

DPV 423

STRATIGRAPHIE ET SEDIMENTOLOGIE DE LA FORMATION PAPASKWASATI DE LA REGION DU LAC MISTASSINI, QUEBEC

Documents complémentaires

Additional Files



Licence



Licence

Cette première page a été ajoutée
au document et ne fait pas partie du
rapport tel que soumis par les auteurs.

Énergie et Ressources
naturelles

Québec 



MINISTÈRE
DES RICHESSES
NATURELLES

DIRECTION GÉNÉRALE
DES MINES

RÉGION DU LAC MISTASSINI, QUÉBEC

STRATIGRAPHIE ET SÉDIMENTOLOGIE
DE LA FORMATION DE PAPASKWASATI

par

Jean-Louis Caty

MINISTERE DES RICHESSES NATURELLES
SERVICE DE L'EXPLORATION GEOLOGIQUE

ETUDE SPECIALE

STRATIGRAPHIE ET SEDIMENTOLOGIE
DE LA FORMATION DE PAPASKWASATI
DE LA REGION DU LAC MISTASSINI, QUEBEC

PAR

JEAN-LOUIS CATY

MAI 1976

Document déposé au fichier ouvert, le 17 septembre 1976
Distribution sur demande seulement
Document placed on Open File, September 17, 1976
Distribution on request only



TABLE DES MATIÈRES

	Pages
Sommaire	xvi
 INTRODUCTION	
Situation géographique	1
But du travail	1
Méthodes de travail	3
Travaux antérieurs	4
 GÉOLOGIE RÉGIONALE	
Province de Supérieur	8
Sous-province de Mistassini	11
Province de Grenville	15
 STRATIGRAPHIE DES BASSINS DE MISTASSINI ET D'OTISH	
Introduction	17
Bassin de Mistassini	17
Paléorégolite	20
La Formation de Papaskwasati	23
La Formation de Cheno	33
Le membre inférieur de la Formation d' Albanel.....	37

Bassin d'Otish	41
Paléorégolite	44
La Formation d'Indicator	44
La Formation de Péribonca	46
Corrélations	48
Corrélations stratigraphiques entre le Papaskwasati d'une part et le Cheno et le membre inférieur de la Formation d'Albanel du Groupe de Mistassini d'autre part	49
Corrélations entre les Groupes de Mistassini et d'Otish ..	51
Corrélations des Groupes de Mistassini et d'Otish avec les autres séquences des bassins sédimentaires aphébiens qui ceinturent le craton d'Ungava	54
Âge des Groupes de Mistassini et d'Otish	56

PÉTROGRAPHIE ET GÉOCHIMIE

Introduction	58
Paléorégolite	58
Géochimie du paléorégolite	62
Formation de Papaskwasati	70
Analyses granulométriques	72
Nature des roches terrigènes grossières	75
Minéralogie des roches terrigènes grossières	77
Nature des roches terrigènes à grains fins	87
Granulométrie et minéralogie des argilites	88
Géochimie des argilites de la Formation de Papaskwasati ..	91

Diagénèse des argilites	100
 URANIUM ET THORIUM	
Introduction	103
Distribution stratigraphique de U-Th-K	103
Nature et provenance des échantillons radioactifs	106
Évaluation du potentiel uranifère des roches des Groupes de Mistassini et d'Otish	108
 ANALYSE DU BASSIN	
Introduction	111
Contexte géologique précédent la sédimentation de la Forma- tion de Papaskwasati	111
Distribution des sédiments dans la Formation de Papaskwasati	112
Source des sédiments	119
Milieu de sédimentation	121
Nature et origine du dépôt	125
 APPENDICES	
1. Section-type, Formation de Papaskwasati	133
2. Section-type, Formation de Cheno	139
3. Section-type, Formation d'Indicator	142
4. Section-type, Formation de Péribonca	145

5. Localisation des forages et description texturale des lithologies dans la Formation de Papaskwasati	150
6. Sections dans la Formation de Papaskwasati	187
7. Analyses granulométriques des conglomérats, des conglomérats gréseux, des grès conglomératiques et des grès de la Formation de Papaskwasati	194
8. Analyses modales des conglomérats gréseux, des grès conglomératiques et des grès de la Formation de Papaskwasati	201
9. Méthode d'analyse des minéraux d'argiles de la Formation de Papaskwasati	209
10. Analyse de la composition chimique des argilites de la Formation de Papaskwasati	212
11. Le dosage de l'uranium, du thorium et du potassium à l'aide d'un spectromètre à rayons gamma	215
REMERCIEMENTS	230
BIBLIOGRAPHIE	231
PLANCHES I à XXV	246

LISTE DES FIGURES, TABLEAUX ET PLANCHES

FIGURES

Fig. 1	Carte de localisation géographique	2
Fig. 2	Géologie régionale	10
Fig. 3	Séquences sédimentaires aphébiennes de la sous-province de Mistassini	12
Fig. 4	Roches aphébiennes dans les sous-provinces du craton d'Ungava	16
Fig. 5	Géologie locale de la cuvette de Papaskwasati	18
Fig. 6a	Géologie du socle archéen sous la Formation de Papaskwasati	19
Fig. 6b	Carte de contours isopaques du paléorégolite sous la Formation de Papaskwasati	19
Fig. 6c	Zonation minéralogique du paléorégolite	19
Fig. 7a	Stratigraphie, granulométrie et minéralogie de la Formation de Papaskwasati	24
Fig. 7b	Carte à contours structuraux du socle sous les Formations de Papaskwasati et de Cheno	25
Fig. 7c	Carte de contours isopaques de la Formation de Papaskwasati	26
Fig. 8a	Carte de contours isopaques de l'unité A du Membre de Holton	30
Fig. 8b	Carte de contours isopaques de l'unité B du Membre de Holton	30

Fig. 8c	Carte de contours isopaques de l'unité C du Membre de Holton	31
Fig. 8d	Carte de contours isopaques du Membre de Holton de la Formation de Papaskwasati	31
Fig. 9a	Carte de contours isopaques de l'unité D du Membre de Neilson	34
Fig. 9b	Carte de contours isopaques de l'unité E du Membre de Neilson	34
Fig. 9c	Carte de contours isopaques de l'unité F du Membre de Neilson	35
Fig. 9d	Carte de contours isopaques du Membre de Neilson de la Formation de Papaskwasati	35
Fig. 10	Section stratigraphique généralisée de la Formation de Cheno	36
Fig. 11	Section stratigraphique généralisée du membre inférieur de la Formation d'Albanel	38
Fig. 12	Carte géologique simplifiée du bassin d'Otish	42
Fig. 13	Section stratigraphique généralisée de la Formation d'Indicator	43
Fig. 14	Section stratigraphique généralisée de la Formation de Péribonca	47
Fig. 15	Coupe schématique dans le secteur E de la cuvette de Papaskwasati	50
Fig. 16	Schéma illustrant les corrélations entre les Groupes de Mistassini et d'Otish	52

Fig. 17	Variation de la teneur en oxydes du paléorégolite en fonction de la position stratigraphique des échantillons	65
Fig. 18	"Straight line diagram"	66
Fig. 19	Indice d'altération du paléorégolite	67
Fig. 20	Classification texturale des roches sédimentaires terrigènes de la Formation de Papaskwasati	71
Fig. 21	Distribution granulométrique de la fraction plus grande que 2 mm des conglomérats à cailloux de quartz	74
Fig. 22a	Classification des conglomérats gréseux	83
Fig. 22b	Classification des grès conglomératiques	83
Fig. 23	Classification des grès	84
Fig. 24	Rapport $\text{Na}_2\text{O}:\text{K}_2\text{O}$ des roches argileuses	94
Fig. 25	Distribution de l'uranium, du thorium et du potassium dans le forage OT-1 de la Formation de Papaskwasati .	105
Fig. 26a	Carte de contours isolithes des conglomérats pétromicts de la Formation de Papaskwasati	113
Fig. 26b	Carte de contours isolithes des conglomérats à cailloux de quartz de la Formation de Papaskwasati	114
Fig. 26c	Carte de contours isolithes des grès conglomératiques de la Formation de Papaskwasati	115
Fig. 26d	Carte de contours isopourcentage des grès de la Formation de Papaskwasati	116
Fig. 26e	Carte de contours du nombre de lits d'argilites de la Formation de Papaskwasati	117

Fig. 27	Diagramme en rosette des directions de courant dans les grès à stratifications entrecroisées de la Formation de Papaskwasati	118
Fig. 28	Diagramme CM (Passega, 1957 et 1964) pour les lithologies de la Formation de Papaskwasati	123
Fig. 29	Méthodes graphiques (Friedman, 1961) pour distinguer le milieu de rivière du milieu de plage	124
Fig. 30	Modèle de l'origine de la Formation de Papaskwasati	129

TABLEAUX

Tableau 1	Formations géologiques précambriennes de la région de Mistassini	9
Tableau 2	Analyses modales du paléorégolite sur le complexe granitique	59
Tableau 3	Minéraux argileux du paléorégolite	60
Tableau 4	Analyses chimiques du paléorégolite	61
Tableau 5	Perte en pourcentage-poids des éléments du paléorégolite en maintenant la teneur en Al_2O_3 constante	64
Tableau 6a	Analyses modales des conglomérats à cailloux de quartz (Fraction <2mm)	78
Tableau 6b	Rapport quartz: feldspath potassique sur des plaques de conglomérats (Fraction >2mm)	78
Tableau 7	Minéraux lourds des argilites	90
Tableau 8	Composition chimique en pourcentage-poids des argilites de Papaskwasati	92

Tableau 9	Calcul de la composition minéralogique des argilites	93
Tableau 10	Rapport Fe:Mn des argilites de la Formation de Papaskwasati	98
Tableau 11	Teneur en uranium et thorium, et rapport Th:U des argilites de la Formation de Papaskwasati	99
Tableau 12	Teneur en uranium et thorium des échantillons particulièrement radioactifs	107

PLANCHES

Planche	I A)	Contact entre la Formation de Papaskwasati et le porphyre quartzo-feldspathique (Paléorégolite).
Planche	I B)	Gneissosité préservée dans la partie supérieure du paléorégolite.
Planche	II A)	Altération avancée d'un feldspath potassique dans la partie médiane du paléorégolite.
Planche	II B)	Altération avancée d'un plagioclase dans la partie inférieure du paléorégolite.
Planche	III A)	Vue d'ensemble d'une section du paléorégolite présent sous les dolomies du membre inférieur de la Formation d'Albanel.
Planche	III B)	Partie supérieure de ce paléorégolite, montrant des blocs granitiques entourés de dolomite brune.

- Planche IV A) Socle granitique non altéré.
- Planche IV B) Début d'altération des plagioclases à la base du paléorégolite. Notez la présence de feldspaths potassiques frais.
- Planche V A) Illite feutrée, dans le paléorégolite.
- Planche V B) Illite cristalline, dans le paléorégolite.
- Planche VI A) Matrice sablonneuse des conglomérats à cailloux de quartz.
- Planche VI B) Matrice sablonneuse et argileuse des conglomérats à cailloux de quartz.
- Planche VII A) Grès conglomératique très mal trié, nature feldspathique de la fraction sablonneuse.
- Planche VII B) Grès d'aspect massif, très mal trié. Forte teneur en matrice argileuse.
- Planche VIII Stratification entrecroisée et imbrication dans un conglomérat à cailloux de quartz.
- Planche IX A) Fabrique ouverte dans un conglomérat à cailloux de quartz et de feldspaths.
- Planche IX B) Fabrique fermée dans un conglomérat à cailloux de quartz.
- Planche X A) Grès finement lité, formé par l'alternance de laminations de sable grossier, moyen et fin.
- Planche X B) Grès finement lité dû à des laminations argileuses. À noter aussi la nature argileuse de la matrice du grès.
- Planche XI Stratifications entrecroisées dans un grès du Membre de Neilson.

- Planche XII A) Grès d'aspect massif, tri moyen, faible teneur en matrice argileuse.
- Planche XII B) Grès d'aspect massif, tri moyen, forte teneur en matrice argileuse.
- Planche XIII A) Grès argileux, Membre de Neilson. Feldspaths potassiques non altérés.
- Planche XIII B) Grès argileux, Membre de Holton. Feldspaths potassiques altérés.
- Planche XIV A) Fragments de porphyre quartzo-feldspathique altérés dans le conglomérat pétromict.
- Planche XIV B) Fragments de porphyre quartzo-feldspathique altérés dans le conglomérat pétromict. Au centre particules de quartz volcaniques.
- Planche XV A) Grès d'aspect massif argileux. Particules de quartz volcaniques dérivées du porphyre quartzo-feldspathique, et particules de porphyre altérées. Base de la Formation de Papaskwasati.
- Planche XV B) Excroissance de silice (ciment) sur les grains de quartz dans un grès d'aspect massif.
- Planche XVI A) Feldspath potassique partiellement altéré dans un grès d'aspect massif, mal trié.
- B) Feldspath potassique d'un grès montrant une altération avancée. Noter la diffusion à la bordure du grain.
- Planche XVII A) Divers degrés d'altérations des feldspaths potassiques d'un grès, ayant pour résultat l'augmentation de la quantité de matrice argileuse.

- Planche XVII B) Feldspath potassique d'un grès presque-entièrement transformé en illite.
- Planche XVIII A) Grès conglomératique riche en feldspaths.
Unité F, Membre de Neilson.
- Planche XVIII B) Conglomérat feldspathique. Unité F, Membre de Neilson.
- Planche XIX A) Tourmaline authigène agissant comme ciment dans un grès.
- Planche XIX B) Ciment de lazulite dans un grès.
- Planche XX Placer de monazite et de zircon dans un grès de l'unité E du Membre de Neilson.
- Planche XXI A) Argilite noire, finement litée.
- Planche XXI B) Argilite rouge brune, laminations obliques.
- Planche XXII A) Feuilletts de "Mudcracks" dans un grès de l'unité E du Membre de Neilson.
- Planche XXII B) Argilite noire finement litée et feuilletts de "Mudcracks".
- Planche XXIII A) Microphotographie d'une argilite d'aspect massif, feutrée.
- Planche XXIII B) Microphotographie d'une argilite silteuse finement litée.
- Planche XXIV A) Microphotographie d'une argilite foncée riche en tourmaline authigène.
- Planche XXIV B) Microphotographie d'une argilite silteuse finement litée, riche en hématite authigène.

- Planche XXV A) Microphotographie d'une argilite foncée montrant la nature prismatique et l'abondance de cristaux de tourmaline authigène.
- Planche XXV B) Microphotographie d'une argilite montrant l'enchâssement de deux cristaux de tourmaline authigène.

SOMMAIRE

La Formation de Papaskwasati, d'âge Aphébien moyen, correspond à un assemblage de grès et de conglomérats à cailloux de quartz. Elle se trouve à la base du Groupe de Mistassini dans la partie N du bassin de Mistassini. Les Formations de Papaskwasati, de Cheno et d'Albanel sont entièrement ou, tout au moins, partiellement synchrones les unes des autres. De plus, l'homotaxie entre les Formations de Papaskwasati et d'Indicator permet d'établir des corrélations entre les Groupes de Mistassini et d'Otish. Il est aussi possible d'établir des corrélations lithologiques entre ces deux groupes et d'autres séquences sédimentaires du géosynclinal circum-Ungava.

La Formation de Papaskwasati repose en discordance sur un socle archéen altéré (paléorégolite), résultant d'une érosion chimique profonde sous climat tempéré et sous une atmosphère oxydante. La Formation de Papaskwasati, d'origine continentale, résulte des dépôts de cônes d'alluvions et de rivières à chenaux anastomosées.

Les conditions climatiques et atmosphériques, lors de la sédimentation de cette formation, ne sont pas favorables à la concentration de minéraux uranifères terrigènes, car ceux-ci sont détruits lors de l'érosion chimique. Par contre, la Formation de Cheno semble être une cible favorable à la prospection uranifère.

INTRODUCTION

Situation géographique

La Formation de Papaskwasati fait partie de la sous-province géologique de Mistassini (Stockwell, 1964). Cette dernière est située au S de la province de Supérieur* du bouclier canadien en bordure de la province de Grenville.

Géographiquement la Formation de Papaskwasati est localisée à 15 km (9 mi.) au N de l'extrémité NW du lac Mistassini (Fig. 1). Plus précisément cette formation se trouve au centre d'un quadrilatère correspondant à la carte 32 P (Lac Baudeau), à l'échelle de 1:250,000 du Système de Référence Cartographique National. Les limites de cette carte sont les méridiens $72^{\circ}00'$ et $74^{\circ}00'$ W et les parallèles $51^{\circ}00'$ et $52^{\circ}00'$ N. Les coordonnées spécifiques de la formation sont: latitudes $51^{\circ}30'$ et $51^{\circ}45'$ N et longitudes $72^{\circ}30'$ et $73^{\circ}00'$ W.

But du travail

Ce travail avait pour but l'étude stratigraphique et sédimentologique des grès et des conglomérats de la Formation de Papaskwasati

* Province de Supérieur. Tel qu'employé par le Ministère des Richesses Naturelles du Québec, réf. (G. Duquette, 1970).

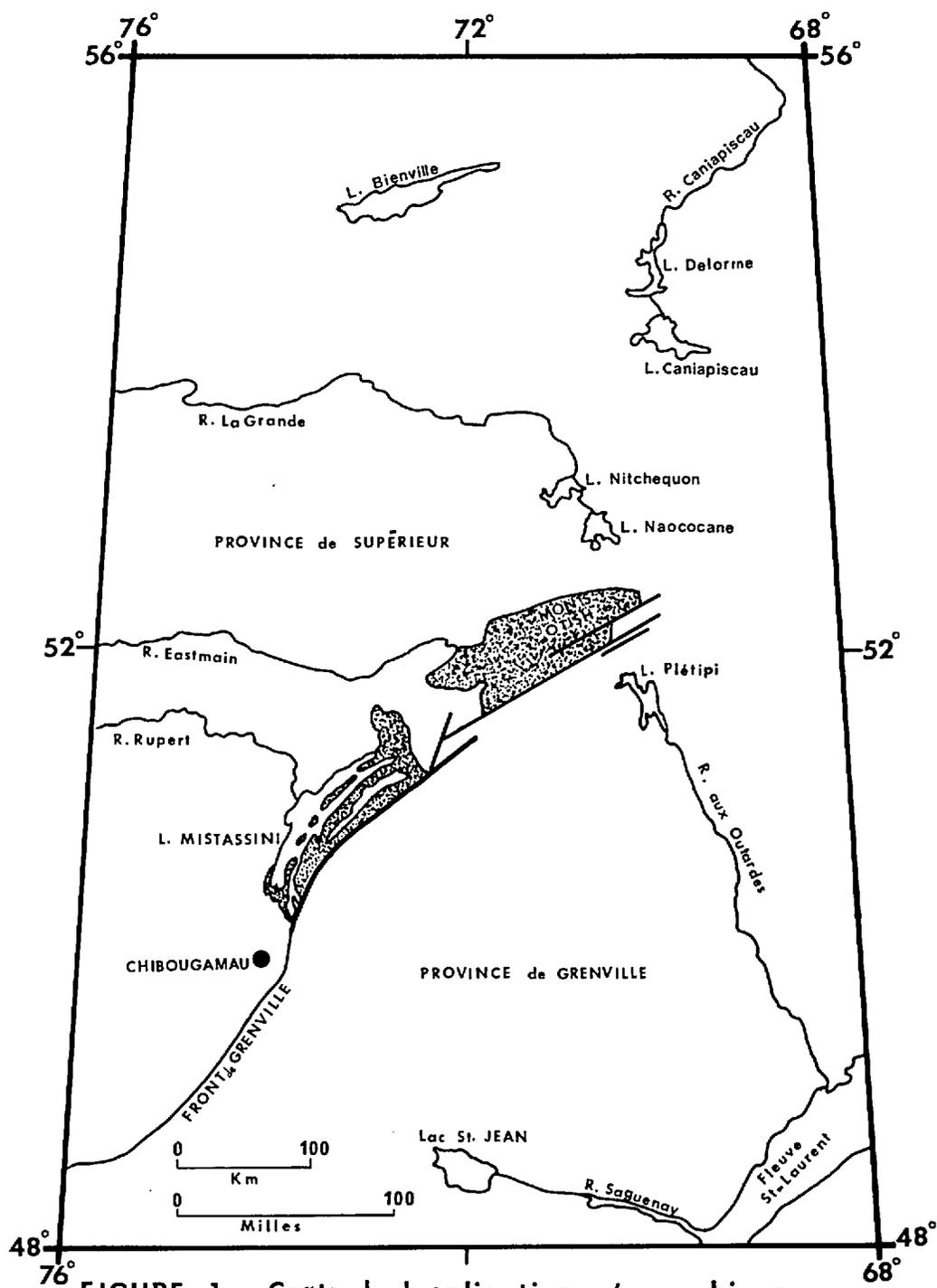


FIGURE 1. Carte de localisation géographique.



Sous - province de Mistassini.

afin d'en établir l'âge et les corrélations avec les autres formations de la sous-province de Mistassini et d'en évaluer le potentiel uranifère.

Ce projet nous fut proposé par M. R. Bergeron, alors directeur du Service de l'Exploration Géologique au Ministère des Richesses Naturelles du Québec, et M. C. Hubert accepta de diriger ces travaux.

Méthodes de travail

L'exécution de ce projet a nécessité des travaux de terrain et de laboratoires.

Les photos aériennes, les cartes topographiques, les rapports géologiques gouvernementaux déjà publiés et les rapports de compagnies d'exploration minière déposés au Ministère des Richesses Naturelles nous furent d'un grand secours pour localiser les affleurements. Nous avons examiné les quelques rares affleurements de la Formation de Papaskwasati dans le territoire et nous avons mesuré des sections stratigraphiques d'unité considérées équivalentes dans le secteur des Monts Otish au cours des étés de 1968 et 1969. Notre principale occupation sur le terrain fut d'étudier et d'échantillonner quelques 18,300 m (60,000 pi.) de carottes de sondages, effectués par les compagnies minières dans la Formation de Papaskwasati. Les informations tirées de ces sondages nous ont permis d'établir divers types de cartes stratigraphiques de la formation.

Pour compléter ces informations, nous avons procédé à l'analyse pétrographique de quelques 300 lames minces des différentes lithologies de la Formation de Papaskwasati et analysé par diffraction des rayons-X, leurs minéraux lourds et leurs minéraux d'argiles. Des analyses par fluorescence des rayons-X ont permis l'étude géochimique des argilites et du paléorégolite présent sous la formation. Le dosage de l'uranium et du thorium dans les roches de la section-type de la Formation de Papaskwasati et dans divers autres échantillons radioactifs de la même unité, a été réalisé à l'aide d'un spectromètre à rayons gamma.

Travaux antérieurs

Les premiers travaux de reconnaissance géologique dans la région du lac Mistassini sont l'oeuvre des officiers de la Commission Géologique du Canada.

En 1882, Richardson visite et décrit sommairement les roches carbonatées du lac Mistassini. A la même époque, McOuat mentionne une zone de cisaillement entre les gneiss et les carbonates dans le secteur SE du lac.

A. P. Low passe par le lac Mistassini lors de son expédition à la Baie James en 1886 et il note, en se basant uniquement sur leur apparence, que les roches carbonatées du lac Mistassini sont probablement cambriennes. A la suite d'études plus détaillées (Low, 1906), il conclut qu'elles doivent être rattachées aux roches de l'Huronien supérieur plu-

tôt qu'à celles du Cambrien.

En se basant uniquement sur des critères lithologiques, Barlow et al en 1911 situent ces carbonates dans l'Ordovicien inférieur et leur donnent le nom de série de Mistassini.

Un peu plus tard, soit en 1940, Norman cartographie la faille de Mistassini et observe que les gneiss grenvilliens chevauchent les roches sédimentaires vers le NW.

Au début des années 50, des géologues à l'emploi du Ministère des Mines du Québec, établirent les bases de la stratigraphie du bassin de Mistassini et ils publient les premières descriptions détaillées des diverses lithologies.

Neilson (1951) donne le nom de Groupe de Papaskwasati à une étendue de roches sédimentaires terrigènes, non déformées, sise au N du lac Mistassini, dans le bassin de la rivière Papaskwasati aujourd'hui nommée rivière Pépeshquasati. En même temps, il donne le nom de Formation de Cheno à une étendue de roches sédimentaires terrigènes et chimiques, rencontrée entre le Groupe de Papaskwasati et la série de Mistassini. Neilson (1951) place la Formation de Cheno à la base de la série de Mistassini.

Neale (1952) donne le nom de Groupe de Toqueco à la ceinture de roches métavolcaniques archéennes, située au SE du bassin de la rivière

Pépesquasati.

Wahl (1953) cartographie et nomme les trois principales séquences de roches sédimentaires, sises dans les bassins des lacs Mistassini et Albanel: le Groupe d'Albanel inférieur pour les dolomies massives et argileuses du lac Mistassini, le Groupe d'Albanel supérieur pour les dolomies arénacées et massives du lac Albanel, et le Groupe de Témiscamie pour la formation de fer et les shales situés entre le lac Albanel et la rivière Témiscamie.

Dans la région des Monts Otish, Robinson (1956) donne le nom de série du lac Indicator à une vaste étendue de roches sédimentaires terrigènes non déformées.

Bergeron (1957) modifie la nomenclature stratigraphique des auteurs précédents. Il crée le Groupe de Mistassini pour y inclure toutes les formations sédimentaires situées autour des lacs Mistassini et Albanel. La séquence stratigraphique établie par Bergeron (1957) pour le Groupe de Mistassini est la suivante: à la base, la Formation de Papaskwasati, suivie de la Formation de Cheno, des membres inférieur et supérieur de la Formation d'Albanel, et la Formation de Témiscamie au sommet. Nous utilisons présentement cette nomenclature pour le Groupe de Mistassini.

Bergeron (1957) crée le Groupe d'Otish dans lequel il inclut la Formation d'Indicator.

Roscoe (1969) établit des corrélations entre les Groupes de Mistassini et d'Otish et le Supergroupe de l'Huronien et il note une similitude lithologique entre le Groupe de Cobalt et les formations terrigènes des Groupes de Mistassini et d'Otish.

GÉOLOGIE RÉGIONALE

Province de Supérieur

Les roches de la province de Supérieur forment le socle cristallin sur lequel reposent les roches sédimentaires de la sous-province de Mistassini.

Les roches archéennes de la province de Supérieur ont généralement un grain tectonique E-W et elles affleurent dans la partie centrale et NW de la région (Fig. 2). L'ensemble lithologique le plus abondant se compose de plusieurs variétés de gneiss à quartz, plagioclase, biotite, avec quelquefois de la hornblende et très peu de feldspaths potassiques. Le deuxième type lithologique en importance est le complexe granitique (Chown, 1971). Cette unité est un mélange de migmatite et de granite proprement dit. Ces roches sont formées d'environ 50 pour cent de plagioclase, 30 pour cent de quartz, 15 pour cent de microcline et 5 pour cent de biotite. Le quartz et le microcline sont les éléments les plus grossiers de la texture de cette roche très grenue: les grains de microcline sont toujours très frais tandis que les plagioclases sont altérés. De nombreuses pegmatites recoupent tout le terrain granitique.

En plus des masses de roches granitiques, nous retrouvons dans la province de Supérieur des ceintures de roches métavolcaniques et métasédimentaires. Deux de ces ceintures sont présentes dans la région étudiée

TABLEAU I
FORMATIONS GÉOLOGIQUES PRÉCAMBRIENNES DE LA RÉGION DE MISTASSINI

SECTEUR		CHIBOUGAMAU	LAC MISTASSINI	MONTS-OTISH
PROTÉROZOÏQUE	HÉLIKIEN Province de Grenville	Intrusions acides granite, syénite et pegmatite Intrusions basiques anorthosite et gabbro Roches métavolcaniques . . . amphibolite à grenat Roches gneissiques gneiss quartzo-feldspathique		
	APHÉBIEN Sous-province de Mistassini	Formation de Chibougamau (Paraconglomérats, orthoconglomérats, grès et shales)	Dykes de gabbro Formation de Témiscamie (Roches ferrifères et argilites) Formation d'Albanel, membre supérieur (Dolomies massives, argileuses et stromatolitiques) membre inférieur (Dolomies litées, argileuses stromatolitiques, brèches, cherts et shales graphitiques) Formation de Cheno (Grès, conglomérats, dolomies) Formation de Papaskwasati (Grès, conglomérats et argilites) Paléorégolite (Gneiss et granites altérés)	Dykes et filons-couches de gabbro Formation de Péribonca (Grès rose, grès argileux, conglomérats pétromicts, dolomies stromatolitiques) Formation d'Indicator (Grès, conglomérats et argilites) Paléorégolite (Gneiss et granites altérés)
ARCHÉEN	Province de Supérieur	Intrusions granitoïdes Intrusions basiques Groupe de Roy (Roches métavolcaniques et métasédimentaires) Complexe gneissique	Complexe granitique Porphyre quartzo-feldspathique Groupes de Tichégami et de Toquaco (Roches métavolcaniques et métasédimentaires) Complexe gneissique	Complexe granitique Groupe de Tichégami (Roches métavolcaniques et métasédimentaires) Complexe gneissique

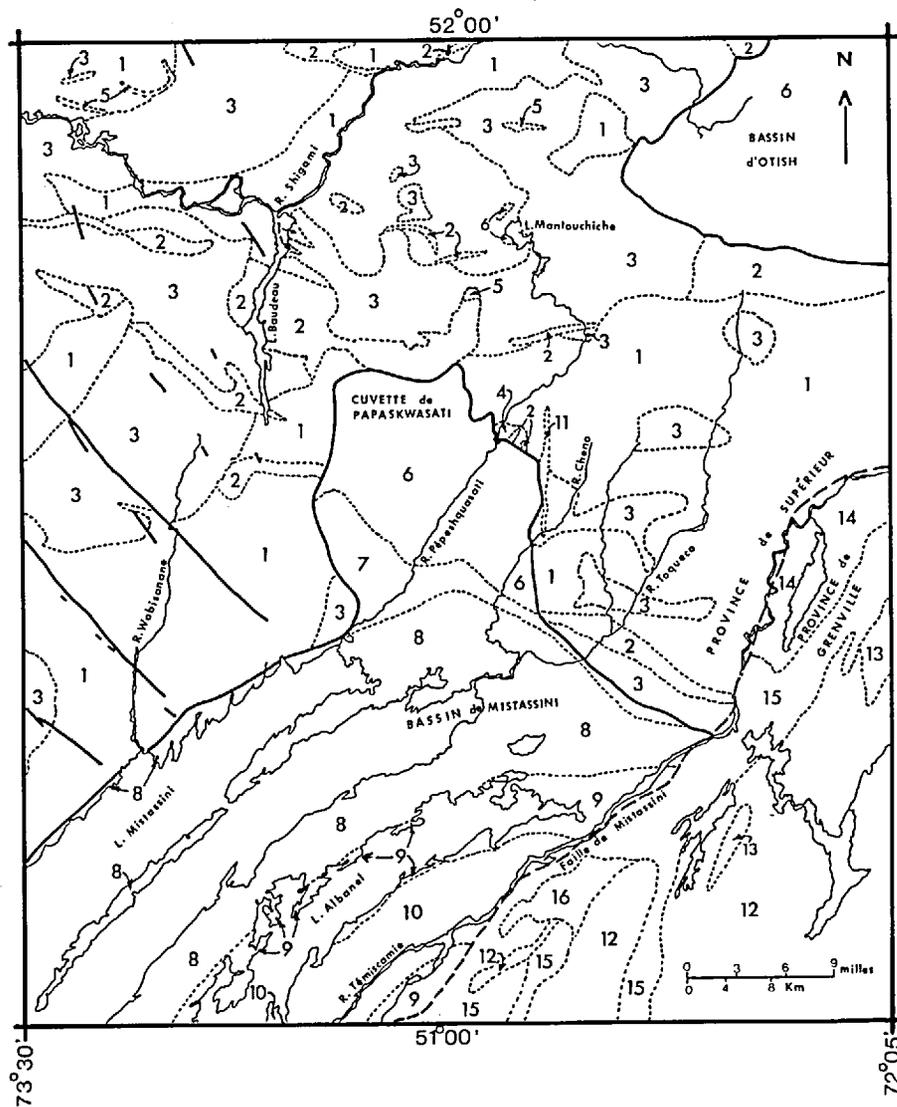


FIGURE 2. GÉOLOGIE RÉGIONALE.

- Province de Grenville**
- SYÉNITE 16
 - GRANITE, GNEISS GRANITIQUE 15
 - MASSIF D'ANORTHOSITE 14
 - ROCHES MÉTAVOLCANIQUES 13
 - GNEISS QUARTZO - FELDSPATHIQUE 12
- Sous-province de Mistassini**
- GABBRO, DIABASE 11
 - FORMATION de TÉMISCAMIE 10 ROCHES FERRIFÈRES
 - FORMATION d'ALBANEL membre supérieur 9 DOLOMIES
 - FORMATION d'ALBANEL membre inférieur 8 DOLOMIES
 - FORMATION de CHENO 7 GRÈS, CONGLOMÉRATS, DOLOMIES
 - FORMATION de PAPASKWASATI ou 6 GRÈS, CONGLOMÉRATS
 - FORMATION d'INDICATOR
- Province de Supérieur**
- ROCHES ULTRAMAFIQUES 5
 - PORPHYRE QUARTZO - FELDSPATHIQUE 4
 - GRANITE, PEGMATITE 3
 - ROCHES MÉTAVOLCANIQUES 2
 - GNEISS MIXTES, MIGMATITES 1
- LIMITES des BASSINS de MISTASSINI et d'OTISH
- CONTACTS GÉOLOGIQUES
- FAILLE

(Fig. 2). Elles sont orientées E-W. La première, le Groupe de Toqueco (Neale, 1952), passe à 14 km (9 mi.) au N du lac Mistassini et elle se prolonge vers l'W, sous la limite S de la Formation de Papaskwasati. La deuxième ceinture, le Groupe de Tichégami (Chown, 1971), forme la limite N de la Formation de Papaskwasati. Elle s'étend vers l'E jusque dans le secteur du lac Indicateur (Fig. 12) où elle forme la limite SW du bassin d'Otish. Ces deux ceintures sont formées essentiellement de metabasaltes et de métagabbros avec des quantités mineures de roches sédimentaires terrigènes, de formation de fer et d'intrusifs basiques plus jeunes.

Nous retrouvons aussi sur la rivière Pépeshquasati, à la limite NE de la Formation de Papaskwasati, un intrusif de porphyre quartzo-feldspathique et des lambeaux de roches métavolcaniques (Fig. 2).

Une série de dykes continus, de direction NW, dont la composition varie de gabbro à olivine à gabbro granophyrique, affleurent à l'W du lac Mistassini (Fig. 2). Les relations chronologiques entre les différentes unités lithologiques de la province de Supérieur sont indiquées au tableau I.

Sous-province de Mistassini

Des roches sédimentaires d'âge Aphébién forment la majorité des lithologies de la sous-province de Mistassini, tableau I. Par définition, ces roches reposent en discordance sur le socle archéen de la province de

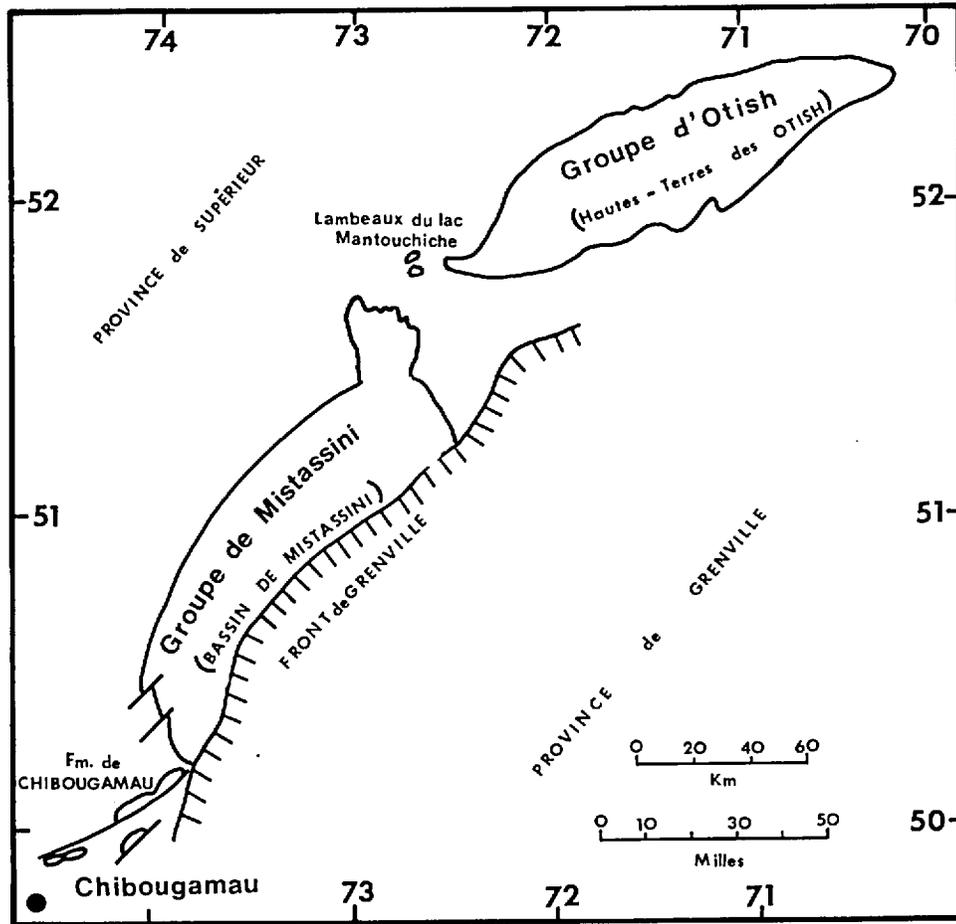


FIGURE 3. Séquences sédimentaires aphébiennes de la sous-province de Mistassini .

