	0.42	0.53	0.62	0.49
Na ₂ O	0.74	0.79	0.73	0.88	0.84	0.77	0.72	0.75	0.78	0.75	0.82	0.87	0.79
K ₂ O	1.57	1.86	1.87	1.87	1.83	1.96	1.94	1.93	2.27	1.94	1.76	2.00	1.90
P ₂ O ₅	0.16	0.19	0.26	0.16	0.10	0.15	0.24	0.15	0.19	0.12	0.13	0.17	0.17
PSF	3.00	3.20	3.30	3.10	3.00	3.00	0.60	0.60	3.40	0.60	0.70	0.50	2.08
Total	98.72	98.43	98.84	98.93	97.90	98.55	96.06	96.96	99.31	96.41	96.48	96.70	97.77
<i>Oligoéléments, en parties par millions (ppm)</i>													
V	117	125	140	133	132	130	152	142	170	145	114	122	135
Cr	85	85	94	91	85	89	90	90	94	92	94	92	90
Co	9	5	6	5	4	6	8	7	14	5	5	9	7
Ni	23	16	21	19	16	20	19	23	41	27	18	32	23
Zn	109	104	50	53	42	57	68	86	299	76	68	130	95
Rb	72	94	95	78	78	96	103	98	110	99	84	90	91
Sr	103	108	107	116	111	106	106	104	125	108	108	116	110
Y	51	35	36	42	39	32	33	38	34	42	61	56	42
Zr	709	387	441	452	414	343	339	396	245	420	962	805	493
Nb	27	21	24	24	22	22	22	22	19	23	33	28	24
Ba	877	805	832	890	832	761	800	876	1297	962	782	1023	885
La	45	35	34	38	46	42	49	39	53	45	50	44	43
Ce	81	61	73	75	79	59	69	81	72	94	70	71	74
Nd	43	21	25	24	39	37	20	32	34	37	14	38	30
Pb	7	4	25	14	12	12	14	14	14	24	9	13	14
Th	12.39	11.06	11.7	13.43	12.27	11.9	11.55	13.8	11.8	14.48	13.96	13.62	13
U	ss	ss	<1	ss	1.07	ss	ss	ss	ss	ss	ss	ss	1
Ga	12.6	14	15.1	14.2	14.2	14.4	15.5	14.8	16.9	15.1	11.8	13.9	14

Fer total exprimé sous forme de Fe₂O₃
 ss = sous le seuil de perception
 PSF perte sur fusion

Tableau 7. Géochimie des sédiments de taille inférieure à 62.5 µm des forages.

6.3.4 DATATIONS AU RADIOCARBONE

Des datations au ^{14}C ont été effectuées sur de la matière organique récoltée à la base de 9 forages (figure 32). L'âge moyen obtenu est de 5397 ± 84 BP. Toutefois, les âges varient de 560 ± 60 BP à 9420 ± 90 BP. Le coefficient de détermination obtenu pour l'analyse de corrélation de la variation des âges en fonction de la profondeur est de 0.34 ce qui indique qu'il n'existe aucune corrélation significative (figure 35). Ce phénomène peut s'expliquer par des cryoturbations qui auraient peut-être entraîné en profondeur de la matière organique de surface, ou encore par des taux d'accumulations variable d'un site à l'autre. Mais quelle que soit l'interprétation du phénomène, il apparaît clairement que des dépôts organiques retrouvés à la base des forages n'ont qu'un âge Holocène. Des analyses polliniques (figure 36) du matériel daté montre que la forêt n'a pas recouvert les replats des terrasses, mais se situait dans le voisinage, comme c'est présentement le cas.

6.3.5 CONCLUSION

Les résultats des analyses des sédiments des forages présentés dans les pages précédentes, démontrent qu'il n'existerait aucune stratigraphie sédimentaire résultant de périodes d'accumulation différentes ou de sédiments d'origines différentes. Les résultats géochimiques indiquent que les échantillons se composent presque entièrement de silice. Les observations au MEB démontrent que les sédiments grossiers sont constitués de grains idiomorphes similaires à ceux observés dans les fragments de roches. En ce qui concerne les sédiments fins, les analyses permettent de constater que les grains des sédiments ont tout de même une forme relativement angulaire, comme le révèlent les résultats présentés à la

section 6.2.2.2; leur composition géochimique confirme également qu'ils se composent en grande partie de silice, comme l'indiquent les résultats à la section 6.2.3.2, avec cependant un pourcentage non-négligeable d'oxyde de fer et d'alumine dû à leur faible solubilité et à leur présence dans la fraction fine de la roche-mère. La comparaison entre ces résultats et ceux des sections 6.1 et 6.2 semble confirmer que la totalité des sédiments résultent de la météorisation *in-situ* de la roche-mère et des fragments de blocs composés de grains de quartz. La matière organique retrouvée à la base de plusieurs forages sert à dater indirectement les sédiments déposés au-dessus de celle-ci. Les sédiments qui recouvrent les replats se seraient donc accumulés essentiellement au cours de l'Holocène. Les dates au radiocarbone suggère un âge moyen de 5397 ± 84 années BP. Les similarités détectées entre les échantillons provenant de profondeurs différentes permettent de supposer que les échantillons n'ont qu'une origine.

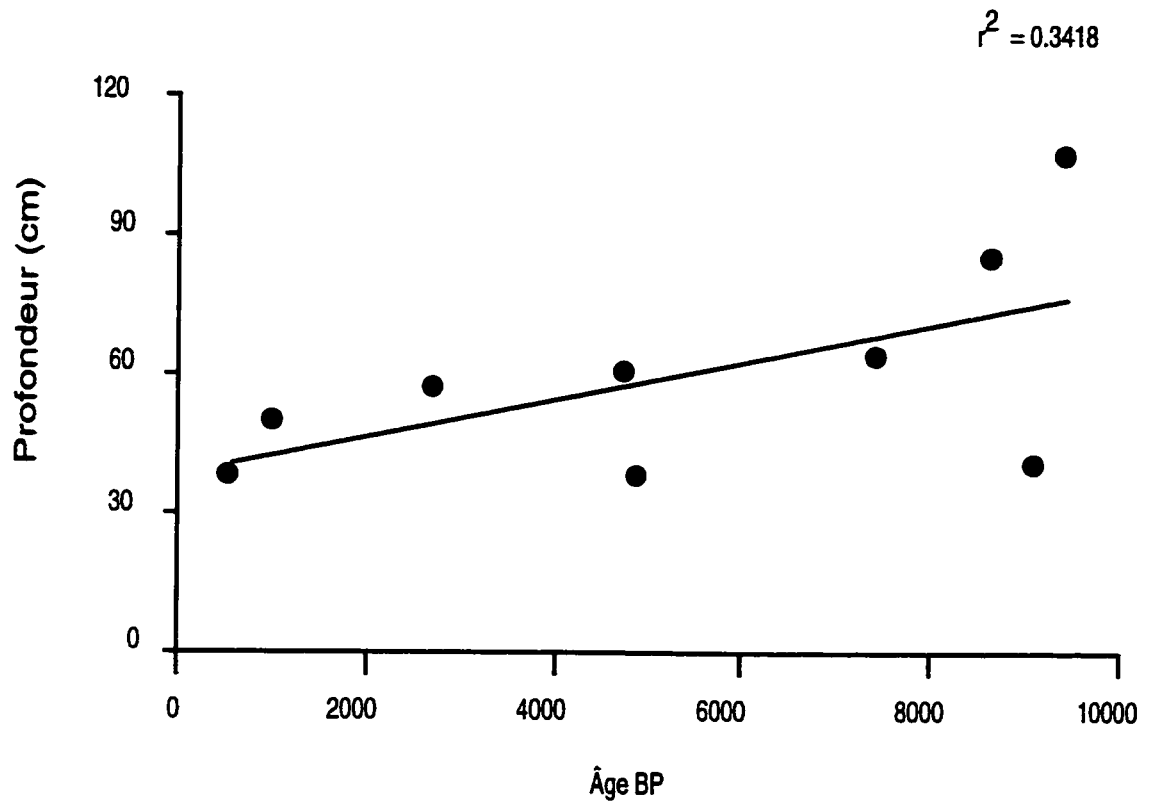


Figure 35. Analyse de corrélation entre les résultats des datations au ^{14}C et la profondeur des échantillons.

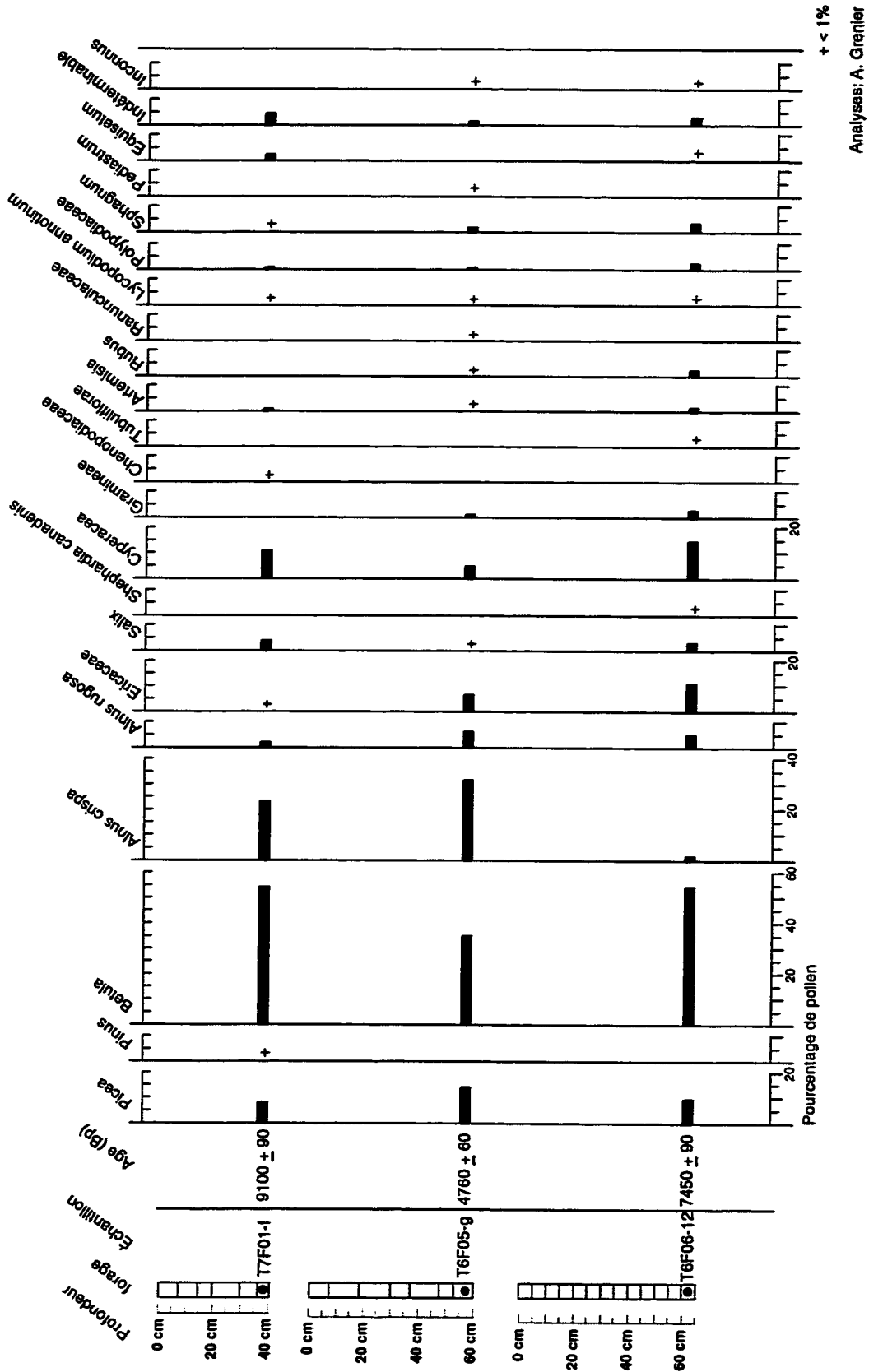


Figure 36. Analyses polliniques, terrasses Bug Creek.

6.4 TAUX D'ÉROSION

Il a été question à l'objectif 4 de la section 4, d'estimer une vitesse de météorisation. Priesnitz (1988) suggère qu'il est possible, avec une étude sédimentologique, de dater précisément certaines formes de planation périglaciaire en examinant les sédiments et leur relation à des surfaces datées ou datables. Ceci dit, sachant l'âge moyen de la surface de matières organiques retrouvées à la base de plusieurs forages, il est donc possible d'estimer indirectement l'âge des sédiments qui recouvrent les terrasses et d'établir un taux d'érosion. Il est évident que le résultat obtenu ne sera pas l'âge des terrasses. Cependant, le taux d'érosion calculé permettra de déterminer si les terrasses peuvent avoir une origine qui date du Quaternaire ou une origine plus ancienne.

Avant de calculer le taux d'érosion, il a fallu en premier lieu déterminer l'épaisseur moyenne des sédiments dans un forage et sur une terrasse. Les échantillons de sédiments ont dû subir certains traitements en laboratoire. Afin de calculer le pourcentage d'eau d'un échantillon, chaque échantillon fut placé dans un four à basse température (45°C) pour 24 heures et par la suite pesé pour déterminer la variation de poids.

Le pourcentage d'eau = (différence de poids / poids du sédiment) x 100

(1.0)

Une perte au feu fut utilisée afin de déterminer le pourcentage de matières organiques. Cette méthode consiste à placer un sous-échantillon pré-pesé de sédiments sec dans un four à haute température. L'échantillon demeure au four à

550°C pendant trois heures. Par la suite, il est pesé pour déterminer la variation de poids attribuée à la perte de la matière organique par combustion.

$$\text{Le pourcentage de matières organiques} = (\text{différence de poids} / \text{poids du sédiment}) \times 100 \quad (2.0)$$

Les résultats de ces analyses, effectuées sur 147 échantillons de sédiments démontrent qu'il se compose en moyenne de 24% d'eau et de 12% de matières organiques.

La hauteur des sédiments dans un forage moyen a pu d'abord être estimée à partir de la profondeur moyenne des forages (54 cm) plus la couche active (12 cm), le diamètre du carottier (5 cm), le pourcentage moyen d'eau (24%) et le pourcentage moyen de matières organiques (12%). (voir calcul)

$$\begin{aligned} \text{Volume d'un forage} &= (\pi r^2 \times h) \\ 1295.91 \text{ cm}^3 &= (3.1416(2.5)^2 \times 66) \end{aligned} \quad (3.0)$$

Valeurs		
Profondeur moyen d'un forage	54 cm	
Profondeur moyen de la couche active	12 cm	
Diamètre d'un forage	5 cm	
Volume d'un forage = $(\pi r^2 \times h)$	1295 cm ³ (Vf)	
% H ₂ O	24%	(%H ₂ O)
% Matières organiques	12%	(%org)
% de sédiments	64%	(%sed)
Densité des sédiments	2.65 g/cm ³	(Dsed)
Densité H ₂ O	1 g/cm ³	(DH ₂ O)
Densité organique	0.24 g/cm ³	(Dorg)
Masse totale	?	(Mt)

$$Vf = \frac{(\%sed \times Mt)}{Dsed} + \frac{(\%H_2O \times Mt)}{DH_2O} + \frac{(\%org \times Mt)}{Dorg} \quad (4.0)$$

$$Vf = \frac{(\%sed \times Dorg) Mt + (\%H_2O \times Dorg \times Dsed) Mt + (\%org \times Dsed) Mt}{Dsed \times Dorg} \quad (4.1)$$

$$1295 = \frac{(0.1536) Mt + (0.1526) Mt + (0.318) Mt}{0.636} \quad (4.2)$$

$$\frac{1295 \times 0.636}{(0.1536 + 0.1526 + 0.318)} = \frac{(0.1536 + 0.1526 + 0.318) Mt}{(0.1536 + 0.1526 + 0.318)} \quad (4.3)$$

$$Mt = \frac{823.62}{0.6242} \quad (4.4)$$

$$Mt = 1\,320\text{ g}$$

$$\mathbf{64\% \text{ s\u00e9diments dans } 1320\text{ g} \quad \rightarrow \quad 844.8\text{g}} \quad (5.0)$$

$$Vsed = \frac{845\text{ g}}{2.65\text{ g/cm}^3} \quad (6.0)$$

$$Vsed = \frac{319.2\text{ cm}^3}{0.6} + (\text{H}_2\text{O interstitielle \u00e0 40\%}) \quad (7.0)$$

$$Vsed = 531.95\text{ cm}^3 \quad (8.0)$$

$$531.95\text{ cm}^3 / \pi r^2 (19.63) \quad (9.0)$$

Hauteur des s\u00e9diments = 27.01 cm

$$\mathbf{12\% \text{ Organique dans } 1320\text{ g} \quad \rightarrow \quad 158.4\text{g}} \quad (10.0)$$

$$Vorg = \frac{158.4\text{ g}}{0.24\text{ g/cm}^3} \quad (11.0)$$

$$Vorg = 660\text{ cm}^3 \quad (12.0)$$

$$660\text{ cm}^3 / \pi r^2 (19.63) \quad (14.0)$$

Hauteur de mati\u00e8res organiques = 33.62 cm

24% H₂O dans 1320 g	→	316.8 g	(16.0)
H ₂ O = 316.8 g	→	40% H ₂ O interstitielle	→ 126.7 g (17.0)
	→	60% H ₂ O sol	→ 190.1 g (18.0)
VH ₂ O sol = $\frac{190.1 \text{ g}}{1 \text{ g/cm}^3}$			(19.0)
VH ₂ O sol = 190 cm ³ / πr ² (19.63)			(20.0)
Hauteur de H₂O = 9.7 cm			

Ayant déterminé l'âge moyen de la matière organique retrouvée à la base des sédiments (5397 ± 84 BP), un taux d'accumulation de 0.177m³ / an de sédiments a pu être estimé. Pour arriver à ce résultat, on a calculé le volume moyen des sédiments (956 m³) sur une terrasses ayant une aire moyenne de 3540 m².

Âge moyen de la matière organique	5397 ± 84 BP
Hauteur des sédiments	0.27 m
Aire moyenne des terrasses	3540 m ²
Volume moyen des sédiments	0.27 m x 3540 m ² = 956.8 m ³
Taux d'accumulation est de	956.8 m ³ / 5397 BP = 0.177 m ³ /an
177 m³/1000 ans	

En fin, à l'aide des dimensions moyennes des talus; longueur moyenne (780 m), hauteur moyenne (10 m) et leur aire moyenne (7800 m²), il fut possible de déterminer un taux d'érosion moyen de 20 mm par 1000 ans.

Longueur moyen d'un talus		780 m	
Hauteur moyen d'un talus		10 m	
Aire d'un talus		$780 \text{ m} \times 10 \text{ m} = 7800 \text{ m}^2$	
Taux d'érosion du talus est de		$177 \text{ m}^3 / 7800 = 0.0227 \text{ m}/1000\text{ans}$	
20 mm	→	1000 ans	
200 mm	→	10 000 ans	(Holocène)
2 m	→	100 000 ans	
20 m	→	1 000 000 ans	
50 m	→	2 500 000 ans	(Quaternaire)

Le taux d'érosion du talus rocheux est d'environ 20 mm/1000 ans (0.02 mm/année). Il est important de noter que ce résultat est probablement sous-estimé, car il est fort probable qu'une partie des sédiments ont été évacués par le ruissellement de surface et, de plus, tel que démontré par Lamirande et al. (1999), la dissolution de la silice, quoique très lente, a un rôle non-négligeable dans l'érosion de la lithologie locale.

Plusieurs chercheurs ont tenté de mesurer le taux d'érosion de talus rocheux en milieux périglaciaires. French (1996) présente des taux d'érosion obtenus dans ces milieux. Les résultats varient de 0.007 mm/an à 2.5 mm/an. Cependant, dans ce même tableau French (1996) présente deux résultats obtenus par Rapp (1960) qui sont plutôt intéressants dans le cadre de cette étude. Rapp (1960) a calculé des taux d'érosion dans le calcaire et le grès variant de 0.34 à 0.5 mm/an et de 0.05 à 0.5

mm/an. Notre résultat de 0.02 mm/an est légèrement inférieur à ceux calculés par Rapp (1960), mais il se situe tout de même dans le même ordre de grandeur. French (1996) avertit toutefois que tous ces résultats devraient être traités avec énormément de prudence car ils ne sont qu'approximatifs.