Supérieur (Stockwell, 1964). Elles se retrouvent principalement dans les deux grands bassins d'Otish et de Mistassini, orientés NE-SW, le long du Front Grenville, et dans des petits bassins localisés entre la ville de Chibougamau et la limite S du lac Mistassini (Fig.3). En général, ces roches sédimentaires sont subhorizontales sauf près des failles où nous observons quelques plis ouverts, et près du Front^{de} Grenville où les plis sont beaucoup plus serrés.

Le premier grand bassin couvre une superficie de 7300 km² (2800 mi.²) et englobe les terrains sédimentaires autour des lacs Mistassini et Albanel et ceux de la rivière Pépeshquasati (Fig. 2). Ces assises correspondent au Groupe de Mistassini (Fig. 3) et comprennent des roches sédimentaires terrigènes et chimiques, tableau I. A la base du groupe se trouve la Formation de Papaskwasati composée d'un assemblage de grès et de conglomérats de couleur gris à vert pâle, suivie de la Formation de Cheno, composée de grès, de conglomérats et de dolomies, le tout de couleur noire. Par la suite, nous rencontrons la Formation d'Albanel dont le membre inférieur comprend un assemblage de dolomies grises, de dolomies argileuses, et de dolomies stromatolitiques, tandis que le membre supérieur est caractérisé par des dolomies arénacées de couleur rose et chamois ainsi que des dolomies stromatolitiques. La Formation de Témiscamie se trouve au sommet et elle est composée de roches ferrifères et de shales. L'étude qui suit portera essentiellement sur les Formations de Papaskwasati, de Cheno et sur le membre inférieur de la Formation d'Albanel. La Formation de Papaskwasati sert de trait d'union entre les roches essentiellement terrigènes des Hautes-Terres des Otish et les roches chimiques de Mistassini.

Le deuxième grand bassin, situé à 32 km (20 mi.) au N du premier, couvre une superficie analogue. Ce bassin englobe entièrement les Hautes-Terres des Monts Otish (Fig.3). Nous y retrouvons le Groupe d'Otish formé essentiellement de roches sédimentaires terrigènes, tableau I. Ce groupe se divise en deux formations: à la base, la Formation d'Indicator composée de grès et de conglomérats de couleur vert pâle à beige, et au sommet, la Formation de Péribonca correspondant à un assemblage de grès rose, de grès argileux, de conglomérats de couleur rouge, et de quelques lits de dolomies blanches contenant des structures stromatolitiques.

Entre ces deux bassins, soit dans le secteur du lac Mantouchiche (Fig. 3), nous rencontrons des lambeaux d'érosion de roches sédimentaires terrigènes identiques en tout point à celles des Formations d'Indicator, de Péribonca et de Papaskwasati.

De nombreux dykes et filons - couches gabbroïques recoupent les assises du Groupe d'Otish. Seulement deux dykes, l'un de direction N-S et l'autre de direction NE-SW, sont observés dans les roches de la Formation de Papaskwasati.

Le troisième bassin, d'une superficie moindre que les précédents, est localisé au S du bassin de Mistassini (Fig. 3). Un assemblage de conglomérats et de mudstones en composent les assises. Cette séquence, nommée le Groupe de Chibougamau par Riley et Kindle (1958), fut renommée la Formation de Chibougamau par Long (1973). Selon Long (1974), les roches

de la Formation de Chibougamau sont d'origine glaciaire et paraglaciaire.

Les roches de la sous-province de Mistassini semblent avoir une affinité lithologique naturelle avec celles du même âge, dans les autres sous-provinces ceinturant le craton d'Ungava. Ces sous-provinces sont: la fosse du Labrador, la ceinture de Cape Smith-Wakeham et le secteur des îles Belcher - Golfe de Richmond (Fig. 4). La séquence basale du Supergroupe de Kaniapiskau dans la fosse du Labrador (Dimroth, 1970), et les Groupes de Pachi, Richmond et Nastapooka du Golfe de Richmond (Jackson, 1970), présentent des similitudes lithologiques et stratigraphiques avec les Groupes de Mistassini et d'Otish de notre région.

Province de Grenville

Toutes les roches constituant les assises de la région au SE de la rivière Témiscamie (Fig. 2), appartiennent à la Province de Grenville. Ces roches comprennent une grande variété de gneiss quartzo-feldspathiques dont le grain tectonique est orienté NE. Quelques massifs d'anorthosites et des bandes de roches métavolcaniques sont rencontrés ici et là dans ces gneiss.

Dans cette région, la limite entre les provinces de Grenville et de Supérieur, ainsi que la sous-province de Mistassini, correspond au Front de Grenville (Fig.3), délimité ici par la faille de Mistassini (Fig.2).

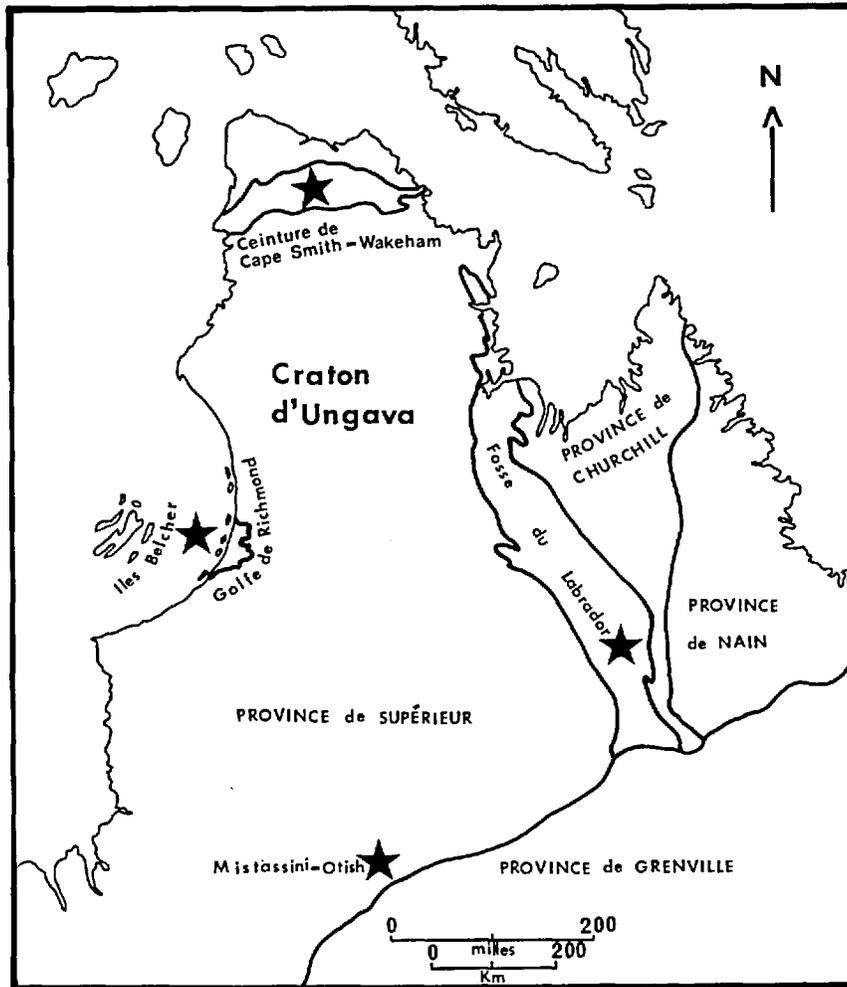


FIGURE 4. Roches aphébiennes dans les sous - provinces du craton d'Ungava.

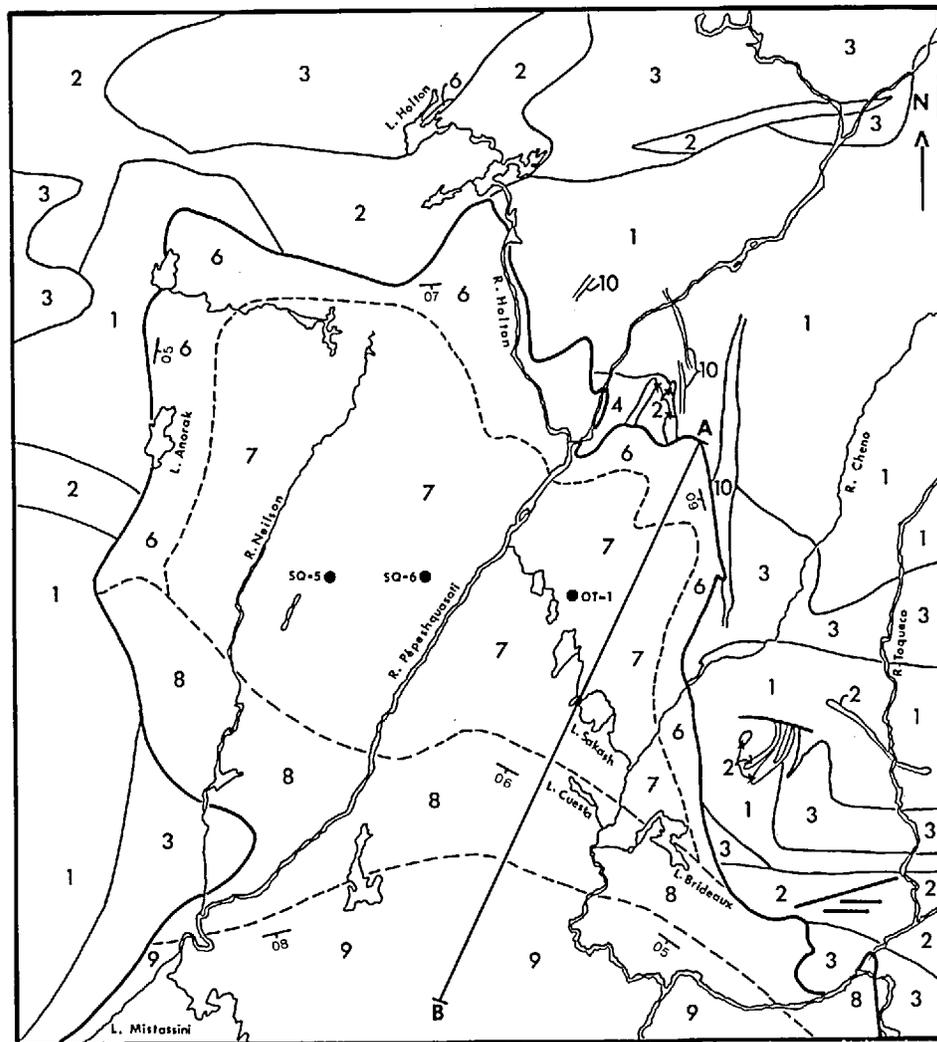
STRATIGRAPHIE DES BASSINS DE MISTASSINI ET D'OTISH

Introduction

Dans cette section, nous décrirons le contexte géologique et la stratigraphie interne des formations utiles à notre étude afin de faire ressortir les caractéristiques lithologiques, stratigraphiques et sédimentologiques de chacune d'entre elles. Nous établirons aussi des corrélations entre les roches de la sous-province de Mistassini et celles des autres sous-provinces ceinturant le craton d'Ungava.

Bassin de Mistassini

Les assises des Formations de Papaskwasati et de Cheno ainsi que celles du membre inférieur de la Formation d'Albanel, tous du Groupe de Mistassini, sont subhorizontales et elles reposent successivement, du NE vers le SW, sur le socle archéen (Fig. 5). Ce socle de composition essentiellement granitique et gneissique (Fig. 6 a) est le même que celui décrit précédemment pour la province de Supérieur (p.8 et 11) sauf qu'ici, les roches sont pour une profondeur plus ou moins régulière, fortement altérées. Ces roches altérées forment un terme lithologique in situ facilement identifiable entre les roches saines du socle et les unités sédimentaires de la couverture, et c'est pour cette raison que nous le considérons comme un paléorégolite. Cet ancien régolite est toutefois un peu spécial car il est bien induré ayant subi les effets de la compaction et de la cimentation.



Légende

APHÉBIEN	GABBRO	10
	FORMATION d'ALBANEL	
	Membre inférieur	9
	FORMATION de CHENO	8
	FORMATION de PAPASKWASATI	
	Membre de Neilson	7
Membre de Halton	6	
PALÉORÉGOLITE	5	
ARCHÉIEN	PORPHYRE QUARTZO-FELDSPATHIQUE	4
	GRANITE, PEGMATITE	3
	ROCHES MÉTAVOLCANIQUES	2
	GNEISS MIXTES, MIGMATITES	1
		1

Limite de la cuvette de Papaskwasati

Contact géologique

Forages

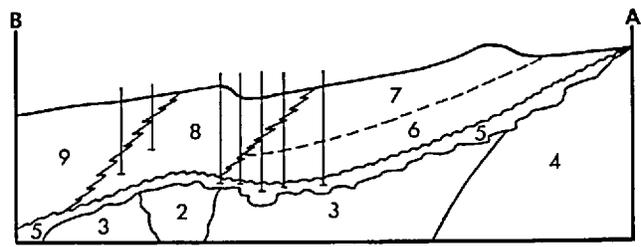
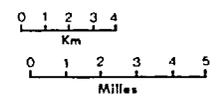


FIGURE 5. GÉOLOGIE LOCALE de la CUVETTE de PAPASKWASATI.

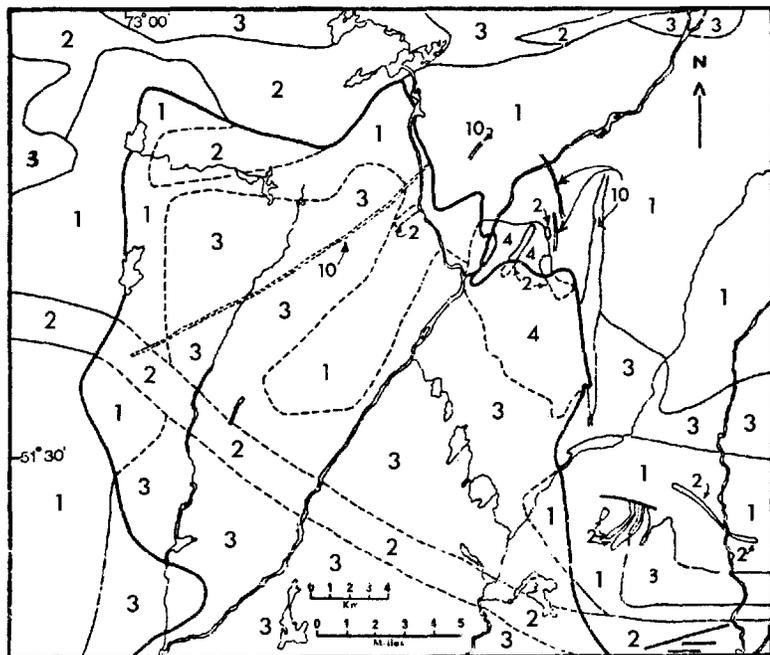


FIGURE 6a. Géologie du socle archéen sous la Formation de Papaskwasati.

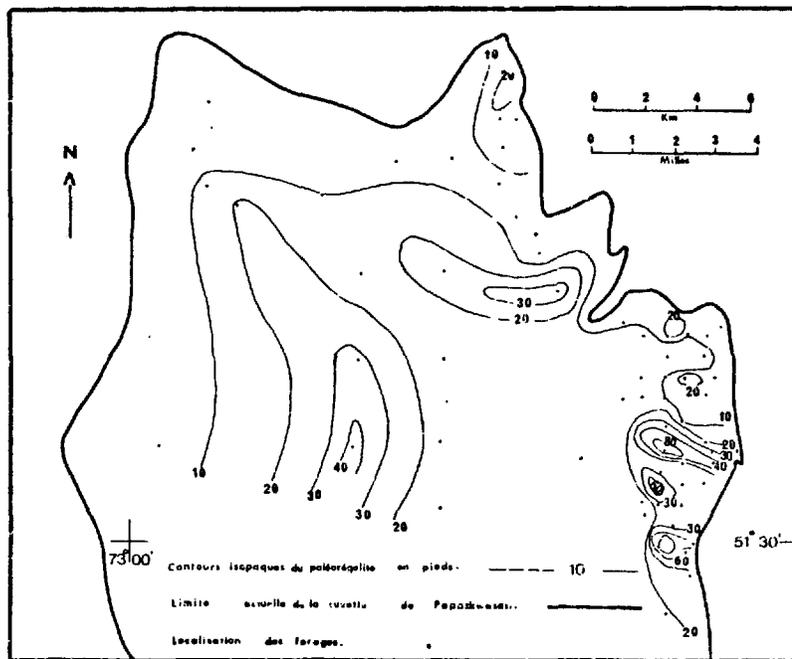


FIGURE 6b. Carte de contours isopaques du paléorégolite sous la Formation de Papaskwasati.

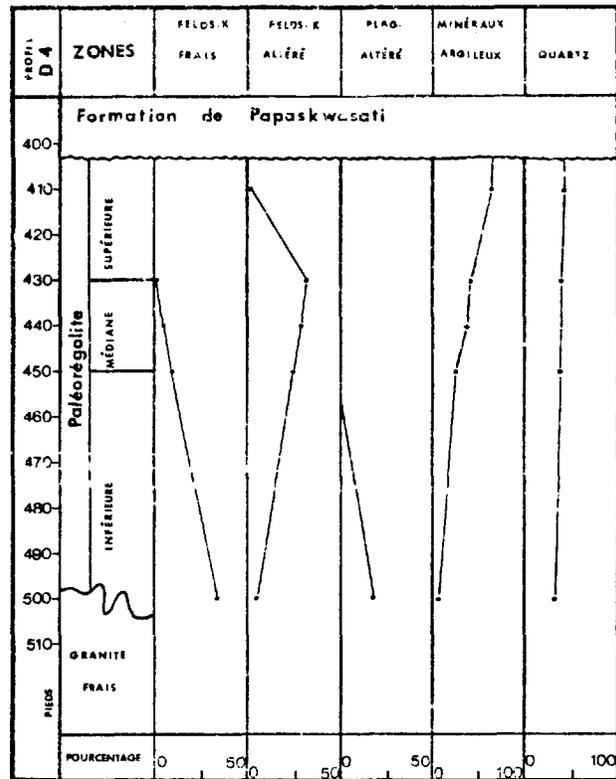


FIGURE 6c. Zonation minéralogique du paléorégolite.

Paléorégolite

Au contact entre la Formation de Papaskwasati et le socle archéen, se trouve un terme composé de matériel altéré in situ, dérivé directement des roches sous-jacentes du substratum (Fig. 6). Une zone d'altération identique est aussi présente sous le lambeau des roches sédimentaires du lac Mantouchiche (Fig. 2). Une autre zone d'altération de nature quelque peu différente apparaît au contact entre les dolomies du membre inférieur de la Formation d'Albanel et le socle archéen, plus exactement sur les rives W et S du lac Mistassini. La présence de cette zone d'altération un peu partout sous les roches basales du Groupe de Mistassini, nous porte à croire que tout le socle archéen sous-jacent aux roches du bassin de Mistassini est caractérisé par un paléorégolite.

Les roches altérées de cette zone s'individualisent par la préservation des structures et des textures de la roche originale, même si la minéralogie est considérablement modifiée. La gneissosité préservée par la forme et l'alignement des grains de quartz (Pl.Ib), permet d'identifier la nature de la roche originale. La préservation de la gneissosité et le manque d'indices de remaniement, nous amènent à conclure que cette zone d'altération est un éluvion fossile (Lelong, 1969) ou, d'une façon plus générale, un paléorégolite.

Sous la Formation de Papaskwasati, le paléorégolite a la forme d'un dépôt tabulaire (Fig. 6b). Nous le reconnaissons facilement dans tous les forages qui percent la couverture jusqu'au substratum, aussi bien

qu'en affleurement, en particulier près de la rivière Cheno et le long du cours supérieur de la rivière Holton (Fig. 5). Le contact supérieur entre le paléorégolite et la base de la Formation de Papaskwasati est très net (Pl. Ia), par contre le contact inférieur avec les roches saines du socle archéen est graduel.

Un profil typique de ce paléorégolite, développé sur les terrains gneissiques ou granitiques sous-jacents aux dépôts terrigènes de la Formation de Papaskwasati est schématisé sur la figure 6 c. Dépendant du degré d'altération et du pourcentage des minéraux présents, il se divise en trois parties distinctes: une zone supérieure, médiane et inférieure.

Dans la zone supérieure, nous observons une roche de couleur gris-vert, composée essentiellement de grains de quartz et de minéraux micacés, avec peu ou pas de reliques de feldspaths potassiques. Les grains de quartz même s'ils sont fortement corrodés, retiennent leur fabrique originale (Pl. Ib).

La zone médiane est généralement de teinte rose pâle, mais contient localement des parties verdâtres. La composition minéralogique de la roche de cette zone diffère peu de la précédente et elle se traduit par une plus grande quantité de feldspaths potassiques (Pl. IIa). Ces feldspaths potassiques sont de moins en moins altérés à mesure que l'on descend le long du profil (Fig. 6c).

Dans la zone inférieure, la roche a une couleur rose foncé et elle

ressemble déjà à un granite, mais nous y constatons toujours l'absence de minéraux mafiques. L'apparition de plagioclases altérés (Pl. IIb) individualise cette zone (Fig. 6c). L'altération des feldspaths potassiques est restreinte aux clivages et aux plans de macles de ces minéraux. La présence de biotite délavée et de feldspaths relativement frais annoncent la limite entre le paléorégolite et les roches saines du socle sous-jacent. Les minéraux identifiés dans ce paléorégolite ainsi que leur pourcentage, pour sept coupes différentes, sont donnés au tableau II.

Sous les dolomies du membre inférieur de la Formation d'Albanel, le paléorégolite se présente à première vue comme un conglomérat de base. Nous observons des blocs de roches ignées entourés d'une dolomite brune, bien cristallisée (Pl. III). Un examen attentif révèle que ces blocs résultent de l'intersection de réseaux de diaclases, et que la dolomite s'est infiltrée le long de ces ouvertures. Près du contact supérieur de ce paléorégolite, la roche étant beaucoup plus fracturée, la quantité de dolomite augmente considérablement.

La Formation de Papaskwasati

La Formation de Papaskwasati (Bergeron, 1957) se compose d'un assemblage de grès et de conglomérats, parsemé de minces lits d'argilites. Leur couleur est gris-verdâtre. La formation couvre une superficie de 630km^2 (250mi.^2). Son centre est localisé à 26 km (16 mi.) au N du lac Mistassini. En grande partie, l'aire couverte par cette formation correspond au bassin de drainage inférieur de la rivière Pépeshwasati (Fig. 5). Ce secteur, qui correspond à une échancrure dans la partie N du bassin de Mistassini (Fig. 2), est surnommé la cuvette de Papaskwasati car la topographie du socle sous la Formation de Papaskwasati (Fig. 7b), épouse la forme d'une cuvette selon le sens géographique du mot.

Une section généralisée du Papaskwasati, construite à partir des informations obtenues des carottes de sondage, est présentée sur la figure 7a. Vu le nombre restreint et la pauvre qualité des affleurements dans ce secteur, nous avons choisi les carottes de forages no: OT-1, SQ-5 et 6 comme section-type pour cette formation. Le premier trou de forage OT-1 est localisé dans le centre E de la formation (Fig. 5). Il s'agit d'un trou vertical recoupant les 433 m (1420 pi.) inférieurs de l'unité. Les sondages SQ-5 et 6 sont localisés respectivement à 8 km et 5 km à l'W du premier (Fig. 5). Ces trous sont verticaux et ils permettent d'ajouter 88 m (290 pi) au-dessus de la colonne de forage OT-1. La puissance de la Formation de Papaskwasati est donc de 521 m (1710 pi.). Le Papaskwasati s'amincit vers le S (Fig. 7c), et disparaît sous la Formation de Cheno. Les contours isopaques devraient fermer vers le S, mais nous ne pouvons

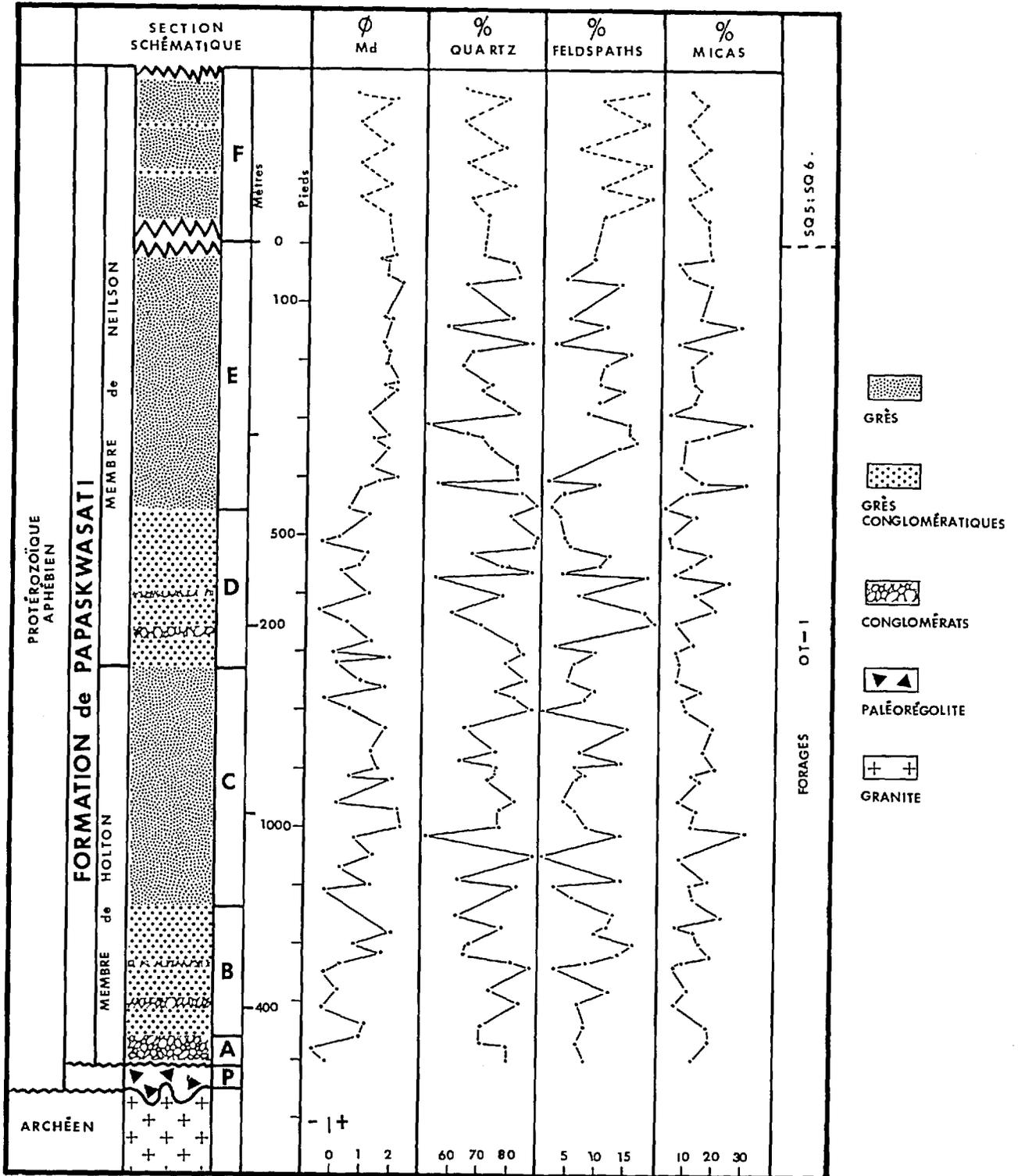


FIGURE 7a. Stratigraphie, Granulométrie et Minéralogie de la Formation de Papaskwasati

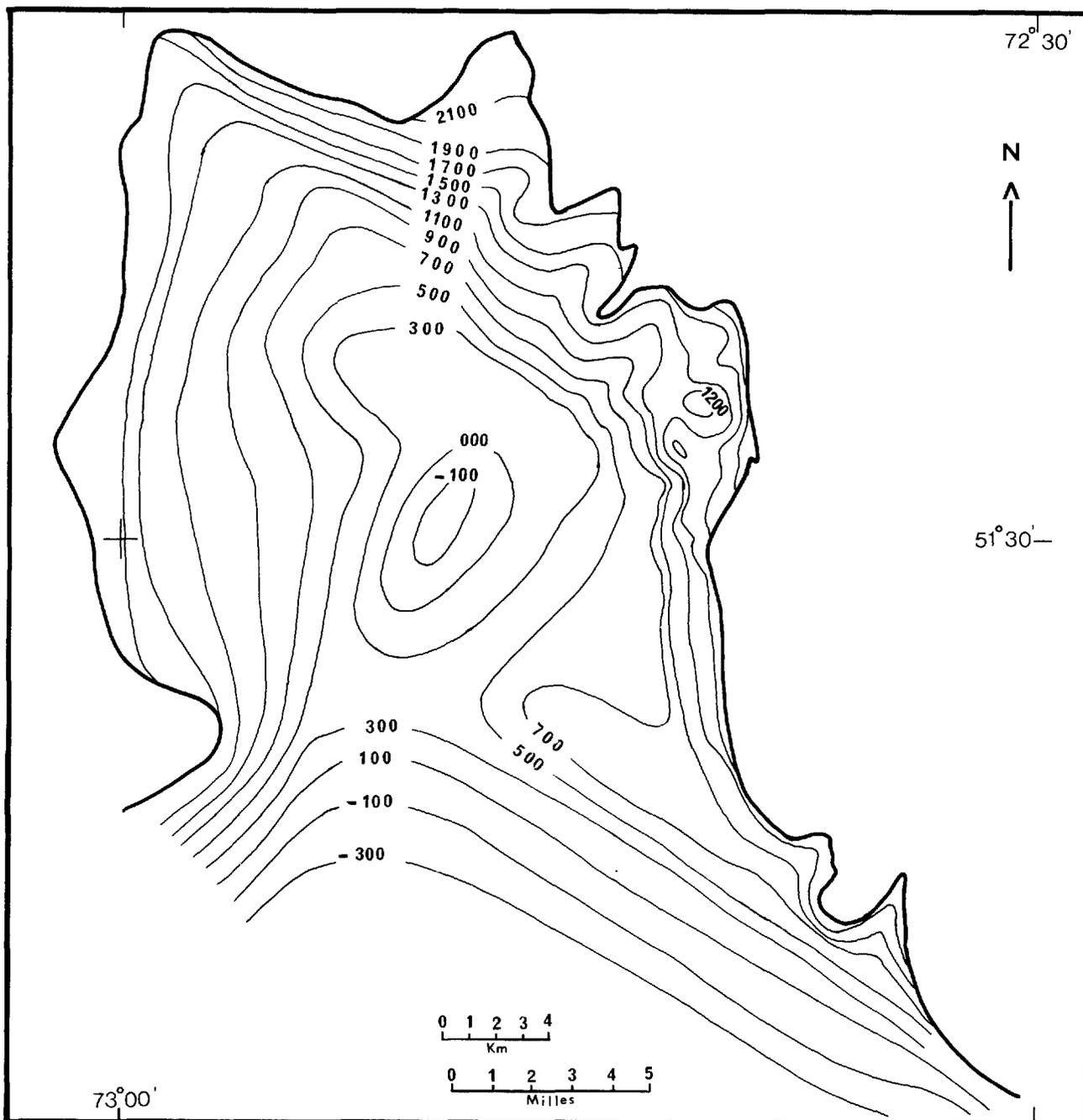


FIGURE 7b. Carte à contours structuraux du socle sous les Formations de Papaskwasati et de Cheno .

Limite actuelle de la cuvette de Papaskwasati. —————

Contour structural et cote en pieds au-dessus du niveau de la mer.

—— 100 ——

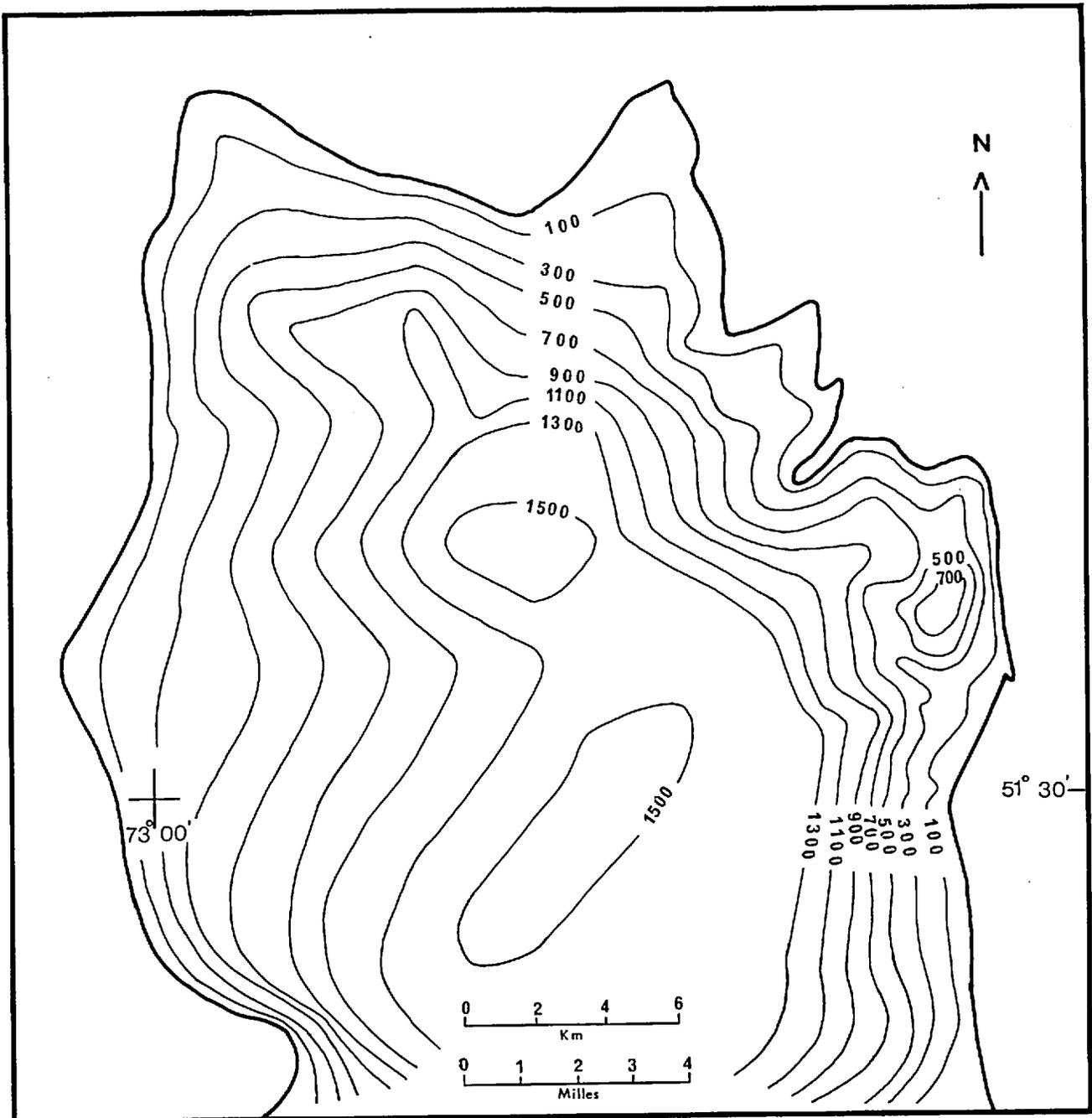


FIGURE 7c . Carte de contours isopaques de la Formation de Papaskwasati .