En supposant que le taux d'érosion calculé soit demeuré constant tout au long de l'Holocène et du Quaternaire, quelles seraient les implications de ces résultats sur les terrasses de cryoplanation étudiées? Un taux d'érosion d'un talus rocheux de 0.02 mm/année causerait un recul du talus rocheux de 20 cm pour la période de l'Holocène (soit 10 Ka). Cependant, en supposant que le taux d'érosion soit demeuré constant tout au long du Quaternaire (2.5 Ma), le talus rocheux n'aurait reculé que de 50 m, comme la largeur de certaines terrasses est supérieure à 200 m. Cette valeur de 50 m ne représente qu'une partie de retrait du versant. Il faut multiplier par quatre le taux d'érosion calculé pour arriver à former les replats pendant une période de 2 Ma. Il semblerait donc très plausible que les terrasses de cryoplanation étudiées soient plus ancienne que Quaternaire, du moins leur initiation. Il n'est donc pas nécessairement juste d'affirmer que les produits de l'activité que nous observons actuellement et au cours de l'Holocène sur ces terrasses sont responsables de leur développement. Il est toujours possible que les phénomènes qui agissent actuellement ou depuis 10 Ka viennent simplement détruire une forme plus ancienne et la recouvrir de sédiments. Cependant comme le taux d'érosion que nous avons calculé de 0.02 mm/an est présentement le seul résultat qui existe pour les terrasses de cryoplanation on ne peut le comparer à aucune autre étude effectuée sur des terrasses. Il en résulte que la question de l'âge des terrasses demeure encore à déterminer.

6.5 RÉSUMÉ DES SECTIONS 6.1 À 6.4

Afin de récapituler, examinons les résultats des analyses effectuées sur les échantillons de roches et de sédiments présentés dans les sections précédentes. Les résultats semblent confirmer que les sédiments qui couvrent les replats des terrasses proviennent de la météorisation du grès de la Formation Aklavik. Les raisons suivantes appuient cette affirmation.

- 1. Les analyses pétrographiques indiquent que la météorisation des fragments de roche contribuent au développement de micro-fissures dans un grand nombre de grains de quartz. Cette micro-fissuration est responsable de l'augmentation des espaces intergranulaires. Ces transformations physiques que subissent les fragments de grès réduisent leur cohésion et permettent leur désintégration en sédiments. La micro-fissuration d'un grain de quartz moyen (250 μm) fournit des sédiments de la taille des limons.**
- 2. Les analyses géochimiques effectuées sur les fragments de roche ont permis de déterminer qu'ils se composaient à 98% de silice et de très peu d'éléments secondaires à l'exception d'une petite quantité d'oxyde de fer et d'alumine. Les résultats des analyses de fluorescence-X des échantillons de sédiments de surface et des sédiments des forages sont relativement identiques entre eux et identiques aux résultats des fragments de roche. La silice prédomine toujours et représente près de 95% des sédiments grossiers et 75% des sédiments fins. Les éléments secondaires sont l'oxyde de fer et d'alumine. La composition géochimique des échantillons de sédiments est donc très homogène et relativement identique aux résultats des fragments de roche.**

- 3. Les analyses granulométriques démontrent que la composition des sédiments de surface et des sédiments de forages est identique avec 53% de sable et 47% d'argile et de limon. Aucune stratigraphie sédimentaire n'a pu être établie, indiquant ainsi que le type d'accumulation de sédiments sur les terrasses est demeuré constant et que cette accumulation fut graduelle.**
- 4. L'exoscopie des grains a permis d'observer la forme des sédiments ayant une taille inférieure à 62.5 μm , soit des sédiments les plus susceptibles d'avoir une origine éolienne. Ces particules sont relativement angulaires et ne ressemblent pas aux sédiments éoliens. Plusieurs particules possédaient des parcelles de faces cristallines observées sur les grains de quartz des sédiments de taille supérieure et sur les grains des fragments de grès.**
- 5. L'ensemble des analyses semble vérifier notre hypothèse que les sédiments qui recouvrent les terrasses proviennent de la météorisation du grès de la Formation Aklavik. Ceci dit, sachant approximativement l'âge de la matière organique retrouvée à la base des sédiments et l'épaisseur moyenne des sédiments qui recouvrent une terrasse moyenne, il a été possible de calculer un taux d'érosion de 0.02 mm/an. En supposant que cette valeur de météorisation soit demeurée constante tout au long du Quaternaire, le talus rocheux aurait seulement reculé d'environ 50 m, ce qui n'explique pas la largeur moyenne des terrasses de 285 m. Il semblerait donc que les terrasses aient une origine antérieure au Quaternaire.**

7- DISCUSSION

La discussion suivante comprend deux sections. Dans la première section, les étapes responsables de la météorisation du grès de la Formation d'Aklavik seront décrites. La chronologie des événements sera présentée à la deuxième section.

7.1 LES ÉTAPES DE LA MÉTÉORISATION

Des fluctuations climatiques ont existé tout au long du développement des terrasses. French et Harry (1992) présentent un modèle d'activité polycyclique pour les pédiments en milieu arctique durant le Pléistocène (figure 37). Ils affirment que les pédiments sont actifs lorsque les températures sont intermédiaires et que suffisamment d'humidité est disponible pour la gélifraction. Ils sont plutôt inactifs lorsque les températures sont extrêmes et que la disponibilité d'humidité est faible. Ce même modèle d'activité s'applique aux terrasses à l'étude. Les fluctuations climatiques à l'échelle de plusieurs milliers d'années entraînent des changements dans les processus qui agissent sur les terrasses. Le tableau 8 présente les différentes étapes élaborées à partir des processus dominants sur les terrasses. Les trois premières étapes agissent lorsque les températures sont moyennes et qu'il y a suffisamment d'humidité pour permettre la gélifraction. Ces étapes correspondent aux périodes d'activité telles que présentées par French et Harry (1992) à la figure 37. La dernière étape du tableau 8 se produit lorsque les températures sont extrêmes. Elle se déroule lors de périodes d'inactivité météoritique (figure 37).

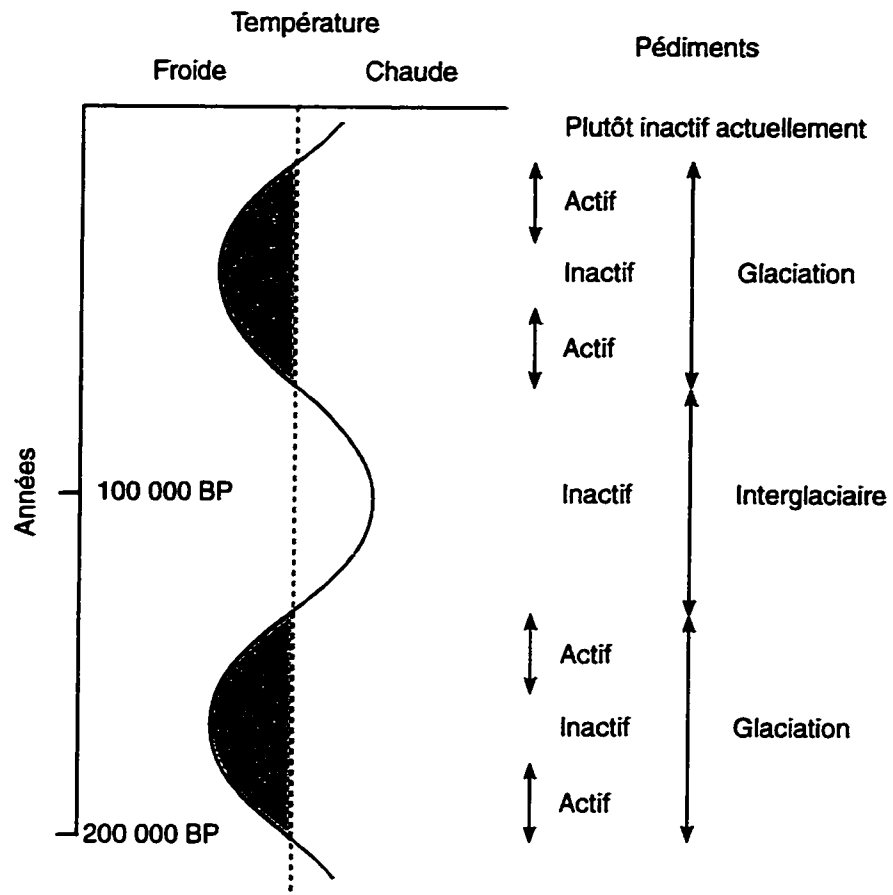


Figure 37. Diagramme illustrant les relations possibles entre les fluctuations climatiques et l'activité sur les pédiments en milieu arctique durant le Pléistocène. (Modifié de French et Harry, 1992).

TEMPÉRATURE MOYENNE	ÉTAPE 1	Processus dominant :	Gélifraction de la roche-mère exposée dans le talus ↓
		Résultat :	Production de blocs de grès angulaires et accumulation au pied du talus ↓
	ÉTAPE 2	Processus dominant :	Humidification et séchage des blocs ↓
		Résultat :	Micro-fissuration des grains et libération du sable / limon / argile ↓
	ÉTAPE 3	Processus dominant :	Ruissellement laminaire et concentré ↓
		Résultat :	Étalement du matériel fin sur le replat où il est fixé par le pergélisol et la matière organique (accumulation) ↓
TEMPÉRATURE EXTRÊME	ÉTAPE 4	Processus dominant :	Disparition de la couverture végétale – température froide Disparition du pergélisol – température chaude ↓
		Résultat :	Évacuation des sédiments (eau, vent) ↓

Tableau 8. Les étapes de la météorisation.

ÉTAPE 1

La fragmentation de la roche-mère est une des premières étapes de la météorisation du grès de la Formation Aklavik. Elle se manifeste sur le talus, là où affleurent les strates de grès. Le gel de l'eau qui s'est infiltrée dans les joints de la roche exposée, issus de la décompression ou de la stratification, contribue ainsi à la désintégration de la roche-mère et à la production de blocs anguleux de tailles variables. Le processus dominant à cette étape est la gélifraction. Vasiliyev (1994) reconnaît la gélifraction comme étant le processus initial de la météorisation en milieu froid. D'après Hallet et al., (1991) la période de temps nécessaire à la propagation de fractures et donc au détachement des fragments de la roche-mère, s'étend sur plusieurs décennies et même plusieurs siècles. Il semblerait que la période d'activité durant laquelle les fractures se développent, et durant laquelle les fragments de blocs sont produits, se situe à la fin de chaque période froide (Hallet et al., 1991). Les blocs anguleux produits par gélifraction sont par la suite accumulés au pied des talus. Ces blocs de taille variable s'accumulent à la base du talus sous l'effet de la gravité.

ÉTAPE 2

Les fragments de roche au pied du talus sont souvent partiellement enfouis dans la tourbe et fréquemment immergés dans l'eau de fonte issue des bancs de neige résiduelle au début de l'été. L'examen des lames minces de ces fragments de grès a révélé qu'un nombre important de grains de quartz possèdent des microfissures. Plusieurs processus de météorisation ont été reconnus comme ayant un rôle important dans la désintégration de la roche. Hall (1997) affirme qu'il n'existe pas un

seul et unique processus de météorisation, mais plutôt une synergie entre les différents processus responsables de la désintégration de la roche. La météorisation cryogénique, telle que définie par Hall et Lautridou (1991), est la combinaison de processus mécaniques et chimiques qui causent la désintégration de la roche en milieu froid. Les processus sont : l'interaction de la gélifraction et du sel (William and Robinson, 1991), l'humidification et séchage (Pissart et Lautridou, 1984; Hall et Hall, 1996), la dilatation thermique (Hall et Hall, 1991), l'altération chimique (Dixon et al., 1984) et l'altération biologique (Hall et Otte, 1990).

Bien qu'une synergie existe entre ces différents processus, nous attribuons un rôle dominant à l'humidification et au séchage des fragment de roche à cette étape dans la microfissuration des grains de quartz. En ce sens Matsuoka (1989, 1990, 1991) affirme aussi que la disponibilité d'humidité est le facteur environnemental le plus efficace pour la désintégration des roches. Le résultat de la fissuration des grains est la production de particules fines telle que déjà soulignée par Kuenen, 1969; Whalley, 1979; Konishchev, 1982; Pye, 1984; Pye et Sperling, 1983; Gipson, 1990; Pope, 1997.

A partir de la littérature et à partir de nos observations, il est possible de proposer le modèle suivant :

La libération des grains de sable de la roche-mère est préparée par l'élargissement de l'interface entre les grains. Cette étape ne se produit que quand la roche est exposée aux agents météoriques. Les processus cryogéniques responsables de ce

phénomène ne sont pas déterminés mais les immersions-émersions fréquentes ont certainement un rôle majeur dans la météorisation du grès. L'eau s'infiltré plus facilement dans les fissures élargies et éventuellement, la formation de glace interstitielle écarte les grains les uns des autres. La décompression et la dilatation thermique pourraient être aussi des facteurs qui affaiblissent la cohésion de la roche-mère et des grains qui la composent.

Par la suite se produit la réduction de certains grains de quartz de la taille des sables à celle des limons et des argiles. Le phénomène apparaît dès le début de la météorisation de la roche, lorsque l'espacement inter-granulaire augmente. Il est probable qu'à ce moment-là, l'infiltration d'eau interstitielle et son gel entraînent des pressions suffisamment fortes pour provoquer une fissuration des grains de quartz.

Finalement, la libération des grains de la roche donnent des sédiments de la taille des limons, des sables et des argiles. Il en résulte que les sédiments accumulés sur les replats des terrasses proviennent de cette météorisation.

Les bancs de neige résiduelle ont un rôle indirect dans la genèse des terrasses (St-Onge, 1969; Czudek, 1995). En fait, il existe actuellement une discussion portant sur le rôle de la nivation dans le développement des terrasses de cryoplanation et de l'utilisation adéquate de ce terme (Hall, 1998). Nous ne croyons pas que la neige ait un rôle direct dans le développement des terrasses. La fonte de cette neige, toutefois, humidifie préférentiellement certains endroits, tels que le pied des talus, contribuant ainsi indirectement à la météorisation des blocs. La météorisation qui

s'attaque aux fragments de blocs à la base des talus n'est pas causée directement par la neige mais est plutôt concentrée à cet endroit grâce à la présence du banc de neige. Plusieurs auteurs (Priesnitz, 1988; Thorn, 1992; French et Harry, 1992; Hall et Hall, 1996; French, 1996; French et Guglielmin, 1999; Prick, 1997) affirment que la présence d'eau est un facteur majeur contribuant à l'accélération de la gélifraction. Il est donc naturel qu'une activité plus intensive soit constatée à cet endroit. Berrisford (1991) a démontré que la production de débris à l'emplacement de plaques de neige est de 3 à 5 fois plus importante qu'à des endroits éloignés d'un banc de neige. Un rôle indirect est aussi attribué au pergélisol. Il permet d'imperméabiliser la surface des terrasses ce qui, crée des bassins d'eau au pied des talus, où seront immergés les fragments de roche détachés. Le pergélisol a donc un rôle important dans la météorisation du grès de la Formation d'Aklavik mais il ne joue pas nécessairement un rôle dans le développement des terrasses.

ÉTAPE 3

A cette étape, le matériel produit par l'altération de la roche est évacué du pied des talus. Le ruissellement laminaire sur les terrasses supérieures et le ruissellement concentré sur les terrasses inférieures est le processus dominant. Ce processus étale les sédiments sur les terrasses et il empêche le pied du talus d'être enseveli. Le matériel fin étalé sur les replats est retenu par la tourbe et le pergélisol où il est accumulé pendant plusieurs milliers d'années. Certains auteurs (Reger et Péné, 1976) affirment que le pergélisol est nécessaire au développement des terrasses alors que d'autres (Demek, 1969) n'y croient pas. Dans le cadre de cette étude nous avons constaté que le pergélisol permet de retenir les sédiments qui recouvrent les

terrasses et qu'il empêche les processus de transport d'évacuer complètement les sédiments qui recouvrent les replats.

ÉTAPE 4

Les processus agissant à cette étape interviennent seulement lorsque des températures extrêmes existent. Durant ces périodes, la météorisation est inactive et il n'existe aucune production de sédiments. Le matériel antérieurement produit et accumulé sur les replats des terrasses est évacué par des agents de transport tels que l'eau et/ou le vent. Des températures chaudes font disparaître le pergélisol et permettent aux sédiments d'être emportés par l'eau issue de la fonte. D'autre part, les températures extrêmement froides telles celles qui se manifestent lors des maximum glaciaires, contribuent à la disparition de la matière organique et exposent les sédiments aux effets du vent.

7.2 CHRONOLOGIE

7.2.1 SITUATION À L'Holocène

McCulloch, (1966), Detterman, (1970), Cwynar, (1982) et Ritchie et al., (1983) ont présenté des preuves qu'un intervalle de temps ayant des températures plus chaudes eut lieu au début de l'Holocène, vers 9000 ans BP. Les dates au C^{14} de la matière organique trouvée à la base des forages permettent de supposer que durant cette période un horizon organique s'est développé sur les replats (figure 38a). La météorisation de la roche-mère au début de l'Holocène n'était probablement pas très active puisqu'un horizon organique a pu se développer. L'accumulation des sédiments d'une épaisseur moyenne d'environ 30 cm qui ont recouvert l'horizon organique, indique que depuis le début de l'Holocène, une certaine activité de météorisation a eu lieu. Les analyses granulométriques et géochimiques des sédiments démontrent qu'un seul processus de déposition a été responsable de la mise en place de ces sédiments, et qu'ils n'ont qu'une origine. De plus quoiqu'une certaine activité de météorisation existe actuellement sur les terrasses, il semblerait qu'elle ait déjà été plus intensive puisqu'un horizon organique moderne en surface est bien développé (figure 38b).

7.2.2 SITUATION PENDANT LA PÉRIODE GLACIAIRE

L'inlandsis laurentidien lors de sa limite maximale, estimée par Lemmen et al. (1994) à 30 Ka, se trouvait à moins de 2 km des terrasses étudiées. De plus, l'étude pollinique de Cwynar (1982) à Hangning Lake montre que de 30 Ka à 11 Ka BP, le paysage était semi-aride. Donc, lors du maximum glaciaire il y avait probablement très peu d'eau qui provenait de la fonte de la neige. On peut en

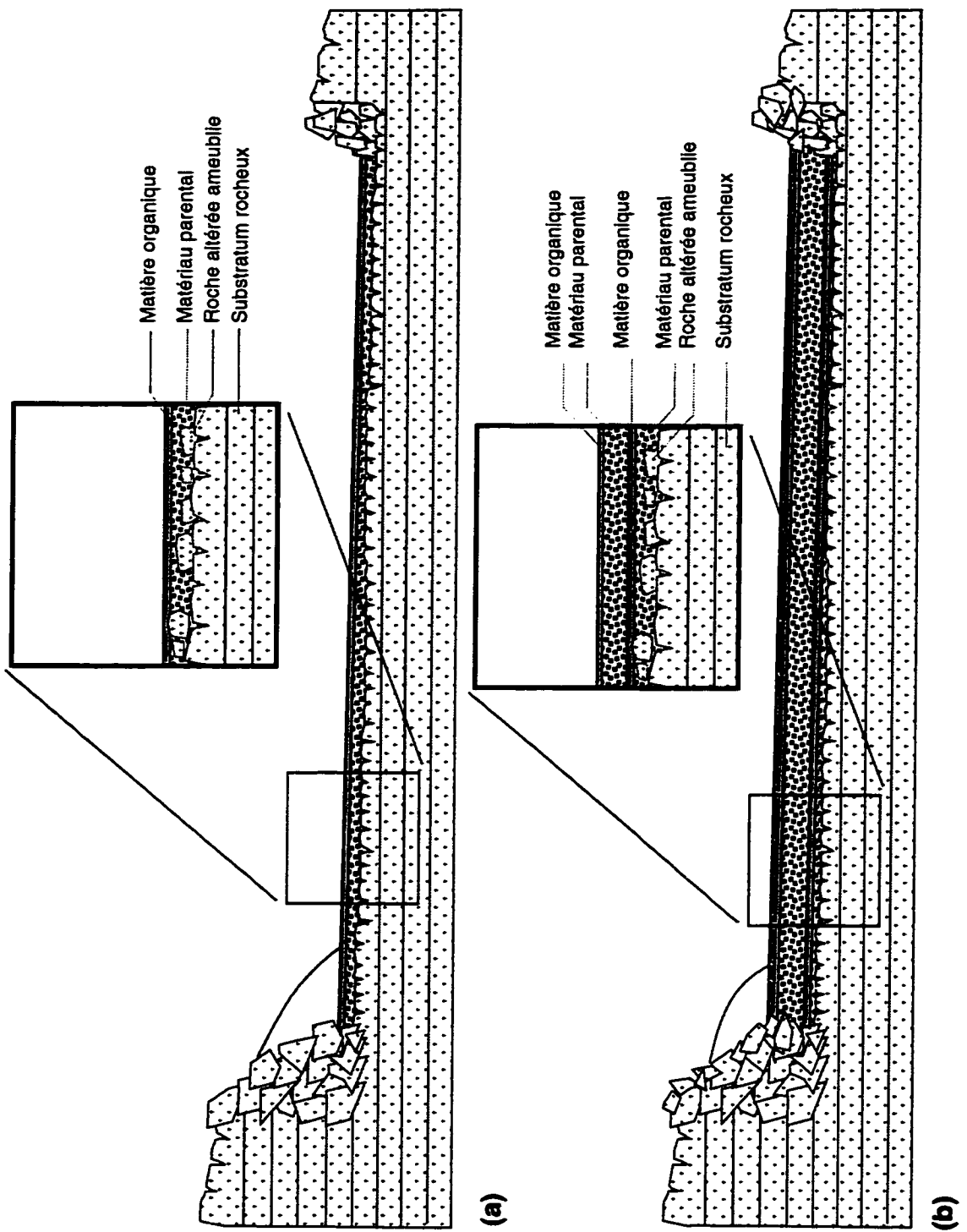
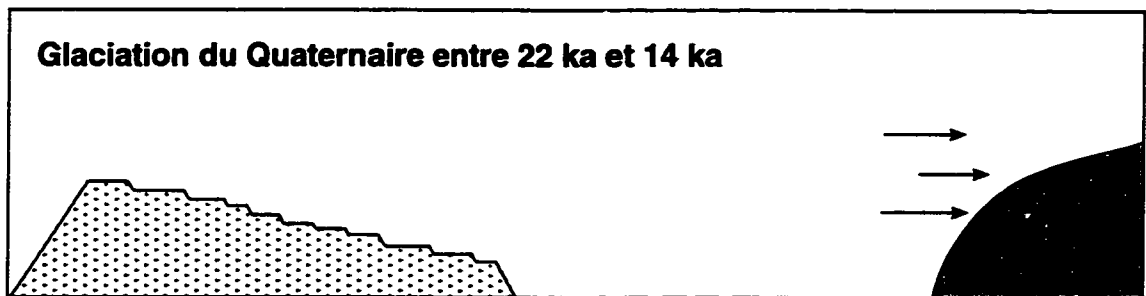


Figure 38. Situation Holocène (a); Situation moderne (b)

déduire qu'en l'absence d'eau, les processus d'érosion n'étaient probablement pas très actifs et que peu de matériel était produit à cette époque. Il est ainsi facile d'imaginer que pendant cette période, les vents catabatiques causés par la proximité des glaces ont balayé, enlevé et transporté le matériel qui recouvrait les terrasses (figure 39a) et qui aurait été produit lors d'une période d'activité antérieure. Le retrait de l'inlandsis laurentidien et l'amélioration des conditions climatiques locales, ont permis par la suite, une reprise de l'activité météoritique (figure 39b)



(a) Extension maximale de l'inlandsis laurentidien, déflation éolienne des sédiments qui recouvrent les replats causés par les vents catabatiques provenant du glacier.



(b) Retrait de l'inlandsis laurentidien

Figure 39. Situation au Pléistocène.

7.3 INITIATION DES TERRASSES

QUAND LES TERRASSES ONT-ELLES COMMENCÉ À SE DÉVELOPPER ?

Le taux d'érosion calculé à la section 6.4 est de 20 mm/1000 ans et semble indiquer que les terrasses pourraient avoir une origine Tertiaire. Dans ce cas, les terrasses se seraient développées dans un environnement différent du présent. Certains indices semblent indiquer que les terrasses à l'étude auraient pu commencer à se former avant le début du Quaternaire, soit vers la fin du Tertiaire, au Pliocène. De plus, Duk-Rodkin et Hughes, (1994), démontrent que des vestiges de pédiments datant du Tertiaire existent dans les monts Richardson. La topographie générale et la pente de l'ensemble des terrasses évoquent la topographie de pédiments. Il se pourrait donc que les terrasses à l'étude entaillent la surface Tertiaire et laissent subsister quelques lambeaux de cette paléo-surface.

La figure 40 schématise les étapes de la naissance des terrasses. Il est largement accepté qu'au début de la période du Tertiaire, soit à l'Éocène, un climat humide et chaud régnait en Amérique du Nord. À cette période, une topographie de pénéplaine existait. Les latitudes élevées possédaient un sol soit luvisoloque ou podzolique (Tarnocai et Schweger, 1991), qui était dominé par des conifères géants et une forêt décidue (J.S. Vincent, 1982). Un régolite s'était mis en place à cette période (Figure 40a). Il se pourrait que les figures polygonales sur les blocs arrondis se soient mises en place à cette période, si on admet l'hypothèse de Twidale et Bourne (1975). Entre l'Oligocène et le Miocène le climat s'est refroidi graduellement, suite à l'érection des monts St-Élias, vers 4.5 Ma. Les latitudes élevées de l'hémisphère-nord, antérieurement colonisées par des forêts denses furent remplacées par une

végétation herbacée (Tamocai et Schweger, 1991). Au Pliocène, un climat froid et relativement sec lorsque comparé au climat qui existait au début du Tertiaire, dominait les latitudes élevées (Wolfe et Poore, 1982). Le paléosol Tertiaire sur lequel s'était développée une végétation dense s'érodait et est probablement devenu relativement mince (Tamocai et Schweger, 1991). Le relief de pénéplaine s'est transformé peu à peu en un relief de pédiments. La roche-mère antérieurement érodée sous le régolite Tertiaire se trouve exposée (Figure 40b). Les diaclases, ou les fractures dans cette roche dénudée, ont été des endroits propices à l'accumulation aléatoire de la neige et au développement de combes à neige. Ces combes seraient responsables du développement initial des terrasses (figure 40c). L'accumulation de neige et l'humidification préférentielle des talus pendant plusieurs milliers d'années ont permis aux processus de météorisation d'attaquer la roche-mère exposée et de développer d'avantage les terrasses (figure 40d-e). Des lambeaux de cette ancienne surface Tertiaire sont peut-être visibles aujourd'hui entre les terrasses (figure 41). La pente générale des terrasses de 6° correspondrait à une topographie de pénéplaine typique du Tertiaire.

L'érosion fluviale au Quaternaire a entaillé le relief sur lequel les terrasses de Bug Creek se sont développées. Il en est de même ailleurs au Yukon (Lauriol et Godbout (1988). L'incision fluviale s'avère un processus très peu favorable au maintien des terrasses. Cependant, elle est moins destructive que l'érosion glaciaire. En effet on peut se demander si les glaciations du Pléistocène n'ont pas érodé des terrasses datant du Tertiaire qui se trouvaient dans ces régions.

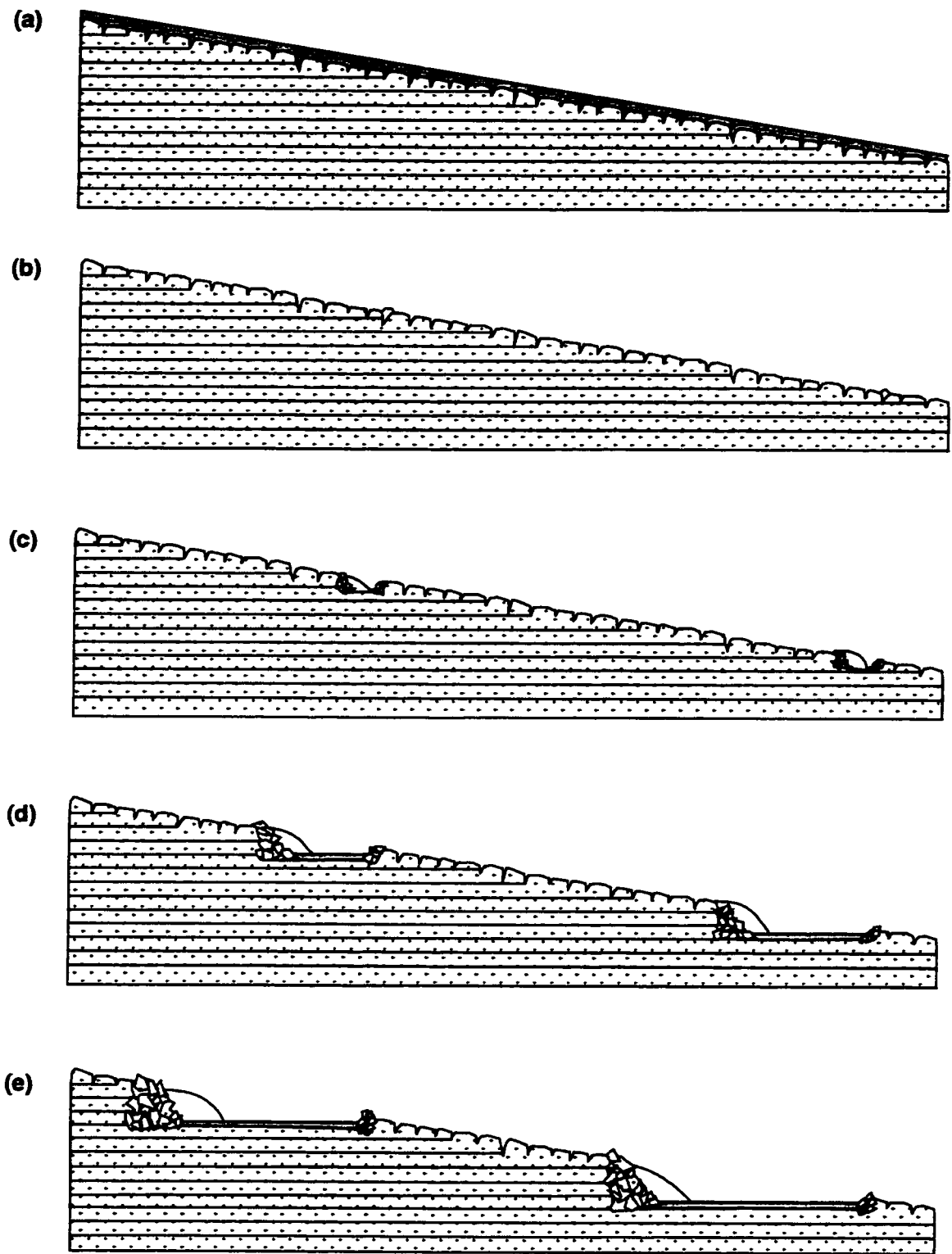
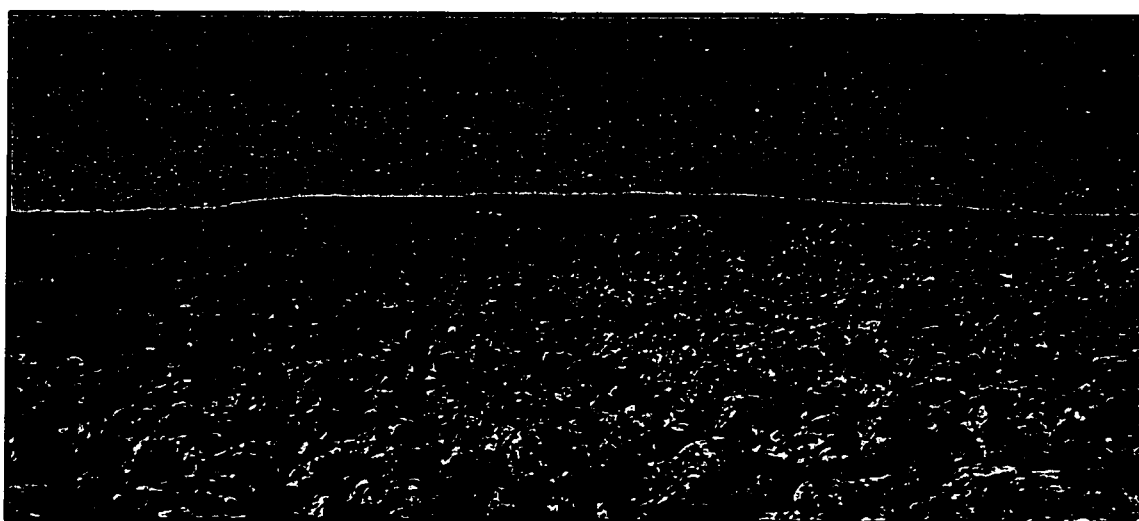


Figure 40. Les étapes de la genèse des terrasses Bug Creek



(a)



(b)

Figure 41. Ancienne surface Tertiaire (?) vue de l'hélicoptère (a); vue du sol (b).

8. CONCLUSIONS

En résumé, cette étude contribue à la compréhension de la genèse de ces formes. Elle présente plusieurs nouveaux résultats, importants pour les raisons suivantes:

- 1- Les sédiments qui recouvrent les terrasses de Bug Creek proviennent de la météorisation locale du grès de la Formation Aklavik du Groupe de Bug Creek.**
- 2- La microfissuration des grains est importante dans les régions arctiques. Elle se produit au sein-même de la roche-mère sous l'effet de contraintes environnementales, et plus particulièrement du à l'humidification et au séchage de la roche.**
- 3- La météorisation du grès de la Formation d'Aklavik du Groupe Bug Creek produit des sédiments de la taille des sables (42%), des limons (53%) et des argiles (5%).**
- 4- Les datations au ^{14}C de la matière organique récupérée dans les forages effectués sur les terrasses permettent de dater la mise en place des sédiments qui recouvrent actuellement les terrasses à environ 5397 ± 84 BP et peut-être même avant, soit à environ 9420 ± 90 BP.**
- 5- Les sédiments produits par la météorisation de ces versants avant la dernière période glaciaire ont pu être au cours de cette période une source de loess.**
- 6- Un taux moyen d'érosion du talus des terrasses de 0.02 mm/an a été calculé. En supposant que ce taux soit demeuré relativement constant tout**

au long de la période du Quaternaire il suggère que les terrasses aient commencé à se former au Tertiaire.

- 7- Même si les terrasses de cryoplanation sont un milieu de faible énergie, les processus d'érosion à long terme y sont très efficaces.**

BIBLIOGRAPHIE

- Berrisford, M.S.** 1991. Evidence for enhanced mechanical weathering associated with seasonally late-lying perennial snow patches, Jotunheimen, Norway. *Permafrost and Periglacial Processes*, 2 : 331-340.
- Bostock, H.S.** 1966. Notes on glaciation in central Yukon Territory. Geological Survey of Canada, 65-36, 18 p.
- Büdel, J.** 1982. *Climatic Geomorphology*, Princeton University Press.
- Burn, C.R.** 1993. Permafrost, tectonics and past and future regional climate change. Yukon and adjacent Northwest Territories. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 31: 182-191.
- Burn, C.R.** 1997. Cryostratigraphy, paleogeography, and climate change during the early Holocene warm interval, western arctic coast, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 34 : 912-925.
- Cwynar, L.C.** 1982. A Late-Quaternary vegetation history from Hanging Lake, Northern Yukon. *Ecological Monographs*, 52 : 1-24.
- Czudek, T.** 1995. Cryoplanation terraces - A brief review and some remarks. *Geografiska Annaler*, 77 : 95-105.
- Demek, D.D.** 1969a. Cryoplanation terraces, their geographical distribution, genesis and development. *Nakladatelstvi Ceskoslovenke Akademie*, 79 : 1-80.
- Demek, D.D.** 1969b. Cryoplanation terraces in Yacutia. *Biuletyn Peryglacialny*, 17 : 91-116.
- Detterman, R.L.** 1970. Early Holocene warm interval in Northern Alaska. *Arctic*, 23 : 130-132.
- Duk-Rodkin, A., Hughes, O.L.** 1994. Tertiary-Quaternary drainage of the pre-glacial Mackenzie Basin. *Quaternary International*, 22/23 : 221-241.
- Dyke, A.S., Prest, V.K.** 1987. Late Wisconsinian and Holocene retreat of the Laurentide ice sheet. 1 : 5 000 000 : Geological Survey of Canada, map 1702A.
- Eakin, H.M.** 1916. The Yukon - Koyukuk region, Alaska. United States Geological Survey, Bulletin 631 : 67-88.
- Environnement Canada.** 1998. Canadian Climate Normals, temperature and precipitation 1957-1990. Inuvik, Northwest Territories. Canadian Meteorological Centre, climate and water information, Ottawa.
- French, H.M.** 1996. *The periglacial environment*. Longman, 2nd Edition.
- French, H.M., Guglielmin, M.** 1999. Observation on the ice-marginal periglacial geomorphology of Terra Nova Bay, Northern Victoria Land, Antarctica. *Permafrost and Periglacial Processes*, 10 : 331-347.
- French, H.M., Harry, D.G.** 1992. Pediment and cold-climate conditions, Barn Mountains, unglaciated Northern Yukon, Canada. *Geografiska Annaler*, 74A : 145-157.
- Frenzel, B.** 1959. Die vegetations-und landschaftszonen Nord-Eurasiens während der letzten eiszeit und während des postglazialen wärmezeit. I. Teil : *Allgemeine Grundlagen*, Akademie der

- Gipson, M., jr. 1990. Granophytic fabric : A possible source of quartz silt. Geological Society of America, Abstract with Programs, 22 : 39.**
- Grosso, S.A., Corte, A.E. 1991. Cryoplanation surfaces in the Central Andes at Latitude 35° S. Permafrost and Periglacial Processes, 2 : 48-58.**
- Hall, K. 1997. Rock temperatures and implications for cold region weathering. I : New data from Viking Valley, Alexander Island, Antarctica. Permafrost and Periglacial Processes, 8 : 69-90.**
- Hall, K. 1998. Nivation or cryoplanation : Different terms, same features? Polar Geography, 22(1) : 1-16.**
- Hall, K., Hall, A. 1991. Thermal gradient and rock weathering at low temperatures : Some simulation data. Permafrost and Periglacial Processes, 2 : 103-112.**
- Hall, K., Hall, A. 1996. Weathering by wetting and drying : Some experimental results. Earth Surface Processes and Landforms, 21 : 365 - 376.**
- Hall, K., Lautridou, J-P. 1991. Introduction – Cryogenic weathering. Permafrost and Periglacial Processes, 2 : 269-270.**
- Hall, K., Otte, W. 1990. A Note on biological weathering on nunataks of the Juneau icefield, Alaska. Permafrost and Periglacial Processes, 1 : 189-196.**
- Hallet, B., Walder, J.S., Stubbs, C.W. 1991. Weathering by segregation ice growth in microcracks at Sustained sub-zero temperature : Verification from an experimental study using acoustic emissions. Permafrost and Periglacial Processes, 2 : 283-300.**
- Hopkins, D.M., Matthews J.V. jr., Schwegger, C.E. and Young S.B. 1982. Paleocology of Beringia. New York : Academic Press, 489 pages.**
- Konishchev, V.N. 1982. Characteristics of cryogenic weathering in the permafrost zone of the European USSR. Arctic and Alpine Research, 14 : 261-265.**
- Kozmin, N.M. 1890. O lednikovykh yavleniyakh v Olekminsko-Vitimskoy gornoy stane i o svyazi ikh s obrazovaniyem zolotnosnykh rossypay. Izvestiya Vostochno-Sibirskogo otdela imperatorskogo Russkogo Geograficheskogo obshchestva, 21 (1).**
- Kuenen, Ph.H. 1969. Origin of quartz silt. Journal of Sedimentary Petrology, 39 : 1631-1633.**
- Lamirande, I., Lauriol, B., Lalonde, A.E., Clark, I.D. 1999. La production de limon sur des terrasses de cryoplanation dans les monts Richardson, Canada. Revue canadienne des sciences de la Terre, 36 : 1645-1654.**
- Lauriol, B., Lalonde, A. E., Dewez, V., 1997. Weathering of quartzite on a cryoplanation terrace in Northern Yukon, Canada. Permafrost and Periglacial Processes, 8 : 147-153.**
- Lauriol, B. et Godbout, L. 1988. Les terrasses de cryoplanation dans le nord du Yukon : Distribution, genèse et âge. Géographie Physique et Quaternaire, 42 : 303-314.**
- Lemmen, D.S., Duk-Rodkin, A., Bednarski, J.M. 1994. Late glacial drainage systems along the northwestern margin of the Laurentide ice sheet. Quaternary Science Review, 13 : 805-828.**
- Lindholm, R.C. 1987. A practical approach to sedimentology. London: Allen & Unwin.**