Limite actuelle de la cuvette de Papaskwasati. —————

Contour isopaque de la formation en pieds. — 100 —

les tracer précisément vu la rareté des sondages et l'absence de puits profonds qui permettraient un meilleur contrôle pour ce secteur de la cuvette.

Le Papaskwasati repose partout en discordance sur le paléoréogolite développé sur le socle archéen. Le contact inférieur est net, et il correspond à une surface d'érosion aphébiennne. Le contact supérieur avec la Formation de Cheno est graduel. Cette formation remplit une cuvette dans le socle archéen (Fig. 7b). La carte de contours isopaques du Papaskwasati (Fig. 7c) ne montre qu'une épaisseur apparente de l'unité car les strates supérieures étant horizontales, elles sont progressivement tronquées vers l'E, le N et l'W par la surface d'érosion du Pleistocène.

Le Papaskwasati comprend deux membres: le Membre de Holton à la base et le Membre de Neilson au sommet (Chown et Caty, 1973). Ces deux membres sont nommés d'après les deux principaux tributaires du cours inférieur de la rivière Pépeshquasati (Fig. 5).

Le Holton est caractérisé par un assemblage de grès conglomératiques et de conglomérats qui, de la base au sommet, montre un cycle granulométrique décroissant (fining upward sequence) (Fig. 7a). La granulométrie grossière des matériaux est un critère distinctif de ce membre. Il se subdivise en trois unités: les unités A, B et C (Fig. 7a).

L'unité inférieure A se distingue surtout par l'abondance de conglomérats à cailloux de quartz, dans lesquels s'interstratifient quelques conglomérats gréseux et des grès conglomératiques. L'épaisseur des bancs de conglomérats varie de quelques centimètres à 2 mètres. Ils sont lenticulaires. La base de l'unité est marquée par l'apparition de conglomérats à cailloux de quartz dans 14 forages, ou d'un conglomérat pétromict dans 20 autres forages. Dans les 22 forages qui restent, un terme de grès conglomératique ou de grès, variant entre 30cm et 20 m (1 et 70 pi.), vient s'intercaler entre le paléorégolite et le premier banc de conglomérat à cailloux de quartz. Le contact supérieur de l'unité est annoncé par la disparition des conglomérats à cailloux de quartz et par l'apparition d'un intervalle considérable de conglomérats gréseux et/ou de grès conglomératiques. La puissance de cette unité est très variable (Fig. 8a); les valeurs les plus élevées sont rencontrées à la périphérie de la cuvette, tandis que l'unité est absente au centre.

L'unité B marque une transition lithologique entre les divisions A et C. Elle se compose d'un assemblage de conglomérats gréseux et de grès conglomératiques. Ces derniers renferment localement quelques interlits de grès et des petits lits de conglomérats à cailloux de quartz. L'unité se distingue de la précédente par une diminution marquée de la granulométrie moyenne (Fig. 7a). Son sommet est indiqué par l'apparition d'un puissant terme de grès (Fig. 7a). La puissance de cette unité est également très variable (Fig. 8b); elle est absente au centre de la cuvette et atteint une épaisseur maximale dans la partie E de la Formation

de Papaskwasati.

L'unité C se caractérise par l'abondance de grès finement lité ou d'aspect massif, avec quelques intervalles de grès conglomératiques et de minces lits d'argilites. Au centre de la cuvette, cette unité repose directement sur le paléorégolite. Le sommet de l'unité C est tracé sous le niveau supérieur des conglomérats à cailloux de quartz ou des conglomérats gréseux (Fig. 7a). Contrairement aux deux précédentes, cette unité a une épaisseur maximale au centre de la cuvette (Fig. 8c). La figure 8d montre une carte de contours isopaques pour l'ensemble du Membre de Holton.

Le Membre de Neilson est caractérisé par l'abondance de grès finement lités et de grès à stratifications entrecroisées. Chown et Caty (1973) ont reconnu trois unités à l'intérieur de ce membre. L'absence de l'une des deux unités inférieures dans certains forages portait à confusion. Une réévaluation de la stratigraphie interne a permis de regrouper les deux unités inférieures de Chown et Caty (1973) en une seule, et de diviser l'unité supérieure en deux. Ainsi, nous définissons à nouveau trois unités (Fig. 7a), mais seulement les deux nouvelles unités inférieures D et E, sont présentes dans le forage type (OT-1). La nouvelle unité supérieure F est présente dans les forages SQ-5 et SQ-6. De la base au sommet, le Membre de Neilson présente lui aussi un cycle granulométrique décroissant (Fig. 7a).

L'unité inférieure D comprend des conglomérats à cailloux de quartz,

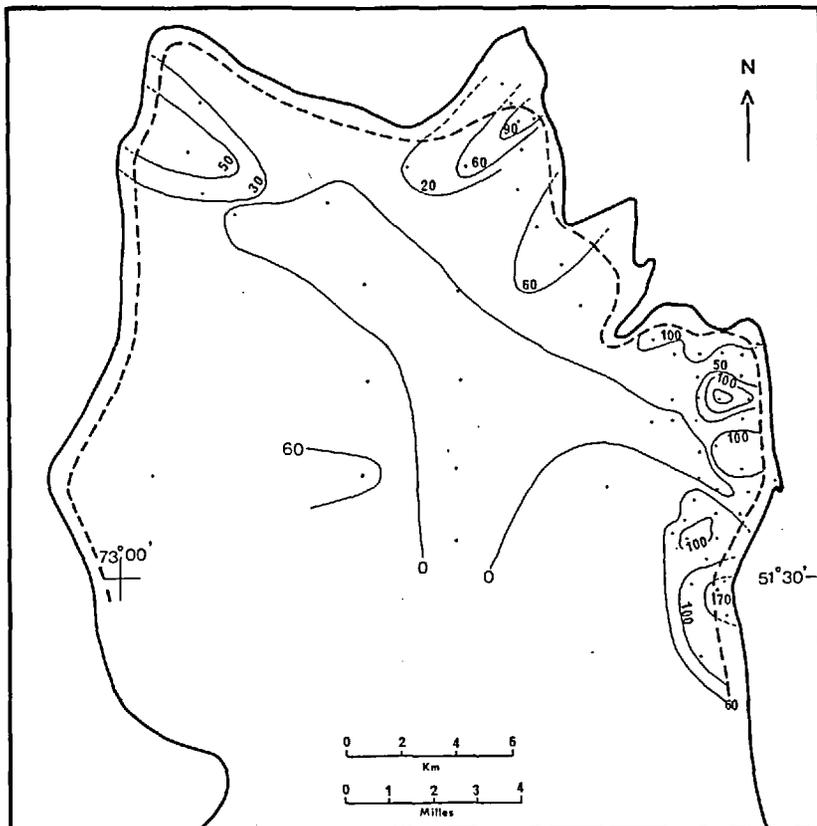


FIGURE 8a. Carte de contours isopaques de l'unité A du Membre de Holton.

Limite actuelle de la cuvette de Papaskwasati. ————
 Trace de l'unité B
 Isopaque en pieds - - - - - présumé .
 Isopaque en pieds ———— 10 ———— mesuré .
 Localisation des forages

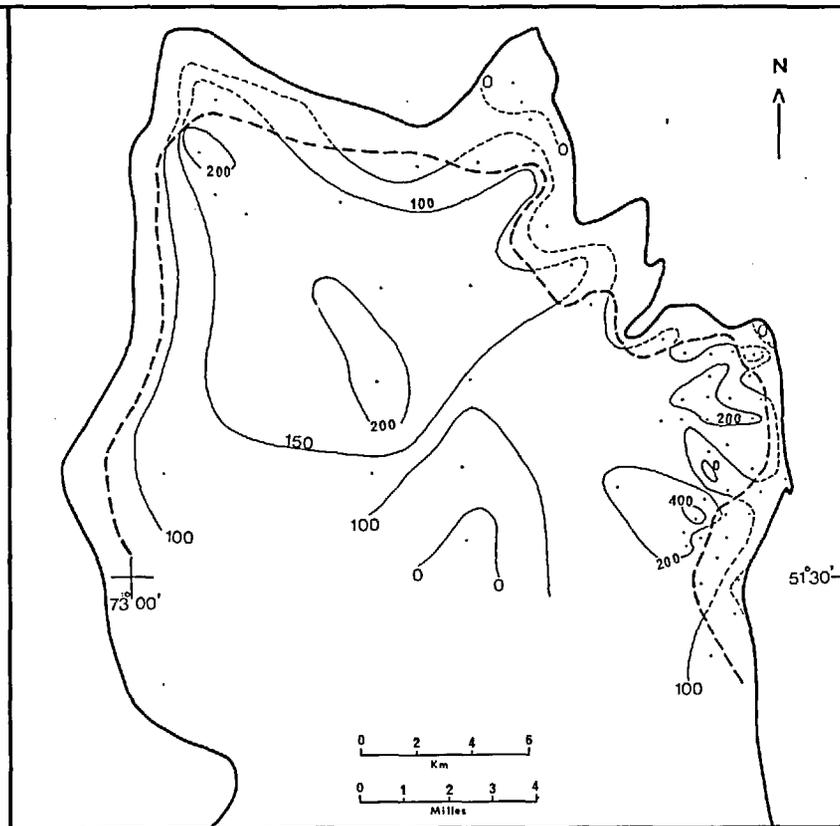


FIGURE 8b. Carte de contours isopaques de l'unité B du Membre de Holton.

Limite actuelle de la cuvette de Papaskwasati. ————
 Trace de l'unité C
 Isopaque en pieds - - - - - présumé .
 Isopaque en pieds ———— 100 ———— mesuré .
 Localisation des forages

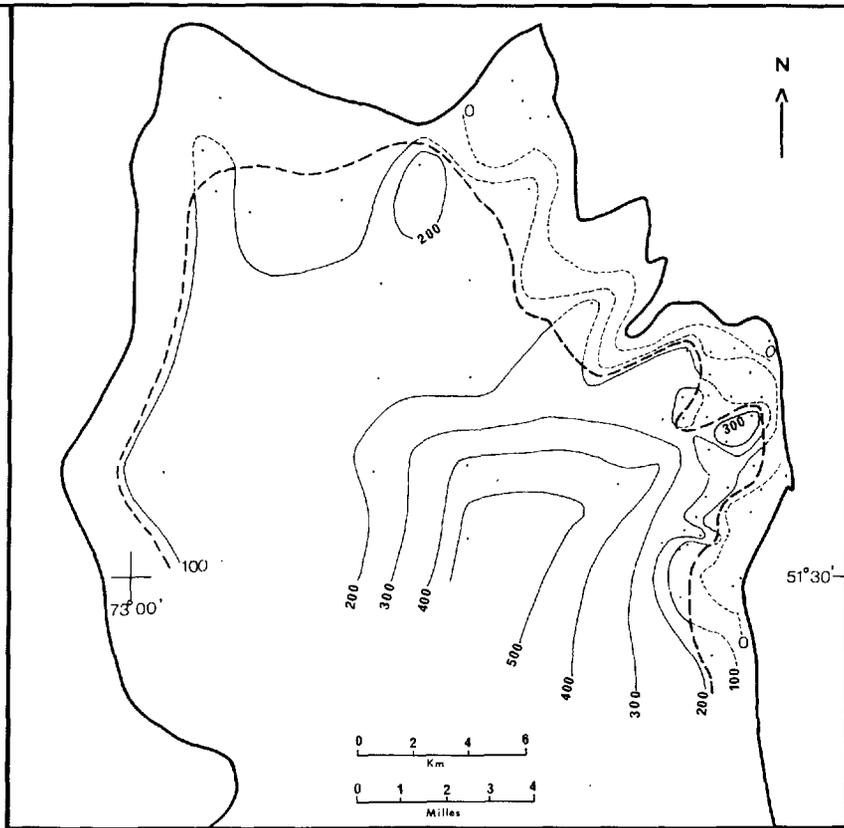


FIGURE 8c. Carte de contours isopaques de l'unité C du Membre de Holton.

Limite actuelle de la cuvette de Papaskwasati . ————
 Trace de l'unité D . - - - - -
 Isopaque en pieds - - - - - présumé .
 Isopaque en pieds ———— 100 ———— mesuré .
 Localisation des forages . *

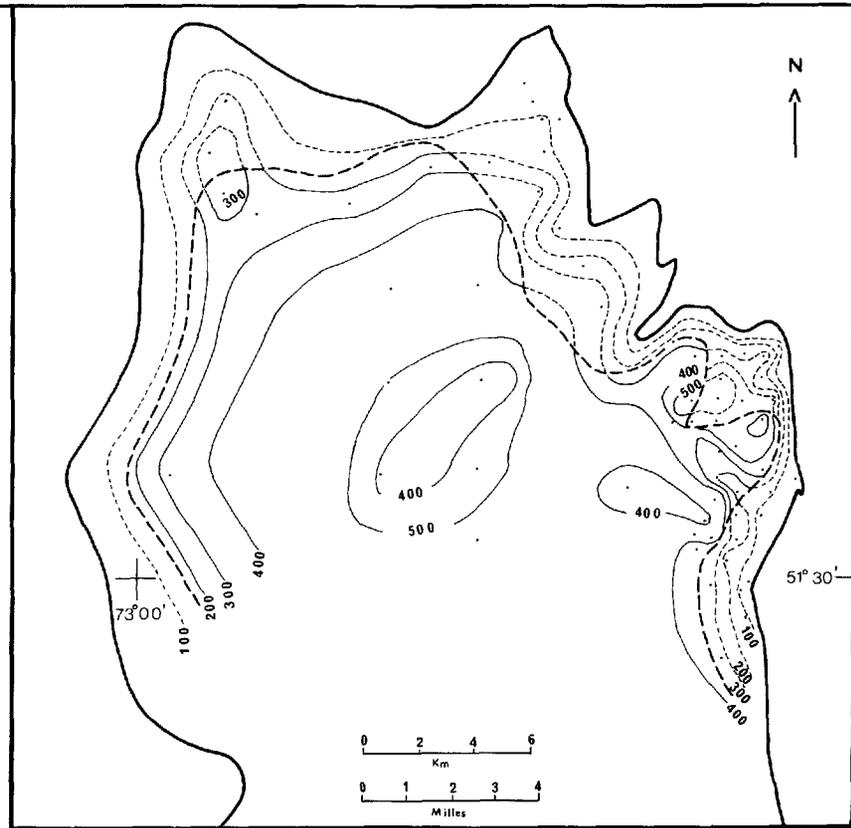


FIGURE 8d. Carte de contours isopaques du Membre de Holton de la Formation de Papaskwasati.

Limite actuelle de la cuvette de Papaskwasati . ————
 Trace du Membre de Neilson . - - - - -
 Isopaque en pieds - - - - - présumé .
 Isopaque en pieds ———— 100 ———— mesuré .
 Localisation des forages . *

des conglomérats gréseux, des grès conglomératiques et des grès. D'un endroit à l'autre, la proportion de ces diverses lithologies peut être assez aléatoire. La base de l'unité est tracée sous le niveau supérieur des conglomérats à cailloux de quartz ou des conglomérats gréseux, tandis que le sommet est déterminé par l'apparition d'un puissant intervalle de grès (Fig. 7a). L'unité D forme un niveau assez constant dans le Papaskwasati (Fig. 9a).

L'unité intermédiaire E est la plus distinctive du Membre de Neilson. Les grès sont relativement bien triés et ils se présentent en lits d'aspect massif, finement lités ou entrecroisés. Ils sont parsemés ici et là de quelques minces lits d'argilites. Ces lits d'argilites sont homogènes ou finement lités et montrent généralement des fissures de dessiccation. L'apparition des conglomérats feldspathiques ou des conglomérats gréseux marquent le sommet de l'unité E (Fig. 7a). Celle-ci couvre presque toute l'étendue du Papaskwasati et elle atteint son épaisseur maximale dans le centre de la cuvette (Fig. 9b).

L'unité supérieure F est aussi caractérisée par un assemblage de grès (Fig. 7a), mais elle se distingue de l'unité précédente par la présence de nombreux petits lits de conglomérats feldspathiques et de grès conglomératiques. En général, les grès de cette dernière unité renferment un peu plus de feldspaths que les autres grès de la Formation de Papaskwasati (Fig. 7a). Le sommet de l'unité F est actuellement tronqué par l'érosion (Fig. 9c) et il est dès lors impossible d'estimer la puissance de cette division du Membre de Neilson, et il en est de même pour

l'ensemble du Neilson sur la figure 9d.

La Formation de Cheno

La Formation de Cheno comprend des grès, des conglomérats, des dolomies gréseuses et des dolomies stromatolitiques. Ces roches ont une teinte noire caractéristique. La formation couvre une superficie de 102 km² (40 mi.²) et elle s'étend entre le Papaskwasati au N et la Formation d'Albanel du lac Mistassini au SW (Fig. 5). Une falaise située au SW du lac Brideaux (Fig. 5) est désignée comme étant la section-type de la formation. La section est décrite en appendice 2. Nous présentons une section généralisée de cette formation à la figure 10.

La Formation de Cheno recouvre progressivement le Papaskwasati vers le N (Fig.5). Le contact entre ces deux unités, que ce soit sur le terrain ou en forage, est graduel. Dans le secteur E de la formation (Fig. 5), le Cheno repose directement sur un paléorégolite développé sur le socle archéen. Vers le S, l'unité passe partiellement sous le membre inférieur de la Formation d'Albanel, et le contact entre les deux formations est graduel. Le Cheno se présente sous la forme d'un mince biseau entre la Formation de Papaskwasati au N et la Formation d'Albanel au S.

La Formation de Cheno se divise en deux membres: soit les membres inférieur et supérieur (Fig. 10). Le membre inférieur comprend des grès et des conglomérats, dont la granulométrie et la minéralogie sont très similaires à ceux de la Formation de Papaskwasati, mais qui se distinguent

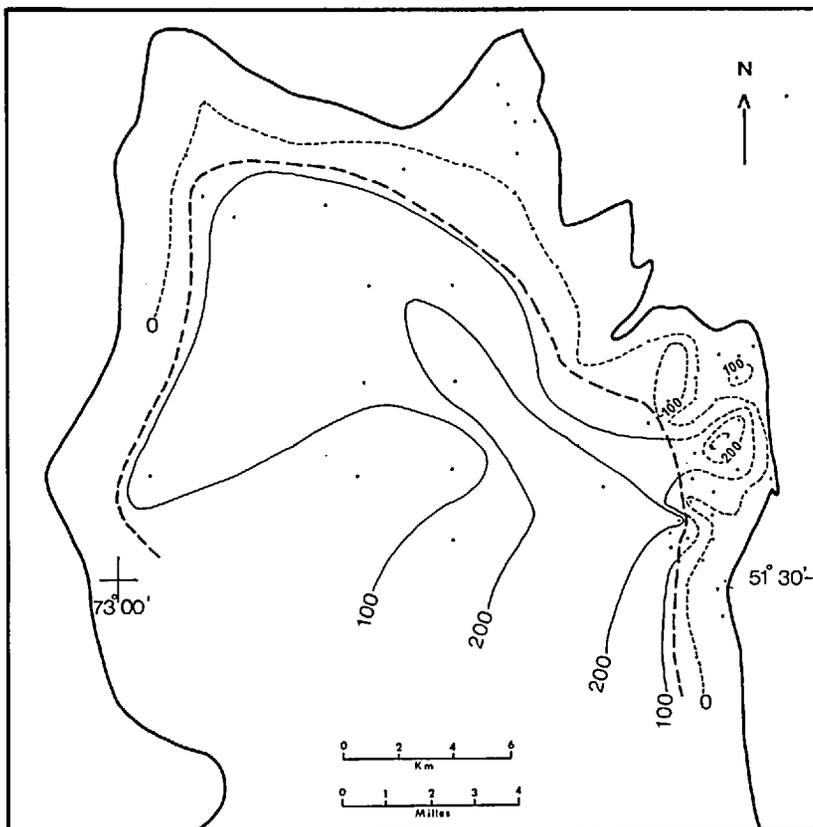


FIGURE 9a. Carte de contours isopaques de l'unité D du Membre de Neilson.

Limite actuelle de la cuvette de Papaskwasati. —————

Limite de l'unité E. - - - - -

Isopaque en pieds - - - - - 100 - - - - - présumé.

Isopaque en pieds ——— 100 ——— mesuré.

Localisation des forages. •

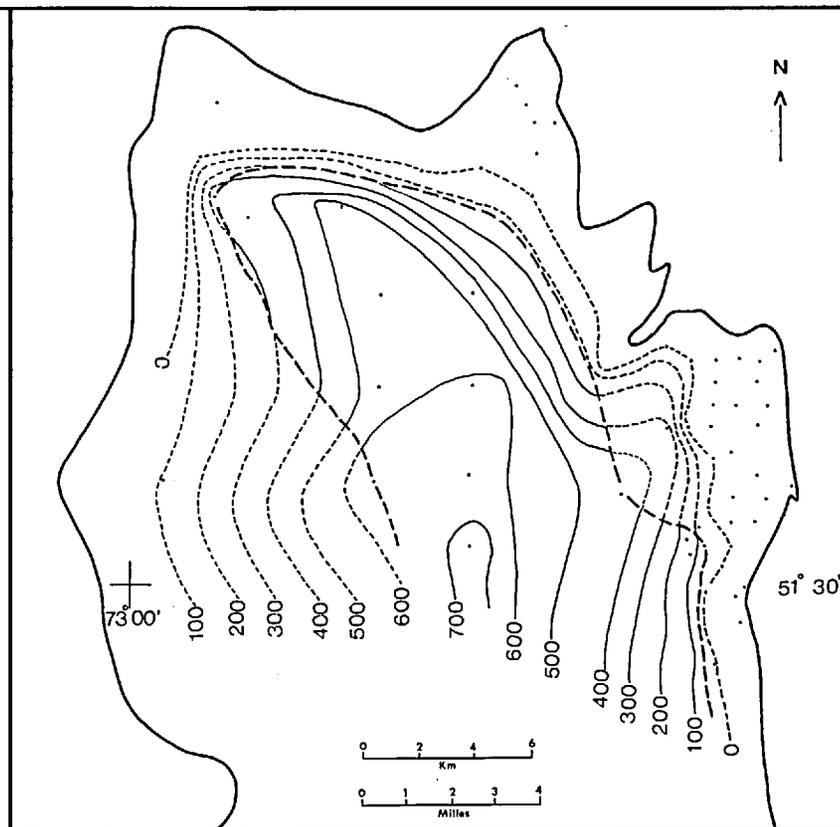


FIGURE 9b. Carte de contours isopaques de l'unité E du Membre de Neilson.

Limite actuelle de la cuvette de Papaskwasati. —————

Limite de l'unité F. - - - - -

Isopaque en pieds - - - - - 100 - - - - - présumé.

Isopaque en pieds ——— 100 ——— mesuré.

Localisation des forages. •

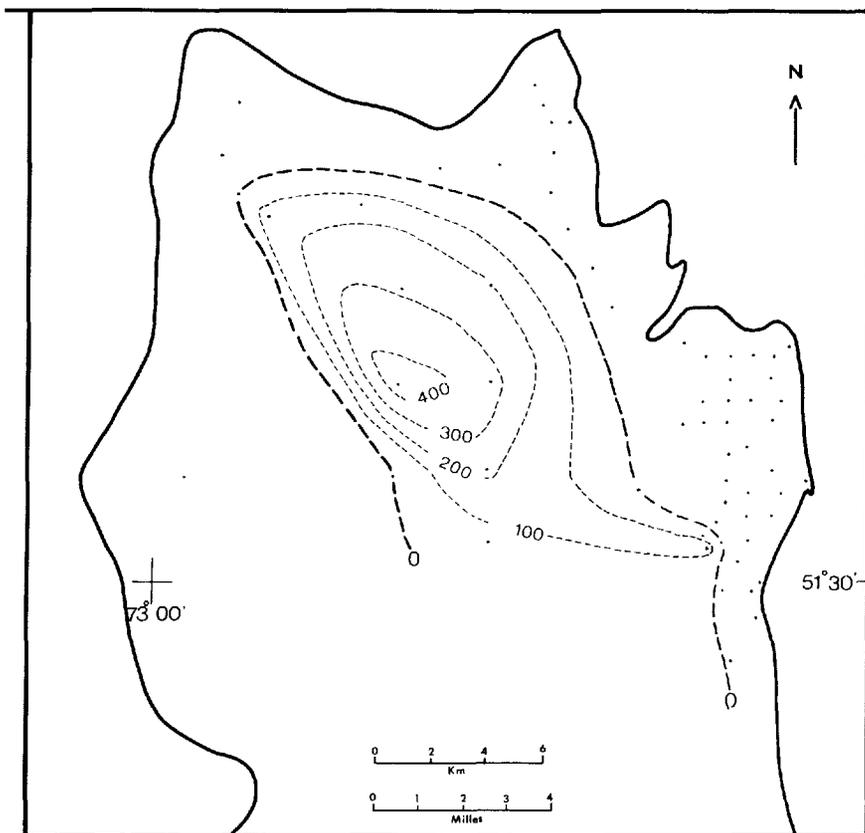


FIGURE 9c. Carte de contours isopaques de l'unité F du Membre de Neilson.

Limite actuelle de la cuvette de Papaskwasati. ————

Isopaque en pieds ----- 100 ----- présumé.

Limite d'érosion de l'unité F. - . - . - .

Localisation des forages.

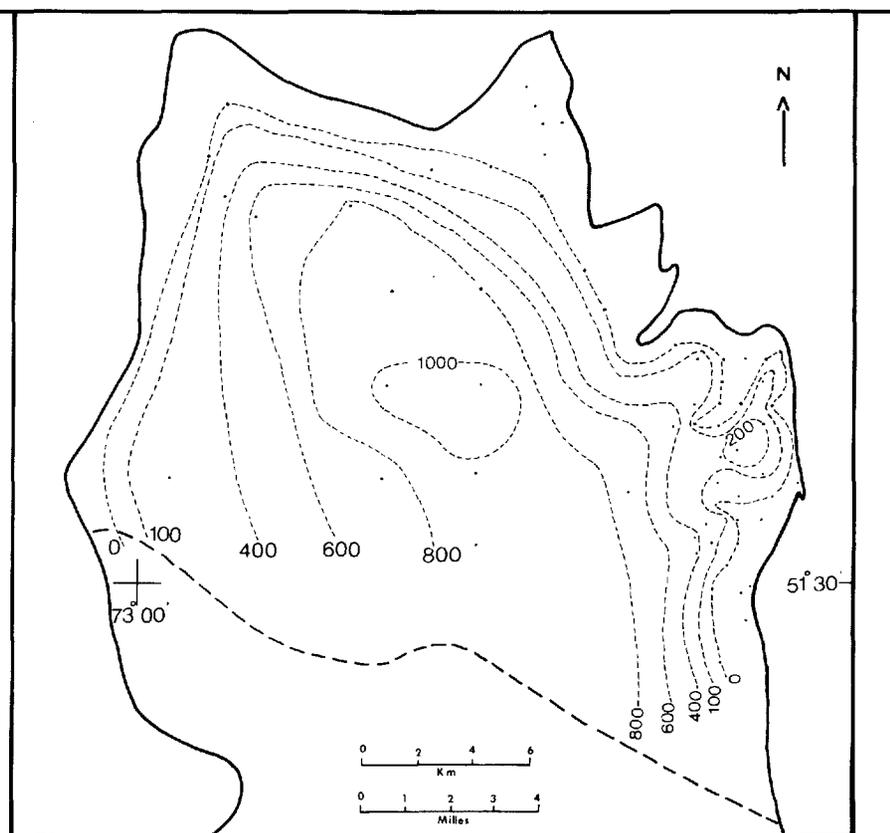


FIGURE 9d. Carte de contours isopaques du Membre de Neilson de la Formation de Papaskwasati.

Limite actuelle de la cuvette de Papaskwasati. ————

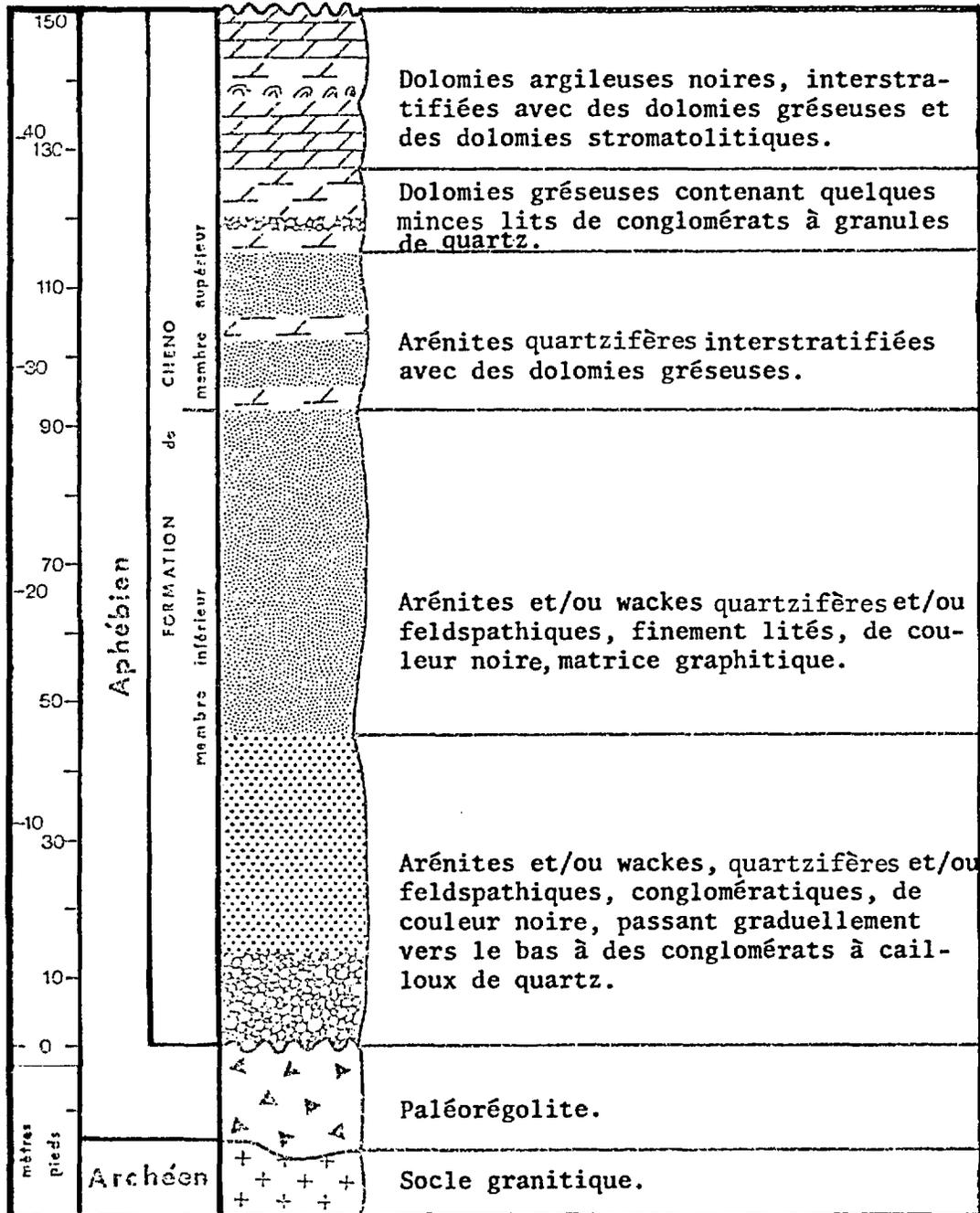
Isopaque en pieds ----- 100 ----- présumé.

Localisation des forages.

Trace de la formation de Cheno. - . - . - .

FIGURE 10.

Section stratigraphique généralisée de la
Formation de Cheno.



de ces derniers par leur couleur noire et la présence de matériel graphitique.

Le membre supérieur du Cheno est lui aussi composé de grès et de conglomérats noirs, mais ceux-ci ont un ciment dolomitique. De plus, ils sont interstratifiés avec des bancs de dolomies qui augmentent en nombre et en puissance vers le sommet. Les dolomies de la partie supérieure du membre exhibent des structures stromatolitiques plus ou moins bien définies.

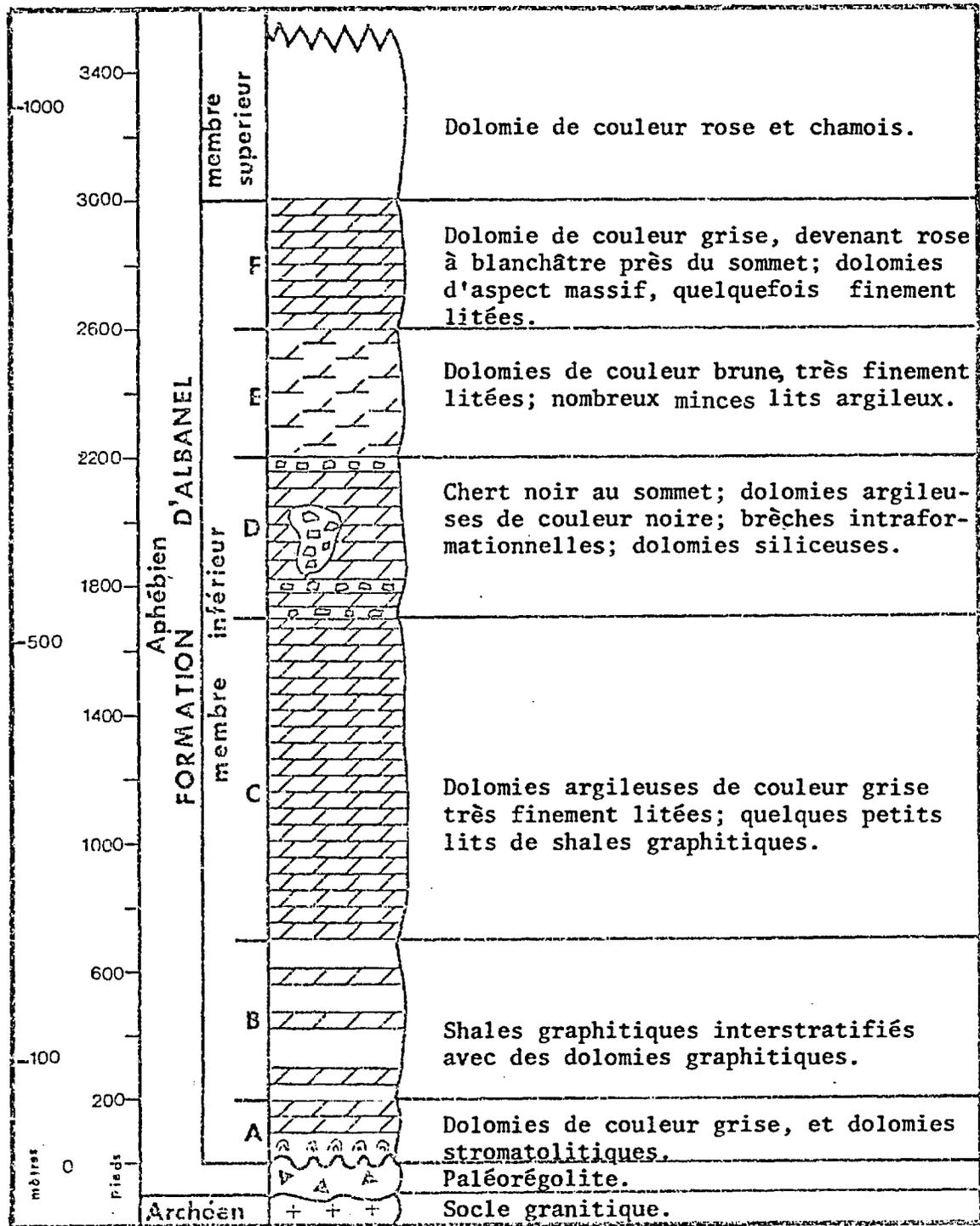
Le membre inférieur de la Formation d'Albanel

Le membre inférieur de la Formation d'Albanel comprend des dolomies homogènes grises, des dolomies stromatolitiques, des dolomies argileuses, des brèches intraformationnelles, des dolomies graphitiques, des shales graphitiques et du chert. Ces roches sont de couleur gris à noir. Ce membre couvre une superficie de 3800 km^2 (1500 mi.^2) et il constitue les assises sédimentaires des berges du lac Mistassini (Fig.2). Une colonne stratigraphique généralisée de ce membre, construite à partir d'informations recueillies lors de nos travaux de cartographie et l'examen de carottes de sondage de la partie S du lac Mistassini, est illustrée à la figure 11.