- Matsuoka, N. 1989. Mechanism of rock breakdown by frost action: An experimental approach. Cold Regions Science and Technology, 17 : 253-270.**
- Matsuoka, N. 1990. The rate of bedrock weathering by frost action: Field measurements and a predictive model. Earth Surface Processes and Landforms, 15 : 73-90.**
- Matsuoka, N. 1991. A model of the rate of frost shattering : Application to field data from Japan, Svalbard and Antarctica. Permafrost and Periglacial Processes, 2 : 271-281.**
- McBride, E.F., 1989. Quartz cement in sandstone : A review. Earth Science Reviews, 26 : 69-112.**
- McCulloch, D., Hopkins, D.M. 1966. Evidence for an early recent warm interval in northwestern Alaska. Geological Society of America Bulletin 77 : 1089-1108.**
- Murton, J.B., French, H.M., Lamothe, M. 1997. Late Wisconsinan erosion and eolian deposition, Summer Island Area, Pleistocene Mackenzie delta, Northwest Territories – optical dating and implications for glacial chronology. Canadian Journal of Earth Sciences, 34 : 190-199.**
- Nelson, E.F. 1998. Cryoplanation terrace orientation In Alaska. Geografiska Annaler, 80 : 135-151.**
- Norris, D.K., 1975. Geology of Aklavik, 1 :250 000, Ottawa : Geological Survey of Canada, map 1517A.**
- Padalka, G.L. 1928. High terraces in the Northern Ural Mountains (in Russian), Geologicheskogo Komiteta Vestnik, 3(4) : 9-15.**
- Pissart, A. et Lautridou, J.P. 1984. Variation de longueur de cylindre de pierre de Caen (calcaire bathonien) sous l'effet de séchage et d'hummidification. Zeitschrift für Geomorphologie, 49 : 111-116.**
- Pope, G.A. 1997. Internal Weathering in Quartz Grains, Earth Surface Processes and Landforms. 2 : 315-337.**
- Poulton, T.P., Leskiw, K., Audretsch, A., 1982. Stratigraphy and microfossils of the Jurassic Bug Creek Group of Northern Richardson Mountains, Northern Yukon and adjacent Northwest Territories. Geological Survey of Canada, Bulletin 325.**
- Priesnitz, K. 1988. Cryoplanation. Advances in Periglacial Geomorphology. John Wiley & sons Ltd, 3 : 49-67.**
- Prick, A. 1997. Critical degree of saturation as a threshold moisture level in frost weathering of limestones. Permafrost and Periglacial Processes, 8 : 91-99.**
- Pye, K. 1987. Eolian and dust deposits. Academic Press. London. 334 pages.**
- Pye, K., et Sperling, C.H.B. 1983. Experimental investigation of silt formation by static breakage process : The effects of temperature, moisture, and salt on quartz dune sand and granitic regolith. Sedimentology, 34 : 267-282.**
- Rampton, V.N. 1982. Quaternary geology of the Yukon Coastal Plains. Geological Survey of Canada, Bulletin 317, 49 p.**
- Rampton, V.N. 1982. Quaternary geology of the Yukon Coastal Plains, 1 : 250 000, Ottawa : Geological Survey of Canada, map 1503A.**

- Rapp, A.** 1960. Talus slopes and mountain walls at Tempelfjorden, Spitsbergen. *Norsk Polarinstitutts Skrifter*, **119** : 96.
- Reger, R.D., et Péwé, T.L.** 1976. Cryoplanation terraces : indicators of a permafrost environment. *Quaternary Research*, **6** : 99-109.
- Ritchie, J.C., Cwynar, L.C. et Spear, R.W.** 1983. Evidence from Northwest Canada for an Early Holocene Milankovitch thermal maximum. *Nature*, **305** : 126-128.
- St-Onge, D.A.** 1969. Nivation landforms. *Geological Survey of Canada*, **69-30** : 12.
- Tarnocai, C., Schweger, C.E.** 1991. Late Tertiary and Early Pleistocene paleosols in Northwestern Canada. *Arctic*, **44** : 1-11
- Thorn, C.E.** 1992. Periglacial geomorphology; What, where, when ? J.C. Dixon and A.D. Abrahams, eds., *Periglacial Geomorphology*, 1-30.
- Twidale C.R., Bourne, J.A.** 1975. The subsurface initiation of some minor granite landforms. *Journal of the Geological Society of Australia*, **22** : 477-484.
- Vardy, S.R., Warner, B.G., Aravena, R.** 1998. Holocene climate and the development of subarctic peatland near Inuvik, Northwest Territories, Canada. *Climate Change*, **40** : 285-313.
- Vasiliyev, A.A.** 1994. Quantitative estimation of cryogenic weathering energy. *Permafrost and Periglacial Processes*, **5** : 67-70.
- Vincent, J.S.** 1982. The Quaternary history of Banks Island, N.W.T., Canada. *Géographie Physique et Quaternaire*, **36** : 209-232.
- Vincent, J.S.** 1989. Continental ice advances in Northwestern Canada and their significance to interior basins in the Yukon. *U.S. Geological Survey, Circular 1026* : 18-21.
- Washburn, A.L.** 1979. *Geocryology – A survey of periglacial processes and environments*. Edward Arnold, London, 406 pages.
- Whalley, W.B.** 1979. Quartz silt production and sand grain textures from fluvial and glacial environments. *Scanning Electron Microscopy*, **1** : 547-554.
- Williams, R.B.G., et Robinson, D.A.** 1991. Frost weathering of rocks in the presence of salt – a review. *Permafrost and Periglacial Processes*, **2** : 347-353.
- Wolfe, J.A., Poore, R.Z.** 1982. Tertiary marine and nonmarine climatic trends. *Climate in Earth History*. Washington, D.C. :National Academy Press. 154-158.
- Wray, R.A.**, 1997. Quartzite dissolution: Karst or pseudokarst? *Cave and Karst Science*, **24** : 81-86.

ANNEXE 1

PARAMÈTRES D'OPÉRATION DE L'APPAREIL LECOTRAC ASVR LT-100

Lecotrac ASVR LT-100

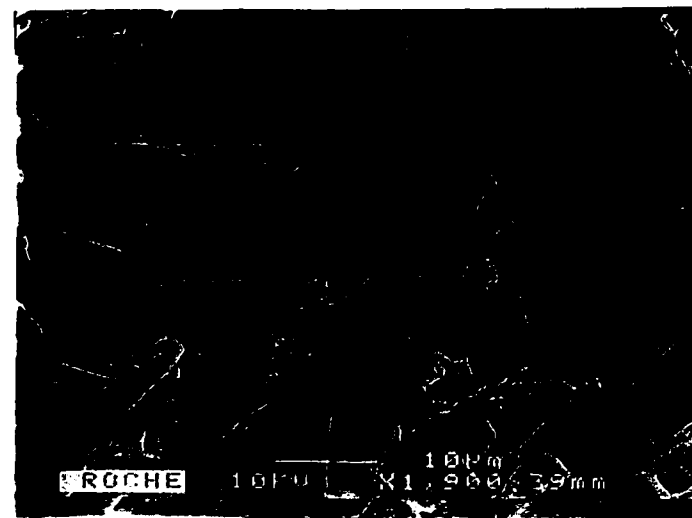
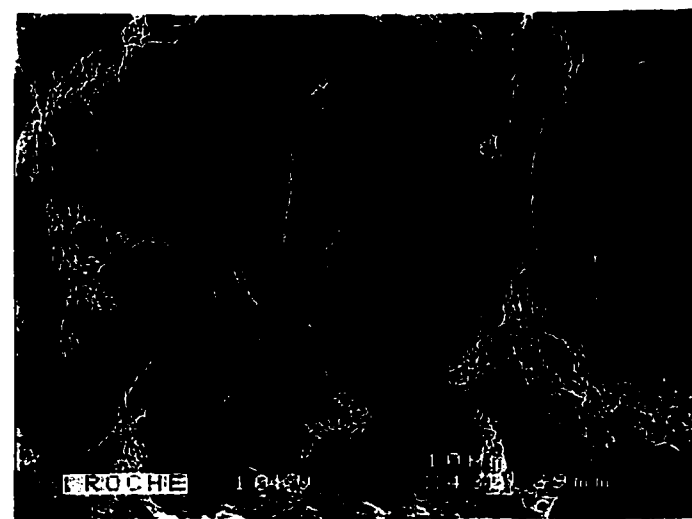
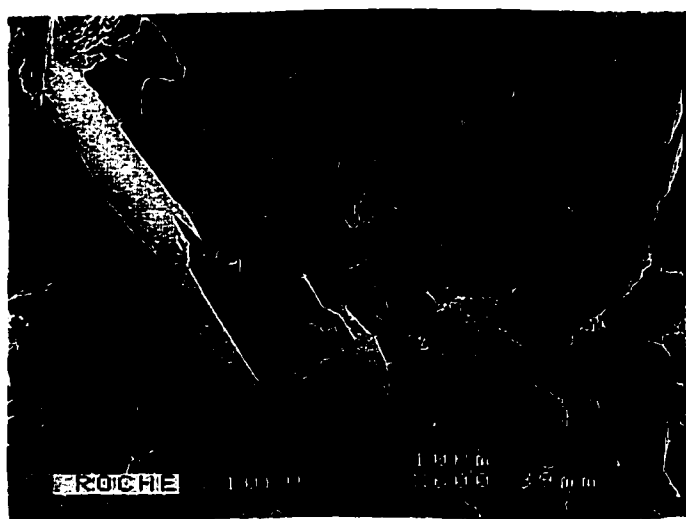
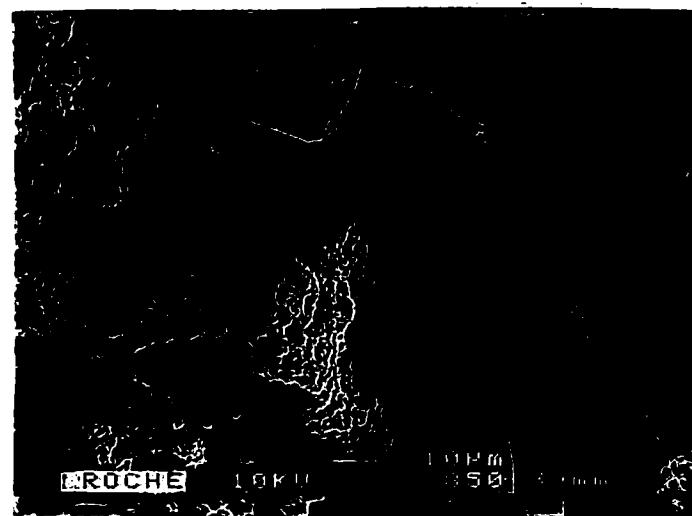
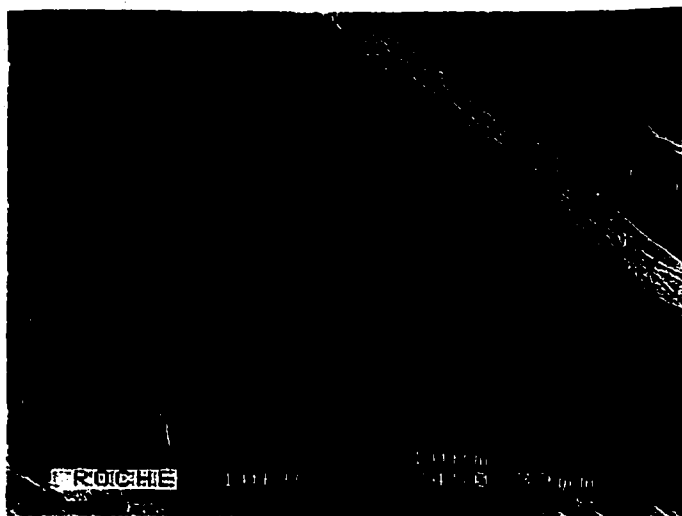
Taux d'écoulement:	40 ml/sec
Fluide:	Eau
Indice de réfraction du fluide:	1.33
Facteur de charge:	0.88
Diaphanéité:	Transparentes
Indice de réfraction des particules:	1.64
Forme des particules :	Irrégulière

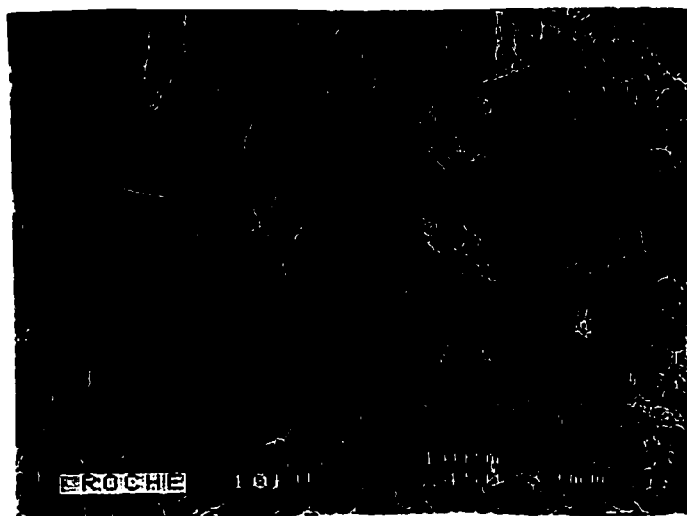
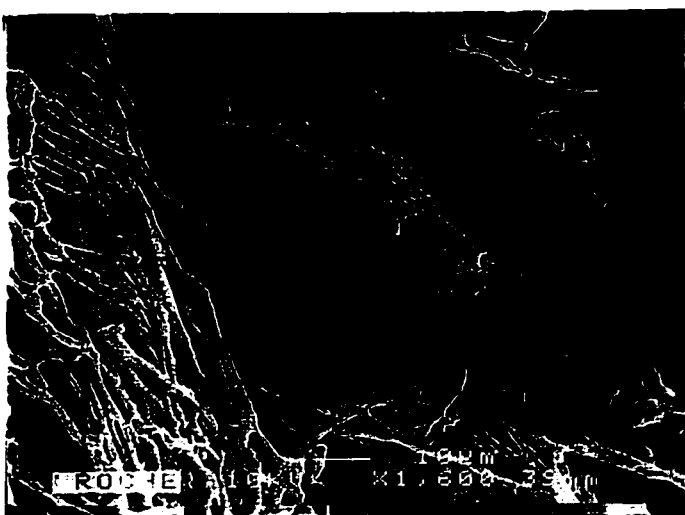
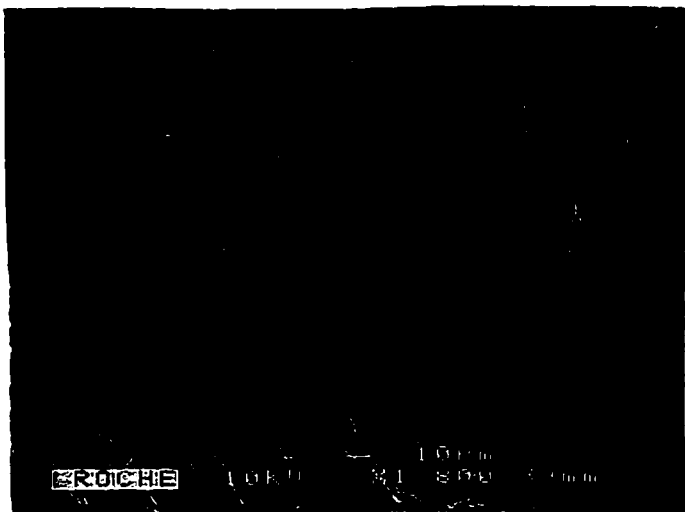
ANNEXE 2

EXOSCOPIE DES GRAINS DE QUARTZ

ANNEXE 2A

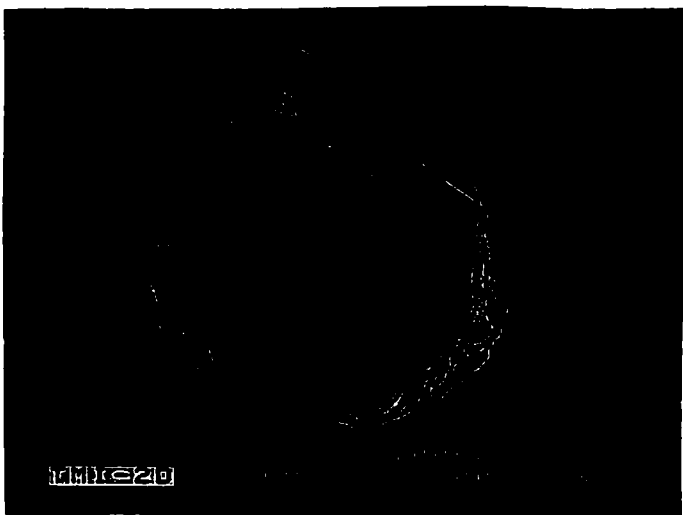
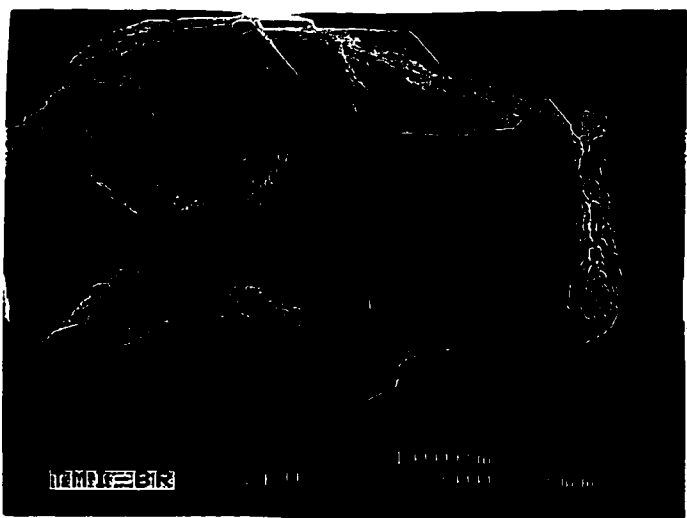
EXOSCOPIE DES GRAINS DE QUARTZ DES FRAGMENTS DE ROCHE

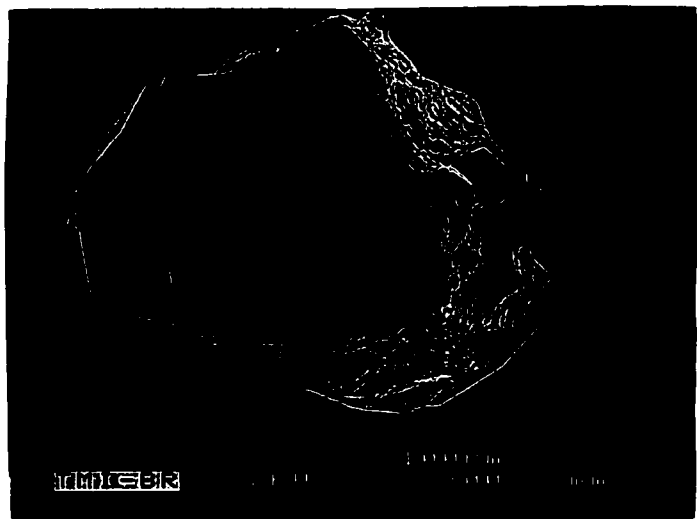
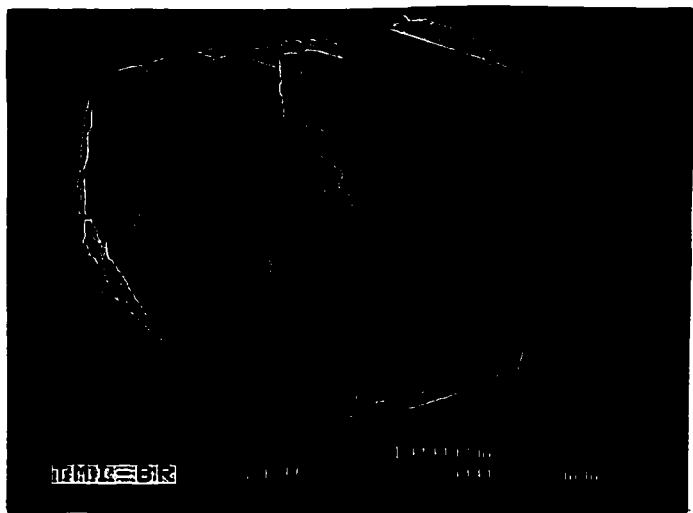


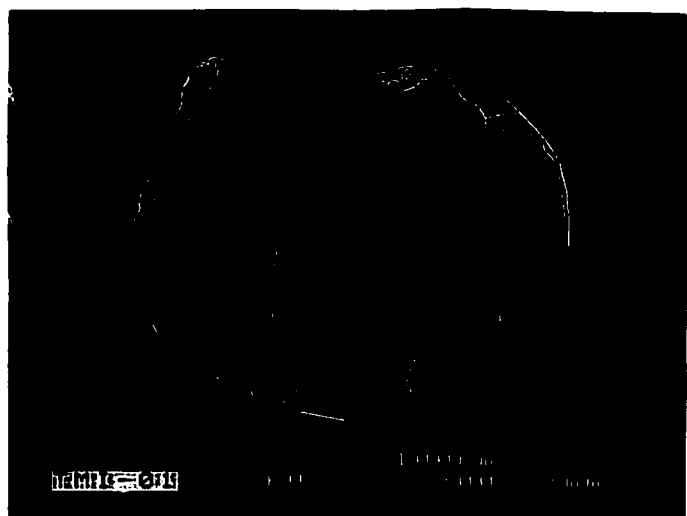
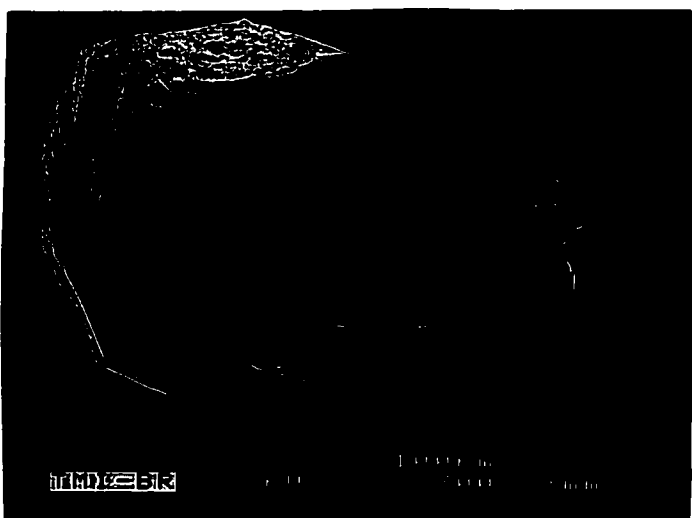


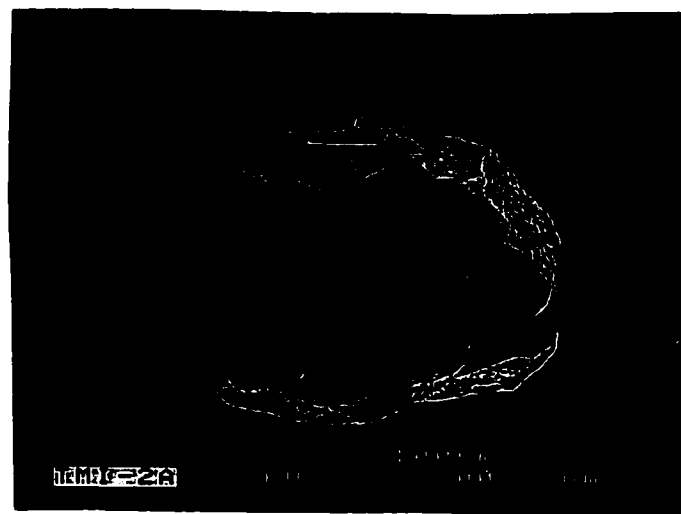
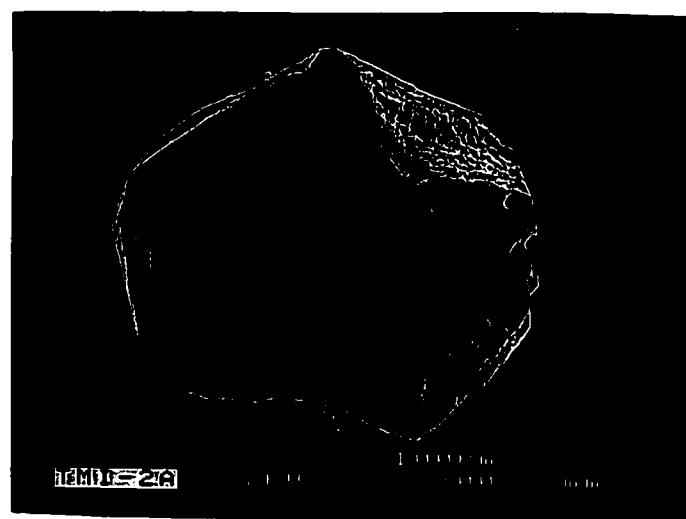
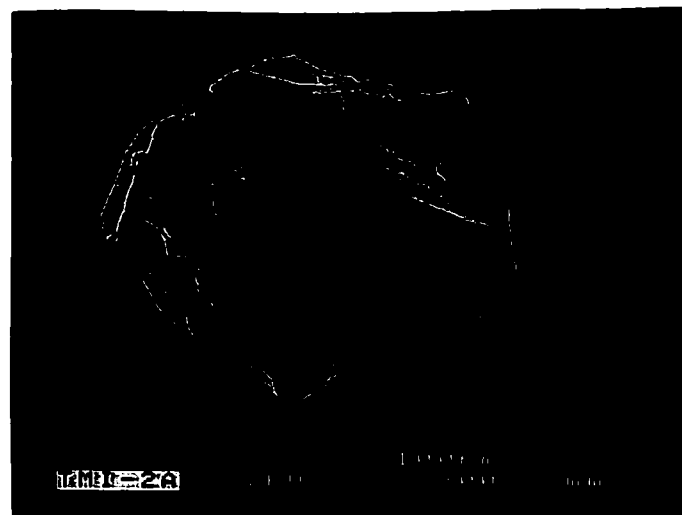
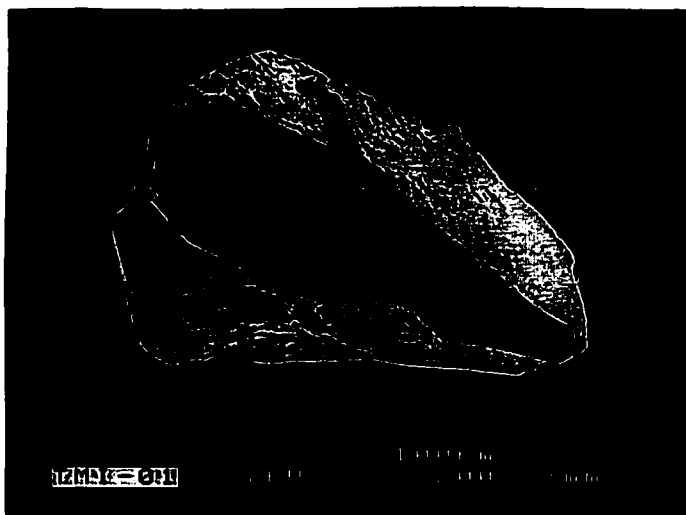
ANNEXE 2B

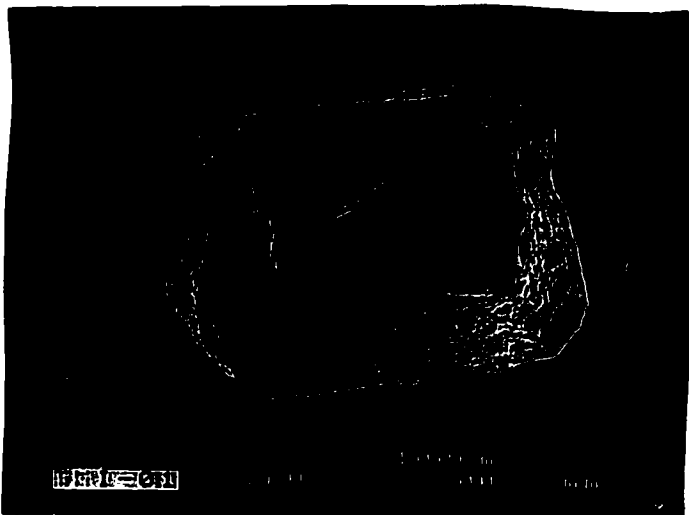
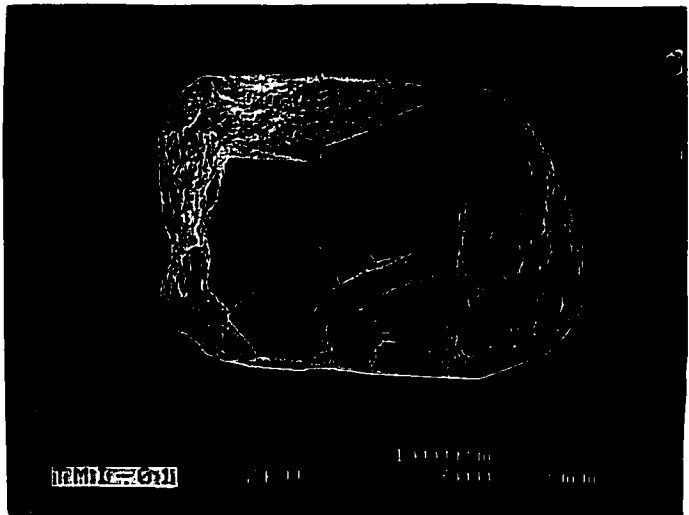
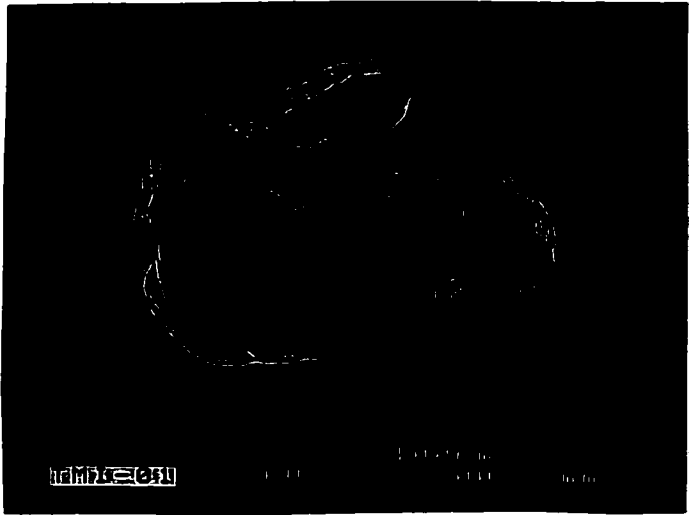
**EXOSCOPIE DES GRAINS DE QUARTZ DES
SÉDIMENTS DE SURFACE
DE TAILLE SUPÉRIEURE À 62.5 μm**

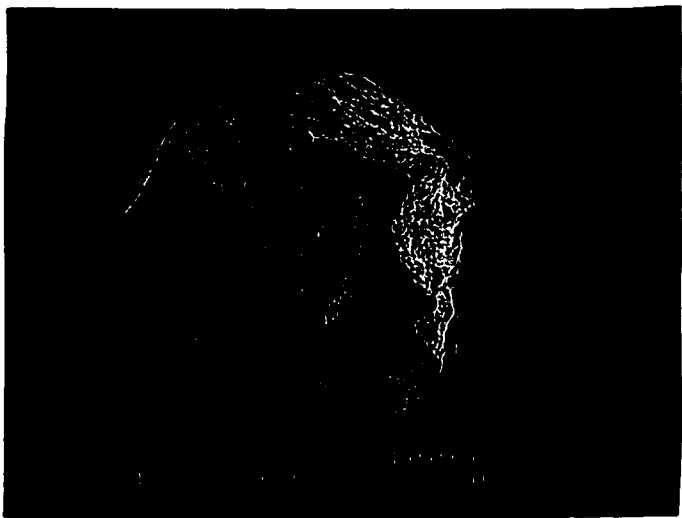
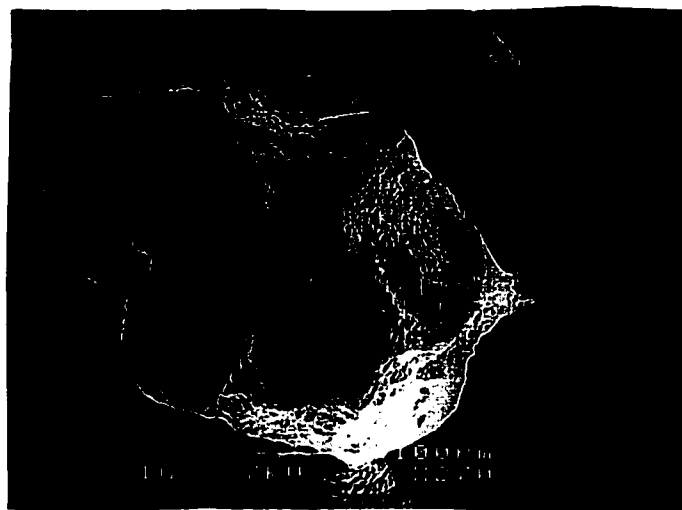






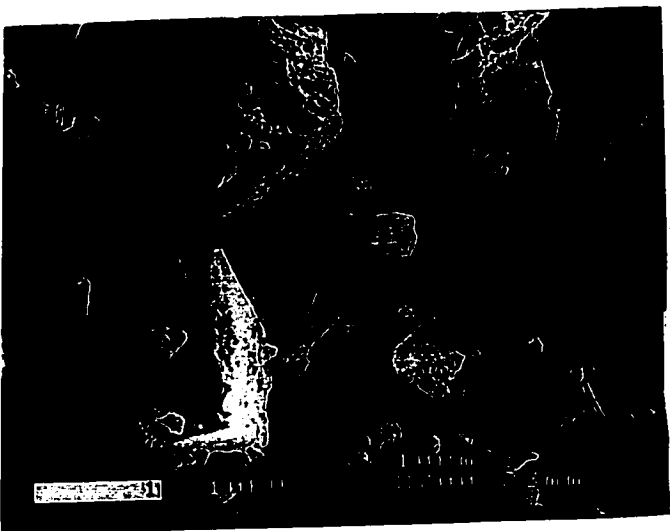
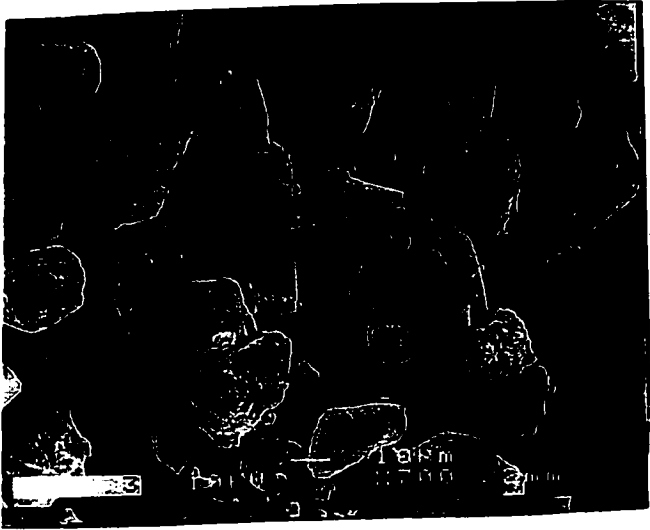


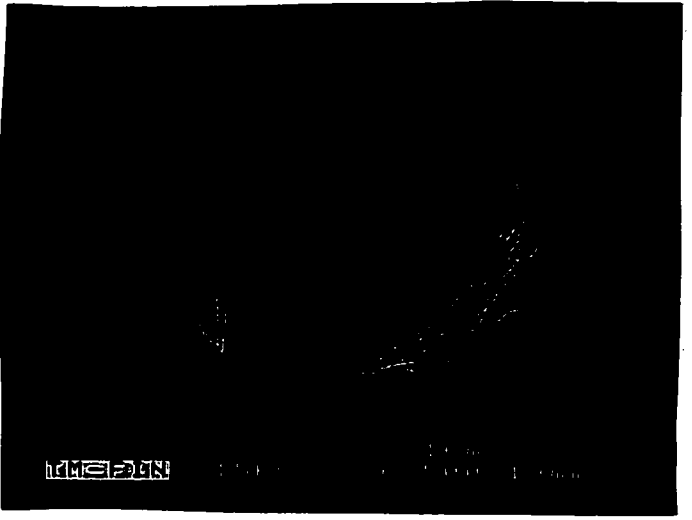
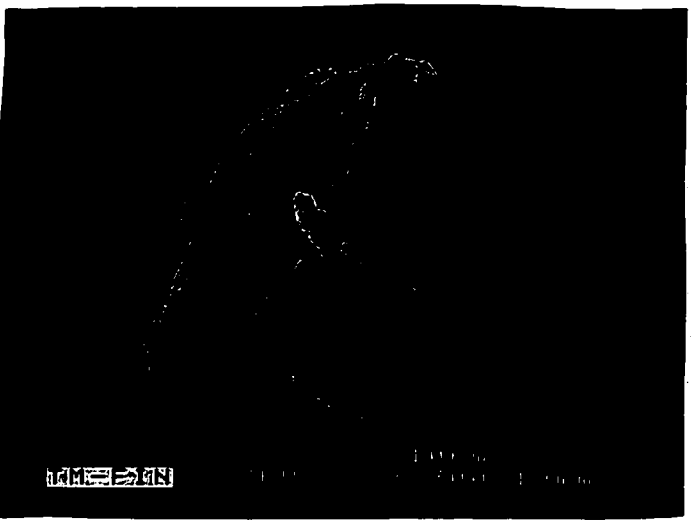
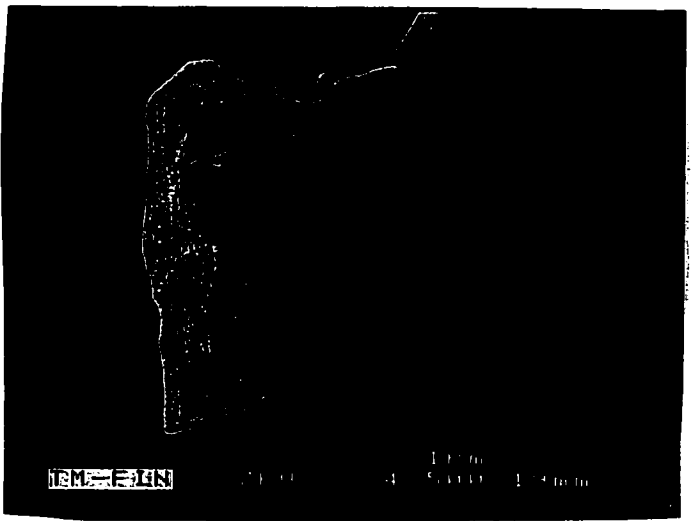
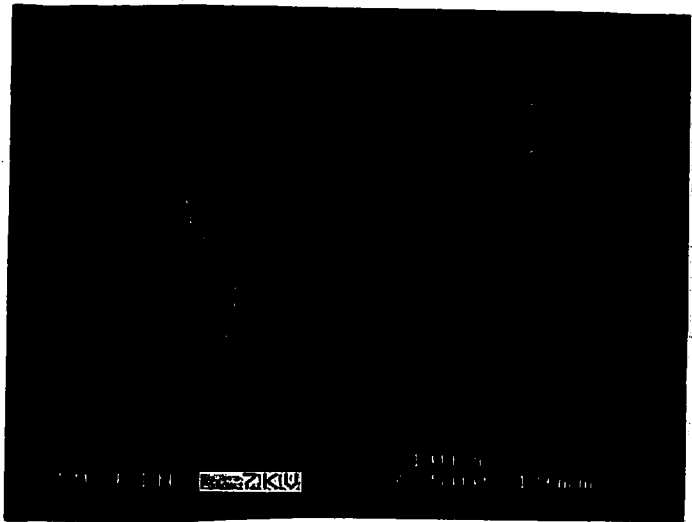
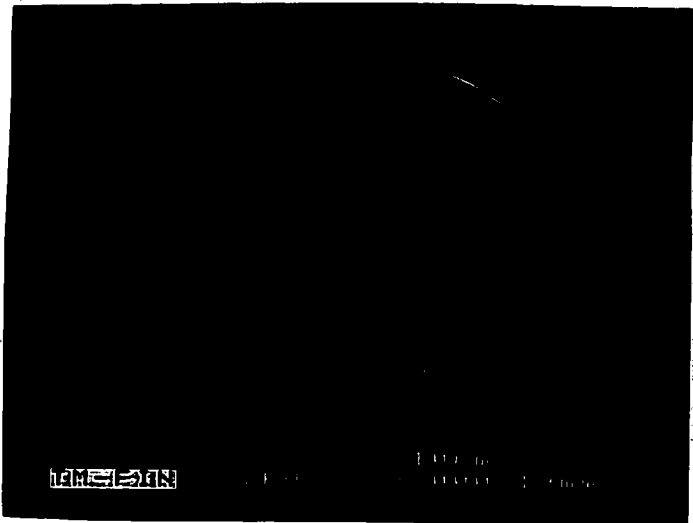