En général, les roches basales de ce membre reposent en discordance sur un paléorégolite développé sur le socle archéen. Dans le secteur SE du bassin de Mistassini, elles sont en contact de faille avec les roches de la province de Grenville (Fig. 2). Au N, celles-ci s'interdigitent avec les

FIGURE 11.

Section stratigraphique généralisée du membre inférieur de la Formation d'Albanel.



roches de la Formation de Cheno (Fig. 5). Caty et Chown (1973) évaluent l'épaisseur du membre inférieur de la Formation d'Albanel entre 610 m et 762 m (2000 et 2500 pi.).

Le mode d'occurrence et la nature des diverses lithologies de ce membre permettent de le subdiviser en 6 unités A à F (Fig. 11). Comme l'épaisseur de chaque unité peut être très variable, nous avons reporté une valeur moyenne pour chacune d'elles sur la figure 11.

L'unité inférieure A est caractérisée par la présence de dolomies stromatolitiques. Elle comprend aussi des dolomies arénacées à fragments de stromatolites, des brèches intraformationnelles à fragments de dolomies graphitiques, des dolomies argileuses et, par endroits à la base de la séquence, un mince niveau de conglomérats à cailloux de quartz. Cette unité repose en discordance sur le paléorégolite.

L'unité B regroupe des dolomies argileuses et cinq termes de shales graphitiques. Les quatre termes inférieurs ont chacun une épaisseur entre 0.6 m et 6.0 m (2 et 20 pi.). L'épaisseur du terme supérieur est comprise entre 24 m et 30 m (80 et 100 pi.). Intercalées entre ces shales graphitiques, nous observons des dolomies argileuses. L'apparition du premier niveau de shales marque la base de l'unité et le toit du terme supérieur indique le sommet.

L'unité C est caractérisée par une grande épaisseur de dolomies argileuses finement litées. Lorsqu'elles sont altérées, celles-ci se débitent en fines plaquettes. Quelques minces lits de shales graphitiques

et de dolomies graphitiques sont observés ici et là dans cette séquence. La limite inférieure de l'unité C correspond au sommet du terme supérieur des shales graphitiques de l'unité B, et son sommet est marqué par l'apparition des brèches intraformationnelles.

L'unité D se distingue des autres séquences dolomitiques du membre inférieur de la Formation d'Albanel par la présence de nombreuses brèches de dolomies. Sur le terrain nous observons deux types de brèches: des brèches discordantes et des brèches concordantes. Le premier type correspond à une brèche de dissolution et d'effondrement. Ces dépôts de brèches recourent nettement le litage. Ils ont une largeur variant entre 6 m et 15 m (20 à 50 pi.) et une hauteur qui, par endroits, peut atteindre jusqu'à 30 m (100 pi.). Les fragments de ces brèches ont un diamètre moyen de 25 cm (10 po.). Ils sont composés de dolomies finement litées et de dolomies argileuses finement litées. Le deuxième type de brèche est relativement commun dans la séquence. Il s'agit de dépôts plus ou moins lenticulaires, concordants au litage. Leur épaisseur est comprise entre 1 et 2 m (3 et 6 pi.). La composition des fragments de ces brèches est similaire à celle décrite antérieurement pour les brèches d'effondrement mais leur dimension est plus petite. Le chert noir se concentre dans la partie supérieure de l'unité. Il se présente sous la forme de nodules, de lentilles, ou encore de lits individuels pouvant atteindre jusqu'à 15 cm (6 po.) d'épaisseur. Le sommet de l'unité D est indiqué par la disparition des lits de chert noir.

L'unité E est composée surtout d'une dolomie finement litée, s'altérant brun rouille. En cassure fraîche, nous constatons que cette roche est à grains très fins, de couleur gris pâle, et que les laminations sont causées par de minces lamelles de shales. Le dernier lit des dolomies finement litées de teinte brun rouille marque le sommet de l'unité.

L'unité supérieure F correspond à une séquence de transition entre les membres inférieur et supérieur de la Formation d'Albanel. A la base, cette unité se compose essentiellement de dolomies argileuses finement litées, suivies par des lits de dolomies grises, homogènes. Les lits de cette dernière lithologie peuvent atteindre 6 m (20 pi.) d'épaisseur. Au sommet, nous rencontrons une dolomie de couleur gris pâle à blanc. En plusieurs endroits près du contact supérieur, la dolomie montre une surface d'altération de couleur rose. L'apparition de dolomies homogènes roses et/ou chamois indique le contact entre l'unité F et les roches du membre supérieur de la Formation d'Albanel.

Bassin d'Otish

Le Groupe d'Otish, pour les assises sédimentaires dans le bassin du même nom (Fig. 3), comprend deux formations terrigènes distinctes: la Formation d'Indicator à la base, recouverte par la Formation de Péribonca (Tableau I). La première unité repose en discordance sur un paléorégolite développé sur le socle archéen en cet endroit. Les roches de ce groupe sont subhorizontales et elles sont recoupées ici et là par de nombreuses

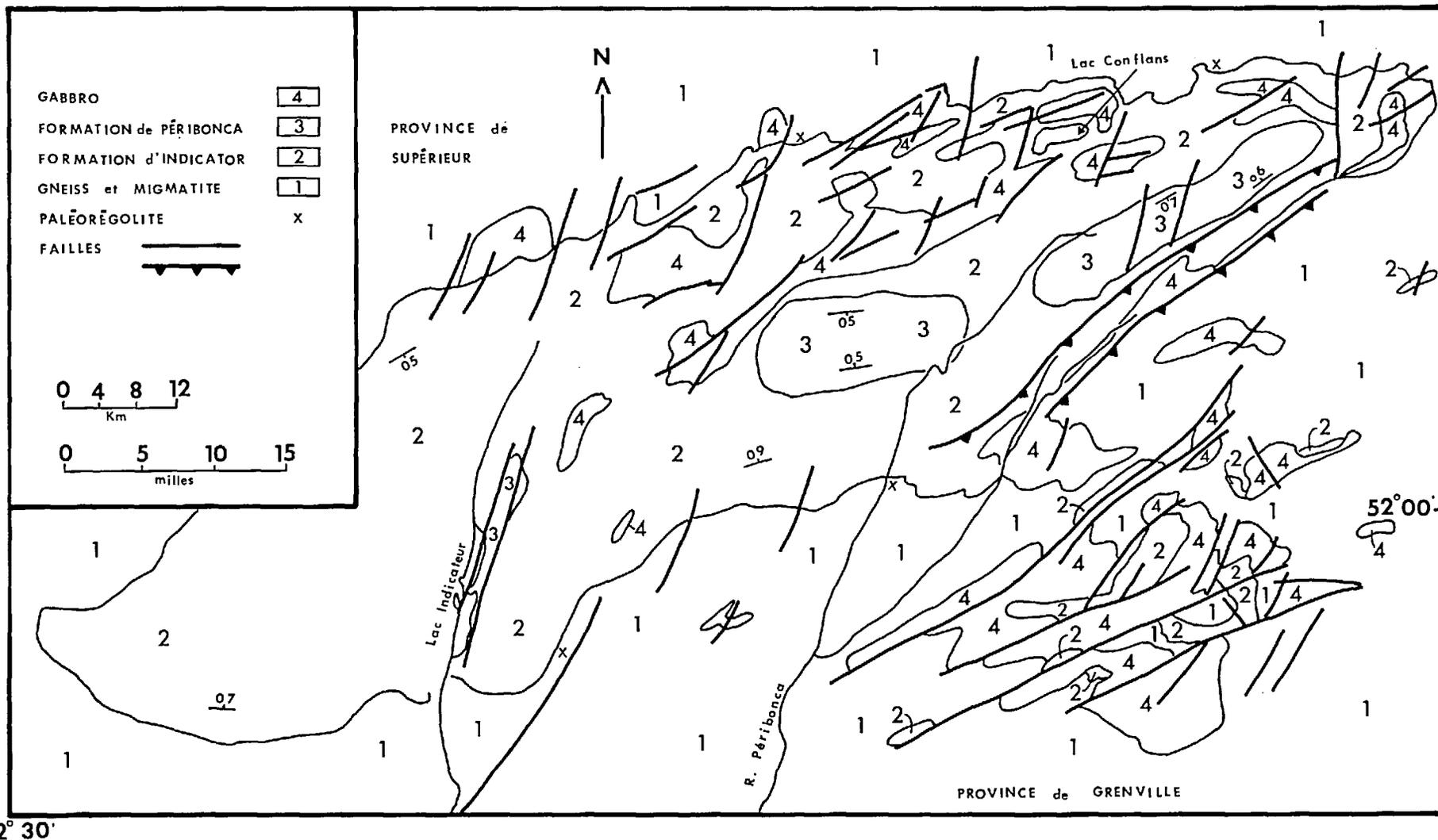
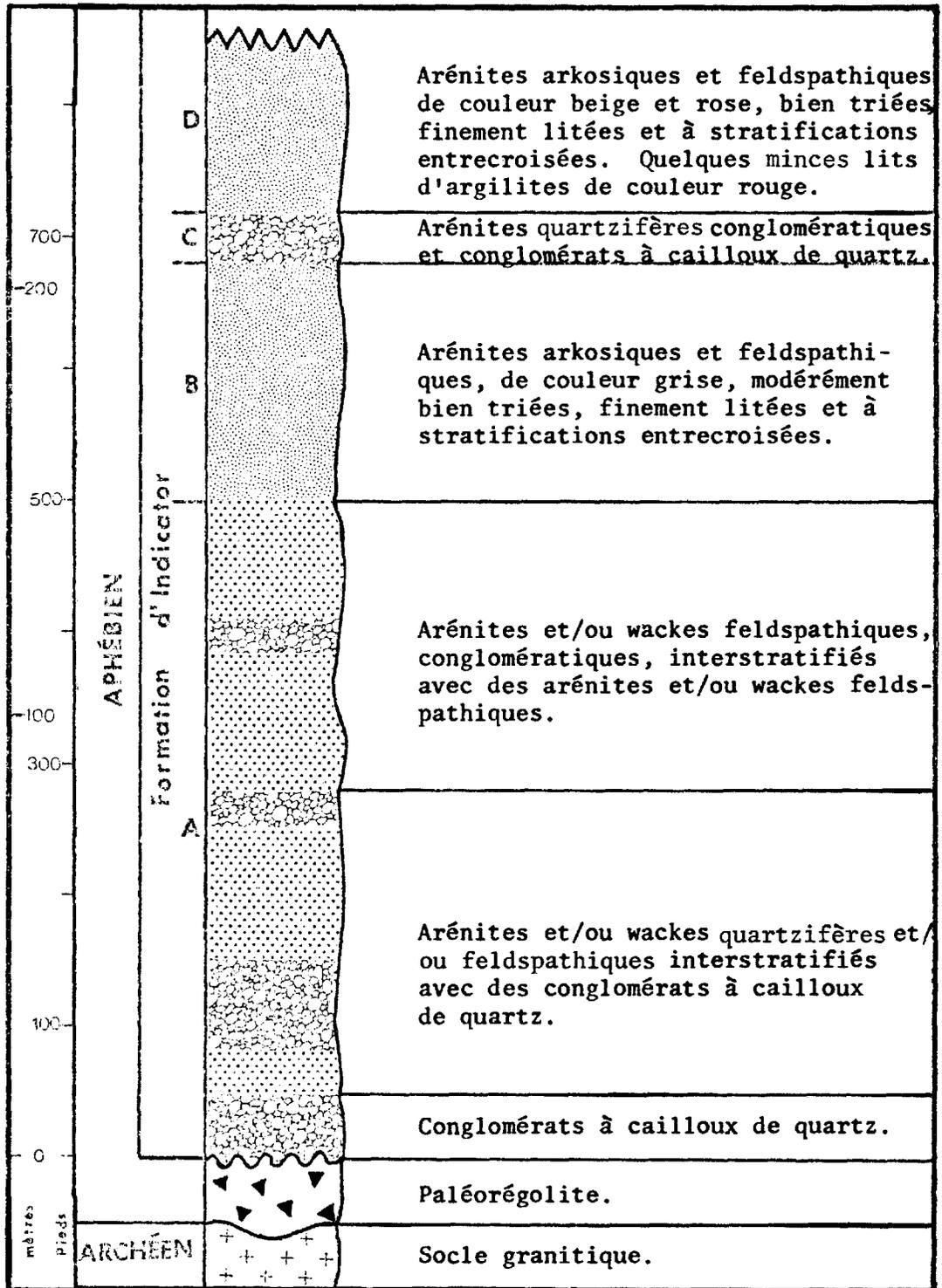


FIGURE 12. CARTE GÉOLOGIQUE SIMPLIFIÉE du BASSIN d'OTISH.

FIGURE 13.

Section stratigraphique généralisée de la
Formation d'Indicator.



failles (Fig. 12). Toutefois, près de la limite SE du bassin, ces roches sont fortement plissées et faillées.

Paléorégolite

Un paléorégolite similaire à celui présent sous la Formation de Papaskwasati, affleure en plusieurs endroits autour du bassin d'Otish. Cette observation permet de penser que ce paléorégolite pourrait être présent partout sous le Groupe d'Otish. Malheureusement, il n'y a que quelques trous de sondages, dans le secteur SW, traversant les roches de ce bassin, et nous ne pouvons en conséquence affirmer que ce paléorégolite est présent partout sous la séquence sédimentaire.

La Formation d'Indicator

La Formation d'Indicator (Chown 1971) comprend des grès et des conglomérats, teintés gris ou beige, avec des quantités mineures d'argilites. Dans la partie supérieure de la séquence, ces roches sont communément rosées. La formation couvre toute la superficie des Monts Otish (Fig. 3) et elle s'étend sur une distance de plus de 160 km (100 mi.) en direction NW et sur près de 48 km (30 mi.) en direction SE (Fig. 12). La figure 13 montre une section généralisée de l'unité. Elle synthétise les informations de plusieurs sections mesurées le long du flanc N du bassin d'Otish. La section-type de la formation est décrite à l'appendice 3.

La base de la Formation d'Indicator est tracée au contact entre

les roches terrigènes de l'unité et le paléorégolite. Le sommet est presque partout tronqué par l'érosion et il n'y a qu'au lac Indicateur et le long du cours supérieur de la rivière Péribonca (Fig. 12), où nous pouvons voir que l'unité sus-jacente, la Formation de Péribonca, repose en concordance sur celle d'Indicator.

A la section-type nous avons levé une section de 335 m (1100 pi.), tandis que dans la partie W de bassin, au N du lac Indicateur (Fig. 12), nous y avons mesuré 760 m (2500 pi.) de strates. La section-type est incomplète car elle est tronquée par l'érosion.

La Formation d'Indicator comprend quatre unités A à D (Fig. 13). Chacune d'entre elles varie d'épaisseur d'un lieu à l'autre dans les Otish, alors l'épaisseur reportée sur la figure 13 ne représente qu'une valeur moyenne de leur puissance. De plus, en certains endroits, ces unités sont tronquées par l'érosion. Les quatre sont toutefois présentes à la section-type.

L'unité A se compose de conglomérats à cailloux de quartz, de conglomérats gréseux, et de grès conglomératiques. Les conglomérats à cailloux de quartz sont surtout abondants dans la partie inférieure de l'unité. La partie supérieure de l'unité est absente dans l'extrémité E du bassin d'Otish.

L'unité B est composée de grès plus ou moins bien triés, de couleur gris à beige. Ces grès sont soit d'aspect massif, finement lités ou

entrecroisés. Nous y retrouvons aussi quelques minces lits d'argilites rouges et quelques lits de grès roses.

L'unité C comprend des grès conglomératiques, beiges et roses, avec quelques minces interlits de grès ou de conglomérats à cailloux de quartz.

L'unité supérieure D est composée de grès plus ou moins bien triés, de couleur beige ou rose, parsemés de quelques minces lits d'argilites rouges. Au sommet, les grès ont un ciment dolomitique.

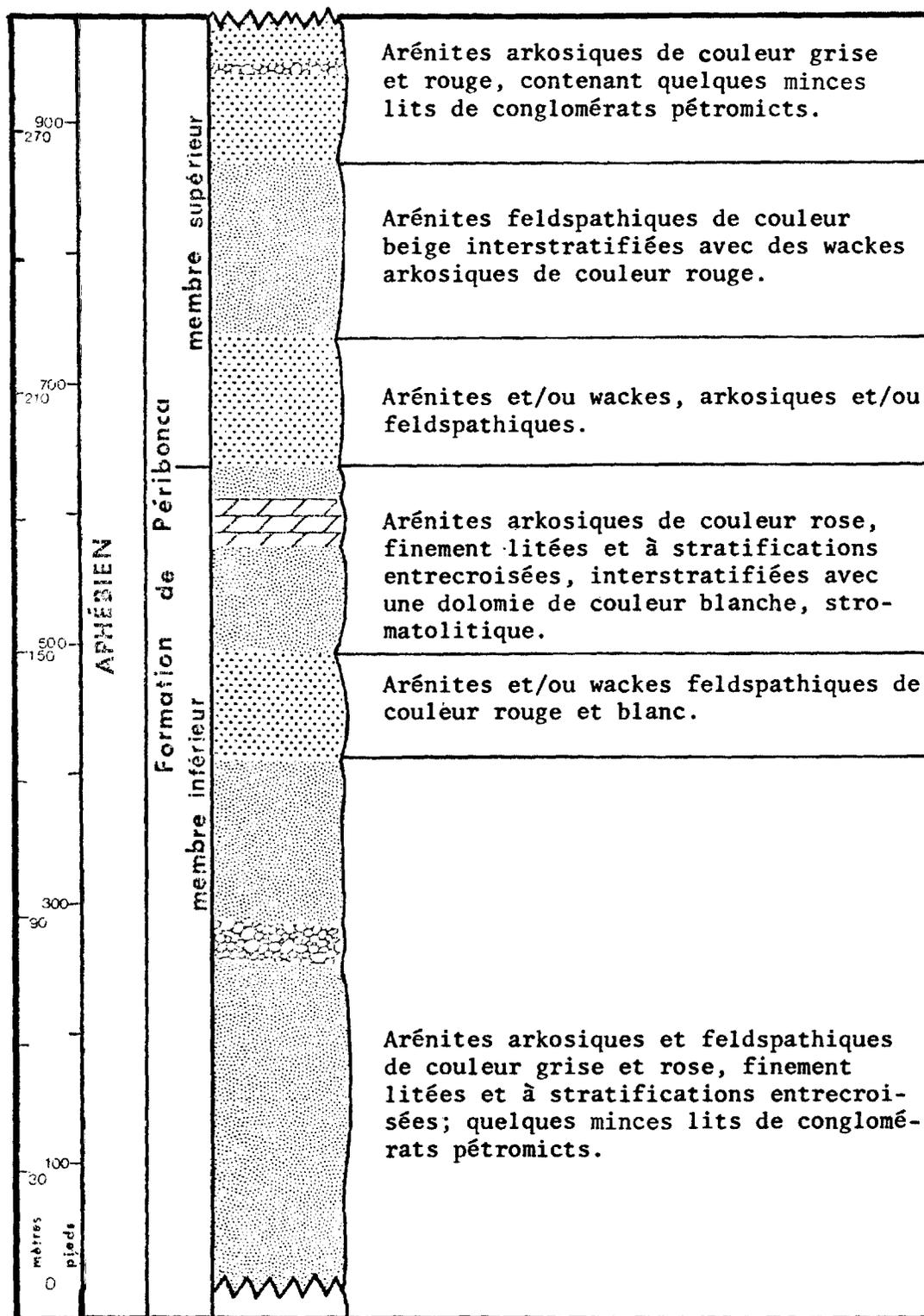
Collectivement les unités A et B et les unités C et D représentent pour chaque cas, un terme lithologique où la taille des matériaux est décroissante de la base vers le sommet.

La Formation de Péribonca

La Formation de Péribonca (Chown, 1971) comprend surtout des grès, des grès argileux, des conglomérats et une faible proportion de dolomies et de dolomies stromatolitiques. Toutes les roches de cette formation sont caractérisées par une couleur rouge à l'exception des dolomies qui sont blanches. Leur distribution est limitée à trois localités dans le bassin d'Otish (Fig. 12). Une section généralisée construite à la suite d'une compilation de plusieurs sections, qui furent mesurées dans les Hautes-Terres des Monts Otish, est présentée en figure 14. La section-type est décrite en appendice 4. Aux endroits où l'on observe cette unité, le Péribonca repose en concordance sur la Formation d'Indicator. La limite

FIGURE 14.

Section stratigraphique généralisée de la Formation de Pérignon.



supérieure de la formation est tronquée par l'érosion.

Le Pérignon est divisé en deux membres (Chown et Caty, 1973). Le membre inférieur comprend des grès bien triés, finement lités ou entrecroisés et, en proportion moindre, des conglomérats pétromictes et des dolomies (Fig. 14). Ces grès ont généralement un ciment dolomitique et quelquefois siliceux. Les conglomérats se présentent comme des matériaux de remplissage de chenaux d'érosion; communément ils passent latéralement à des grès. De minces lits de dolomies gris blanc apparaissent ici et là dans les grès de cette unité. Dans la partie supérieure du membre, on y relève un terme de dolomie de 15 m (50 pi.) d'épaisseur.

Le membre supérieur comprend des grès, des grès argileux et des conglomérats rouges. Les grès et les conglomérats sont surtout concentrés dans la partie E du bassin tandis que les grès argileux sont localisés dans la partie W de ce bassin.

Corrélations

Dans le texte qui suit, nous établirons clairement les corrélations stratigraphiques qui existent entre la Formation de Papaskwasati et les autres formations du Groupe de Mistassini d'une part, et entre les formations des Groupes de Mistassini et d'Otish d'autre part. La Formation de Papaskwasati est la clé de toutes ces corrélations stratigraphiques.

Nous établirons aussi des corrélations stratigraphiques entre les Groupes de Mistassini et d'Otish et les unités lithostratigraphiques des autres bassins sédimentaires aphébiens, qui ceignent le craton d'Ungava. Ces dernières corrélations sont nécessaires afin d'éliminer certaines confusions qui existent présentement dans les tableaux de corrélations des roches aphébiennes du continent nord-américain (McGlynn, 1968).

Tel que décrit précédemment, la Formation de Papaskwasati comprend deux membres. Chacun de ces deux membres correspond à une séquence dont les matériaux montrent un cycle granulométrique décroissant, (Fining upward cycle). Chaque membre contient trois unités, une unité basale, une médiane et une sommitale, dépendant de la proportion de conglomérat et de grès que l'unité renferme. Pour chacun des 52 forages effectués dans la Formation de Papaskwasati, nous pouvons reconnaître les unités individuelles successives de chaque cycle, en autant que la surface d'érosion actuelle ne les ait tronquées. La reconnaissance de séquences à cycle granulométrique décroissant permet d'établir des corrélations stratigraphiques dans toutes les coupes du Papaskwasati (Appendice 6).

Corrélations stratigraphiques entre le Papaskwasati d'une part et le Cheno et le membre inférieur de la Formation d'Albanel du Groupe de Mistassini d'autre part

Les travaux de cartographie dans le secteur N du lac Mistassini (Fig. 2 et 5) montrent clairement que les dolomies du membre inférieur de

COUPE SCHEMATIQUE dans le SECTEUR EST de la CUVETTE de PAPASKWASATI.

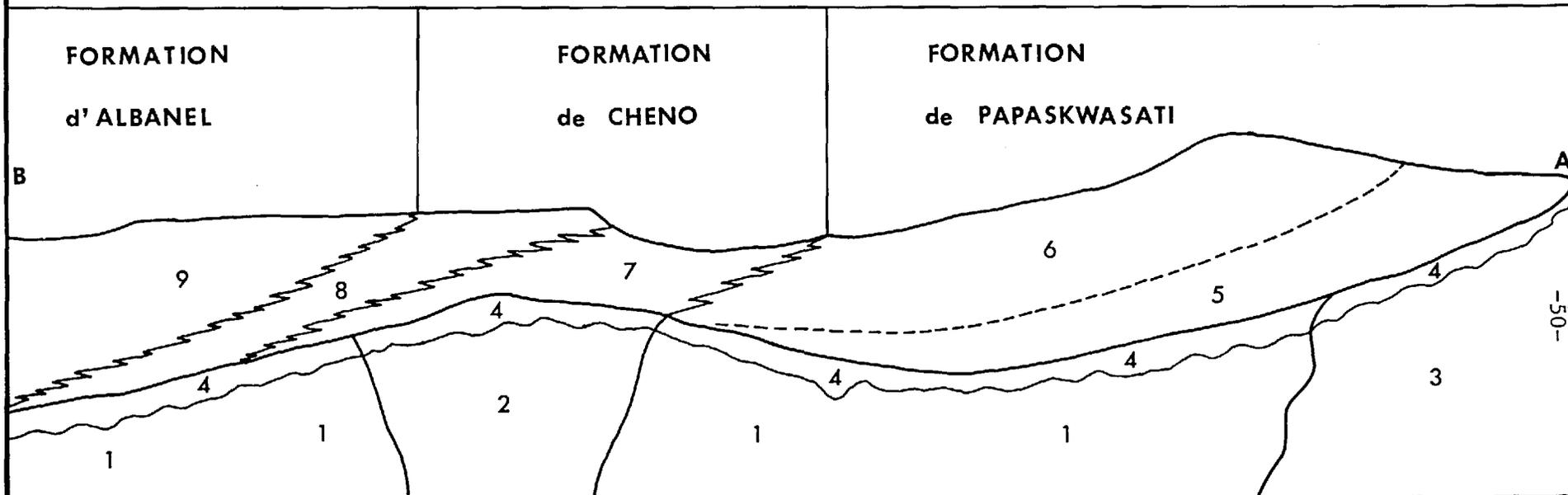
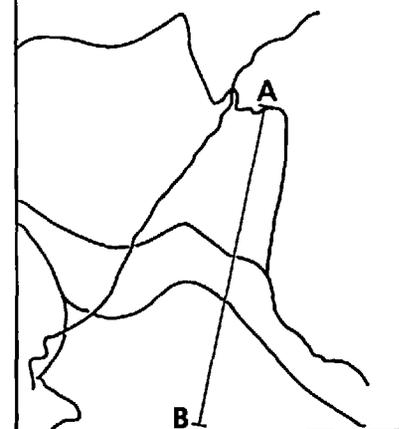
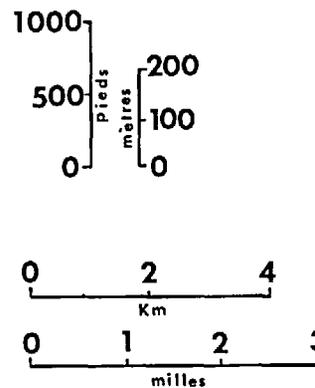


FIGURE 15.

FORMATION d'ALBANEL	membre inférieur.	9	
FORMATION de CHENO	membres inférieur,	7	supérieur . 8
FORMATION de PAPASKWASATI,	Membres de Holton,	5	de Neilson. 6
PALÉORÉGOLITE		4	
PORPHYRE QUARTZO - FELDSPATHIQUE		3	
ROCHES MÉTAVOLCANIQUES		2	
GRANITE		1	



la Formation d'Albanel débordent les unités terrigènes du Papaskwasati et du Cheno. Ces dernières unités sont en conséquence restreintes à cette partie N du bassin. Dans une série de cinq forages localisés entre la limite S du Papaskwasati et le membre inférieur de la Formation d'Albanel (Fig. 5), nous pouvons observer que les assises du Papaskwasati sont progressivement et systématiquement remplacées par celles du membre inférieur du Cheno. Ces dernières sont elles-mêmes remplacées par celles du membre supérieur de la formation, puis par celles du membre inférieur de la Formation d'Albanel. Tour à tour, chacun de ces membres reposent sur le paléorégolite. Le contact entre chacun d'eux est gradationnel. Ces observations indiquent que la géométrie des membres inférieur et supérieur du Cheno doit avoir une forme en biseau et que ces deux membres représentent une transition entre les grès et les conglomérats du Papaskwasati et les dolomies du membre inférieur de la Formation d'Albanel. La géométrie en forme de biseau et la nature gradationnelle des contacts entre les membres du Cheno et ceux des Formations de Papaskwasati et d'Albanel indiquent que la totalité ou une partie, tout au moins, de ces dépôts doivent être synchrones. Ces relations stratigraphiques sont montrées en figure 15.

Corrélations entre les Groupes de Mistassini et d'Otish

Les Formations de Papaskwasati et d'Indicator présentent un cas d'homotaxie: toutes deux reposent sur un paléorégolite, l'une et l'autre sont composées de grès et de conglomérats très similaires au point de vue lithologique, et leur stratigraphie interne est identique. Une distance de 32 km (20 mi.) sépare les deux bassins où affleurent chacune de

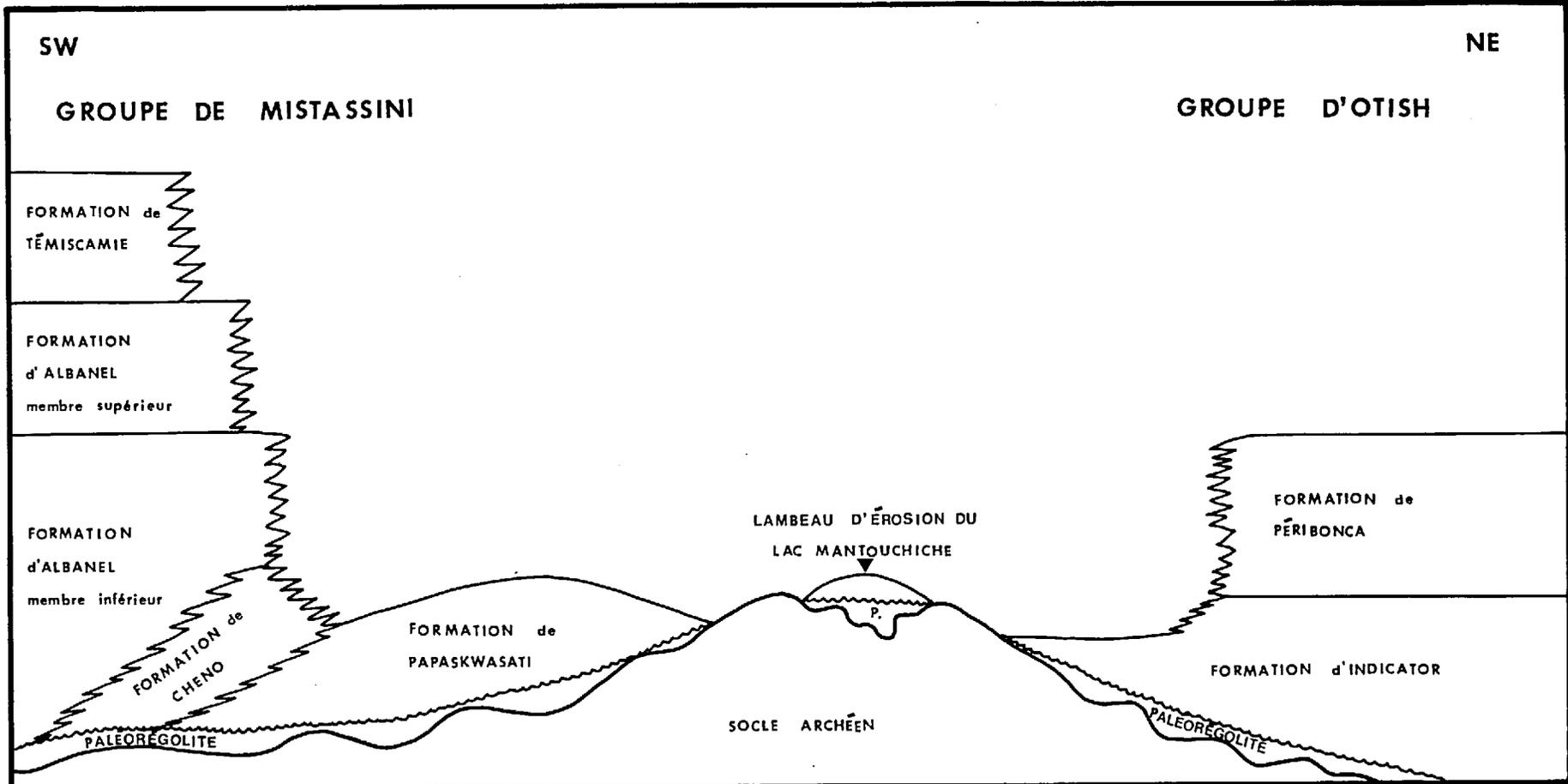


FIGURE 16.

SCHÉMA ILLUSTRANT LES CORRÉLATIONS ENTRE LES GROUPES DE MISTASSINI ET D'OTISH.

ces formations (Fig. 2). Deux petits lambeaux de roches sédimentaires similaires au Papaskwasati et à l'Indicator furent levés au Lac Mantouchiche (Fig. 2) et un troisième au lac Holton (Fig. 5). La présence de ces flots de roches sédimentaires entre les deux bassins démontrent une continuité lithologique entre le Papaskwasati et l'Indicator. Dans ces flots, les roches terrigènes reposent elles aussi sur un paléorégolite. Toutes ces observations permettent de penser qu'en plus d'être homotaxiales, les Formations de Papaskwasati et d'Indicator pourraient être synchrones.

La Formation de Péribonca repose en concordance sur la Formation d'Indicator. Nous ne trouvons rien de similaire à ces grès rouges au-dessus de la Formation de Papaskwasati. Par contre, les membres inférieurs des Formations de Péribonca et d'Albanel, respectivement dans les Groupes d'Otish et de Mistassini, contiennent un ou plusieurs termes de dolomies stromatolitiques.

Ainsi, en se basant sur la proximité des bassins de Mistassini et d'Otish, sur l'homotaxie existante entre les Formations de Papaskwasati et d'Indicator, sur la présence d'un paléorégolite sous-jacent aux deux groupes, et sur l'occurrence de dolomies stromatolitiques dans les deux groupes, nous estimons que les Groupes de Mistassini et d'Otish sont en totalité ou en partie des séquences synchrones (Fig. 16).

Corrélations des Groupes de Mistassini et d'Otish avec les autres séquences des bassins sédimentaires aphébiens qui ceinturent le craton d'Ungava

Long (1973) interprète le Groupe de Mistassini comme étant du même âge ou plus jeune que la Formation de Chibougamau, car il ne trouve aucun fragment des roches du Groupe de Mistassini dans les tillites de la Formation de Chibougamau. Nous estimons que le Groupe de Mistassini ne peut être contemporain à la Formation de Chibougamau mais qu'il doit être plus jeune que ce dernier. Selon Long (1974), les roches de la Formation de Chibougamau sont d'origine glaciaire, en conséquence accumulées sous un climat froid. Lors de l'analyse pétrologique du paléorégolite et des lithologies de la Formation de Papaskwasati, nous allons démontrer que le climat, précédent et pendant la sédimentation des roches du Groupe de Mistassini était tout au moins tempéré.

Par contre, nous pouvons établir des corrélations entre les Groupes de Mistassini et d'Otish et différentes formations du géosynclinal circum-Ungava. Ces corrélations, quoique à grande échelle, semblent plus réalistes que celles émises par les auteurs qui suivent. Gastil et al (1960) font la corrélation des Groupes de Mistassini et d'Otish avec la Formation de Sims qui recouvre le Supergroupe de Kaniapiskau de la fosse du Labrador. Eade (1966) note la similitude lithologique entre le Groupe d'Otish et la Formation de Chakonipau, cette dernière étant à la base du Supergroupe de Kaniapiskau. McGlynn (1968) établit la corrélation entre le Groupe d'Otish et la Formation de Lorrain du Supergroupe de l'Hu-

ronien; et entre le Groupe de Mistassini et le Supergroupe de Kaniapiskau, qui est plus jeune que le Supergroupe de l'Huronien. Roscoe (1969) estime que le Groupe d'Otish et la Formation de Lorrain sont équivalents, et il suggère que la Formation de Papaskwasati est possiblement l'équivalent de la Formation de Mississagi du Supergroupe de l'Huronien. Frarey et Roscoe (1970) établissent la corrélation de la Formation de Chibougamau et du Groupe d'Otish avec le Supergroupe de l'Huronien, et ils suggèrent que le Groupe de Mistassini est plus jeune.

Cet état de confusion peut être éclairci si l'on admet un synchronisme entre les Groupes de Mistassini et d'Otish tel qu'expliqué précédemment. Nous pourrions ainsi établir un synchronisme, total ou partiel entre ces deux groupes et le Supergroupe de Kaniapiskau (Fig. 4) (Dimroth, 1970) et diverses formations des îles Belchers et du golfe de Richmond (Fig. 4) (Jackson, 1970). Ces corrélations sont basées sur des similitudes stratigraphiques, lithologiques, géographiques et géochronologiques: soit la transition de faciès terrigènes mixtes à des faciès dolomitiques et stromatolitiques à la base de chaque bassin; soit la disposition des bassins autour de la péninsule d'Ungava (Fig. 4); soit la disposition radiale des paléocourants dans les sédiments terrigènes des formations basales, vers l'E dans la Formation de Chakonipau (Dimroth, 1970), vers l'W dans le Groupe de Pachi (Jackson, 1970), et vers le S dans les Formations de Papaskwasati et d'Indicator (Chown et Caty, 1973); soit la présence de formations de fer de type supérieur* d'un âge radiométrique similaire (Fryer, 1971) dans chaque bassin.

* (Gross, 1967)

Âge des Groupes de Mistassini et d'Otish

Les études géochronologiques des Groupes de Mistassini et d'Otish sont incomplètes, mais les données actuelles nous permettent d'estimer que ces deux groupes sont d'âge aphébien supérieur.

Les deux groupes ont subi l'effet de l'orogénie grenvillienne (Chown, 1971a), dont l'âge est de 945 m.a. (Wanless et al, 1968), et reposent en discordance sur un socle ayant subi l'orogénie kénoraniennne dont l'âge moyen est de 2,490 m.a. (Wanless et al, 1968). Ces deux limites d'âge situent les Groupes de Mistassini et d'Otish dans le Protérozoïque.

Fryer (1971) rapporte un âge minimum au Rb/Sr de 1,787 m.a. pour la Formation de Témiscamie du Groupe de Mistassini. Cet âge se compare avantageusement avec les datations au Rb/Sr des formations de fer du géosynclinal circum-Ungava (Fryer, 1971). Chown et Caty (1973) rapportent un âge de 1,750 m.a. pour une muscovite recristallisée provenant du paléorégolite sous le Groupe d'Otish. Young (1969) et Long (1973) établissent une équivalence entre la Formation de Chibougamau et la Formation de Gowganda du Supergroupe de l'Huronien, qui est daté par Lowden et al (1963), van Schmus (1965) et Fairbairn et al (1969) à environ 2,200 m.a. Nous avons établi précédemment que le Groupe de Mistassini est plus jeune que la Formation de Chibougamau.

Ainsi, nous arrivons à délimiter l'âge des Groupes de Mistassini et d'Otish entre un maximum de 2,200 m.a. et un minimum de 1,800 m.a. Cet écart nous permet de placer fort probablement les Groupes de Mistassini et d'Otish à l'Aphébien supérieur.

PÉTROGRAPHIE et GÉOCHIMIE

Introduction

La Formation de Papaskwasati constitue le noyau de cette étude. Nous avons entrepris une série d'analyses, tant pétrographiques que géochimiques, des diverses lithologies de cette unité afin d'en soutirer le maximum d'informations géologiques et d'expliquer leur origine. Il en est de même pour le paléorégolite affleurant sous cette formation.

Paléorégolite

La minéralogie relativement simple du paléorégolite (tableau II) est due en grande partie à la minéralogie fort simple des roches sous-jacentes du socle décrit antérieurement (p. 8). Le quartz, quoique fréquemment corrodé, est le plus stable de tous les minéraux observés dans le paléorégolite. Les feldspaths potassiques et les plagioclases sont fortement altérés et ils représentent les meilleurs minéraux indicateurs de l'altération chimique subie par les roches du substratum (Pl. II et IV).

Les minéraux micacés abondent dans la partie supérieure du paléorégolite. Ces minéraux, intimement liés à l'altération des feldspaths, se retrouvent le long des clivages (Pl. IIa) ou encore remplacent presque totalement ces derniers (Pl. IIa). L'analyse des minéraux micacés, par

TABLEAU II

ANALYSES MODALES DU PALÉORÉGOLITE SUR LE COMPLEXE GRANITIQUE

No échantillon	Quartz	K Feldspath frais	K Feldspath altéré	Plagioclase frais	Plagioclase altéré	Minéraux micacés	Biotite	Accessoires
OT-1420	26	2	33	-	-	39	-	HS
1425	21	1	38	-	-	40	-	HP
1429	27	17	20	1	16	19	-	LHP
1440	28	33	6	18	8	5	2	HI
D4-410	34	-	3	-	-	63	-	LHS
430	32	-	31	-	-	37	-	LH
438	31	5	28	-	-	36	-	LHS
450	33	9	27	-	-	31	-	HI
500	33	35	10	8	7	6	1	H
D7-528	24	-	32	-	-	44	-	LHT
539	22	-	37	-	-	41	-	LH
550	26	41	4	-	18	11	-	LHMZ
D5-810	23	-	44	-	-	33	-	LHTS
837	20	32	18	8	12	8	2	LHT
PD46-1156	32	-	17	-	-	51	-	MZSP
1161	34	-	11	-	-	55	-	TMZSP
1164	29	-	15	-	-	56	-	TMZSP ¹
PD44-934	31	20	21	-	4	24	-	LHZ
948	26	23	31	-	3	17	-	LH
950	32	33	15	-	5	15	-	LH
PD19-289	24	-	43	-	2	31	-	LHTZ
298	27	11	31	-	4	27	-	LH
308	25	18	26	-	22	09	-	LHTMZ

Minéraux accessoires: T tourmaline M monazite Z zircon
 (traces) S sphène P pyrite
 L limonite H hématite

TABLEAU III
MINÉRAUX ARGILEUX DU PALÉORÉGOLITE

Échantillon	Illite	Kaolinite	Échantillon	Illite	Kaolinite
D2-69	TA	R	D5-810	TA	ND
70	TA	T	815	TA	ND
80	TA	ND	822	TA	ND
110	TA	R	828	TA	ND
120	TA	ND	Q6-1450	TA	ND
140	TA	ND	1460	TA	ND
D4-410	TA	R	PD1-9	TA	T
420	TA	R	21	TA	T
438	TA	T	PD19-289	TA	ND
460	TA	T	298	TA	R
500	TA	T	308	TA	T
D6-930	TA	ND	PD24-300	TA	ND
940	TA	ND	319	TA	ND
950	TA	ND	PD44-934	TA	T
970	TA	ND	948	TA	A
980	TA	ND	950	TA	A
990	TA	ND			

TA très abondant
R rare
ND non détecté

A abondant
T trace

TABLEAU IV

ANALYSES CHIMIQUES DU PALÉORÉGOLITE

POURCENTAGE EN POIDS

Profil	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	P ₂ O ₅	MnO
D-8-392	72.70	0.30	12.75	4.08	0.87	0.39	0.07	0.13	7.30	1.25	0.05	0.01	0.08
372	76.70	0.27	11.60	3.85	0.96	0.31	0.04	0.15	4.85	1.12	0.04	0.004	0.08
363	78.95	0.27	11.60	1.39	0.62	0.28	0.07	0.10	5.40	1.12	0.03	0.01	0.05
350	84.65	0.27	8.50	1.05	0.75	0.18	0.05	0.10	3.40	0.84	0.02	0.03	0.09
319	78.90	0.33	12.40	1.43	0.55	0.34	0.07	0.08	4.20	1.45	0.05	0.02	0.06
308	78.15	0.30	12.30	1.36	0.40	0.33	0.06	0.09	5.40	1.44	0.05	0.04	0.06
300	79.20	0.33	12.70	1.13	0.53	0.28	0.05	0.09	4.00	1.47	0.04	0.04	0.06
289	67.30	0.33	19.30	2.56	0.36	0.51	0.07	0.15	6.45	2.76	0.06	0.03	0.05
PD-39-795	74.45	0.13	12.50	1.06	0.51	0.34	0.44	3.35	6.45	0.54	0.02	0.08	0.06
780	75.60	0.15	12.30	1.61	0.50	0.23	0.24	2.76	5.75	0.68	0.04	0.05	0.06
775	76.80	0.13	12.60	1.02	0.15	0.17	0.25	2.80	5.45	0.49	0.02	0.04	0.06
770	75.40	0.19	14.20	1.61	0.31	0.40	0.15	0.16	5.95	1.40	0.04	0.05	0.05
765	74.25	0.34	14.35	1.51	0.32	0.42	0.28	0.19	6.55	1.45	0.05	0.18	0.05
760	76.60	0.15	13.66	1.20	0.20	0.29	0.10	0.15	6.00	1.47	0.04	0.05	0.05
D-3-210	74.40	0.20	13.50	1.82	0.20	0.24	0.38	2.30	6.15	0.65	0.03	0.06	0.06
200	75.90	0.19	13.15	2.05	0.20	0.30	0.28	0.57	6.35	0.79	0.03	0.05	0.05
190	75.70	0.15	13.80	1.55	0.20	0.39	0.12	0.34	6.25	1.31	0.04	0.06	0.05
180	76.20	0.15	13.00	1.75	0.25	0.40	0.09	0.17	6.45	1.34	0.05	0.06	0.05
170	76.10	0.20	13.65	1.70	0.25	0.32	0.12	0.18	6.45	0.85	0.04	0.04	0.04
160	74.90	0.19	13.95	1.68	0.25	0.50	0.08	0.19	6.75	1.35	0.06	0.06	0.04
150	75.70	0.22	14.25	1.47	0.12	0.50	0.10	0.17	5.75	1.55	0.05	0.05	0.05
140	76.10	0.15	14.35	1.02	0.10	0.39	0.07	0.15	5.95	1.48	0.06	0.05	0.04
D-8	Porphyre quartzo-feldspathique												
PD-39	Granite												
D-3	Granite												

diffraction des rayons-X, révèle la présence d'un minéral de type illite et, dans quelques cas, de kaolinite (tableau III). L'illite est soit feutrée (Pl. Va), soit cristalline (Pl. Vb), tandis que la kaolinite a l'aspect d'une masse informe remplaçant les feldspaths.

Les minéraux accessoires du paléorégolite sont les mêmes que ceux des roches du socle cristallin, soit la tourmaline, la limonite, l'hématite, la monazite, le sphène et le zircon.

Géochimie du paléorégolite

Plusieurs analyses chimiques totales ont été faites sur des échantillons provenant de ce paléorégolite (tableau IV), ceci dans le but d'étudier le processus d'altération des roches du substratum, d'en établir le degré d'altération, et de déterminer les conditions climatiques et atmosphériques existantes au moment de la formation du paléorégolite. Avant de passer à l'interprétation des résultats, il faut savoir que les échantillons analysés proviennent de carottes de type BX, taillés dans une roche à grains grossiers, et que le poids moyen des échantillons est d'environ 200 grammes. Quelques échantillons ne sont peut-être pas représentatifs et il est possible que certaines anomalies dans les résultats proviennent de ce manque de représentativité.

Une des méthodes permettant de reconnaître les effets des processus d'altération chimique des roches, consiste à porter les teneurs en oxydes des différents échantillons du paléorégolite en fonction de leur

position stratigraphique. La figure 17 montre deux profils construits de cette façon. Nous constatons alors que, pour chaque profil, il y a de la base au sommet un lessivage progressif du Na_2O et du CaO , et une augmentation continue de la teneur en H_2O . La distribution des oxydes laisse voir une zonalité dans le paléorégolite tel que décrit antérieurement (p. 21).

Une autre façon de montrer l'altération chimique des roches exige le calcul des pertes et des gains durant l'érosion chimique par l'utilisation du "straight line diagram" (Leith et Mead, 1915). Nous avons construit ce type de diagramme (Fig. 18) pour les profils D3 et PD39, auquel nous avons ajouté le profil du "régolite" sous le Supergroupe de l'Huronien (Pienaar, 1963). Pienaar (1963) puis Roscoe (1969) interprètent la perte en Fe_2O_3 dans le profil RF comme un indicateur du caractère anoxygénique de l'atmosphère précédant la sédimentation du Supergroupe de l'Huronien. Notons que dans notre cas nous arrivons à des résultats contradictoires pour nos deux profils D3 et PD39.

Krauskopf (1967 p.103) établit un calcul des pertes et des gains exprimé en pourcentage, en fonction de la roche saine; pour ce calcul, il suppose une teneur constante en Al_2O_3 . Nous avons utilisé ce mode de calcul pour nos roches (tableau V). Nous remarquons que les pertes et les gains sont les mêmes que ceux du "régolite" du Supergroupe de l'Huronien (Pienaar, 1963) et ceux du Gneiss de Morton (Goldich, 1938), sauf pour le Fe_2O_3 . Le Gneiss de Morton a subi une érosion chimique pré-Crétacé et il montre un degré très élevé d'oxydation du fer. Pour tous les autres échantillons d'âge Précambrien, ces derniers montrent un lessivage du fer

TABLEAU V

PERTE EN POURCENTAGE-POIDS DES ÉLÉMENTS DU PALÉORÉGOLITE
EN MAINTENANT LA TENEUR EN Al_2O_3 CONSTANTE

Elément	PROFIL				
	D3	D8	PD39	RF	MG
Al_2O_3	0	0	0		0
SiO_2	-4	-38	-6	-14	-22
FeO	-55	-73	-64	-40	-90
CuO	-84	-43	-80	-98	-96
Na_2O	-94	-23	-96	-96	-98
K_2O	-9	-41	-15	-8	-50
Fe_2O_3	-47	-58	+4	-77	+78
MgO	+50	-15	-24	-12	-78
H_2O^+	+115	+45	+148	+65	+1360
H_2O^-	+67	-20	+80	+133	
Autres	-43	-70	+3		-39
D3	Granite sous la Formation de Papaskwasati				
D8	Porphyre sous la Formation de Papaskwasati				
PD39	Granite sous la Formation de Papaskwasati				
RF	"Régolite", Supergroupe de l'Huronien (Pienaar, 1963)				
MG	Morton Gneiss, (Goldich, 1938).				

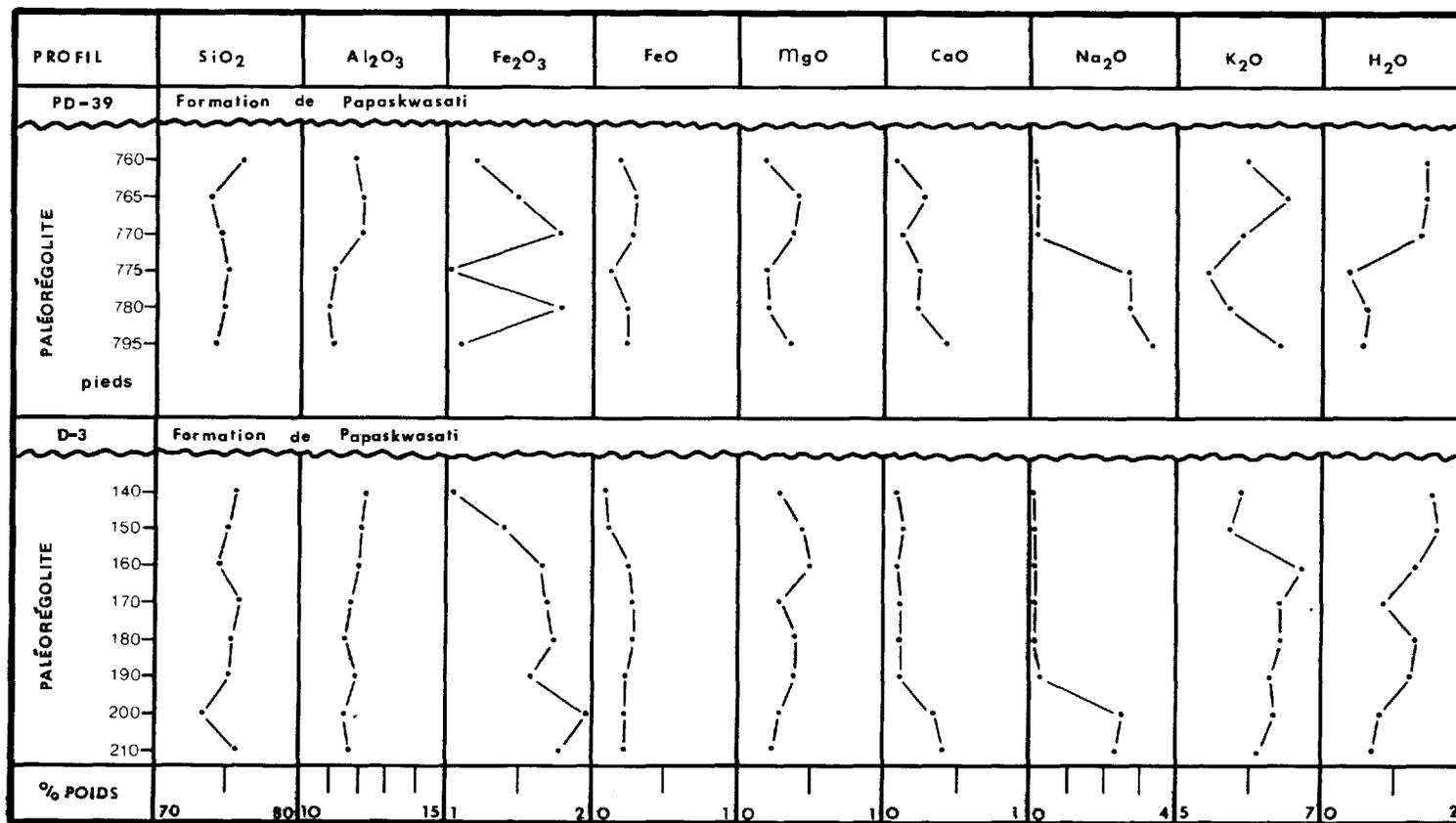


FIGURE 17. VARIATION DE LA TENEUR EN OXYDES DU PALÉORÉGOLITE EN FONCTION DE LA POSITION STRATIGRAPHIQUE DES ÉCHANTILLONS.

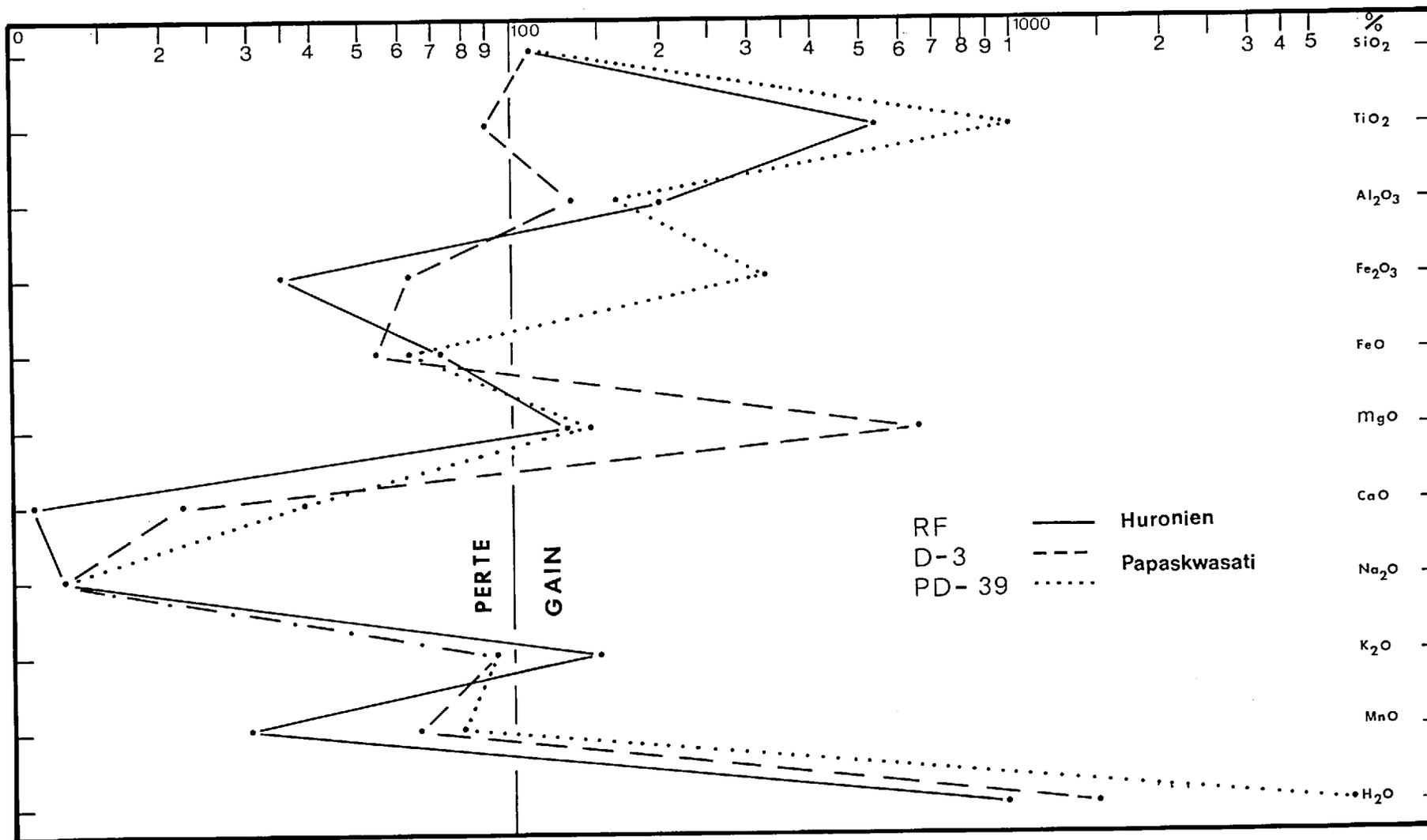


FIGURE 18. "STRAIGHT LINE DIAGRAM".

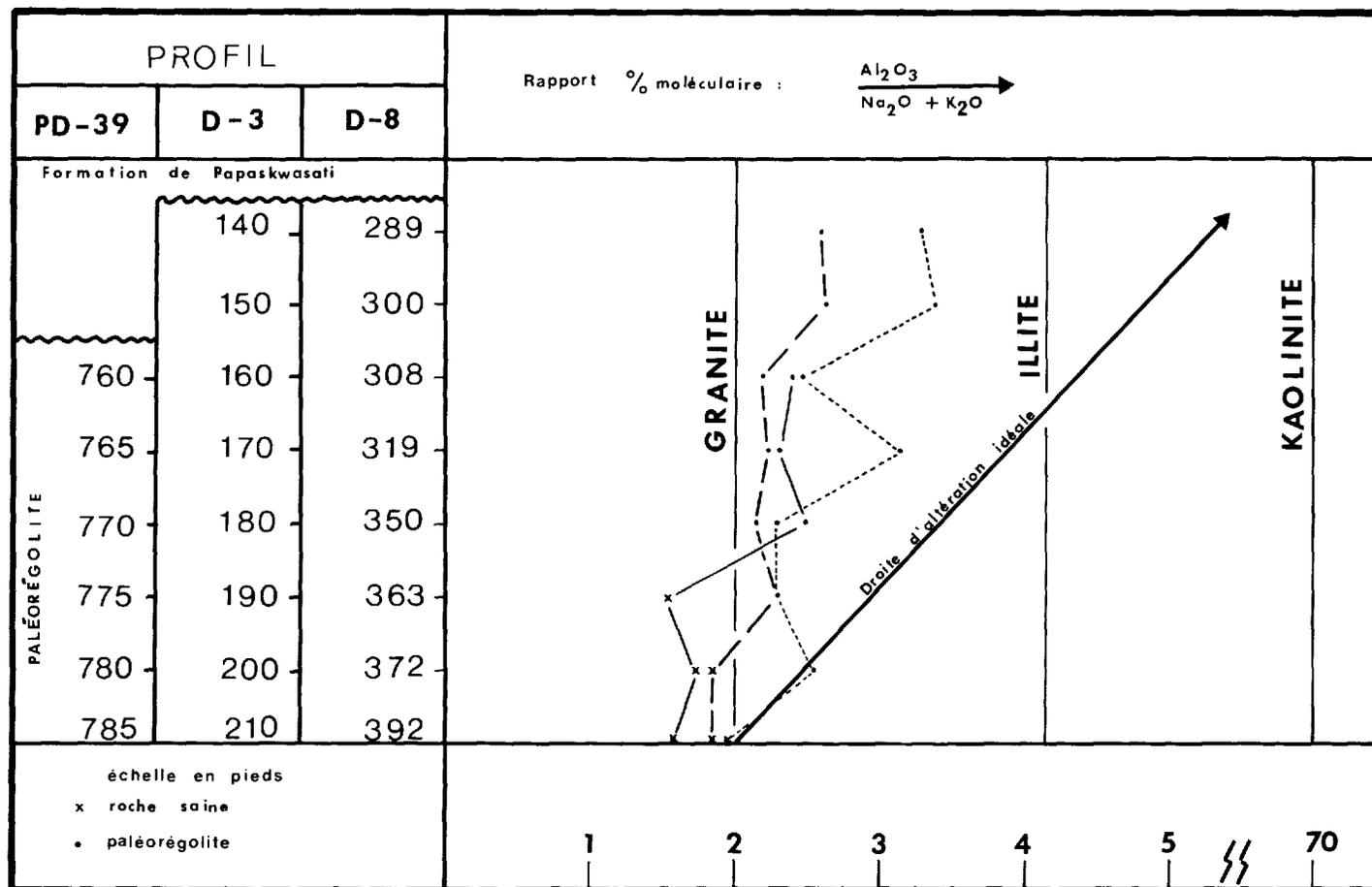


FIGURE 19. INDICE D'ALTÉRATION DU PALÉORÉGOLITE.

à l'exception de l'échantillon PD39. Ces données suggèrent des conditions atmosphériques différentes pour les échantillons d'âge pré-Crétacé et ceux du Précambrien. Le faible degré d'oxydation du fer dans le profil PD39 est un indice d'une évolution vers une atmosphère oxygénique lors de la formation de ce paléorégolite. Cette hypothèse est conforme à la théorie de Cloud (1968) qui fait appel à une évolution vers une atmosphère oxygénique, à cette période du Précambrien.

Différentes méthodes furent proposées pour mesurer le degré d'altération d'un paléorégolite mais aucune n'est satisfaisante. Les indices

$$WPI = \frac{100 (K_2O + Na_2O + CaO + MgO - H_2O^+)}{SiO_2 + Al_2O_3 + Fe_2O_3 + TiO_2 + FeO + CaO + MgO + Na_2O + K_2O} \quad \text{et}$$

$$PI = \frac{100 SiO_2}{SiO_2 + TiO_2 + Fe_2O_3 + FeO + Al_2O_3}$$

(Ruxton, 1968) témoignent de l'altération des roches mais n'en donnent pas leur degré. Nous proposons alors notre propre indice d'altération donné par le rapport entre les oxydes "Al₂O₃ : Na₂O+K₂O", que nous reportons en fonction de la position stratigraphique des échantillons (Fig. 19). Ce diagramme indique que les roches du paléorégolite sous la Formation de Papaskwasati ne montrent pas une altération très poussée, car sous des conditions d'altération maximum c'est-à-dire sous climat chaud et humide (Millot, 1964, p. 120), les droites d'altération devraient tendre fortement vers le champ Illite-Kaolinite (Fig. 19).

En résumé, le lessivage du sodium et du calcium, l'altération poussée de la roche dans la partie supérieure du paléorégolite, la grande épaisseur du paléorégolite, et les évidences d'érosion locale de celui-ci, suggèrent une érosion profonde. Par contre, les études minéralogiques et géochimiques du paléorégolite ne nous permettent pas de déterminer avec certitude, les conditions climatiques existantes au moment de sa formation.

La nature et l'origine des minéraux d'argiles que nous observons présentement dans le dépôt présentent un problème majeur dans cette étude du paléorégolite. Une étude minéralogique sommaire par diffraction des rayons-X indique la dominance très nette d'un phyllosilicate de type illite par rapport à la kaolinite. L'identification positive d'une illite ou d'une kaolinite d'origine primaire permettrait de déterminer les conditions climatiques existantes au moment de l'érosion chimique des roches, (Millot, 1964, p. 119; Barshad, 1966; Todd, 1968 et Rateev et al., 1969). Toutefois, les minéraux d'argiles formés lors de l'érosion chimique peuvent subir des transformations minéralogiques importantes durant la diagenèse (Mueller, 1957; Weaver, 1959; Bucke et Mankin, 1971 et Blatt et al., 1972). Toujours selon Blatt et al., (1972, p. 390), une forte proportion d'illite dans une roche argileuse est une indication que les minéraux argileux ont subi une telle transformation diagénétique.

Or, nos analyses montrent une nette abondance de l'illite par rapport à la kaolinite. De plus, nous avons remarqué que les illites se présentent sous forme d'une masse feutrée à l'intérieur de laquelle nous observons des illites recristallisées. Nous avons aussi noté la présence

de tourmaline authigène dans le paléorégolite. De même, l'analyse minéralogique des argilites de la Formation de Papaskwasati démontre l'exclusivité d'un phyllosilicate de type illite. Sachant que le paléorégolite est un dépôt consolidé, provenant de l'induration d'un dépôt meuble, un régolite, nous estimons à la lumière des faits énumérés ci-dessus que la suite minéralogique des phyllosilicates du paléorégolite résulte d'une transformation minéralogique d'origine diagénétique.

Nous soumettons l'hypothèse qu'une altération diagénétique de minéraux d'argiles tels que les illites, les smectites et les interstratifiés illites-smectites ainsi que des reliques des feldspaths du paléorégolite, en présence d'une solution ayant un rapport K^+/H^+ faible (Hess, 1966), entraînera la formation de kaolinite et d'illite. Le potassium libéré servant à la transformation de smectites et des interstratifiés illites-smectites en illite. Le résultat de cette transformation sera la suite illite-kaolinite que nous observons présentement dans le paléorégolite. D'autre part, selon Millot (1964, p. 119), Krauskopf (1967, p. 116) et Blatt et al. (1972, p. 249), l'illite et les smectites ainsi que les interstratifiés illites-smectites, se développent préférentiellement lors de l'érosion chimique d'un terrain granitique sous des conditions climatiques tempérées. Ainsi, si notre hypothèse est vraie, nous pouvons alors conclure que le climat au moment de la formation du paléorégolite était fort probablement tempéré.

Formation de Papaskwasati

Nous utilisons une classification purement texturale (Fig. 20)

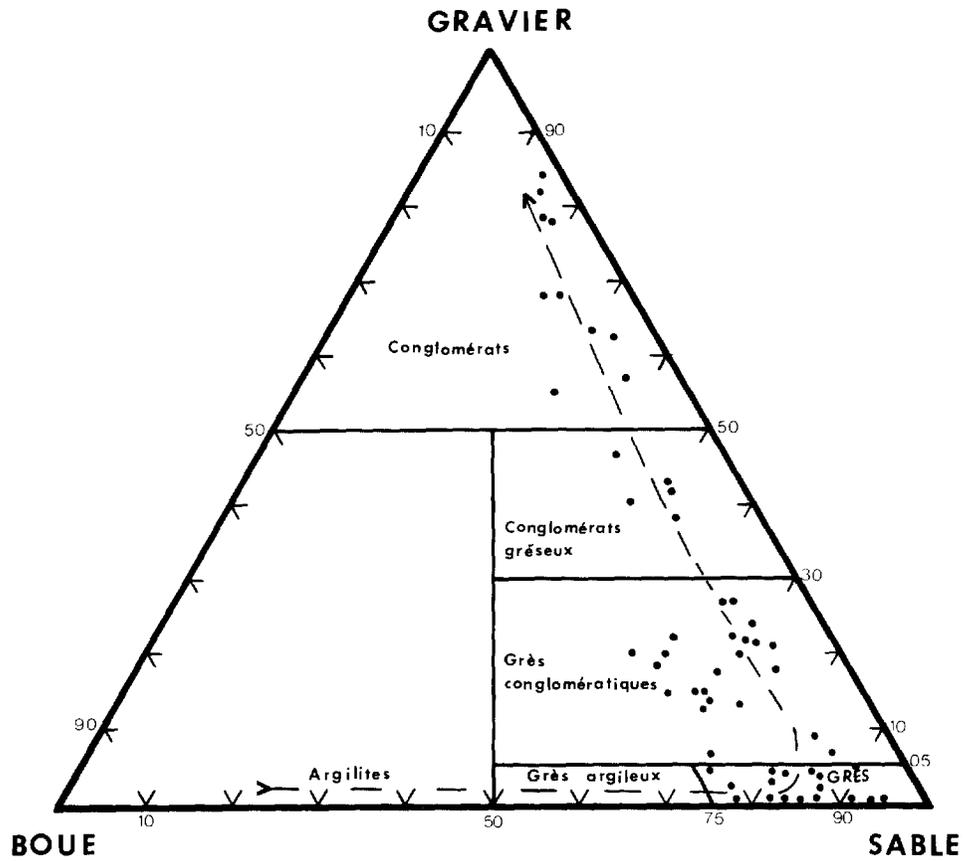


FIGURE 20. CLASSIFICATION TEXTURALE
des ROCHES SÉDIMENTAIRES TERRIGÈNES
de la FORMATION de PAPASKWASATI.

(Modification de la classification de Folk (1968).)

pour la nomenclature et la description des roches de la Formation de Papaskwasati. Ainsi, nous arrivons facilement à définir cinq principaux types lithologiques basés simplement sur la granulométrie. Ces types sont: les conglomérats, les conglomérats gréseux, les grès conglomératiques, les grès et les argilites.

Analyses granulométriques

Les analyses granulométriques ont permis le calcul des différents paramètres statistiques utiles à la fabrication des diagrammes descriptifs ou génétiques. Ces analyses effectuées sur des lames minces et des plaques de roches pour les conglomérats, ont été faites selon la méthode de Friedman (1958) en mesurant le grand axe apparent de chaque particule. Aucune correction pour les équivalent-tamis n'a été faite dans ces analyses car nos données servent surtout à des comparaisons internes et, de plus, ces roches étant mal triées les corrections pour les équivalent-tamis (Friedman, 1958) ne donnent pas des résultats satisfaisants.

La figure 20 montre la répartition des analyses granulométriques des roches du Papaskwasati et l'appendice 7 résume les principaux percentiles et paramètres statistiques, tels que définis par la méthode de Folk et Ward (1957), pour chaque analyse. Toutes les analyses granulométriques proviennent d'une série d'échantillons choisis aléatoirement dans la carotte du forage OT-1. Nous remarquons sur la figure 20 que les lithologies présentent un spectre complet entre les conglomérats et

les argilites. Le médian (Md) permet de constater également (voir fig. 6a) la présence de deux cycles granulométriques décroissants dans cette formation.

Les analyses granulométriques révèlent aussi que la taille des matériaux dans les conglomérats appartient à la classe des cailloux (Fig. 21). La matrice de ces mêmes conglomérats est composée de sable moyen et fin, mélangé parfois à des quantités variables d'argiles (Pl. VI).

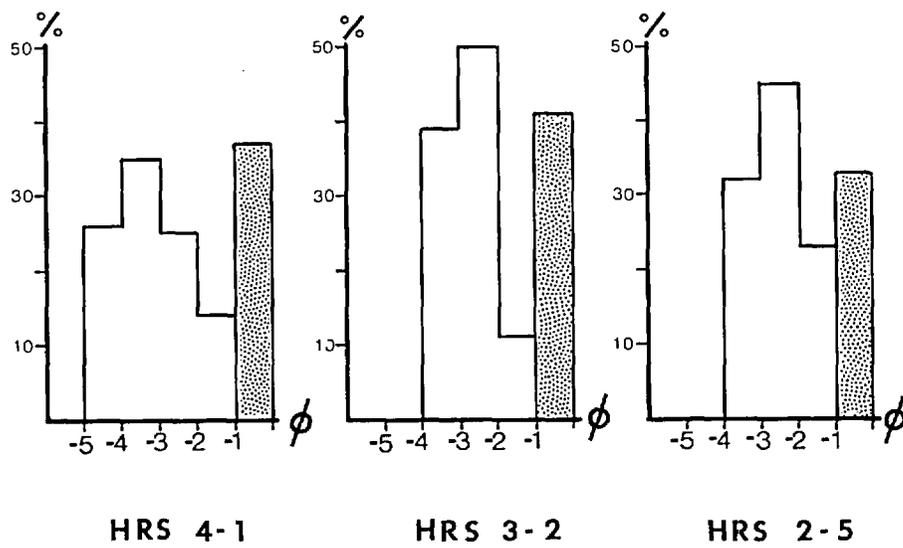
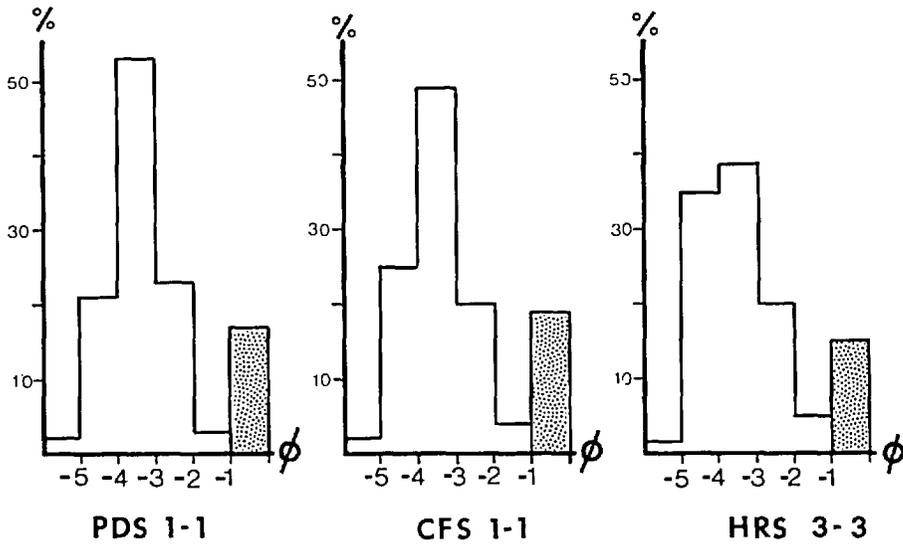
Les grès conglomératiques sont mal triés avec un écart-type généralisé σ_I compris entre 1.38ϕ et 2.37ϕ , les courbes cumulatives (app. 7) montrent clairement la présence de deux populations de grains de sable dans ces grès. Ils sont illustrés sur la planche VIIa.