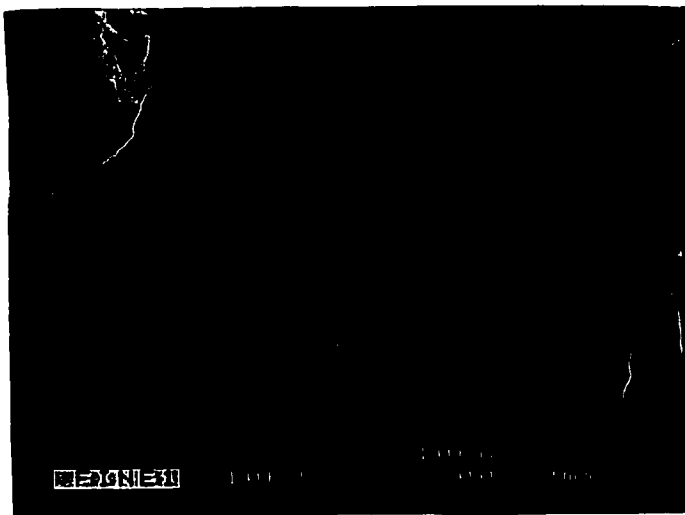
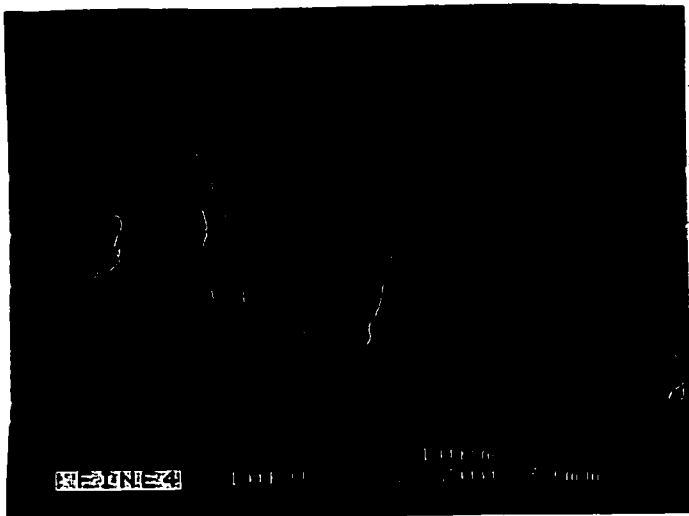
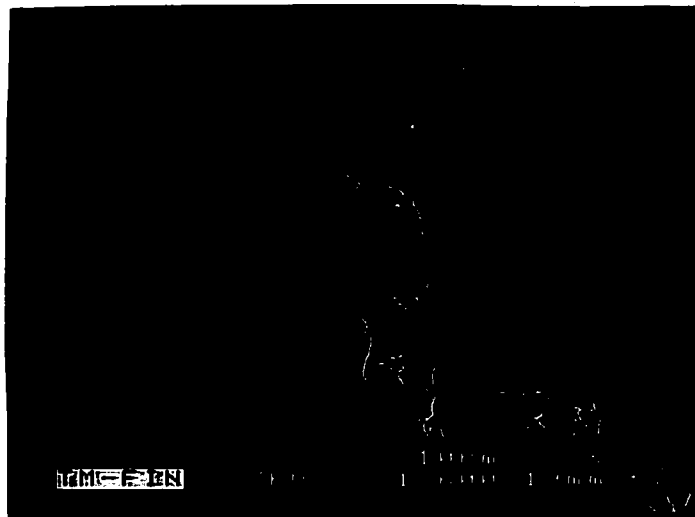


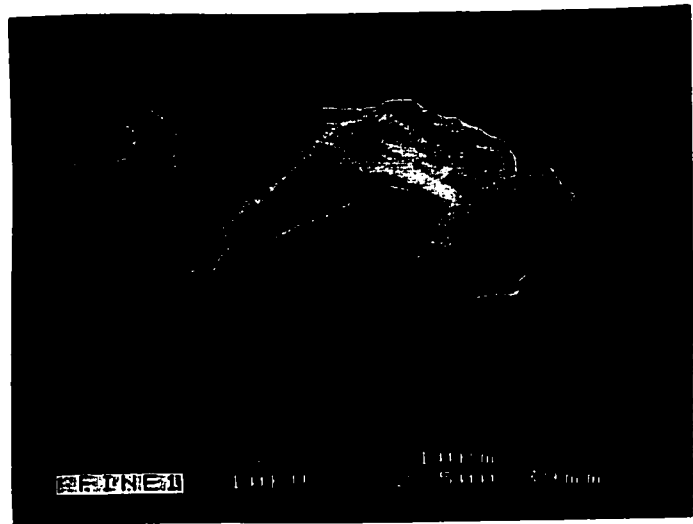
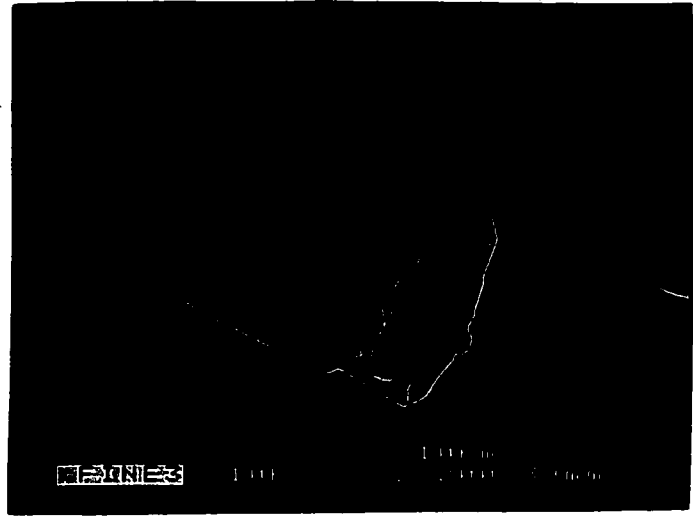
ANNEXE 2B (suite)

**EXOSCOPIE DES GRAINS DE QUARTZ DES
SÉDIMENTS DE SURFACE
DE TAILLE INFÉRIEURE À 62.5 μm**



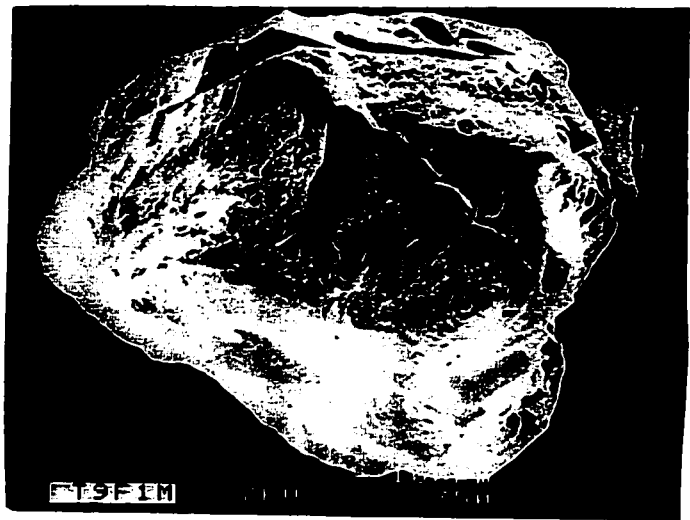
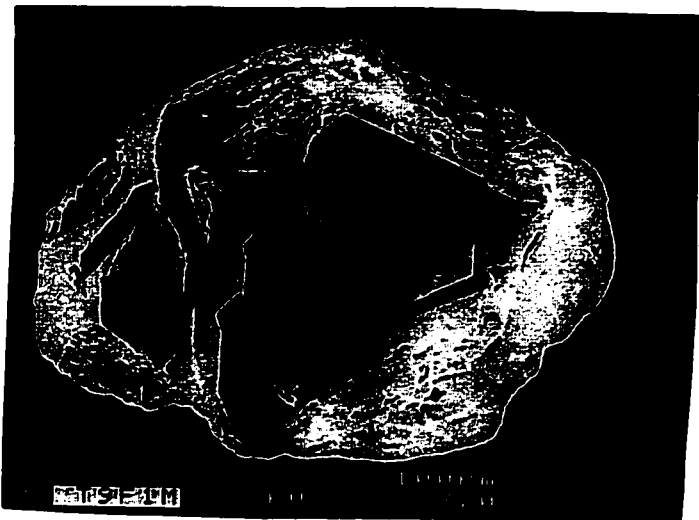
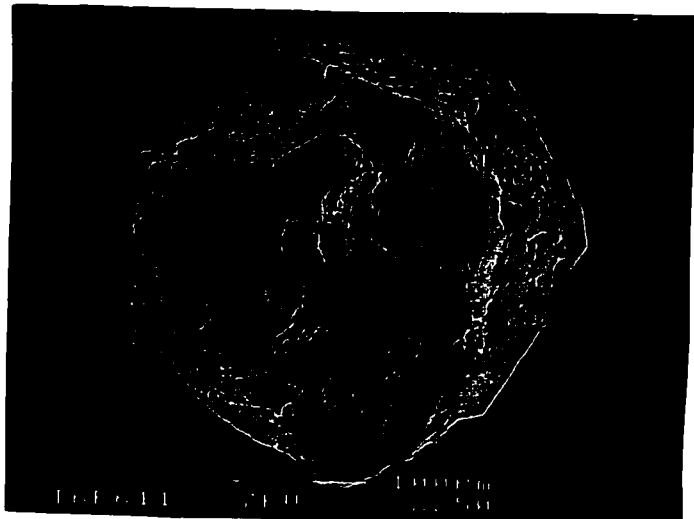
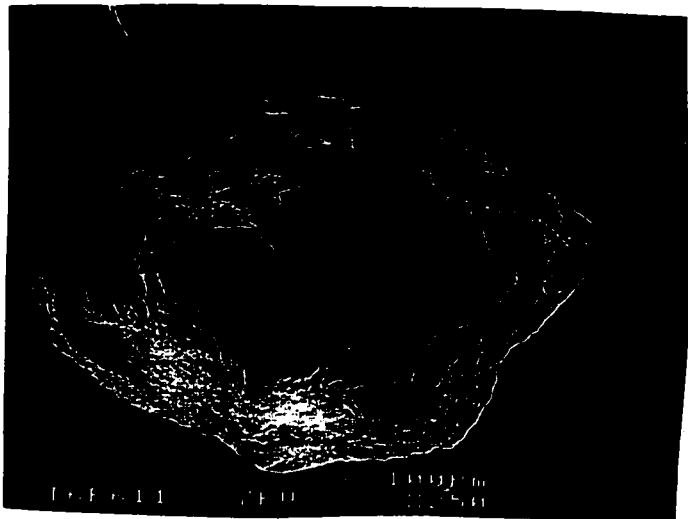
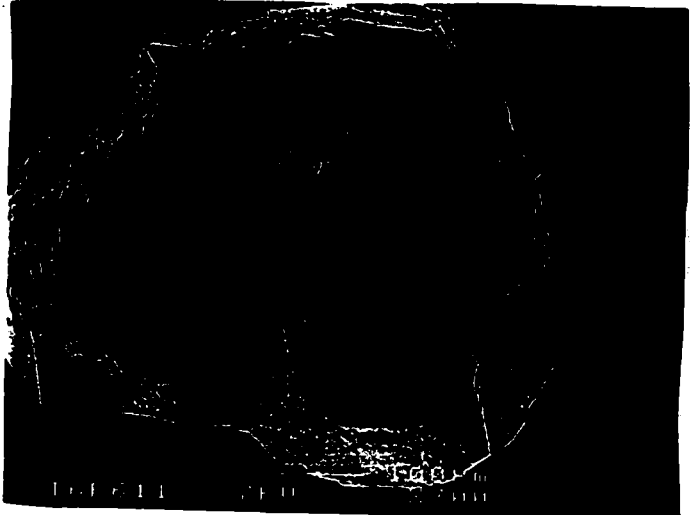
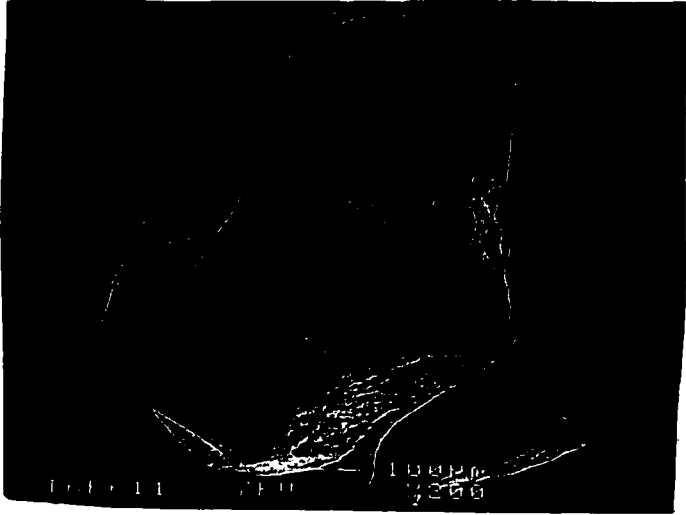


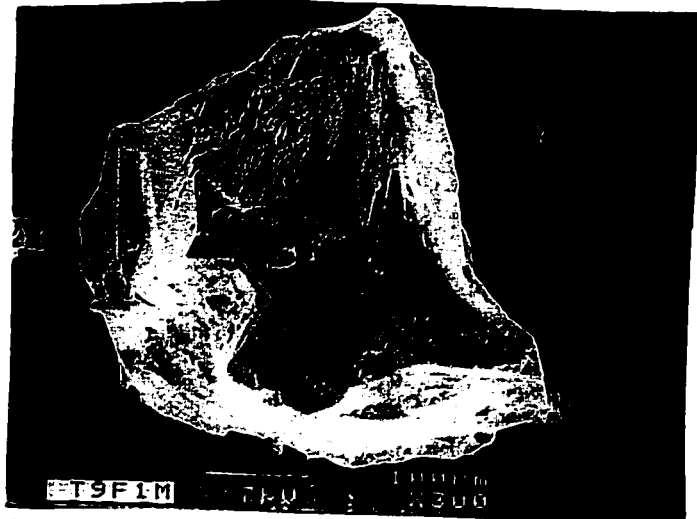
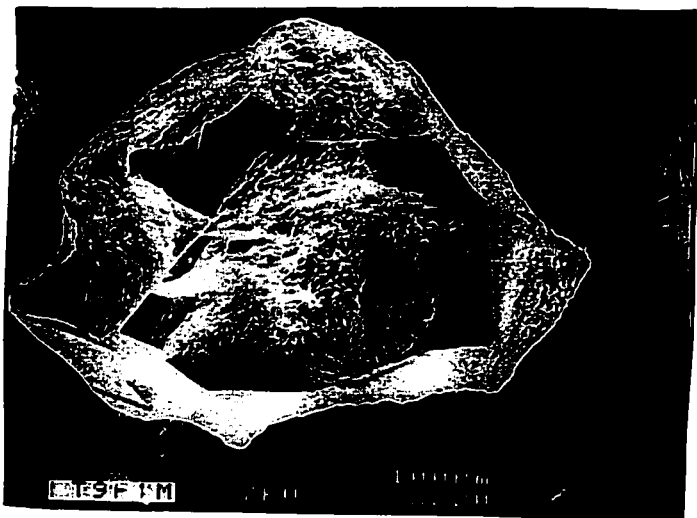
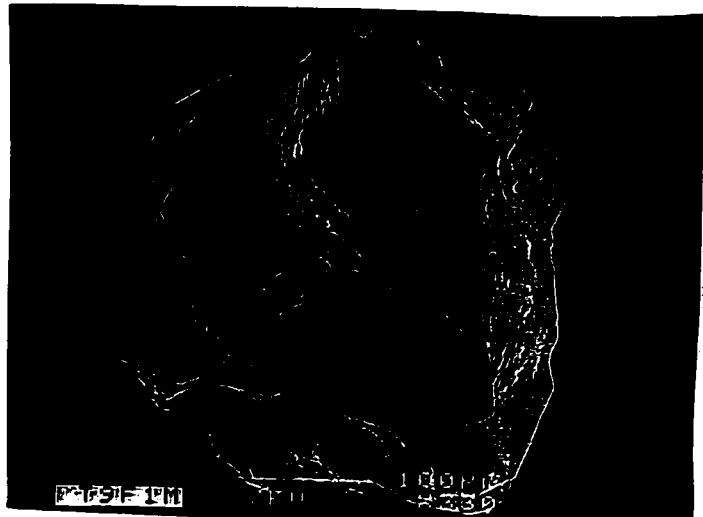


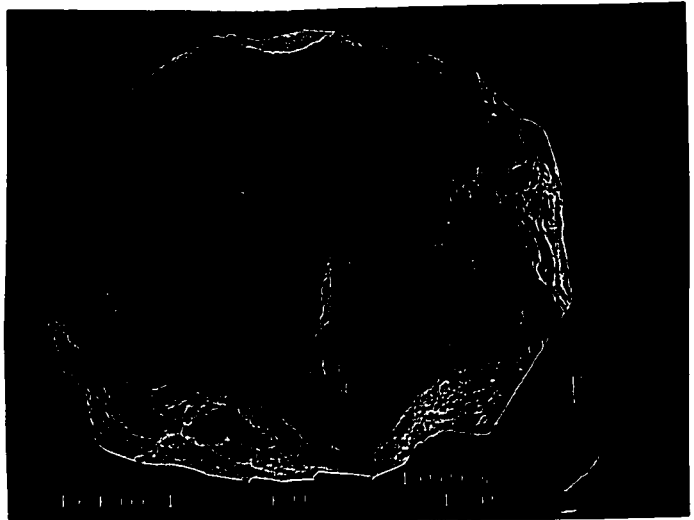
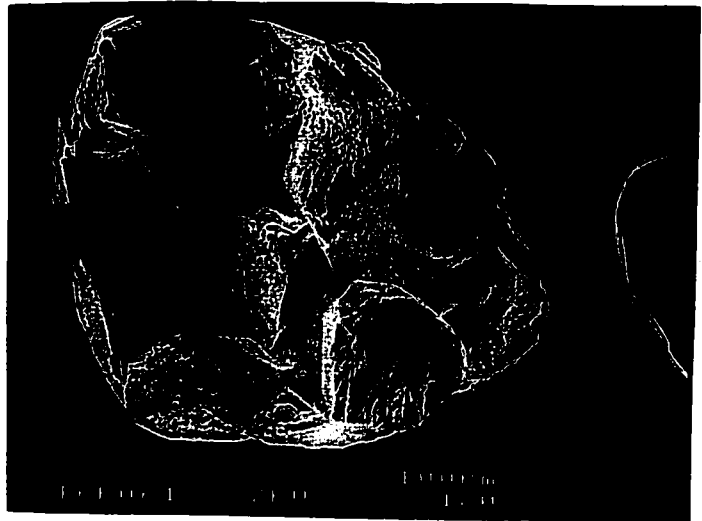
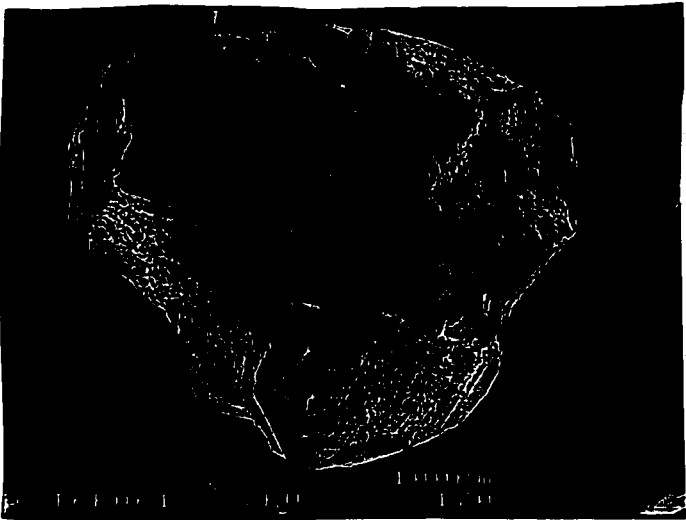
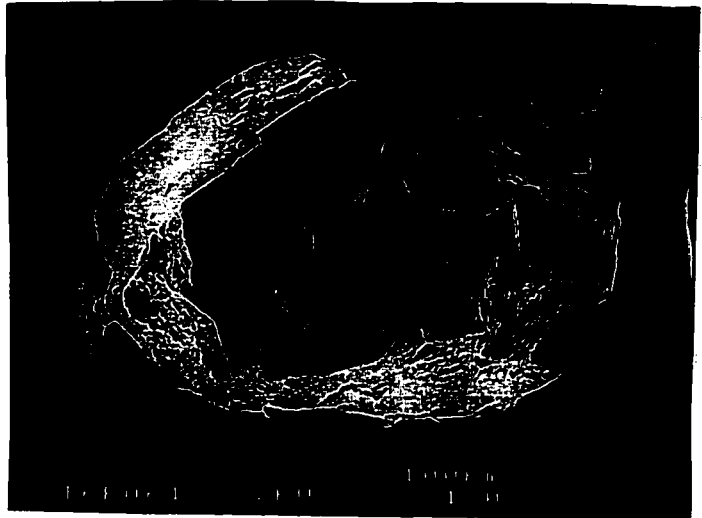
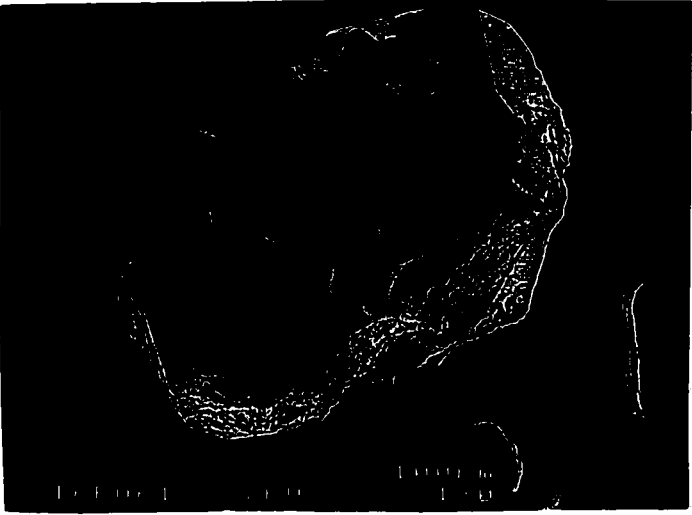


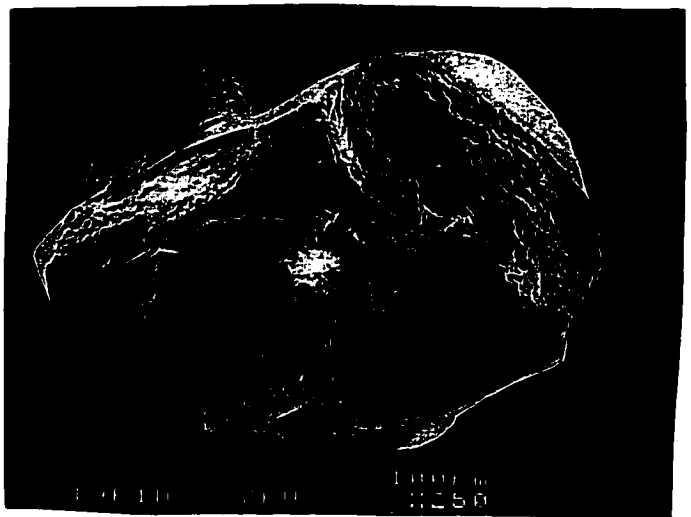
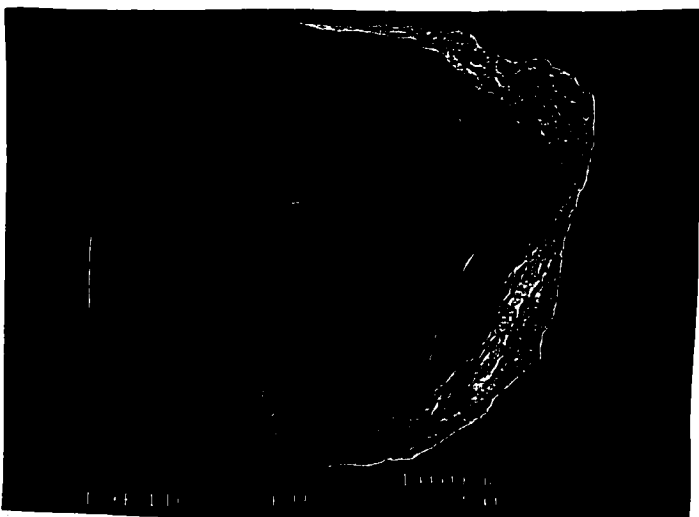
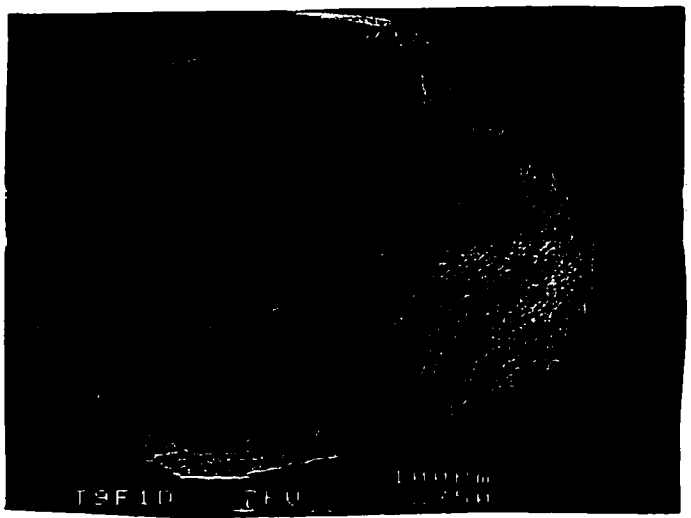
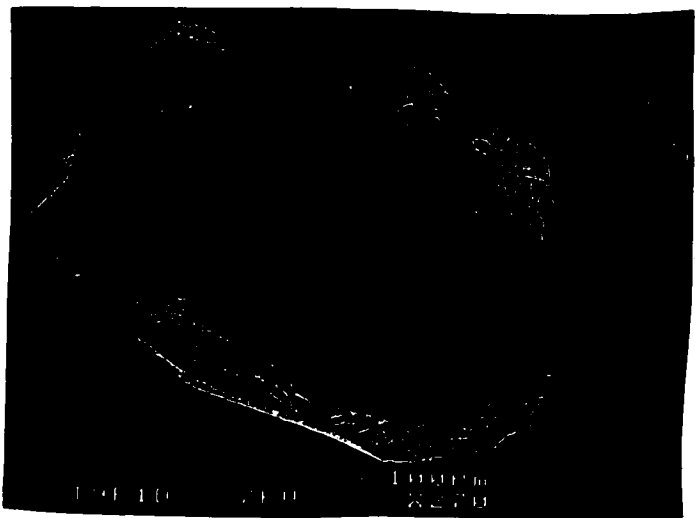
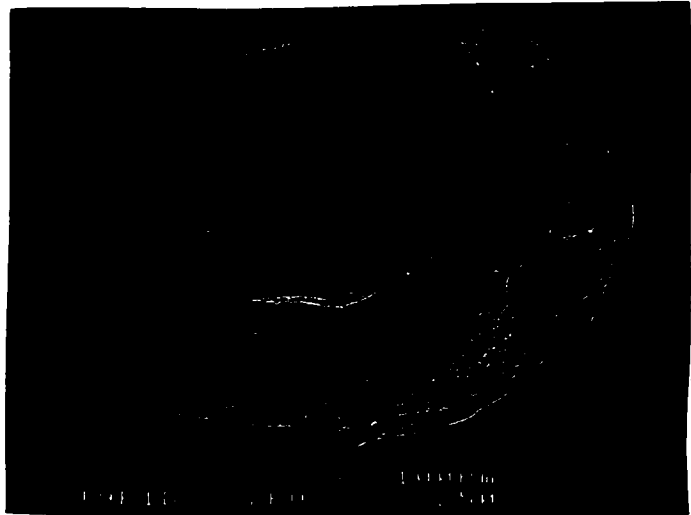
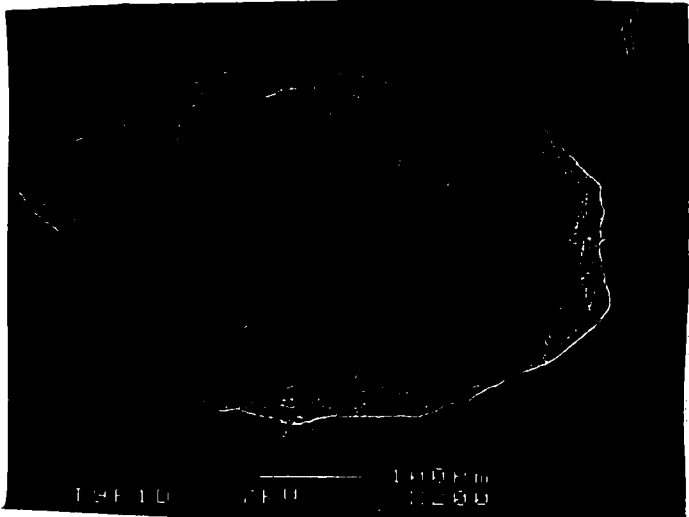
ANNEXE 2C

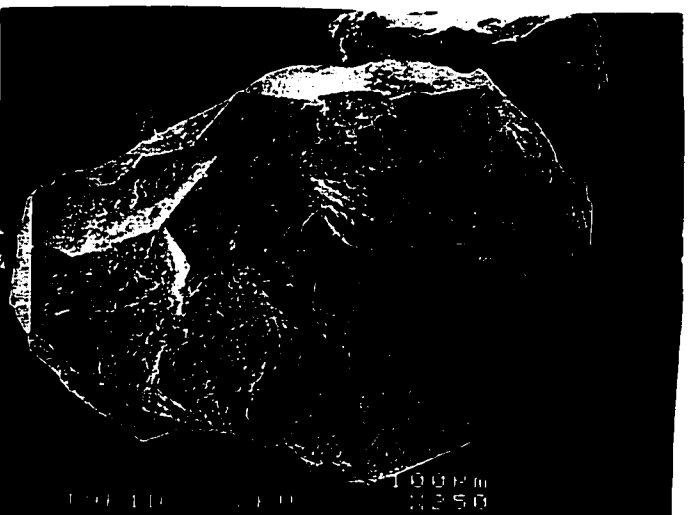
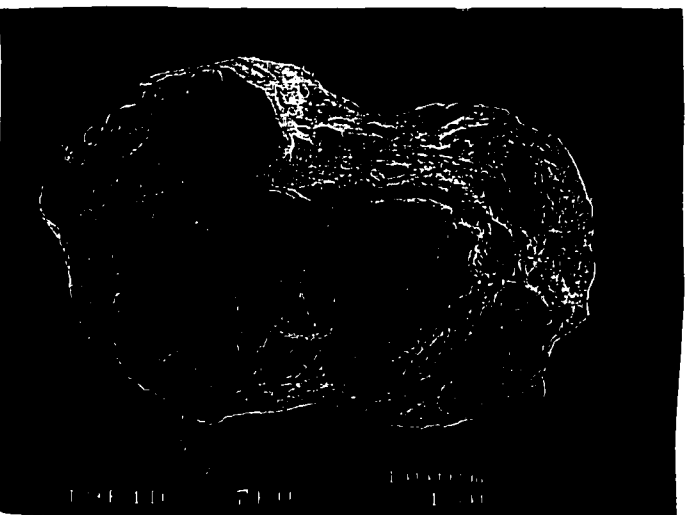
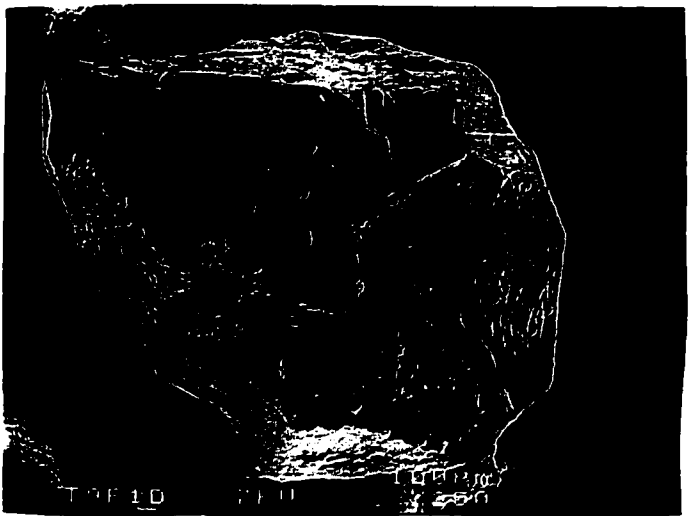
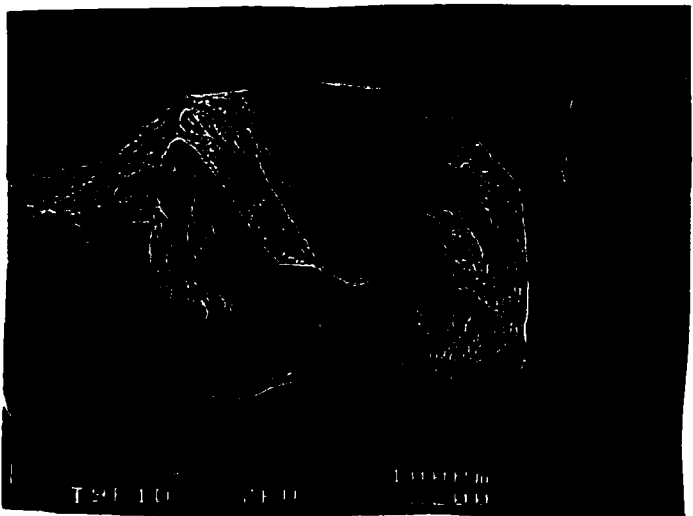
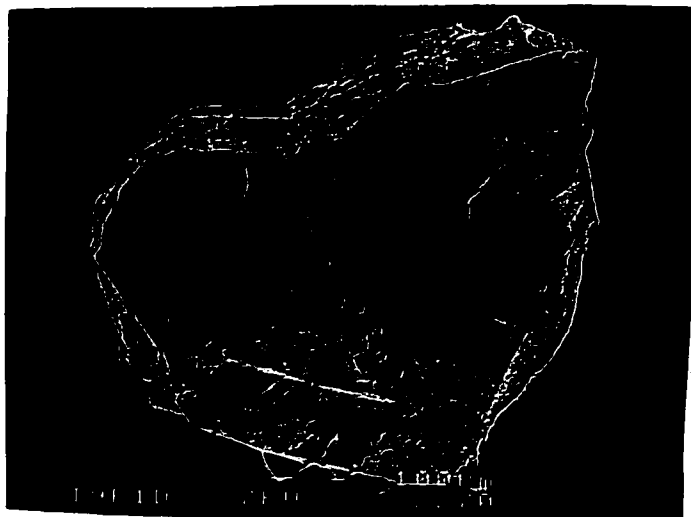
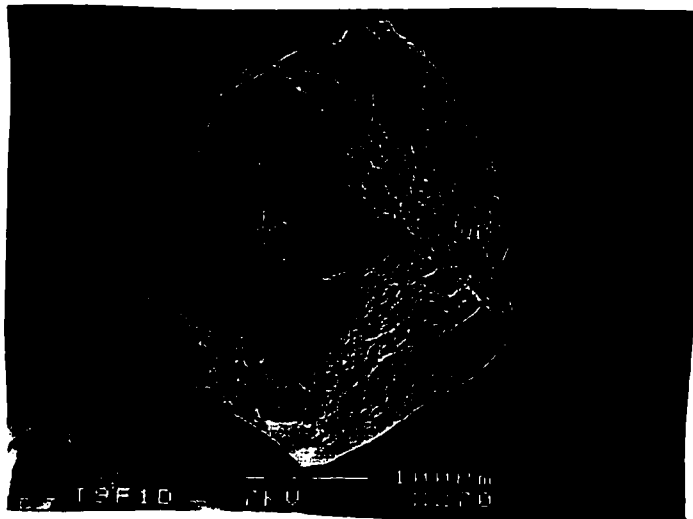
EXOSCOPIE DES GRAINS DE QUARTZ DES SÉDIMENTS DES FORAGES DE TAILLE SUPÉRIEURE À 62.5 µm





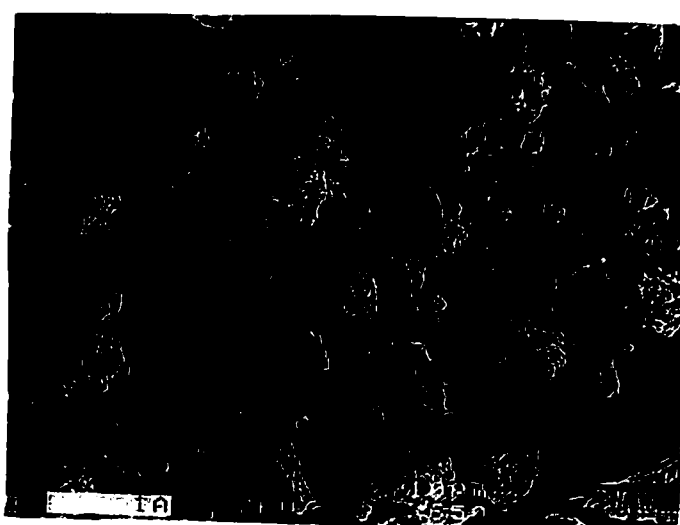
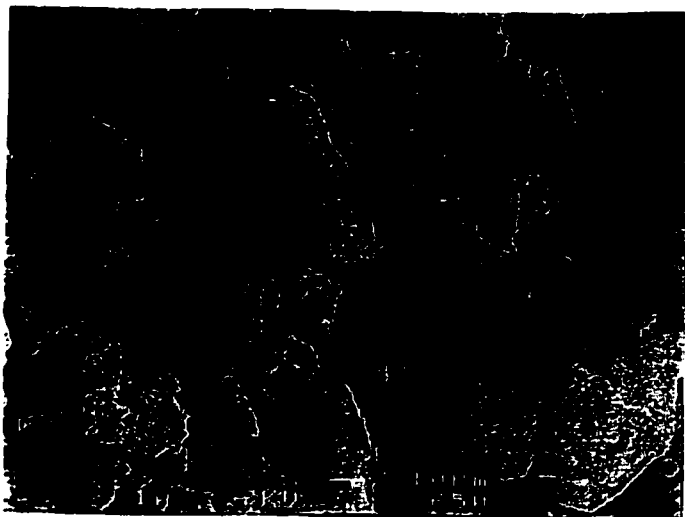
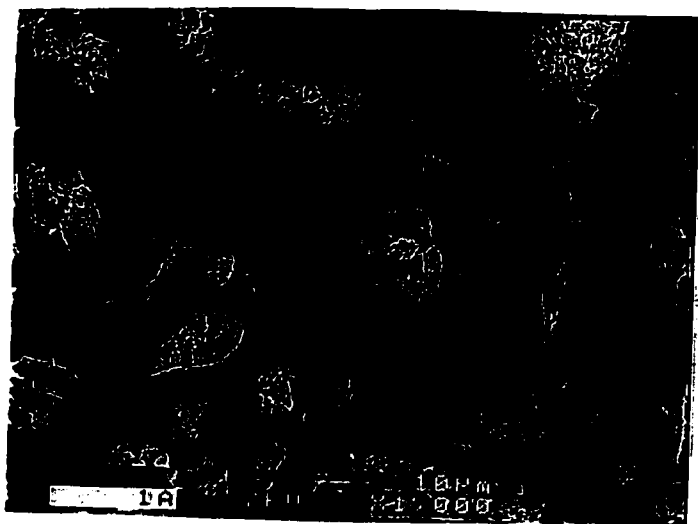
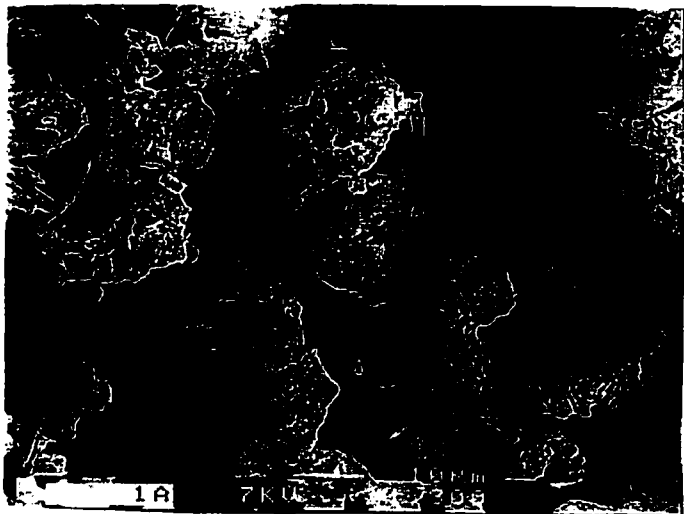


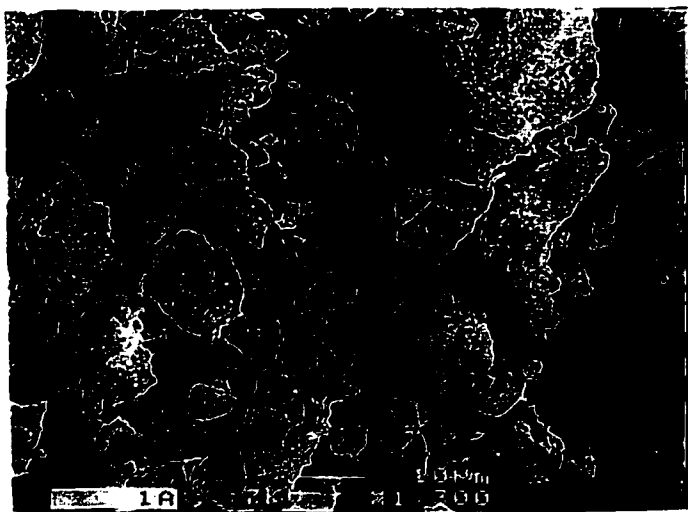
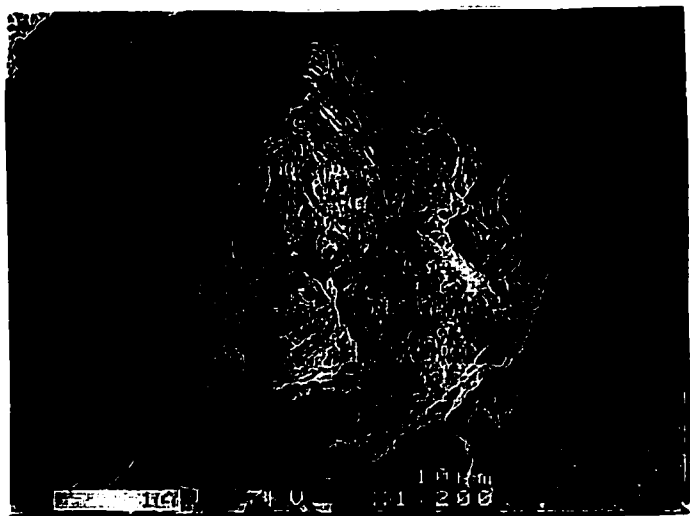