Les grès sont eux aussi mal triés avec un écart-type généralisé σ_I compris entre 1.09ϕ et 2.20ϕ tel qu'illustré à la planche VIIb, et les courbes cumulatives (app. 7) montrent elles aussi un mélange de deux populations de grains de sable.

Dans ce travail nous définissons la matrice des grès comme étant tout matériel plus fin que 4.5ϕ tel que déterminé lors de l'analyse microscopique. De plus, nous croyons qu'une partie du matériel de cette matrice est d'origine détritique et qu'une autre partie est d'origine diagénétique. Nous élaborons ce point lors de la description des grès de cette formation.

FIGURE 21 .

DISTRIBUTION GRANULOMÉTRIQUE DE LA FRACTION PLUS GRANDE QUE 2mm DES CONGLOMÉRATS À CAILLOUX DE QUARTZ.



 POURCENTAGE DE MATÉRIEL PLUS PETIT QUE 2 mm .

Nature des roches terrigènes conglomératiques et gréseuses

Les roches terrigènes grossières forment un spectre complet entre les grès et les conglomérats. En général, toutes ces lithologies ont une couleur variant de gris-vert à beige avec quelques laminations et taches de couleur rose.

Les conglomérats de Papaskwasati sont généralement bien stratifiés et ils se présentent sous forme d'un ensemble de minces lits de quelques centimètres, séparés par des lits de grès conglomératiques, de conglomérats gréseux ou de grès. Il est aussi fréquent de rencontrer des lits de conglomérats résultant de la concentration d'une seule épaisseur de cailloux de quartz sur un même plan de litage. Ces cailloux ont un diamètre compris entre 1 et 3 cm. Les stratifications entrecroisées ne sont pas évidentes dans ces conglomérats, en particulier dans les échantillons provenant des carottes de forage. Sur une des plaques de conglomérat, nous avons toutefois remarqué une faible stratification entrecroisée ainsi qu'une légère imbrication des cailloux de quartz (Pl. VIII). Dans ces conglomérats, les cailloux de quartz et de feldspaths sont bien arrondis quoique les feldspaths soient un peu plus angulés que les premiers. La sphéricité des cailloux est relativement élevée et les formes compactes (Folk, 1968) sont les plus abondantes. Dans l'ensemble, la fabrique des conglomérats est le plus souvent ouverte (Pl. IXa) mais quelquefois nous observons des bancs avec une fabrique plus serrée (Pl. IXb).

Les conglomérats gréseux et les grès conglomératiques sont gén-

ralement d'aspect massif. Le passage d'un conglomérat gréseux à un grès conglomératique ou l'inverse est graduel, et ce n'est que lors d'un changement textural abrupt que l'on peut déterminer le litage. Dans les carottes de grès conglomératiques, nous observons ici et là des cailloux de quartz de dimensions apparentes allant jusqu'à 2 cm. Il est alors possible que certains de ces cailloux représentent des petits lits de conglomérat à cailloux de quartz tels que ceux décrits précédemment. Aucune stratification entrecroisée ni d'imbrication de cailloux n'ont été observées dans ces lithologies intermédiaires. Les grains de quartz et de feldspaths sont généralement subarrondis et de formes compactes quoique les feldspaths plus petits que 2 mm soient eux généralement plus angulés.

Les grès sont d'aspect massif ou finement lités. Ces derniers résultent d'un changement dans la couleur ou la texture du grès (Pl. X) et ils sont particulièrement abondants dans le Membre de Neilson. Nous y rencontrons à l'occasion des laminations obliques ou des stratifications entrecroisées (Pl. XI). Ces stratifications entrecroisées sont essentiellement du type en auges ("festoon"), quelques-unes sont du type planaire (Mckee et Weir, 1953). L'épaisseur des stratifications entrecroisées est comprise entre 30 et 60 cm; leur inclinaison varie entre 15 et 20 degrés. Nous avons remarqué aussi des rides sur divers blocs erratiques de grès provenant de la Formation de Papaskwasati.

Les grès d'aspect massif sont hétérogènes (Pl. XIIa). Quelquefois les particules les plus grossières flottent littéralement parmi les plus fines (Pl. XIIb). Ces grès sont particulièrement abondants dans le

Membre de Holton. Les grains de quartz sont mieux arrondis que ceux de feldspaths; les grains sont de forme compacte. Quelques grès sont riches en argile et ils présentent un "packing" ouvert où les contacts entre les grains sont essentiellement tangentiels (Pl. XIII). D'autres grès sont pauvres en argile et ceux-ci ont un "packing" serré avec des contacts entre les grains concavo-convexes ou suturés. Ces derniers grès sont généralement cimentés par la silice (Pl. XII).

Minéralogie des roches terrigènes conglomératiques et gréseuses

L'étude minéralogique des roches terrigènes grossières permet de reconnaître deux types de conglomérats de composition différente ainsi que des conglomérats gréseux, des grès conglomératiques et des grès qui ont, à part cette différence dans la taille des matériaux, une composition très semblable.

Le premier type de conglomérat, beaucoup moins abondant que le second, est un conglomérat pétromict (Pettijohn, 1957) qui reflète assez bien la composition du socle sous-jacent. Les constituants en sont: le quartz, les feldspaths potassiques et les fragments de porphyre quartzo-feldspathique, de granite, de gneiss, de metabasalte et de jaspillite. Ces fragments de roches, toujours fortement altérés, sont en tous points identiques aux lithologies du paléorégolite (Pl. XIV). Les éléments de la matrice, fraction plus petite que 2 mm, sont les mêmes que ceux de la fraction grossière; on y observe également de l'argile. Les minéraux accessoires sont rares et comprennent la monazite, le zircon, l'hématite

TABLEAU VI

**A) ANALYSES MODALES DES CONGLOMÉRATS À CAILLOUX
DE QUARTZ (Fraction < 2mm)**

No échantillon	Quartz	Microcline	Orthose	Plagioclase	Micas	Ciment	Autres
PD-23-564	78.70	6.40	2.80	.30	11.80	-	Tr
BQ4-1670	74.20	5.90	4.30	.40	15.20	-	Tr
OT-1361	92.40	.50	1.60	-	4.60	.90	Tr
OT-1383	86.90	.90	1.60	-	9.50	1.10	Tr

**B) RAPPORT QUARTZ: FELDSPATH POTASSIQUE SUR
DES PLAQUES DE CONGLOMERATS (Fraction > 2mm)**

No échantillon	Quartz	Feldspath K	Rapport
HRS-41	76.40	23.60	3.2:1
HRS-32	73.70	26.30	2.8:1
HRS-25	76.50	23.50	3.2:1
PDS-11	79.80	20.20	4.0:1
CFS-11	84.00	16.00	5.2:1
HRS-33	74.10	25.90	2.8:1

et la pyrite. Lorsque ce type de conglomérat est présent à la base de la formation de Papaskwasati, il devient parfois difficile de délimiter le contact entre cette unité stratigraphique et le paléorégolite.

Le deuxième type de conglomérat est composé de cailloux de quartz et de feldspaths. Le quartz prédomine nettement dans la fraction plus grande que 2mm (tableau VI B). L'examen microscopique de ces grains de quartz révèle qu'ils sont essentiellement du quartz de veine ou du quartz igné même si, à l'occasion, certaines particules ont l'apparence de méta-quartzite. Selon Chown et Caty (1973), ces particules sont fort probablement du quartz de veine cisillée. Les feldspaths sont tous potassiques et consistent en orthose perthitique et microcline. Ils sont généralement peu altérés quoiqu'occasionnellement, certains grains peuvent montrer une altération très poussée. La granulométrie moyenne des feldspaths est toujours d'une ou deux classes inférieures à celle du quartz.

La composition de la fraction sablonneuse des conglomérats à cailloux de quartz et de feldspaths diffère de celle de la fraction graveleuse (tableau VI A); la proportion de feldspaths y est moindre et nous notons la présence de quelques grains de plagioclases. L'illite, identifié par diffraction des rayons-X, représente un élément important de la matrice de ces conglomérats. Au point de vue minéralogique, cette fraction sablonneuse des conglomérats à cailloux de quartz et de feldspaths ressemble beaucoup à celle des grès.

La teneur en minéraux accessoires des conglomérats à cailloux de

quartz et de feldspaths est variable. Les conglomérats riches en quartz et à granulométrie grossière renferment une plus grande quantité de minéraux accessoires que ceux à granulométrie plus fine. Ceux de l'unité inférieure du Membre de Holton sont particulièrement riches en minéraux lourds. L'analyse des concentrés de minéraux accessoires indique la nette dominance de la monazite et du zircon; la tourmaline, le sphène, le rutile, l'hématite, l'apatite et la lazulite sont d'importance secondaire. Ces divers minéraux lourds sont de dimension variable mais sont toujours dans la classe des sables.

La fraction principale des conglomérats gréseux, des grès conglomératiques et des grès est composée presque exclusivement de quartz et de feldspaths, et sauf pour quelques cas rencontrés dans certains lits près de la base de la Formation de Papaskwasati, elle est remarquablement déficiente en fragments de roche. La matrice de ces roches est composée d'une masse de micas feutrée (illite) qui par endroits est recristallisée. Ces roches sont surtout des wackes feldspathiques quoiqu'il y ait aussi des arénites et des wackes quartzifères, des arénites feldspathiques et des arénites et des wackes arkosiques, (Fig. 22 et 23).

Dans la fraction sableuse de ces types de roches, les quartz sont du type plutonique selon la classification de Krynine (1946) tandis que ceux de la classe des graviers sont essentiellement du type de veine (Krynine, 1946). Nous observons également des grains de quartz volcanique (Pl. XVa) dans quelques couches basales de l'unité A là où celle-ci repose sur le porphyre quartzo-feldspathique.

La répartition du quartz dans la formation est très variable (Fig. 6a); une forte concentration de ce minéral reflète une plus grande proportion de granules et de cailloux dans les grès. Les feldspaths sont intéressants à plus d'un point de vue. En premier lieu, soulignons la rareté ou même, dans une grande partie des roches du Papaskwasati l'absence complète de plagioclases et la très nette dominance de feldspaths potassiques (app. 8). Mentionnons ensuite que les rapports entre l'orthose perthitique et le microcline sont très variables. Notons enfin que les feldspaths présentent divers degrés d'altération allant du feldspath frais aux feldspaths tout à fait altérés (Pl. XVIIIa). Des analyses par diffraction des rayons-X sur ces feldspaths altérés révèlent que ces derniers s'altèrent en illite et, dans de rares cas, en un mélange d'illite et de kaolinite. L'étude microscopique suggère une transformation in situ de ces feldspaths potassiques en une illite qui remplace peu à peu ces grains pour former un amas d'illite, indistinguable de la matrice (Pl. XVI et XVII). En effet, nous observons toutes les étapes d'altération entre de tels grains de feldspaths et la matrice. Dans une première étape, nous remarquons un développement substantiel des micas le long des plans de macles et de clivages ainsi qu'en périphérie des grains (Pl. XVIa). Dans les étapes plus avancées, l'altération s'étend progressivement (Pl. XVIb). Finalement, ces illites d'altération coalescent entre elles et se confondent avec celle de la matrice. Il en résulte une augmentation proportionnelle de la quantité de matrice dans ces roches. Etant donné que ces phyllosilicates d'altération sont identiques au point de vue minéralogique et textural à ceux de la matrice, nous ne pouvons dire qu'elle est la proportion de la matrice qui serait d'origine détritique, de celle qui

serait diagénétique. Lors de l'étude pétrographique du paléorégolite (p.58) nous avons présenté des évidences indiquant que les roches du substratum avaient subi une altération plus ou moins grande à la source. Le problème est donc de savoir à quel moment c'est produite la plus grande partie de l'altération que nous observons présentement sur les feldspaths des roches du Papaskwasati.

Dans la Formation de Papaskwasati, la teneur en feldspaths augmente graduellement de la base au sommet de l'unité (Fig. 6a). Certains minces lits de l'unité F du Membre de Neilson sont particulièrement riches en feldspaths potassiques (Pl. XVIII); ceux-ci sont particulièrement frais. Nous remarquons aussi que les feldspaths du Membre de Neilson sont généralement beaucoup moins altérés que ceux du Membre de Holton. Ces observations sur la nature et la distribution des feldspaths dans le Papaskwasati suggèrent une érosion mécanique progressive d'une région source fortement altérée en surface ou bien elles peuvent indiquer un changement de climat lors de l'accumulation des roches du Papaskwasati ou encore une diagénèse plus prononcée dans le Membre de Holton que dans celui de Neilson.

La quantité de matrice est très variable dans les conglomérats gréseux, grès conglomératiques et grès (App. 8). Elle est composée exclusivement d'illite se présentant sous forme d'un enchevêtrement feutré dans les espaces interstitielles entre les grains. Occasionnellement, ces amas d'illite sont partiellement recristallisés et il s'y développe alors quelques cristaux automorphes de plus grande taille que ceux de la matrice. La répartition verticale de la matrice dans les litholo-

A : CONGLOMÉRATS GRÉSEUX
B : GRÈS CONGLOMÉRATIQUES
Q : QUARTZ
F : FELDSPATHS
FR : FRAGMENTS DE ROCHES

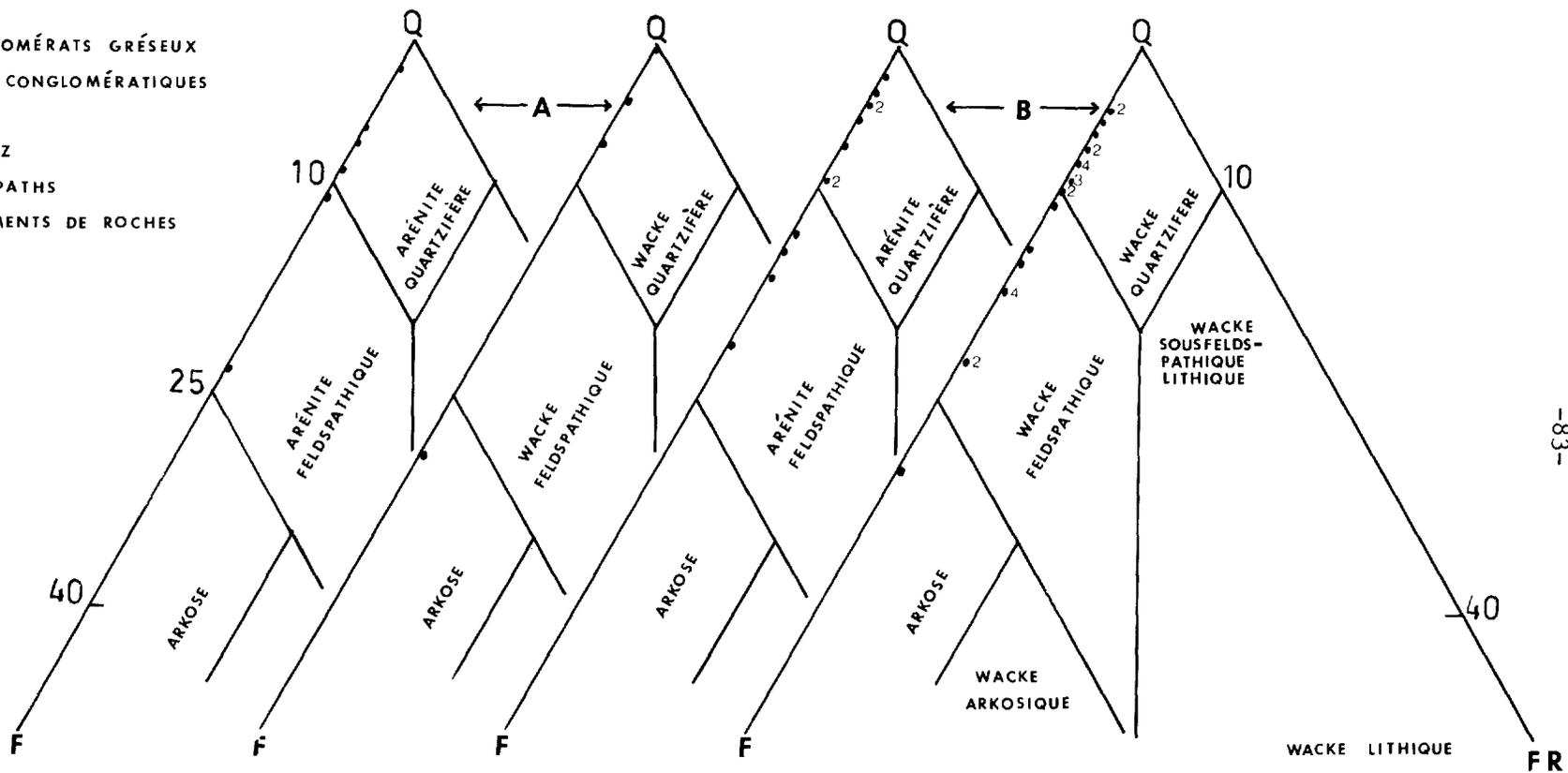


FIGURE 22. CLASSIFICATION DES CONGLOMÉRATS GRÉSEUX ET DES GRÈS CONGLOMÉRATIQUES, d'après GILBERT (WILLIAMS, TURNER et GILBERT, 1955)

gies du Papaskwasati (Fig. 6a) montre où sont localisés les grès argileux par rapport à ceux qui sont moins riches en argile. La distinction entre les divers types texturaux de grès peut se faire à partir de leur composition moyenne (Fig. 23). Les grès argileux sont les plus faciles à différencier à cause de leur forte teneur en matrice tandis que la différence entre les grès d'aspect massif et les grès finement lités est moins évidente. Nous avons appliqué le "T-Test" afin de vérifier si les différences minéralogiques (Fig. 23) sont réelles. Nous obtenons un P de .001 pour le quartz et les feldspaths et un $P \leq .05$ pour la matrice, suggérant par là que ces différences sont probablement réelles. La plus forte teneur en feldspaths des grès finement lités par rapport aux grès d'aspect massif peut s'expliquer par la différence dans la granulométrie entre ces lithologies car les grès finement lités ont d'une part une granulométrie moyenne plus fine que ceux d'aspect massif. D'autre part dans ces derniers grès, les grains de feldspaths sont au moins d'une classe granulométrique inférieure à celles du quartz.

En général, les échantillons examinés de conglomérats gréseux, de grès conglomératiques et de grès sont cimentés par une faible quantité de silice. Quelques échantillons contiennent aussi un peu de ciment d'hématite et, plus rarement, des traces de ciment de calcite. Le quartz authigène se présente en excroissance autour des grains de quartz terrigènes (Pl. XVb). Tel que mentionné précédemment lors de l'analyse texturale des grès (p.77), les contacts suturés entre les grains de quartz sont rares car ceux-ci flottent dans une matrice argileuse et ils présentent plutôt des contacts tangentiels ou concavo-convexes. De telles re-

lations texturales suggèrent que la formation du quartz authigène de ces grès n'est pas due à un mécanisme par "pressure solution" (Thompson, 1959). Nous avons noté toutefois une forte altération diagénétique des feldspaths potassiques dans ces mêmes roches. La transformation diagénétique des feldspaths potassiques en minéraux d'argiles (illite), entraîne la libération d'une certaine quantité de silice (Siever, 1954). Cette silice libérée serait ensuite précipitée autour des grains de quartz. C'est ce type de processus que nous proposons pour expliquer les excroissances de quartz dans les grès de Papaskwasati.

Les minéraux accessoires terrigènes dans les conglomérats gréseux, les grès conglomératiques et les grès sont les mêmes que ceux des conglomérats. Ils sont peu abondants dans toutes ces roches.

Exceptionnellement dans certains grès, la tourmaline authigène est très abondante et elle forme alors, à toute fin pratique, le liant entre les grains (Pl. XIXa). La lazulite est un autre minéral authigène rencontré occasionnellement dans les grès. Elle se présente sous deux formes: soit celle d'un agrégat bleu dans de petites veinules de quartz, ou plus fréquemment sous forme de ciment dans les grès (Pl. XIXb). Low (1886) observa ce dernier minéral dans un bloc erratique de la Formation de Papaskwasati et il l'identifia comme un phosphate d'aluminium et de magnésium, la lazulite, $(\text{FeMg}) \text{Al}_2 (\text{OH})_2 (\text{PO}_4)_2$. Au microscope, nous remarquons des cristaux à relief élevé, et un faible pléochroïsme bleu-vert. En nicols croisés, les couleurs de biréfringence sont le jaune et le rouge de la fin du deuxième ordre et, quelquefois, le bleu-vert du

début du troisième ordre. Selon Kerr (1959), la lazulite, un minéral assez rare, est restreint aux roches métamorphiques et aux veines de quartz. L'origine de ce minéral dans les grès du Papaskwasati demeure ambiguë quoique tous les éléments nécessaires à sa formation soient présents: soit l'apatite pour le phosphore et les argilites pour le magnésium, le fer et l'aluminium.

Un mince lit de grès finement lité ayant l'aspect d'un placer de minéraux lourds (Pl. XX) est présent dans les grès de l'unité E du Membre de Neilson, près du forage type OT-1. L'analyse des minéraux lourds de ce lit, donne, par ordre d'abondance, la monazite, le zircon, le rutile et le sphène. Ces minéraux lourds forment près de 50 pour cent du volume du lit.

Nature des roches terrigènes à grains fins

Les roches terrigènes à grains fins, nommées argilites selon la définition de Twenhofel (1937), composent qu'une petite partie de toutes les lithologies de la Formation de Papaskwasati. Selon cette définition, les argilites correspondent à une roche composée d'un mélange de silt et d'argile, bien induré, ayant presque atteint un degré de métamorphisme régional mais ne montrant pas de clivage ardoisier.

Les argilites de la Formation de Papaskwasati se différencient sous divers aspects. Nous en déterminons deux grands types à partir de leur teinte, soit les argilites foncées et les argilites pâles. Les ar-

gilites foncées peuvent être d'apparence massive ou rubanées; les premières ont alors une couleur grise à noire, les secondes sont de couleur grise à rouge. Près de 80 pour cent de toutes les argilites sont de type pâle, de couleur verte, vert pâle ou beige. Ces dernières sont souvent interstratifiées. Il n'existe aucune relation entre la couleur des argilites et leurs positions stratigraphiques ou géographiques dans la Formation de Papaskwasati.

Certaines argilites se présentent sous forme de minces lits homogènes dépassant rarement 4 cm d'épaisseur. En général, toutefois, elles ont quelques centimètres d'épaisseur, et à l'occasion atteignent quelques 2 ou 3 mètres d'épaisseur. Ces dernières argilites montrent des laminations très bien développées, causées par des interstratifications d'argilites de couleurs différentes ou par des interstratifications d'argilites et de grès très fins (Pl. XXI). Ces argilites finement litées montrent souvent des évidences de déformations synsédimentaires dont les plus fréquentes sont les fissures de dessiccations, "mudcracks", (Pl. XXII). Ces structures ne s'observent que rarement en affleurement mais elles sont fréquentes dans les échantillons de carottes où nous observons plusieurs intraclasts d'argilites avec une concavité vers le haut (Pl. XXIIb). La concentration de tels intraclasts dans une couche donne lieu à des conglomérats intraformationnels à fragments d'argilites.

Granulométrie et minéralogie des argilites

Les argilites sont composées de quantités variables de silt et

d'argile et de quelques particules de sable fin. Malgré ce mélange intime, l'argile est le principal constituant de ces roches (Pl. XXIII).

La fraction silteuse des argilites est formée essentiellement de quartz et d'une quantité mineure de feldspaths potassiques. Cette composition reflète en grande partie celle des grès.

Les analyses par diffraction des rayons-X, (app. 9), indiquent que la fraction argileuse est composée exclusivement du phyllosilicate illite. Cette illite se présente en un amas de petits cristaux d'illites imbriqués les uns dans les autres, donnant un aspect feutré en lame mince. Elle montre également quelques cristaux automorphes variant entre .01 et .10 mm de diamètre. Ces cristaux automorphes proviennent de la recristallisation de l'illite feutrée.

Le tableau 7 reproduit la liste des minéraux lourds des argilites en fonction de la couleur de ces roches. La tourmaline (Pl. XXIVa) et l'hématite (Pl. XXIVb) sont les principaux constituants des minéraux lourds des argilites foncées. Les argilites pâles contiennent beaucoup moins de minéraux lourds tant, en quantité qu'en nombre, que les argilites foncées. Les petits cubes de pyrite authigène sont restreints aux argilites de teinte vert pâle. La rareté de la pyrite dans la Formation de Papaskwasati contraste grandement avec l'abondance de ce minéral dans la Formation de Matinenda du Supergroupe de l'Huronien, (Roscoe, 1969). La présence de cette pyrite authigène indique que des conditions favorables à sa formation existaient localement dans certaines argilites lors de la diagénèse.

TABLEAU VII

MINÉRAUX LOURDS DES ARGILITES

Échantillon	
PD45-377 ¹	HEMATITE, tourmaline, zircon, apatite, monazite, sphène et rutile
PD28-128 ¹	TOURMALINE, zircon, apatite, rutile, hématite
P1-1126 ²	Tourmaline, apatite, rutile, hématite
SQ3-867 ²	Tourmaline, pyrite

PD45-377: Argilite noire, légèrement teintée rouge, finement litée.

PD28-128: Argilite gris-noir, finement litée, feuillets de dessiccation.

P1-1126: Argilite vert pâle, finement litée, silteuse.

SQ3-867: Argilite vert pâle, d'aspect massif, cubes de pyrite.

Note 1 Dans les échantillons PD45-377 et PD28-128, l'hématite et la tourmaline sont très abondants.

Note 2 Dans les échantillons P1-1126 et SQ3-867, les minéraux lourds sont peu abondants.

Les véritables minéraux lourds terrigènes des argilites sont les mêmes que ceux des conglomérats et des grès (p.80). Ainsi, nous observons quelquefois de fines laminae riches en zircon, monazite, sphène, rutile et apatite.

Géochimie des argilites de la Formation de Papaskwasati

Nous avons procédé à l'analyse chimique totale de 21 échantillons d'argilites (tableau 8). Les analyses ont été faites par fluorescence des rayons-X pour les éléments majeurs selon la méthode indiquée à l'appendice 10, et par spectromètre à rayons gamma, pour l'uranium et le thorium (app. 11).

Ces analyses avaient pour buts de différencier entre les divers types d'argilites des Membres de Holton et de Neilson, de déterminer la composition des minéraux constituant les argilites, de déterminer les conditions climatiques existantes lors de leur formation et de déterminer leur milieu de sédimentation.

L'examen du tableau 8 révèle qu'il n'existe aucune distinction entre les argilites des Membres de Holton et de Neilson, et très peu de différence entre les divers types d'argilites. La seule distinction possible serait au niveau du pourcentage de fer total. Un examen des couleurs des argilites indique que les fortes teneurs en Fe_2O_3 sont surtout reliées aux argilites foncées riches en hématite, tandis que les autres argilites foncées contiennent une forte quantité de tourmaline authigène.

TABLEAU VIII

COMPOSITION CHIMIQUE EN POURCENTAGE-POIDS DES ARGILITES DE PAPASKWASATI

Ech.		Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	P ₂ O ₅	K ₂ O	CaO	TiO ₂	MnO	Fe ₂ O ₃ *	H ₂ O	TOTAL
Membre de Neilson													
2612	B	.28	.46	21.94	62.29	.10	8.75	.10	.66	.004	2.99	2.38	99.95
2911	A	.44	.90	24.93	56.39	.08	8.73	.10	.85	.006	5.18	2.34	99.95
3010	A	.31	.51	20.98	63.63	.06	7.42	.13	.68	.006	3.75	2.49	99.97
4616	D	.40	.74	24.27	58.58	.13	8.57	.24	.71	.006	3.89	2.44	99.98
5211	D	.69	2.33	23.14	54.80	.11	11.23	.33	.84	.007	3.29	3.19	99.96
5215	C	.37	.60	28.26	55.08	.29	9.79	.21	.91	.005	1.88	2.55	99.95
5310	B	.45	.71	23.18	60.50	.08	8.57	.11	.72	.007	3.16	2.48	99.97
5411	A	.31	.26	18.40	67.53	.08	8.43	.26	.44	.004	1.15	3.10	99.96
6418	C	.64	1.99	20.55	60.15	.16	11.37	.37	.63	.012	2.76	1.32	99.95
Membre de Holton													
2628	C	.42	.56	21.41	60.76	.09	9.70	.17	.75	.006	3.69	2.40	99.96
2928	A	.30	.57	21.57	61.15	.20	7.60	.35	.74	.006	5.41	2.08	99.98
4122	C	.29	.42	21.97	61.93	.09	7.86	.18	.79	.005	4.09	2.33	99.96
4220	D	.35	.58	22.86	59.46	.49	8.35	.76	.79	.005	3.97	2.34	99.96
4427	A	.34	.59	22.40	55.91	.12	7.70	.22	.83	.008	9.62	2.22	99.96
4429	D	.29	.68	20.18	63.49	.10	9.27	.26	.60	.015	2.91	2.16	99.96
4523	A	.29	.70	19.27	63.73	.14	7.70	.30	.73	.005	4.70	2.37	99.94
4620	D	.29	.53	21.99	61.52	.16	8.06	.29	.79	.006	3.97	2.35	99.96
5220	A	.35	.49	19.10	63.11	.13	7.06	.22	.60	.006	6.94	1.94	99.95
5320	A	.29	.36	16.07	65.69	.10	6.48	.16	.53	.005	6.34	3.94	99.97
5425	B	.33	.59	30.04	51.82	.33	10.22	.54	.98	.005	1.96	3.13	99.95
6420	B	.30	1.06	21.49	59.69	.27	9.27	.47	.69	.010	4.60	2.09	99.94
A	Argilites noires ou gris foncé												
B	Argilites vert foncé												
C	Argilites vert pâle												
D	Argilites vert pâle et beiges												

* Fer total exprimé sous forme Fe₂O₃.

TABLEAU IX
CALCUL DE LA COMPOSITION MINÉRALOGIQUE DES ARGILITES

Échantillon	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	P ₂ O ₅	K ₂ O	CaO	TiO ₂	MnO	Fe ₂ O ₃	FeO	H ₂ O
Argilite** moyenne du Papaskwasati	.37	.74	22.10	60.34	.16	8.67	.27	.73	.006	4.11	-	2.46
Muscovite moyenne *	.86	.70	33.89	46.89	-	9.35	.23	.54	-	1.70	.63	4.94
Illite moyenne *	.21	2.94	23.17	52.74	-	6.04	.70	.61	-	4.90	1.16	7.50
Phengite moyenne *	1.22	2.36	30.46	49.70	-	10.35	-	.07	.005	.73	.93	4.15
A	.48	.99	29.60	46.89	.20	11.60	.34	.97	.006	5.59	-	3.28
B	.42	.88	26.53	52.74	.17	10.32	.30	.80	.006	4.88	-	2.92
C	.50	1.03	28.03	49.70	.18	11.03	.40	1.00	.006	5.10	-	3.00

* Deer, Howie et Zussman (1962).

A Argilite du Papaskwasati, corrigée pour la teneur en silice de la muscovite.

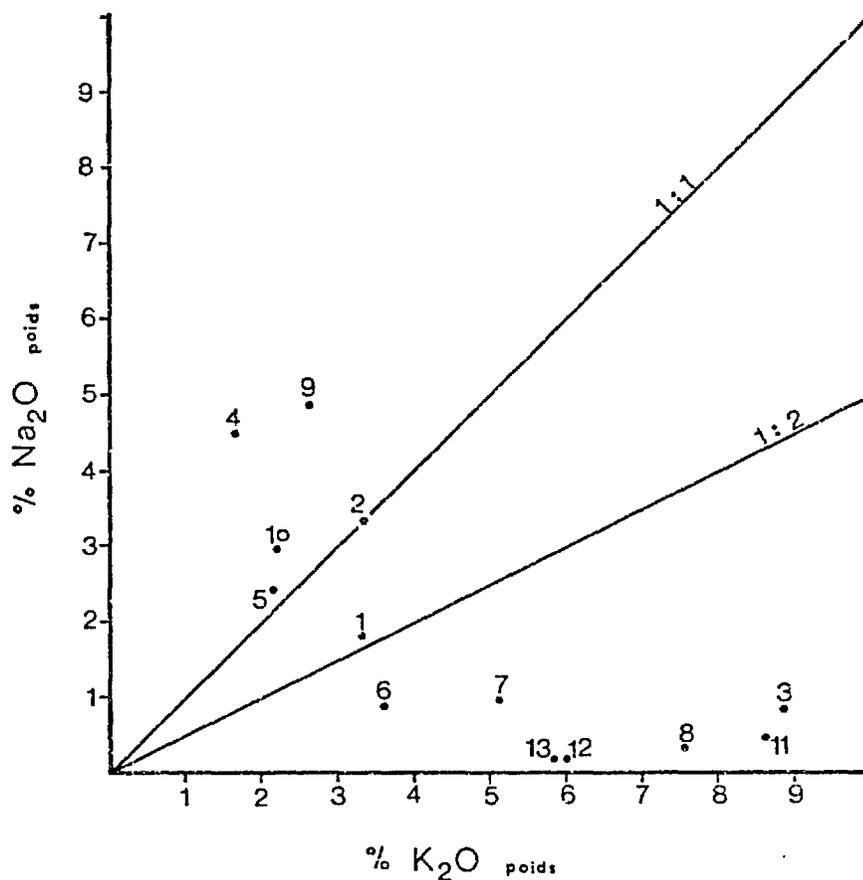
B Argilite du Papaskwasati, corrigée pour la teneur en silice de l'illite.

C Argilite du Papaskwasati, corrigée pour la teneur en silice de la phengite.

** Composition moyenne des argilites du Papaskwasati.

FIGURE 24.

RAPPORT $\text{Na}_2\text{O} : \text{K}_2\text{O}$ DES
ROCHES ARGILEUSES.



1. Composition moyenne des roches pélitiques, (Shaw, 1956).
2. Argilite laminée, Fm. de Gowganda, (Young, 1969).
3. Argilite, Fm. de Fern Creek, (Young, 1969).
4. Matrice des tillites, Fm. de Gowganda, (Young, 1973).
5. Matrice des tillites, Fm. de Padlei, (Young, 1973).
6. Formation de Gordon Lake, (Wood, 1973).
7. Formation de Gordon Lake, (Wood, 1973).
8. Formation de Lorrain, (Wood, 1973).
9. Composition, roche ignée, E du Canada, (Clarke, 1924).
10. Composition, Bouclier Canadien, NW Ontario, (Shaw et al. 1967).
11. Composition moyenne des argilites de Papaskwasati.
12. Paléorégolite, PD-39-760, cuvette de Papaskwasati.
13. Paléorégolite, D-3-140, cuvette de Papaskwasati.

La teneur relativement élevée en fer des argilites pâles est due à la présence de pyrite authigène.

L'analyse des constituants minéralogiques des argilites indique qu'elles sont surtout composées d'un phyllosilicate de type illite avec du quartz et divers minéraux lourds. Le tableau 9 présente la composition moyenne des argilites du Papaskwasati ainsi que les compositions moyennes de la muscovite, de l'illite et de la phengite. Nous remarquons que l'argilite du Papaskwasati donne une valeur plus élevée en SiO_2 que les autres minéraux comparés, ceci étant dû à la présence du quartz dans la roche. Nous avons corrigé notre analyse en tenant compte de la teneur moyenne en SiO_2 de la muscovite, de l'illite et de la phengite (tableau 9), et en allouant l'excès de SiO_2 au quartz. Ainsi, nous constatons que les argilites de Papaskwasati, numérotées A, B et C sur le tableau 9, ont une composition intermédiaire entre la muscovite et l'illite, soit à peu près celle de la phengite. Selon Deer, Howie et Zussman (1962), la phengite est une illite non déficiente en K_2O .