ANNEXE 2C (suite)

**EXOSCOPIE DES GRAINS DE QUARTZ
DES SÉDIMENTS DES FORAGES
DE TAILLE INFÉRIEURE À 62.5 μm**





ANNEXE 3A

RÉSULTATS GRANULOMÉTRIQUES ET PARAMÈTRES STATISTIQUES DES SÉDIMENTS DE SURFACE

Échantillon	Trask	Skewness	Kurtosis	Écart type	moyenne	médiane	mode 1	mode 2	mode 3
1a	-2,1872	0,1118	-1,0476	2,0908	5,1139	5,3282	5,7761	2,2784	
1b	-1,3707	-0,6319	-1,0321	1,6701	5,6583	4,8500	5,6988	2,1651	7,7242
1c	-1,4640	-0,1317	-1,0550	1,5590	6,2051	5,9844	5,4758	2,2080	7,7183
1d	-1,5215	-0,1203	-0,8674	1,5282	6,4940	6,3212	5,5198	2,1672	7,6582
1e	-1,5167	-0,1253	-0,1098	1,5783	6,2358	6,0008	5,5071	2,7628	7,7480
1f	-1,4686	-0,0734	-1,1101	1,5887	6,1088	5,9027	5,4760	2,5312	7,6712
1g	-2,4721	0,2024	-1,2500	2,2917	5,1834	5,5974	5,7770	2,1341	8,6805
2a	-2,0835	-0,7147	-1,1605	1,9881	3,3184	2,3144	5,9413	2,0552	
2b	-2,5572	0,0349	-0,7289	2,2960	4,7019	4,8033	6,1288	2,1019	
2c	-2,5347	0,1429	-0,7090	2,2397	4,8384	5,2081	6,0833	2,1183	
2d	-2,3401	0,2236	-0,9086	2,0954	4,8693	5,3618	5,9337	2,1632	8,0831
2e	-2,3536	-0,8746	-0,6889	2,7471	5,3485	5,7635	5,6550	2,0022	
2f	-2,6723	0,1907	-0,7358	2,1938	3,6484	2,5582	6,1167	2,1332	7,6761
2g	-1,6133	0,1098	-1,4921	2,3927	5,0831	5,5081	5,5924	2,1276	7,3421
2h	-2,5362	0,2037	-0,7541	1,7035	5,6428	5,6981	3,8589	1,6655	
2i	-2,5487	0,2368	-0,9415	2,2880	4,8339	5,2787	5,9886	2,0753	7,9040
2j	-1,6472	0,1347	-1,2177	2,3080	5,1429	5,6372	5,6758	2,1388	7,8025
2k	-2,4821	0,2142	-0,7283	1,7270	6,4512	6,5141	5,5218	2,2504	
2l	-2,5651	0,2028	-0,7112	2,2354	4,7498	5,2085	5,9848	2,0855	
2m	-2,3725	0,2280	-1,0403	2,2987	4,8093	5,2725	6,0994	2,0776	7,5251
2n	-1,9259	-0,6980	-1,4741	2,1741	5,0988	5,5342	5,8429	2,1682	
2o	-2,6810	0,1762	-3,4639	1,8314	3,0728	2,1685	6,2446	2,0012	7,6873
2p	-2,6360	0,0878	-0,7178	2,4100	4,9819	5,4083	5,8730	2,0985	7,5780
2q	-2,5727	0,0878	-0,6806	2,3488	4,5892	4,8221	5,8847	1,9927	
2r	-2,6211	0,2184	-0,7346	2,3218	4,8346	5,3205	6,0571	2,0425	7,6253
2s	-2,8240	0,2403	-0,8211	2,3522	5,1475	5,6878	5,6327	2,1048	8,0667
2t	-2,1113	-0,1550	-0,7614	2,5510	4,7184	4,8922	6,0704	1,9863	
2u	-2,6086	-0,4678	-1,1110	1,2164	6,1809	6,0477	7,4807	5,8104	7,6387
2v	-2,7011	0,1859	-0,7480	2,3583	3,9382	3,1037	6,2405	2,0205	
2w	-2,5049	0,2252	-0,7088	2,4212	4,8789	5,3158	5,7879	2,0552	
2x	-2,5977	0,1364	-0,9034	2,2838	5,0181	5,4940	6,0174	2,1048	
2y	-2,0980	-0,6128	-0,6993	1,9659	4,8325	4,9745	6,2283	2,0485	
2z	-2,6195	0,0488	-0,7171	2,3519	3,4988	2,6080	5,7016	2,1281	7,6171
3a	-2,5237	0,2670	-0,8559	2,2787	4,8143	4,7657	6,0870	2,0920	7,5429
3b	-2,5366	0,2370	-0,7899	2,2672	5,1284	5,6728	5,7515	2,1228	7,5347
3c	-2,6321	0,1610	-0,7078	2,3580	4,9550	5,4507	5,9229	2,0805	
3d	-2,4088	-0,9511	-0,7702	2,2059	4,7520	5,1470	6,1948	2,0415	
3e	-2,3973	0,1481	-0,7182	2,1544	3,7077	2,7871	5,9810	2,0431	7,7302
3f	-2,5634	-0,2717	-0,7333	2,3278	4,7851	5,1308	6,0627	2,3118	
3g	-0,7829	-0,1538	-0,7852	2,3278	4,3858	3,8628	6,1108	2,1985	
3h	-2,5162	0,1274	-0,6997	0,7376	2,5233	2,4284	6,3021	2,0913	
3i	-2,3802	-0,7078	-0,6997	2,2444	4,8811	5,2237	6,2248	2,2887	
3j	-2,4034	-0,6421	-0,8719	2,1958	3,5650	2,4280	6,2044	2,0843	
3k	-2,5897	-0,4645	-0,7577	2,1748	3,8276	2,7780	6,1685	2,1808	
3l	-2,4688	-0,7037	-0,7037	2,2930	4,0000	3,1987	6,3029	2,0533	
3m	-2,5638	-0,0128	-0,8788	2,2893	4,7333	4,8120	5,8118	2,1225	7,8178
3n	-2,4891	0,1008	-0,7121	2,3141	4,6165	4,8954	6,1558	2,0880	
3o	-2,4248	0,1015	-0,7058	2,2259	4,6248	4,8055	6,0957	2,1488	
3p	-2,5185	-0,6597	-0,7872	2,2073	3,6346	2,5388	6,1834	2,0408	
3q	-2,8063	-0,6383	-0,7597	2,2741	3,9329	2,8487	6,2823	2,1780	
3r	-2,5877	0,0488	-0,7023	2,3333	4,8787	4,8642	6,3859	2,1816	
3s	-2,6543	0,1523	-0,6911	2,3145	4,8302	5,2135	5,9542	2,1671	7,8001
3t	-2,6543	0,0946	-0,8885	2,3684	4,7788	5,0582	6,3879	2,1417	7,7287
3u	-2,3278	-0,0631	-0,8902	2,1428	4,7884	4,7884	6,9488	2,1888	

ANNEXE 3B

RÉSULTATS GRANULOMÉTRIQUES ET PARAMÈTRES STATISTIQUES DES SÉDIMENTS DES FORAGES

Échantillon	Track	Skewness	Kurtosis	Écart type	moyenne	mediane	mode1	mode 2	mode 3
T2 Fo1-a	-2.0443	0.1603	-1.3170	2.0386	5.8714	6.0665	6.6020	1.9773	7.6020
T2 Fo1-b	-1.7870	0.0661	-1.2265	1.8034	5.9585	6.0114	6.5811	3.6060	7.6456
T2 Fo1-c	-1.4886	-0.0887	-0.8606	1.4122	6.3186	6.2170	7.6597	5.4780	
T2 Fo1-d	-1.4731	-0.0970	-1.0034	1.4283	6.3596	6.2480	7.1345	4.7088	
T2 Fo1-e	-1.4851	-0.0252	-1.1187	1.5250	6.3641	6.2752	7.1468	4.6640	7.6646
T2 Fo1-f	-1.8089	0.1052	-1.2218	1.8273	6.1236	6.1659	5.7650	3.0824	7.1680
T2 Fo1-g	-2.0084	0.1418	-1.2248	1.9704	5.7681	5.9278	6.2103	3.2448	7.6512
T6 Fo1-a	-2.4620	0.2257	-0.9642	2.2651	5.0523	5.4983	6.0187	2.0631	
T6 Fo1-b	-2.8002	0.0335	-0.7477	2.3515	4.5534	4.7119	6.1145	2.6539	
T6 Fo1-c	-2.0517	-0.3169	-0.7381	2.3918	4.2052	3.6684	5.8237	2.0531	7.6879
T6 Fo1-d	-2.8066	-0.1761	-0.7470	2.3513	4.3154	4.0648	6.2070	2.0682	
T6 Fo1-e	-2.5274	0.0005	-0.7355	2.2718	4.4988	4.6027	6.0003	2.0823	
T6 Fo1-f	-2.5349	0.0322	-0.7179	2.2677	4.5839	4.7572	6.0680	2.1167	
T6 Fo1-g	-2.0971	0.1740	-1.3331	2.0576	5.3697	5.9655	5.8257	2.1266	
T6 Fo1-h	-2.5044	0.0923	-0.7539	2.2716	4.5443	4.7970	5.9086	2.0654	
T6 Fo1-i	-2.4437	-0.3188	-0.7400	2.2100	3.9788	3.4746	5.9779	2.0314	
T6 Fo1-j	-2.8190	-0.6411	-0.7480	2.3470	3.8643	2.7254	5.5653	2.0408	7.7270
T6 Fo1-k	-2.4056	-0.7254	-0.8570	2.2041	3.5939	2.4087	6.3061	2.0533	
T6 Fo1-l	-2.1211	-0.6868	-1.1978	2.0214	3.3001	2.2662	5.9927	2.0346	
T6 Fo1-m	-2.3616	-0.6762	-0.8686	2.2241	3.5086	2.3665	6.2130	2.0174	7.8047
T6 Fo1-n	-2.2669	-0.7119	-1.8336	2.1888	3.4046	2.2769	5.5611	2.0362	7.6665
T6 Fo1-o	-2.6065	0.0210	-0.7430	2.3501	4.6632	4.7825	5.7254	2.1149	
T6 Fo1-p	-2.0452	-0.6684	-1.0771	1.9557	3.3201	2.3754	5.8402	2.0835	
T6 Fo1-q	-2.4586	-0.6527	-0.8146	2.2560	3.6072	2.4981	6.1416	2.0045	
T6 Fo1-r	-2.5620	0.0533	-0.7784	2.3339	4.5517	4.7305	5.8680	2.0436	
T6 Fo1-s	-1.8774	0.0511	-1.2063	1.8319	5.4124	5.4563	5.6096	2.0653	
T6 Fo1-t	-2.1294	0.0631	-1.2696	2.0534	5.0177	5.1504	6.1503	2.0708	
T7 Fo1-a	-2.2113	-0.8651	-1.0237	2.0724	3.4107	2.3468	5.9183	2.0108	
T7 Fo1-b	-2.1377	-0.8451	-1.1136	2.0339	3.2573	2.2961	6.0468	2.1064	
T7 Fo1-c	-2.0986	-0.6714	-1.4770	2.0077	3.3376	2.3543	5.8273	2.1365	
T7 Fo1-d	-2.0636	-0.6468	-0.9289	1.9669	3.4222	2.4908	5.8049	2.1270	
T7 Fo1-e	-1.8996	-0.6317	-2.2807	1.8283	3.1800	2.3461	6.0830	4.1426	
T7 Fo1-f	-1.1286	-0.1500	-1.1132	1.3864	6.2228	6.1010	6.9007	4.5362	7.5281
T7 Fo1-g	-1.4110	0.0410	-1.3018	1.5087	6.1709	6.1343	6.2318	2.2808	
T7 Fo1-h	-2.5031	0.2157	-0.7280	2.2469	5.0707	5.5329	6.0781	2.3522	
T7 Fo1-i	-2.4289	0.1648	-0.7579	2.1986	4.8444	5.3108	6.0781	5.8240	
T7 Fo1-j	-1.1823	-0.1341	-1.1826	1.2167	6.0556	5.9232	6.1503	2.3432	
T7 Fo1-k	-2.4383	0.2003	-0.7195	2.1800	5.0086	5.4373	6.1503	2.1125	
T7 Fo1-l	-2.5425	0.2857	-0.7824	2.2689	5.0650	5.9609	6.2372	2.1186	
T7 Fo1-m	-2.4756	0.2158	-0.7182	2.2248	4.7585	5.2089	6.0356	2.0657	
T7 Fo1-n	-2.4362	-0.6064	-0.7341	2.1977	3.7605	2.7274	6.1573	2.1537	
T7 Fo1-o	-2.3989	0.1522	-0.7298	2.1555	4.6785	4.9210	5.8660	2.2156	
T7 Fo1-p	-2.2859	0.1867	-0.9231	2.1204	4.6905	5.2358	6.8224	2.0224	
T7 Fo1-q	-2.0581	0.2122	-1.3368	2.0233	5.3450	5.6233	5.9634	2.0203	
T7 Fo1-r	-2.4134	0.0963	-0.7256	2.1842	4.3043	4.4786	5.8964	2.0482	
T7 Fo1-s	-2.5098	0.0756	-0.7236	2.2638	4.4755	4.7005	6.0363	2.0419	
T7 Fo1-t	-2.4323	-0.1252	-0.7198	2.1635	4.1781	4.0312	5.9611	2.0651	
T7 Fo1-u	-2.4403	-0.2406	-0.7183	2.1870	4.1104	3.7511	6.0244	2.0685	
T7 Fo1-v	-2.4328	0.2396	-0.6396	2.1826	4.9146	5.3633	5.9515	2.0685	
T7 Fo1-w	-2.3396	0.1855	-0.7534	2.1034	4.6707	5.0742	5.7914	2.1371	
T7 Fo1-x	-2.2344	0.2082	-0.7636	2.0369	4.5281	4.9471	5.6421	2.1363	
T7 Fo1-y	-1.9115	0.1675	-1.3533	1.8684	5.2071	5.4311	5.7143	2.2554	
T7 Fo1-z	-2.3032	0.2802	-1.2245	2.1164	5.0023	5.4735	5.6945	2.1369	

Échantillon	Trahit	Skewness	Kurtosis	Écart type	moyenne	médiane	mode1	mode 2	mode 3
T7Fe0-d	-2.2579	0.2427	-1.2471	2.0834	5.0370	5.4669	5.6516	2.1111	
T7Fe0-e	-2.3295	0.2072	-0.9367	2.1376	4.8079	5.3231	5.6314	2.1662	
T8Fe1-a	-1.1698	-0.1146	-1.1811	1.9111	6.2270	6.1165	6.9827	4.5498	
T8Fe1-b	-1.5971	0.0647	-1.3483	1.6928	5.8715	5.8801	5.9627	2.6382	7.5212
T8Fe1-c	-2.4442	0.2032	-0.7108	2.1698	4.7120	5.1454	5.9698	2.1284	
T8Fe1-d	-2.0630	-0.6975	-1.0878	1.9878	3.4387	2.4472	5.9665	2.1688	
T8Fe1-e	-2.1017	-0.7060	-0.9602	1.9779	3.5101	2.5037	5.9940	2.2040	
T8Fe1-f	-1.4916	-0.6768	-3.2041	1.5758	2.8664	2.3195	5.7505	2.1855	
T8Fe1-g	-1.7888	-0.7191	-2.7871	1.7719	3.1861	2.3230	5.6659	2.1404	
T8Fe1-h	-1.7896	-0.7102	-2.3283	1.7487	3.2250	2.3870	5.7529	2.1703	
T8Fe1-i	-1.9173	-0.4077	-1.6257	1.8599	3.4978	3.0222	6.0011	2.1008	
T8Fe1-d	-2.2331	-0.5319	-0.7408	2.0380	3.5868	2.7868	5.7311	2.0172	
T8Fe2-a	-2.1680	-0.6373	-0.8260	2.0193	3.4488	2.4825	5.8308	2.0816	
T8Fe2-f	-1.6694	-0.6741	-1.1848	1.8336	3.2698	2.3681	5.6539	2.1380	
T8Fe2-g	-1.3877	-0.6617	-3.3937	1.5085	2.6006	2.1988	5.7815	2.0877	
T8Fe2-h	-2.1698	-0.4820	-0.7735	2.0159	3.7279	3.0237	5.7152	2.1458	
T8Fe2-b	-2.5698	0.2448	-0.6979	2.2651	4.7273	5.2516	6.0631	1.9651	
T8Fe2-c	-2.1681	-0.6532	-0.8473	2.0278	3.6420	2.6594	5.9488	2.2317	
T8Fe2-d	-1.7991	-0.6651	-1.4607	1.7749	3.2304	2.4339	5.9663	2.1614	
T8Fe2-e	-2.5172	-0.0565	-0.7358	2.2771	4.4342	4.6105	6.0275	2.0491	
T8Fe2-b	-2.4804	0.0141	-0.7638	2.2478	4.5587	4.6338	5.9432	2.1639	
T8Fe2-c	-2.5782	0.1271	-0.7108	2.3109	4.6989	5.0159	6.1881	2.1204	
T8Fe2-d	-2.4465	-0.6283	-0.7585	2.2230	3.7588	2.6979	6.1631	2.1046	
T8Fe2-e	-2.3956	-0.6218	-0.7047	2.1959	3.6112	2.4244	6.3279	2.0884	
T8Fe2-f	-1.8983	-0.7205	-3.0874	1.9060	3.2705	2.2782	6.1228	2.1029	
T8Fe2-g	-2.4083	-0.5788	-0.7387	2.1737	3.8528	2.8208	6.0878	2.1282	
T8Fe2-h	-2.5114	-0.1030	-0.7047	2.2356	4.4288	4.3627	6.1975	2.1300	
T8Fe2-i	-2.4741	0.1712	-0.7088	2.1966	4.9037	5.3052	5.7910	2.2412	7.5302
T8Fe1-d	-1.2528	-0.1941	-1.0301	1.2273	6.3151	6.1787	7.5325	5.6197	
T8Fe1-e	-1.2187	-0.1378	-0.9846	1.1753	6.4913	6.3915	7.5458	5.7285	
T8Fe1-f	-1.2255	-0.0987	-1.0181	1.1977	6.4704	6.3919	7.5330	5.7280	
T8Fe1-g	-1.2643	-0.0724	-0.9808	1.2179	6.5425	6.4919	7.4319	5.6230	
T8Fe1-h	-1.2613	-0.0027	-1.0308	1.2388	6.5731	6.9642	7.4199	5.6390	
T8Fe1-i	-2.4088	-0.5979	-0.7283	2.1705	3.8602	2.9821	6.1980	2.1839	
T8Fe1-j	-2.2297	-0.6743	-0.8238	2.0748	3.6014	2.9654	5.9680	2.1699	
T8Fe1-k	-2.4615	-0.6741	-0.7725	2.2495	3.7336	2.5776	6.2832	2.0884	
T8Fe1-l	-1.1568	-0.2077	-1.1613	1.1488	5.8098	5.6518	6.6520	2.0884	
T8Fe1-m	-1.1284	-0.0630	-0.9885	1.0935	6.2854	6.2335	7.2442	5.8222	
T8Fe1-n	-2.5143	0.1001	-0.7370	2.2708	4.6910	4.9509	6.0656	2.1913	
T8Fe1-o	-2.7133	0.1373	-0.7011	2.4256	4.8759	5.3217	5.6428	2.1880	7.7207
T8Fe1-p	-2.6512	0.0355	-0.7236	2.3779	4.7874	4.9415	5.9603	2.2199	7.7163
T8Fe1-q	-2.6688	-0.1162	-0.7095	2.3780	4.5914	4.4534	5.6905	2.1828	7.7148
T8Fe1-r	-2.6481	-0.0328	-0.7125	2.3634	4.6769	4.7045	5.6275	2.1963	7.7007
T8Fe1-s	-2.6583	-0.0108	-0.7163	2.3731	4.6734	4.6107	5.6094	2.2087	7.7410
T8Fe1-t	-2.4811	-0.1146	-0.7419	2.2381	4.4080	4.3028	6.1108	2.1780	
T8Fe1-u	-2.2038	-0.7053	-0.6863	2.0686	3.5514	2.4887	6.0861	2.1715	
T8Fe1-v	-2.0577	-0.7100	-1.0277	1.8881	3.5028	2.5134	6.0112	2.2407	
T8Fe1-w	-0.4810	-0.4187	-3.3453	0.8919	2.4058	2.3480	5.7206	2.2829	
T8Fe1-x	-2.2430	-0.6267	-0.7954	2.0582	3.7215	2.7548	6.0434	2.2511	
T8Fe1-y	-2.3153	-0.2225	-0.7054	2.0718	4.1787	3.8798	6.0068	2.2250	