Nous présentons sur la figure 24, les rapports entre le Na_2O et le K_2O de toute une suite de roches, entre autres, les argilites du Papaskwasati et le paléorégolite présent sous cette formation. Ce diagramme démontre bien qu'à partir d'une roche mère de composition granitique, celle-ci doit subir un lessivage prononcé du sodium pour résulter en des matériaux similaires à ceux du Papaskwasati. Ce lessivage du sodium est accompagné d'une concentration du potassium dans les minéraux néoformés telle que le suggère la forte teneur en potassium des minéraux argileux dans le paléo-

régolite et les argilites du Papaskwasati. La présence de cet unique constituant dans les roches du Papaskwasati, soit une illite riche en potassium déroge sensiblement des autres minéraux argileux rencontrés dans d'autres suites de roches pélitiques (Shaw, 1956). Ces dernières possèdent une teneur en potassium de 3.3 pour cent répartie généralement dans deux ou plusieurs phyllosilicates. De plus, Young (1969) puis Wood (1973) ont démontré qu'un haut rapport $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ tel que celui obtenu sur la matrice des tillites, est le résultat de la comminution des divers silicates par l'action des glaciers plutôt que celui d'une érosion chimique des silicates avec lessivage du sodium et, en conséquence, une diminution considérable du rapport $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ comme ce fut le cas dans les argilites du Papaskwasati.

L'occurrence et la fréquence des feuilletts de dessiccation dans les argilites du Papaskwasati indiquent que celles-ci se sont accumulées en milieu subaérien*. Certains rapports tel que celui du Fe:Mn sont utilisés par certains auteurs pour préciser si le milieu est d'affinité marine ou continentale. A la suite de leurs travaux sur les roches pélitiques, Keith et Degens (1959) suggèrent que les pélites d'origine marine présentent un rapport Fe:Mn de 10.8 tandis que celles d'origine continentale ont un rapport Fe:Mn de 62.7. Toutefois, lors de la présentation de leurs résultats, ces auteurs soulèvent des doutes quant à l'utilisation de ce facteur comme indicateur du milieu de sédimentation étant donné que le rapport Fe:Mn peut varier en fonction des conditions physico-chimiques existantes à la source aussi bien que dans le milieu de sédimentation. A la suite d'un relevé de la littérature sur la composition des

* périodiquement desséché

pélites marines, paraliques et/ou continentales, Chagnon (1971) note que le rapport Fe:Mn peut être utile pour différencier entre les pélites de ces milieux. Ainsi il conclut qu'un rapport Fe:Mn de 27.31 serait caractéristique des pélites vertes d'affinité marine tandis qu'un rapport de 71.26 serait spécifique des pélites rouges d'affinité paralique et/ou continentale. Etant donné que le rapport Fe:Mn est très élevé dans les argilites du Papaskwasati et si les conclusions de Chagnon (1971) sont valides et, de fait, permettent de différencier les milieux de sédimentation, nous pouvons alors conclure que les argilites du Papaskwasati seraient du type de milieu continental ou paralique (tableau 10).

Quant à eux, Adams et Weaver (1958) utilisent le rapport Th:U pour différencier les facies sédimentaires et déduire les conditions physico-chimiques du milieu. Ils estiment qu'un rapport Th:U inférieur à 2 caractérise le milieu marin, reflétant des conditions où l'extraction de l'uranium de l'eau est le principal mécanisme de fixation de l'uranium dans les sédiments. Un rapport Th:U compris entre 2 et 7 n'est spécifique d'aucun milieu en particulier et correspond à une érosion chimique faible et une sédimentation rapide de particules terrigènes dérivées de roches ignées. Un rapport Th:U supérieur à 7 serait plutôt caractéristique d'un milieu continental et indique une concentration de résidus riches en thorium due à un lessivage assez complet des minéraux uranifères. D'après ces auteurs, le dernier facies est caractéristique des placers riches en thorium, de bauxites, d'argiles résiduelles, de shales continentaux et de socle altéré (régolite). Le rapport Th:U moyen des argilites de la Formation de Papaskwasati est de 7.7 (tableau 11). Par analogie

TABLEAU X
RAPPORT FE:MN DES ARGILITES
DE LA FORMATION DE PAPASKWASATI

Échantillon	Fe ₂ O ₃	MnO	Fe:Mn
PK 2612	2.99	.004	674
2911	5.18	.006	786
3610	3.75	.006	565
4616	3.89	.006	591
5211	3.29	.007	425
5215	1.88	.005	344
5310	3.16	.007	409
5411	1.15	.004	258
6418	2.76	.012	207
2628	3.69	.006	560
2928	5.41	.006	821
4122	4.09	.005	752
4220	3.47	.005	728
4427	9.62	.008	1083
4429	2.91	.015	184
4523	4.70	.005	863
4620	3.97	.006	602
5220	6.94	.006	1054
5320	6.34	.005	1165
5425	1.96	.005	360
6420	4.60	.010	416

TABLEAU XI

TENEUR EN URANIUM ET THORIUM ET RAPPORT Th:U DES ARGILITES DE LA
FORMATION DE PAPASKWASATI

Échantillon	U ppm	Th ppm	Th:U
PK 2612	2.3	21.2	9.2
PK 5220	2.5	17.4	6.9
PK 5310	4.6	18.8	4.1
PD 22-170	1.5	28.9	19.2
PD 26-870	4.0	25.1	6.2
PD 29-825	5.9	38.0	4.8
OT 1-801	2.9	26.0	8.9
OT 1-939	2.1	18.4	8.7
OT 1-1037	2.2	23.0	9.2
OT 1-454	2.5	18.5	8.4
MOYENNE	3.0	23.5	7.7

aux travaux d'Adams et Weaver (1958), ce rapport Th:U indiquerait que la région source des sédiments du Papaskwasati a subi une érosion chimique appréciable et que, le milieu de sédimentation où ce sont accumulées les argilites est fort probablement continental. Il est en effet remarquable de noter qu'aucun des rapports Th:U dans le tableau 11 ne se rapproche du rapport 2, lequel pourrait indiquer un milieu marin.

En résumé, l'ensemble des données géochimiques des argilites confirment l'hypothèse d'une érosion chimique profonde des roches à la région source et suggèrent fortement un milieu de sédimentation continental pour les sédiments de la Formation de Papaskwasati.

Diagénèse des argilites

La présence d'une forte quantité de tourmaline authigène et celle d'une illite riche en potassium comme unique minéral d'argile, indiquent que les argilites du Papaskwasati ont subi une transformation diagénétique.

Nous observons régulièrement de la tourmaline dans toutes les roches du Papaskwasati, mais celle-ci est particulièrement abondante dans les argilites foncées (Pl. XXIVa). Les cristaux de tourmaline sont toujours prismatiques (Pl. XXVa); ils dépassent rarement .25 mm de longueur et ils sont fréquemment enchevêtrés (Pl. XXVb). La nature prismatique, l'enchevêtrement et l'abondance de tourmaline indiquent une origine authigène. Au microscope, cette tourmaline est fortement pléochroïque dans

les verts et les bruns, ce qui contraste avec les descriptions antérieures des tourmalines authigènes (Krynine, 1946; Gokhale, 1959; Awasthi, 1961). Ces auteurs parlent d'excroissance incolore de tourmaline sur des noyaux terrigènes, tandis que les tourmalines de Papaskwasati sont fortement pléochroïques et ne laissent voir aucun noyau.

Sans vouloir élaborer sur la génèse de ces tourmalines, mentionnons qu'il ne manque qu'un seul élément dans les argilites du Papaskwasati pour former ce minéral, soit le bore. Le bore pourrait provenir de sources externe ou interne. Une source externe exigerait un métasomatisme du bore d'origine inconnue tandis qu'une source interne ferait appel à un métasomatisme du bore à partir des roches de la Formation de Papaskwasati. Les travaux de Couch (1971) indiquent que le bore peut être facilement adsorbé par l'illite lors de l'altération des roches à la source. Dans ce cas, le bore pourrait être remobilisé pour participer à la formation de la tourmaline. Un fait est certain, des fluides permettant la formation de la tourmaline ont circulé au travers des sédiments du Papaskwasati car nous retrouvons de la tourmaline authigène dans tous les types lithologiques mais, plus particulièrement, dans les argilites. Ces dernières lithologies ont probablement agi comme piège pour ces fluides.

La kaolinite est excessivement rare dans les roches du Papaskwasati et elle est absente des argilites. Nous avons mentionné antérieurement, lors de l'étude du paléorégolite et des grès, que les minéraux d'argiles primaires du Papaskwasati ont subi une transformation diagénétique. La présence d'une illite riche en potassium comme unique constituant

phyllosilicaté des argilites tend à confirmer l'hypothèse d'une transformation diagénétique des argilites (Blatt et al. 1972, p. 390). Nous suggérons que les argilites ont agi comme piège pour les fluides riches en K_2O provenant de l'altération diagénétique des feldspaths, avec comme résultat la transformation des phyllosilicates primaires des argilites, soit illite, smectite, et les interstratifiés illite-smectite, en une illite riche en K_2O . Cette hypothèse suppose que le climat à la région source était tempéré. Si le climat avait été chaud et humide à la région source, ces conditions auraient favorisé la formation d'une grande quantité de kaolinite (Millot, 1964, p. 102). Dans un tel cas, nous devrions faire appel à une altération diagénétique très forte des feldspaths potassiques des roches gréseuses, afin de libérer le potassium nécessaire à la transformation des kaolinites en illites telles que celles que nous observons aujourd'hui dans les argilites. Nous estimons que cette dernière hypothèse n'est pas valide car elle nécessite une trop grande quantité de K_2O , que les roches que nous observons présentement ne contiennent pas assez de feldspaths potassiques et de plus ceux-ci ne sont pas toujours altérés diagénétiquement. Ainsi notre première hypothèse, soit celle d'un climat tempéré à la région source et une transformation des illites, smectites et des interstratifiés illite-smectite en illite riche en K_2O lors de l'altération diagénétique des feldspaths demeure valable.

URANIUM et THORIUM

Introduction

Suite à une intense campagne d'exploration uranifère dans les roches de la Formation de Papaskwasati, nous avons procédé à une évaluation de la radioactivité présente dans ces roches et nous avons alors effectué une étude de la distribution stratigraphique des trois principaux éléments radioactifs tels l'uranium, le thorium et le potassium. De plus, nous avons déterminé la nature de la radioactivité dans divers échantillons radioactifs des Groupes de Mistassini et d'Otish. Les analyses ont été faites en utilisant un spectromètre à rayons gamma dont les principes et la méthode d'analyse sont expliqués à l'appendice II.

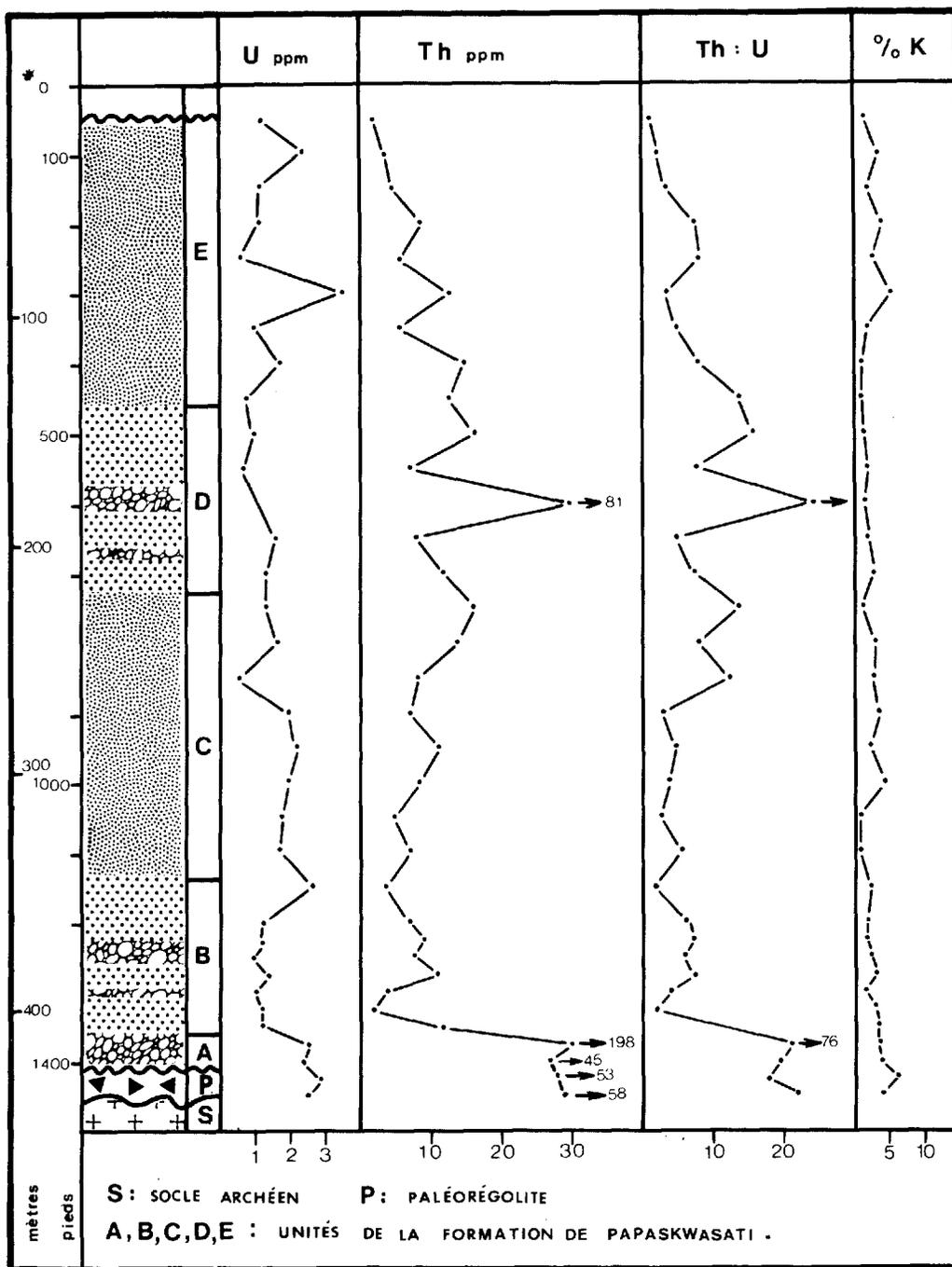
Distribution stratigraphique de U-Th-K

La figure 25 montre la répartition stratigraphique de l'uranium du thorium et du potassium dans les échantillons du forage Ot-1. L'ensemble des teneurs en uranium sont relativement faibles tandis que les teneurs en thorium sont très variables. Le rapport Th:U varie en fonction de la granulométrie des roches du Papaskwasati et il met en évidence les deux cycles granulométriques identifiés dans cette formation. La teneur en potassium des lithologies reflète la nature feldspathique ainsi que la matrice illitique de ces roches. L'examen des échantillons analysés indique que les valeurs anormales en thorium proviennent de lithologies à granulométries élevées contenant une quantité appréciable de monazite.

De plus, l'examen pétrographique révèle que les principaux minéraux lourds dans les grès et les conglomérats sont la monazite et le zircon. Nous suggérons alors qu'une grande partie de la radioactivité notée dans les échantillons soit le résultat du thorium dans la monazite et de l'uranium dans le zircon. Selon Murray et Adams (1958), l'uranium et le thorium présents dans les arénites quartzifères se situent presque entièrement dans les grains de quartz. Ils estiment que ces grains contiennent en moyenne 1.7 ppm de Th et 0.45 ppm d'U. En utilisant ces données, nous pouvons évaluer que près du tiers de l'uranium et près du quart du thorium de nos analyses (Fig. 25) pourraient provenir du quartz, le reste de la radioactivité proviendrait des minéraux lourds tels que le zircon et la monazite.

Les deux échantillons prélevés à la base du forage Ot-1 (Fig. 25), proviennent du paléorégolite. Nous constatons un rapport Th:U de 20:1, ce qui est anormalement plus élevé que le rapport Th:U moyen de 4:1 pour un granite selon Heier et Rodgers (1963). D'après Adams et Weaver (1958), un rapport Th:U aussi élevé que celui observé dans les roches du paléorégolite, indique essentiellement qu'une oxydation et un lessivage des minéraux uranifères ont eu lieu durant l'érosion chimique et que le thorium, plus immobile, est laissé derrière dans des résidus insolubles ou encore est adsorbé par les minéraux d'argiles. Ce point confirme notre première interprétation voulant que le paléorégolite sous la Formation de Papaskwasati résulte d'une érosion chimique sous des conditions atmosphériques oxydantes.

FIGURE 25 . DISTRIBUTION de L'URANIUM, du THORIUM
 et du POTASSIUM dans le FORAGE OT-1
 de la FORMATION de PAPASKWASATI.



*₀ cote du forage

Nature et provenance des échantillons radioactifs.

Les conglomérats à cailloux de quartz (tableau 12) sont caractérisés par la présence de fortes quantités de monazite; il en est de même pour le placer de minéraux lourds dans la Formation de Papaskwasati, tous ces échantillons sont fort riches en thorium.

Les deux échantillons appelés indices uranifères (tableau 12) furent prélevés dans les roches près du lac Indicator. L'échantillon INDI-1 est une concrétion de 6 cm de diamètre, de couleur jaune, dans un grès conglomératique de la Formation d'Indicator. Nous retrouvons une altération brune et jaune, typique de l'oxydation des minéraux uranifères, le long des diaclases dans ces mêmes grès. L'échantillon NIBC provient d'un bloc erratique de dolomie, identique aux dolomies de la Formation de Péribonca. Cet échantillon a été prélevé dans une zone de cisaillement d'environ 12 cm de large, montrant une couleur jaune typique de l'oxydation des minéraux uranifères.

Dans la Formation de Papaskwasati, le trou de forage PD3 de la compagnie Phelps Dodge intersecta sur une longueur de 2 m (6 pi.) une zone minéralisée renfermant 0.15% U_3O_8 (Gunter, 1967). Cette zone correspond à un banc de grès conglomératique poreux. Dans un rapport subséquent de la même compagnie (Anderle, 1968), cet auteur mentionne que l'uranium se présente sous forme d'uraninite fine (10 μ environ) et qu'il se concentre dans la matrice du grès. Les forages subséquents autour de ce

TABLEAU XII
TENEUR EN URANIUM ET THORIUM DES ÉCHANTILLONS
PARTICULIÈREMENT RADIOACTIFS

Conglomérats à cailloux de quartz			
Formation de Papaskwasati			
Éch.	U ppm	Th ppm	Th:U
S-1-304	2.5	182.7	73
S-1-303	2.3	119.7	52
CHF-1	2.6	67.2	26
HR-2	.7	10.2	15
HR-2.2	1.2	35.3	29
HOL-2	2.1	146.1	70
Formation d'Indicator			
Scc-1	n.d.	1350.	-
Lambeau d'érosion du lac Mantouchiche			
MAN 1	.5	179.1	358
MAN 2	.5	152.3	304
Placer de minéraux lourds, Formation de Papaskwasati			
JSS-1	n.d.	6783.5	-
Indices uranifères dans le Groupe d'Otish			
Formation d'Indicator			
INDI-1	1265	-	-
Formation de Péribonca			
NIBC-1	3908	-	-
n.d. - non déterminé.			

point ont tous donné des résultats négatifs.

Toutes les analyses effectuées par la compagnie sur la radioactivité des conglomérats donnent un rapport Th:U élevé, confirmant ainsi nos travaux qui indiquent que le thorium de la monazite est la principale source de radioactivité dans les roches de la Formation de Papaskwasati.

Evaluation du potentiel uranifère des
roches des Groupes de Mistassini et d'Otish

Suite à notre étude, nous croyons être en mesure de porter un jugement sur le potentiel uranifère des roches des Groupes de Mistassini et d'Otish. L'indice uranifère de la Formation de Papaskwasati (PD3) et ceux du Groupe d'Otish, sont d'origine épigénétique. Ces concentrations de minerais sont le résultat de la migration et de la précipitation de fluides uranifères dans un milieu poreux, perméable et fracturé, plutôt que le résultat de concentrations hydrauliques syngénétiques de minéraux lourds uranifères. Par contre, la presque totalité de la radioactivité mesurée dans les roches terrigènes des Groupes de Mistassini et d'Otish est due au thorium de la monazite, et un peu à l'uranium du zircon. Ces deux minéraux forment une grande partie de la suite de minéraux lourds de ces roches. La présence de ces minéraux lourds est le résultat d'une concentration hydraulique syngénétique. Il est donc plus logique alors de rencontrer dans ces roches des placers riches en monazite, source de thorium, que de trouver des placers de minéraux uranifères.

Les études géochimiques que nous avons faites sur les roches du Papaskwasati démontrent que la région source de ces sédiments terrigènes a subi une érosion chimique profonde sous un climat tempéré et une atmosphère oxydante. Sous ces conditions, les minéraux uranifères sont oxydés et lessivés plutôt que concentrés par des processus hydrauliques. Alors il est peu probable que l'on découvre des gisements d'uranium du type d'Elliot Lake (Roscoe, 1969) dans les roches du Papaskwasati car les conditions physico-chimiques lors de la sédimentation des lithologies des Groupes de Mistassini et d'Otish étaient oxydantes plutôt que réductrice comme dans le cas de la Formation de Matinenda (Roscoe, 1969).

Selon Gabelman (1971), la majorité des dépôts uranifères rencontrés dans les roches terrigènes sont d'origines épigénétiques. Lors de l'érosion chimique des roches à la région source, l'uranium est en général libéré et il est dispersé dans le milieu fluide. Toujours selon cet auteur, il faut que ces fluides migrent vers un milieu propice jusqu'au moment où les conditions physico-chimiques sont telles que l'uranium précipite dans les sédiments où il forme des concentrations. Les voies favorables à la migration des fluides uranifères sont intimement reliées aux contrôles stratigraphique, structural ou textural des roches. La précipitation de l'uranium s'effectue par interaction avec les constituants du sédiment, soit par réduction, adsorption, échange ionique, substitution ionique ou bien encore par formation de complexes uranyles insolubles. Les roches des Groupes de Mistassini et d'Otish contiennent plusieurs milieux favorables à la migration des fluides uranifères tels les nombreuses failles et diaclases qui recoupent ces roches, ou encore les lits poreux

et perméables de cet ensemble sédimentaire. Toutefois nous ne savons pas lequel des mécanismes serait responsable pour la précipitation de l'uranium, si celui-ci fut déjà précipité, ni où les gisements seraient situés. Il faut se souvenir que, malgré les nombreux forages faits dans les roches de la Formation de Papaskwasati et dans celles du Groupe d'Otish, l'on recherchait des concentrations hydrauliques syngénétiques de minéraux uranifères et non pas de concentrations épigénétiques. De par son caractère réducteur ainsi que la présence de matière organique, la Formation de Cheno serait une cible intéressante pour la prospection de l'uranium en vue d'y découvrir des concentrations épigénétiques.

ANALYSE DU BASSIN

Introduction

Dans cette dernière section, nous examinerons les roches de la Formation de Papaskwasati dans le but de reconstruire la géologie historique et nous établirons un modèle de sédimentation pour les roches de ce dépôt. Ce dernier remplit une échancrure ou cuvette en bordure N du bassin de Mistassini (Fig. 2).

Contexte géologique précédent la sédimentation de la Formation de Papaskwasati

Les sables et les graviers de la Formation de Papaskwasati se sont accumulés sur un socle de composition granitique et gneissique (Fig. 6a). Nous avons démontré antérieurement (p.17) que ce socle avait subi une érosion chimique relativement profonde avant d'être recouvert par les dépôts sédimentaires.

La paléogéographie indique que la cuvette consistait en une série de vallées périphériques débouchant vers une dépression centrale, laquelle était partiellement ouverte vers le S (Fig. 7b). Les limites NW, N, SE et S de la cuvette sont délimitées par les ceintures volcaniques archéennes (Fig. 2 et 6a).

L'examen de la carte géologique régionale (Fig. 2), révèle la pré-

sence de deux linéaments orientés N-S, situés de part et d'autre de la cuvette de Papaskwasati. Un de ces linéaments coïncide avec le lac Beau-deau à l'W, l'autre avec le cours supérieur de la rivière Toqueco à l'E. Chown et Caty (1972) ont démontré que les linéaments correspondent à des failles dans les roches du socle et qu'elles sont plus anciennes que les sédiments du Papaskwasati.

Distribution des sédiments dans la Formation de Papaskwasati

L'étude de la distribution des lithologies dans le Papaskwasati permettra de voir l'arrangement des lithologies dans le dépôt et de déterminer la source de ces matériaux. Ainsi, nous pouvons noter sur les figures 26a et b respectivement, que les conglomérats pétromictes et les conglomérats à cailloux de quartz sont restreints au fond des vallées situées près du périmètre actuel de la cuvette du Papaskwasati. Ces derniers conglomérats atteignent leur maximum de puissance dans les vallées et leurs dépôts ont la forme d'un cône dont l'apex pointe vers le périmètre actuel de la cuvette. Les conglomérats gréseux et les grès conglomératiques se retrouvent partout dans cette cuvette (Fig. 26c) mais ils tendent à se concentrer près des conglomérats à cailloux de quartz. Les divers types de grès sont prédominants au centre et sur les hauts-fonds en périphérie de la cuvette (Fig. 26d) tandis que les lits d'argilites sont surtout abondants vers le centre de la cuvette (Fig. 26e).

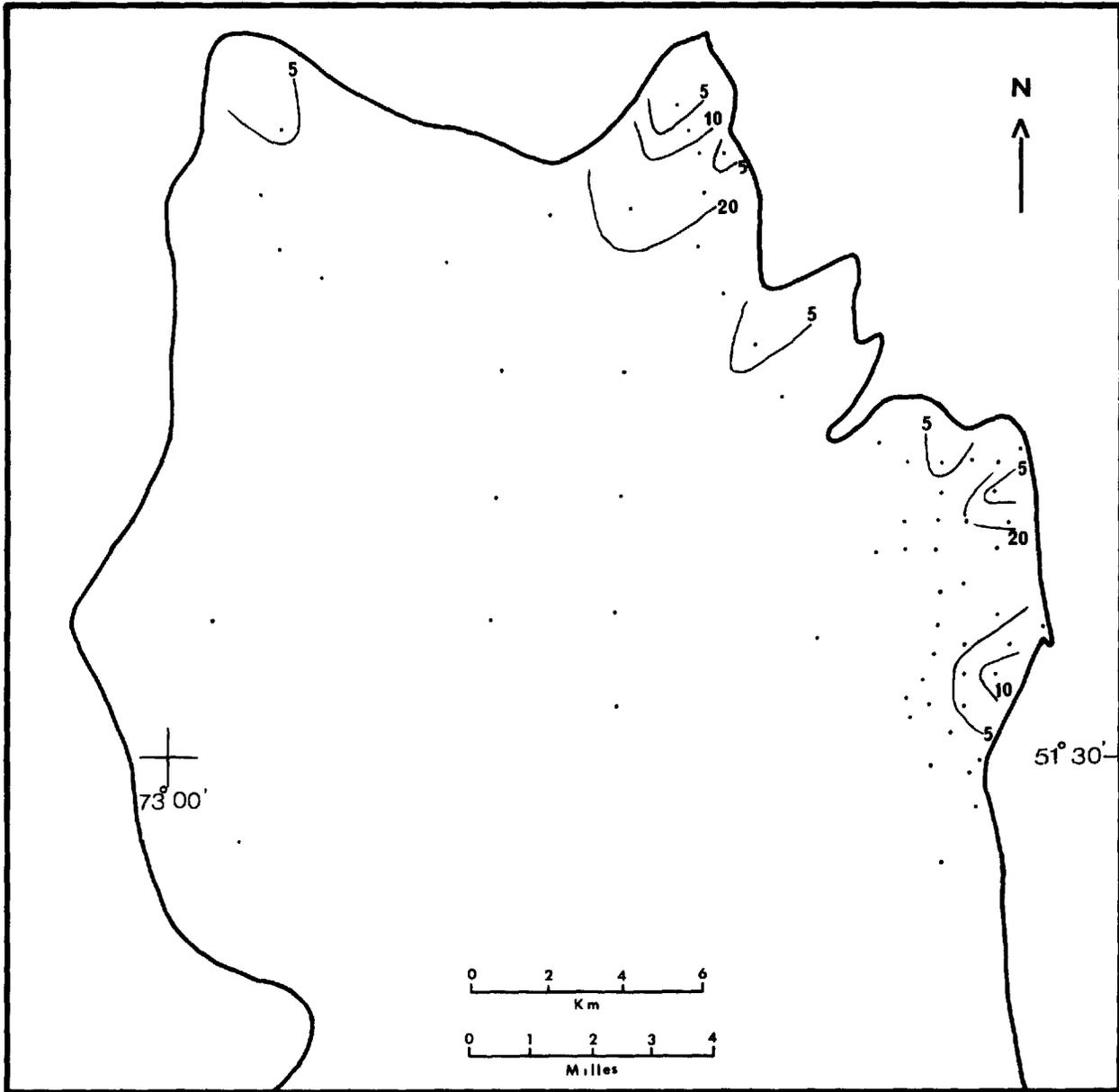


FIGURE 26a . Carte de contours isolithes des conglomérats pétromictes de la Formation de Papaskwasati .

Contour isolithe en pieds . ——— 10 ———

Limite actuelle de la cuvette de Papaskwasati . —————>

Localisation des forages .

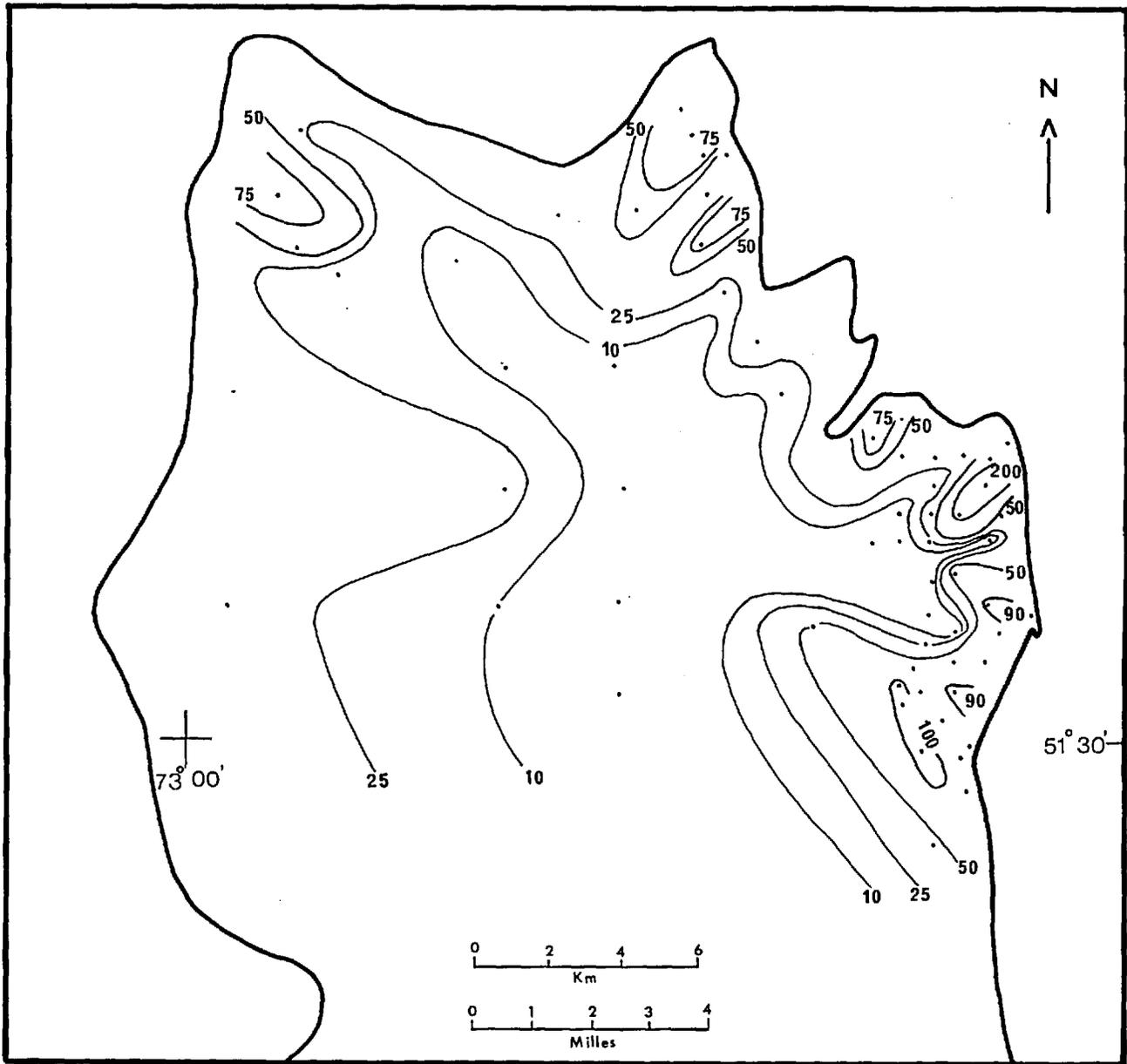


FIGURE 26b. Carte de contours isolithe des conglomérats à cailloux de quartz de la Formation de Papaskwasati.

Contour isolithe en pieds . ——— 10 ———

Limite actuelle de la cuvette de Papaskwasati . ———

Localisation des forages . .

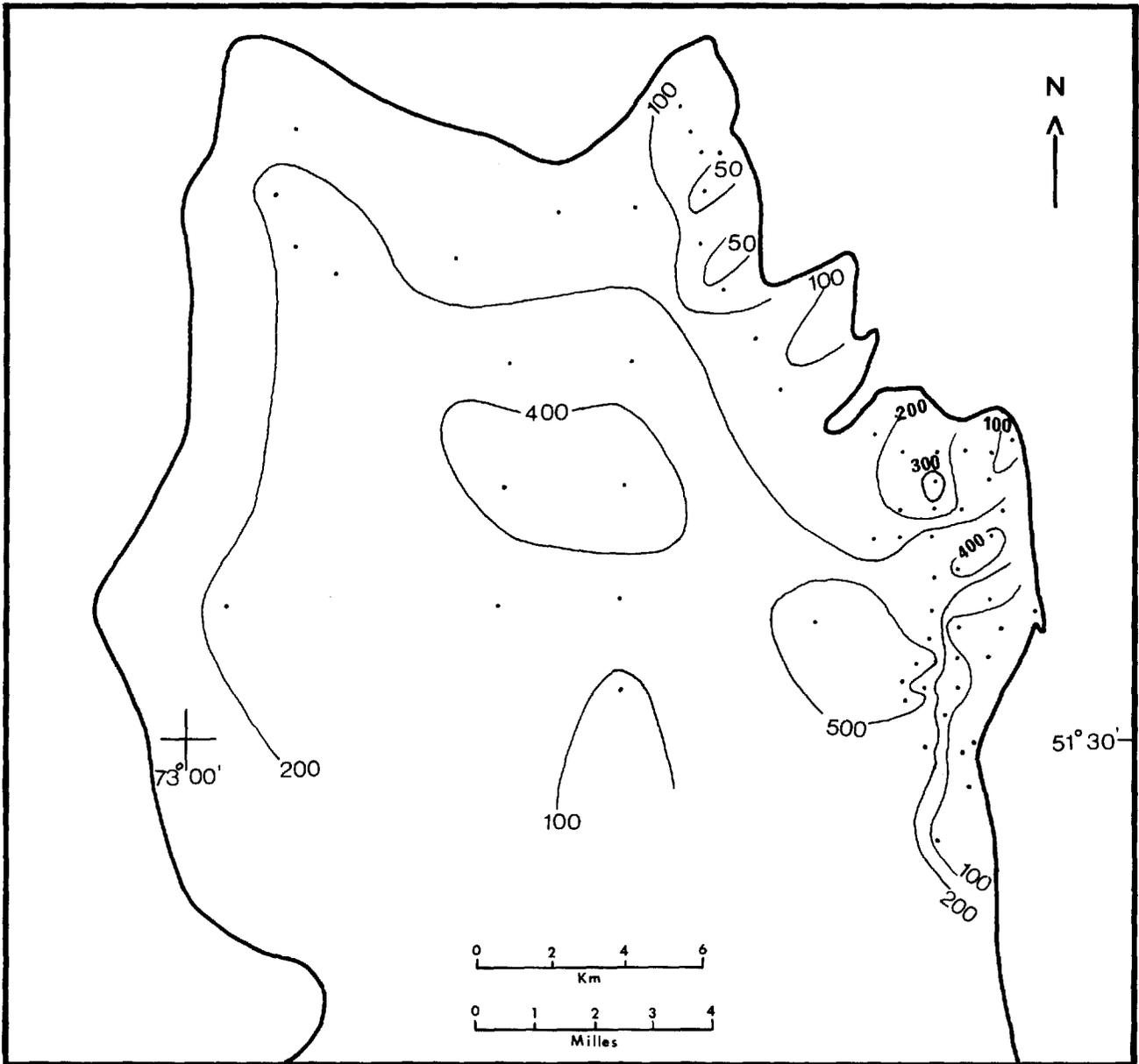


FIGURE 26c . Carte de contours isolithes des grès conglomératiques de la Formation de Papaskwasati.

Contour isolithe en pieds . ——— 100 ———

Limite actuelle de la cuvette de Papaskwasati . —————

Localisation des forages . •

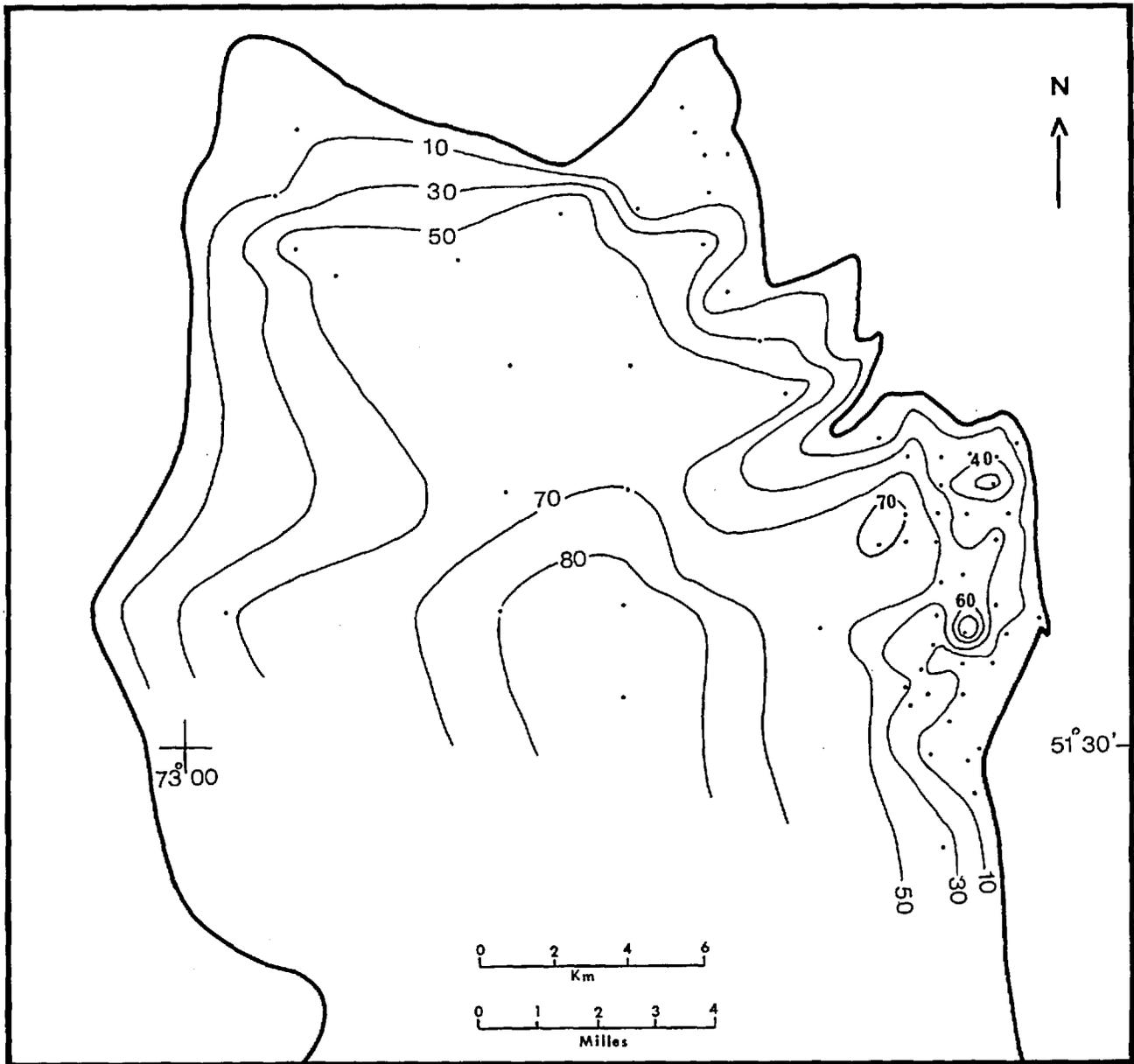


FIGURE 26d. Carte de contours isopourcentage des grès de la Formation de Papaskwasati.

Contour isopourcentage . ——— 10 ———

Limite actuelle de la cuvette de Papaskwasati . ———

Localisation des forages .

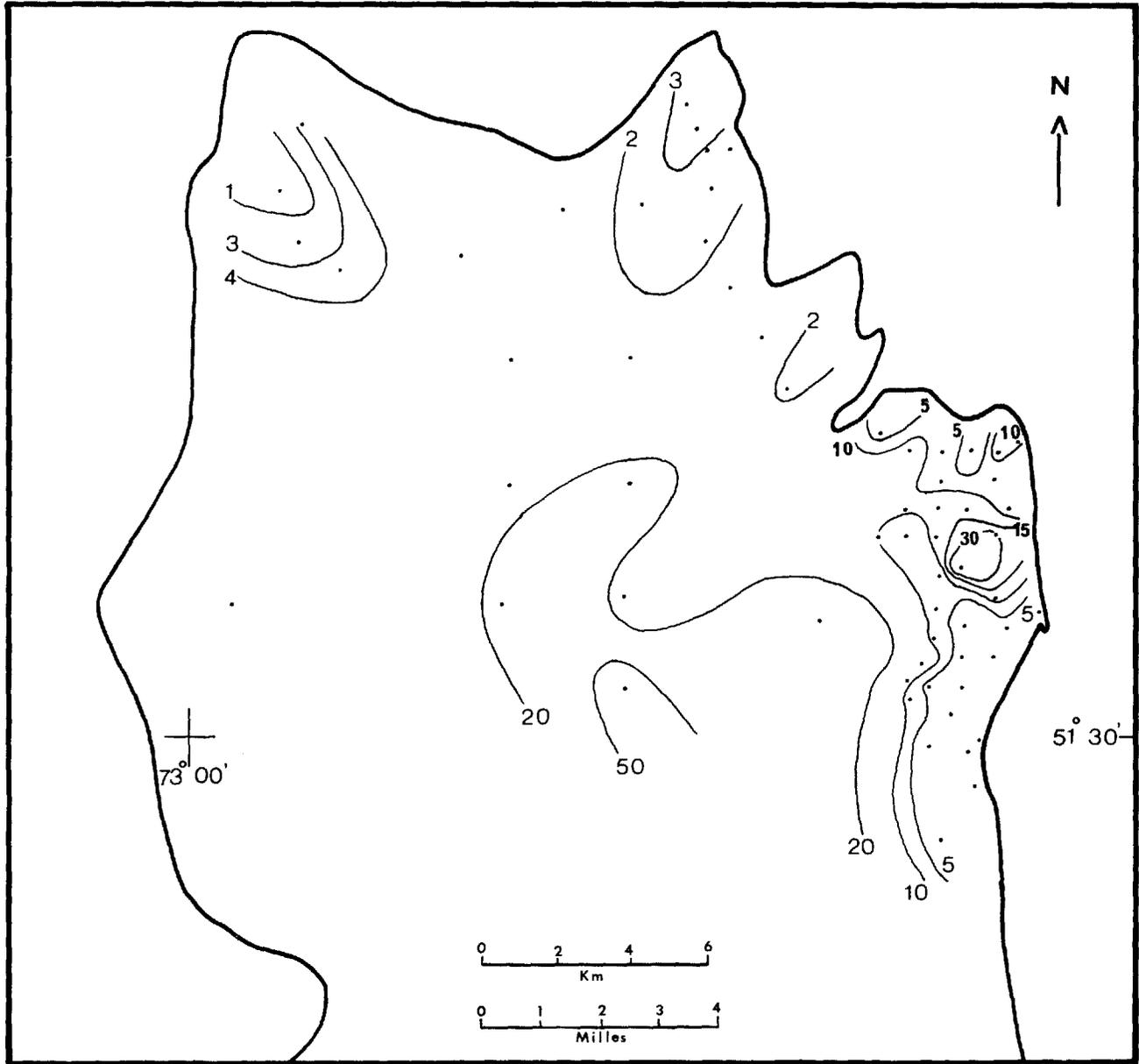


FIGURE 26e. Carte de contours du nombre de lits d'argilites de la Formation de Papaskwasati.

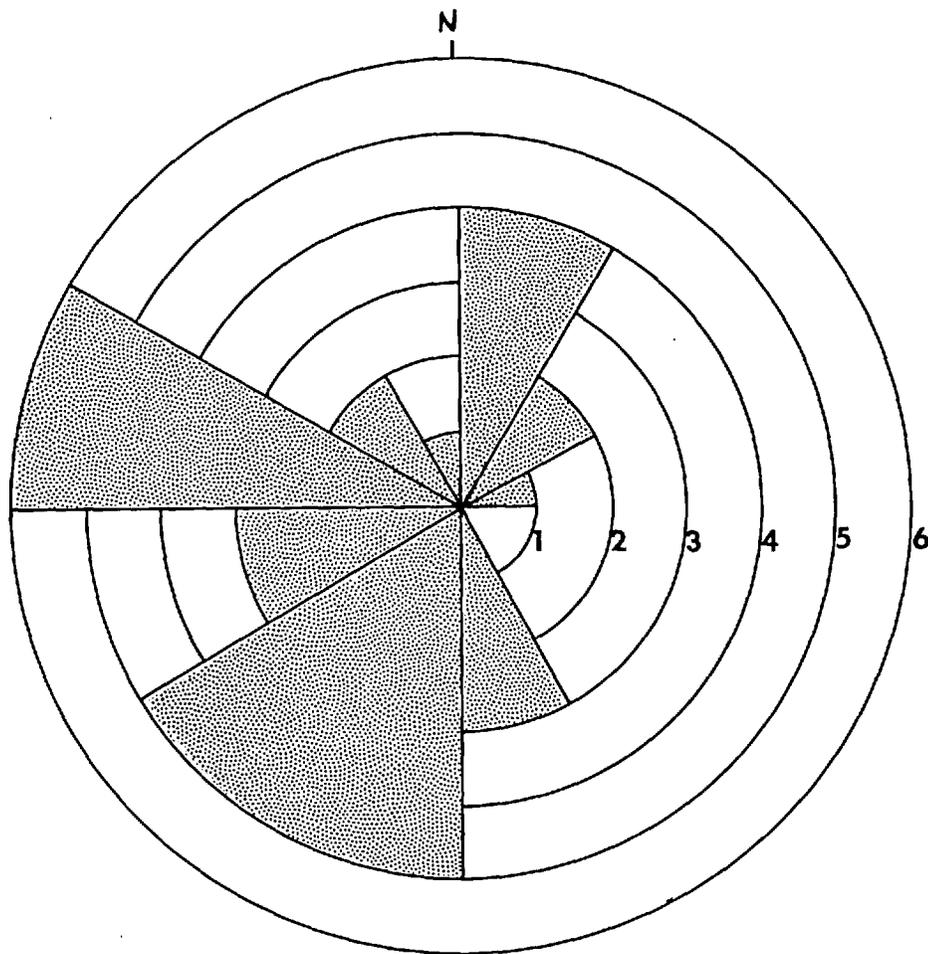
Nombre de lits d'argilites. ——— 10 ———

Limite actuelle de la cuvette de Papaskwasati. —————

Localisation des forages.

FIGURE 27

Diagramme en rosette des directions de courant
dans les grès à stratifications entrecroisées
de la Formation de Papaskwasati (32 mesures)



L'analyse des cartes de distribution (Fig 26) des diverses lithologies montre que les matériaux grossiers prédominent à la périphérie de la cuvette et que ceux de taille plus fine sont concentrés au centre. Les dépôts grossiers sont souvent restreints aux vallées périphériques et ils ont la forme de cônes.

Source des sédiments

La diminution systématique dans la taille des grains des matériaux, de la périphérie vers le centre de la cuvette, indique des sources probables au N, NW, NE et E pour ces matériaux.

Les mesures de paléocourants dans la Formation de Papaskwasati sont rares parce qu'il y a peu d'affleurements. L'histogramme des directions de courants (Fig. 27) est tiré de Chown et Caty (1973). Ce diagramme indique un apport bien marqué du NE et de l'E. Il faut noter ici que les structures mesurées se situent essentiellement dans le secteur NE de la cuvette de Papaskwasati. Nous constatons une relation très nette entre les directions de paléocourants et celles des vallées creusées dans le socle dans ce secteur NE de la cuvette de Papaskwasati (Fig. 27 et 7b).

L'analyse pétrographique des lithologies dans la Formation de Papaskwasati montre une abondance de quartz d'origine ignée, des quantités mineures de feldspaths (microcline et orthose perthitique), et une suite de minéraux lourds (zircon, monazite, rutile et apatite), un ensemble de minéraux caractéristique d'une provenance des terrains granitiques. Immédiatement au

N et à l'E de la cuvette de Papaskwasati, nous rencontrons respectivement les massifs granitiques des Monts Tichégami (Fig. 2) et des Monts Takwa, tous deux riches en microcline et orthose perthitique (Chown, 1971; Neilson, 1966). Ainsi la distribution granulométrique, les paléocourants, et la minéralogie suggèrent que la principale source des sédiments du Papaskwasati sont ces terrains granitiques situés immédiatement au N et à l'E de la cuvette. Les terrains gneissiques constituant le sous-sol entre les massifs granitiques, ont eux aussi contribué une certaine quantité de grains de quartz mais n'ont pu fournir de feldspaths potassiques car ils en renferment très peu. Ce sont des gneiss riches en plagioclase. Ce dernier minéral est peu abondant dans les sédiments du Papaskwasati et il est probable que ce minéral fut détruit lors de l'érosion chimique à la source ou lors du transport.

La diminution systématique dans la taille maximum des matériaux aussi bien dans le sens latéral que vertical, c'est-à-dire de la périphérie vers le centre de la cuvette d'une part, et du bas vers le haut dans la formation d'autre part, suggère que ces sédiments composent un cycle sédimentologique complet d'un "fining upward sequence". De telles séquences résulteraient de la régression progressive d'un front d'érosion (Williams, 1969). Nous pensons que tel pourrait être le cas pour chacun des cycles dans le Papaskwasati. Etant donné la présence de deux cycles complets dans le Papaskwasati, les Membres de Holton et de Neilson respectivement, il est probable qu'il y eut une recrudescence de l'activité tectonique durant l'accumulation des matériaux dans la cuvette. Cette recrudescence tectonique a eu pour effet de rapprocher le front d'érosion des bords de la cuvette

et de former pour un temps donné des matériaux plus grossiers que l'on retrouve successivement à la base des Membres de Holton et de Neilson.

Milieu de sédimentation

Un des problèmes majeurs rencontrés lors de l'étude d'un dépôt terrigène comme celui du Papaskwasati est de déterminer si celui-ci est d'origine marine ou continentale. L'absence d'une faune ou d'une flore autochtones augmente d'autant ces difficultés. Dans le cas de la Formation de Papaskwasati nous avons utilisé trois types de critères pour déterminer le milieu de sédimentation: soit des critères déduits de la géochimie, de la texture des matériaux, et des associations lithologiques.

Les rapports Th:U des argilites du Papaskwasati (tableau 11) se comparent avantageusement avec ceux des argilites continentales étudiées par Adams et Weaver (1958). De même, l'analyse des rapports (Fe:Mn de ces mêmes argilites (tableau 10) suggèrent qu'elles ont une affinité continentale en se basant sur des travaux similaires faits par Keith et Degens (1959) et Chagnon (1971).

De nombreux auteurs (Passega, 1957, 1964; Folk et Ward, 1957; Friedman, 1961, 1967; Landim et Frakes, 1968; Moiola et Weiser, 1968; Visher, 1969; Dobkins et Folk, 1970), ont mis au point diverses méthodes analytiques basées sur les paramètres texturaux des sédiments permettant de différencier entre les divers milieux de sédimentation. Ces méthodes utilisent les paramètres texturaux pouvant être reliés au mode de transport des matériaux et/ou à l'énergie du milieu de sédimentation.

Le patron CM de Passega (1957) construit pour les grès et les conglomérats de la Formation de Papaskwasati (Fig. 28), se compare avantageusement au patron CM résultant d'un mode de sédimentation par courant de traction, caractéristique d'un milieu fluviatile, (Passega, 1957; Bull, 1972). La figure 29 illustre deux autres méthodes graphiques (Friedman, 1961), permettant de distinguer entre un milieu de plage et un milieu de rivière. Ces deux derniers diagrammes suggèrent nettement que les grès et les conglomérats du Papaskwasati représentent un milieu de rivière. Toutefois nous devons noter que les paramètres utilisés par Friedman (1961), lors de la confection des diagrammes, provenaient d'analyses granulométriques de sédiments non consolidés et bien triés, tandis que nous utilisons des paramètres obtenus à partir d'analyses granulométriques faites au microscope sur des lames minces de sédiments consolidés, généralement mal triés, et que nous n'avons pas corrigé nos valeurs pour les équivalents tamis. Une transformation post-sédimentaire de la fraction fine a peu d'influence sur la valeur des paramètres utilisés. Ainsi nous pensons que le diagramme CM (Fig. 28) indiquant un milieu de sédimentation fluviatile, peut servir d'indice pour une origine continentale des lithologies de la Formation de Papaskwasati.

Nous avons démontré précédemment (p.51) que les Formations de Papaskwasati, de Cheno et d'Albanel sont totalement ou en partie synchrones. L'absence de grès et de conglomérats similaires au Papaskwasati ailleurs que dans l'échancrure du secteur N du bassin de Mistassini (Fig. 2), de même que la transition minéralogique et lithologique entre les Formations de Papaskwasati et de Cheno d'une part, et les Formations de Cheno et d'Albanel d'au-

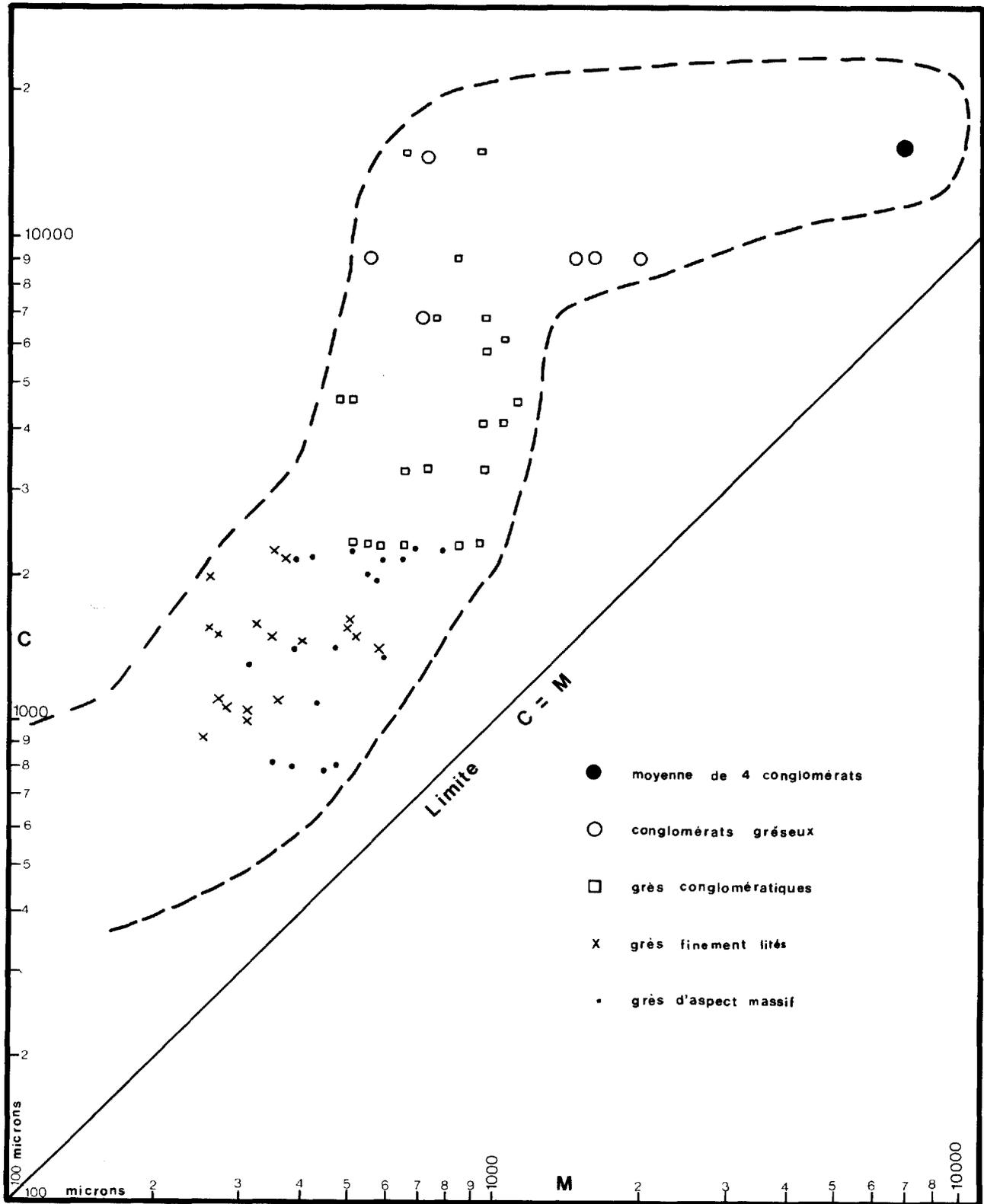


FIGURE 28. DIAGRAMME CM (PASSEGA, 1957 et 1964)
pour les LITHOLOGIES de la
FORMATION de PAPASKWASATI.

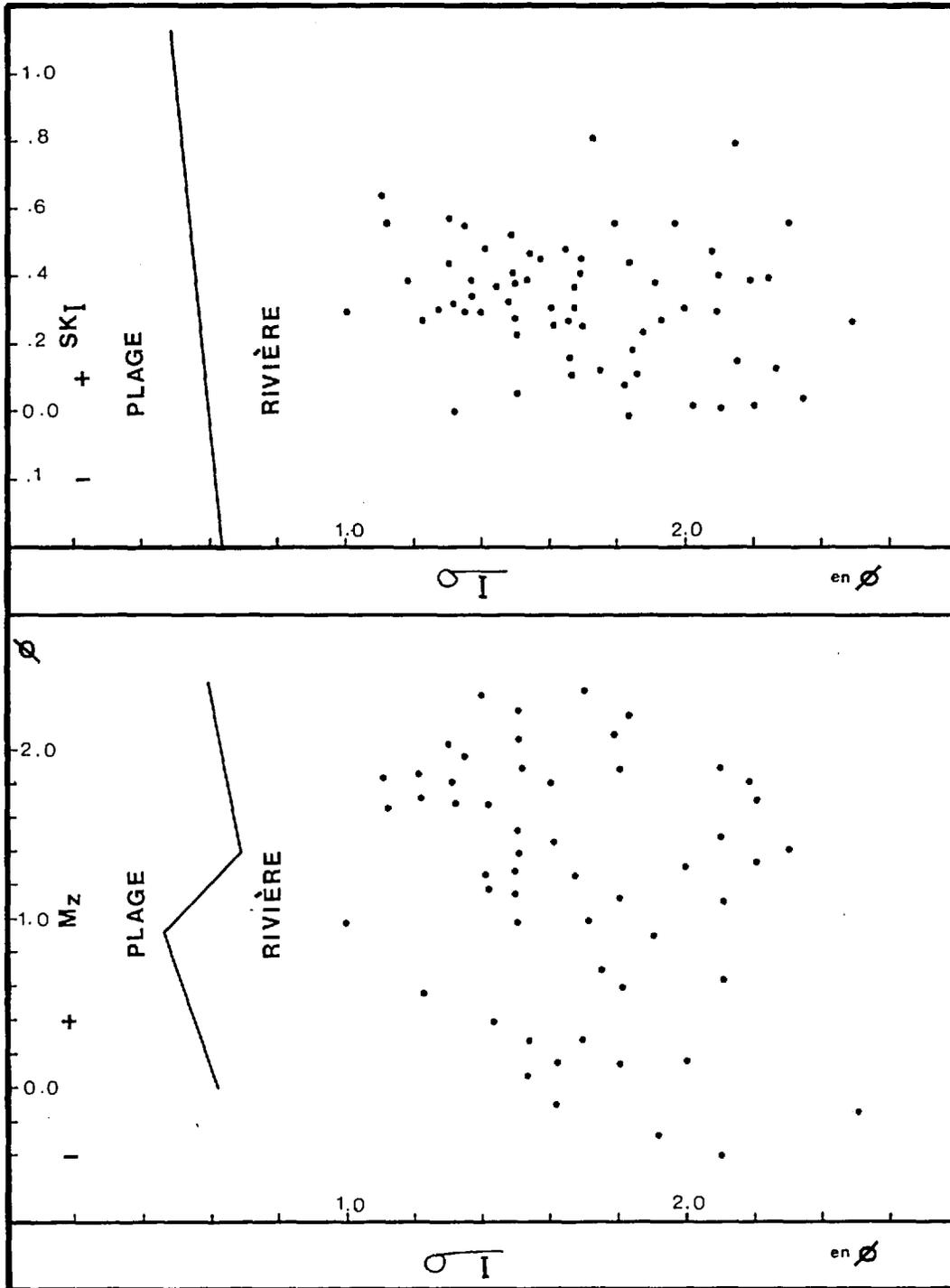


FIGURE 29 . MÉTHODES GRAPHIQUES (FRIEDMAN ,
1961) pour DISTINGUER le MILIEU de
RIVIÈRE du MILIEU de PLAGE .

tre part, peuvent être interprétés comme étant le passage d'un dépôt continental (Formation de Papaskwasati), à un dépôt paralic (Formation de Cheno), à un dépôt marin (Formation d'Albanel).

Selon Ernst (1970), la détermination du milieu de sédimentation par des méthodes autres que paléontologiques peuvent prouver tout ou rien. Les indices géochimiques, texturales et les associations lithologiques, sans donner de réponses définitives, laissent croire que le milieu de sédimentation de la Formation de Papaskwasati est continental, mais l'absence d'indices absolument positifs empêche de l'affirmer.

Nature et origine du dépôt

Des auteurs comme Allen (1970), Selley (1971), Blatt et al. (1972), Pettijohn et al. (1972), Reineck et Singh (1973), Shelton (1973), ont subdivisé le milieu continental et ils ont énuméré les principales caractéristiques des dépôts typiques de chaque sous milieu. Selon Pettijohn et al. (1972), chaque type de dépôt peut être caractérisé par sa géométrie, son organisation interne, sa texture, sa composition, sa paléohydraulique, et ses relations avec les unités environnantes.

Nous résumons ici les principales caractéristiques de la Formation de Papaskwasati, élaborées antérieurement dans le texte, afin d'établir le type de dépôt par comparaison avec les différents modèles établis. Cette formation, d'une épaisseur maximum apparente de 521 m (1710 pi.), couvre une superficie d'environ 630 Km^2 (250 mi.^2), et elle est limitée

par deux surfaces d'érosion. La formation se divise en deux membres caractérisés par une diminution de la taille maximum des grains de la base au sommet, "fining upward cycle". La formation se compose surtout de grès mal triés et de conglomérats à cailloux de quartz, parsemés de petits lits d'argilites qui montrent fréquemment des évidences de dessiccation. Nous retrouvons aussi à l'occasion dans les grès, des fragments dérivés des argilites. Les lits de grès sont soit d'aspect massif, lités ou à stratifications entrecroisées. Ce dernier type de grès est particulièrement abondant dans la partie supérieure de la formation. Les conglomérats se présentent en lit d'aspect massif, de plusieurs pieds d'épaisseur ou encore sous forme de minces lits d'un caillou d'épaisseur. Les cailloux des conglomérats montrent parfois une faible imbrication. Nous rencontrons aussi des cailloux de quartz dispersés dans les grès. Les dépôts les plus grossiers sont concentrés dans les vallées en périphérie de la cuvette et présentent des formes coniques tandis que les dépôts les plus fins se retrouvent surtout au centre de la cuvette.

Les principaux constituants, le quartz et les feldspaths potassiques, indiquent une région source granitique ou gneissique. Les indices de paléocourants, et la diminution de la taille maximum des grains, de la périphérie actuelle de la cuvette vers le centre, indiquent une source au N et à l'E. La Formation de Papaskwasati repose sur un paléorégolite. Au S, elle passe graduellement à une autre unité, la Formation de Cheno, qui elle-même passe par la suite à une formation marine, la Formation d'Albanel.

Les caractéristiques ainsi énumérées sont très similaires à celles

proposées par Allen (1970) pour les dépôts de rivières à chenaux anastomosés et/ou pour les dépôts de cônes d'alluvions. Selon Reineck et Singh (1973), nous pouvons faire trois associations avec les dépôts de rivières: soit l'association des cônes d'alluvions, soit l'association de la plaine inondable, soit l'association côtière et deltaïque. L'association des cônes d'alluvions est formée de deux milieux de sédimentation: en amont les cônes d'alluvions proprement dit, et en aval une zone de coalition caractérisée par des dépôts de rivières à chenaux anastomosés. Selon notre interprétation, ce type d'association s'applique à la Formation de Papaskwasati tel qu'illustré sur la figure 30 où nous indiquons le milieu des cônes d'alluvions à la périphérie de la cuvette et le milieu de rivières à chenaux anastomosés au centre de la cuvette.

Nous optons pour un milieu de cônes d'alluvions plutôt qu'un milieu de plaine inondable ou deltaïque pour expliquer l'origine des dépôts en périphérie de la cuvette de Papaskwasati pour les trois raisons suivantes: la nature grossière des sédiments, la présence de dépôts en forme de cônes et la présence de fragments dérivés du socle sous-jacent. Nous avons opté pour un milieu de rivières à chenaux anastomosés, "braided stream", pour la zone de coalition sise au centre de la cuvette à cause de sa relation spatiale avec la première zone en accord avec le modèle de l'association de cône d'alluvions (Reineck et Singh, 1973), de la nature encore relativement grossière des sédiments, de leur mauvais tri, de la forme lenticulaire des lits, de la présence de "fining upward cycle", et à cause de la rareté des argilites qui militent contre la présence d'un milieu fluvial méandrique ou encore deltaïque.

Les cônes d'alluvions sont incomplets dans la Formation de Papaskwasati car la partie la plus grossière et la plus puissante, située près de l'apex, fut enlevée par l'érosion, laissant seulement la partie inférieure avant du cône. Dans les deux milieux, cônes d'alluvions et rivières à chenaux anastomosés, un gradient relativement fort est nécessaire pour le transport du matériel grossier. Le découpage en blocs de la région par des failles (Fig. 30) peut créer les différences de relief nécessaires pour atteindre ces gradients relativement forts. Selon Blissenbach (1954) et Bull (1972), la présence de cônes d'alluvions nécessite un changement abrupt de pente, entraînant ainsi une sédimentation et une activité de ruissellement intermittente. L'activité de ruissellement intermittente peut être le résultat de fortes pluies saisonnières dans des régions arides, ou même le résultat de la fonte des neiges en terrains montagneux au début de l'été (Bull, 1972). Des pluies fortes et régulières semblent nuire au développement des cônes d'alluvions (Bull, 1972). Toutefois, cette affirmation est basée sur l'étude des cônes d'alluvions récents, et l'absence de végétation au Précambrien peut modifier fortement cette hypothèse. Ainsi, Williams (1969) fait appel à un climat chaud et humide pour la formation de sédiments du Groupe de Torridon en Écosse qui, selon son interprétation, représentent une association de cônes d'alluvions, et nous avons déjà noté précédemment que les conditions climatiques au moment de la sédimentation de la Formation de Papaskwasati étaient probablement tempérées.

De plus, l'argumentation utilisée par Turner et Walker (1973) pour associer la Formation d'Ament Bay à un milieu de cônes d'alluvions, s'applique aussi bien à des phénomènes semblables dans la Formation de Papask-

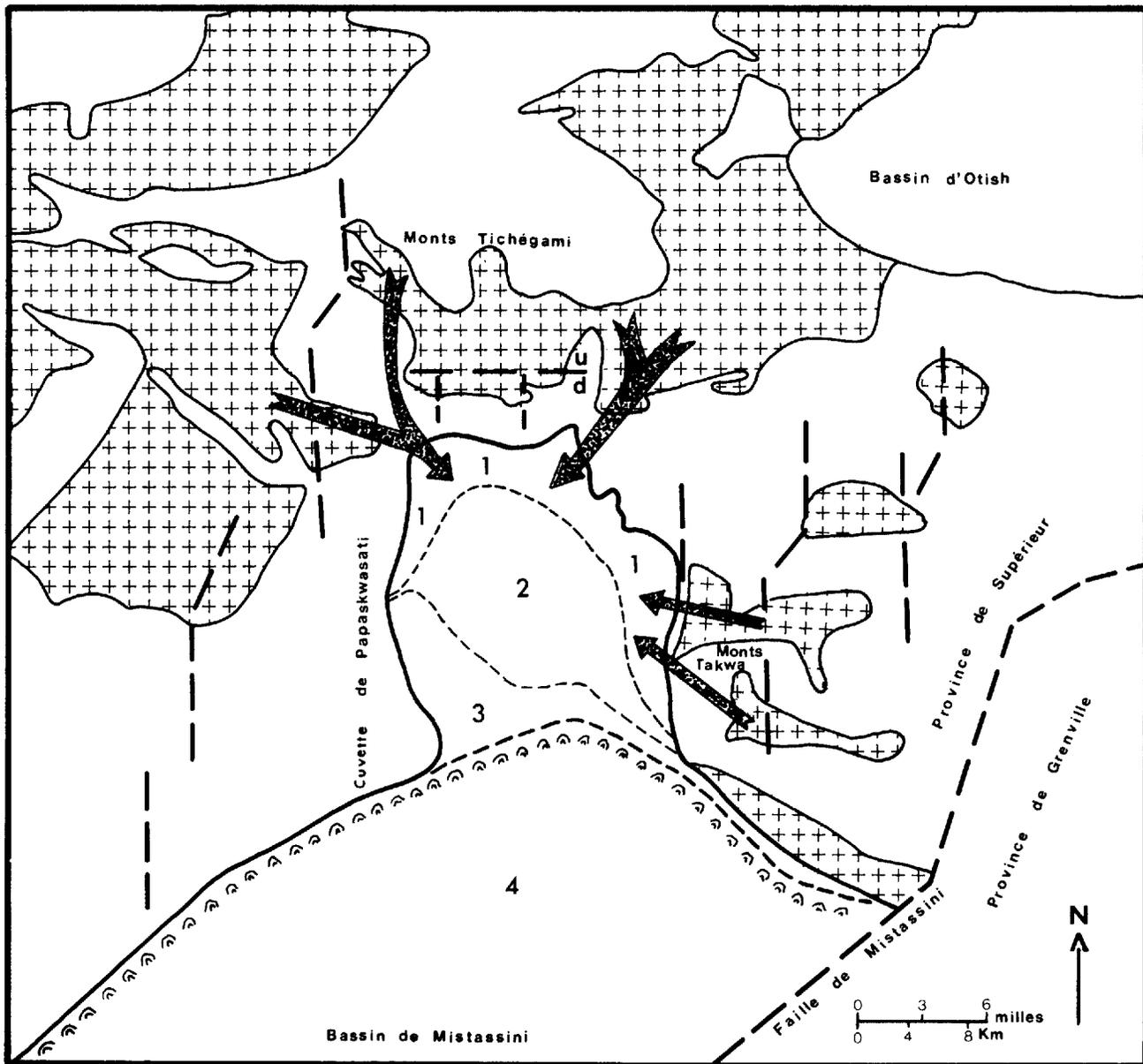


FIGURE 30. Modèle de l'origine de la Formation de Papaskwasati.

- | | |
|---|--|
| Fm. d'Albanel, membre inférieur, milieu marin. | 4 |
| Stromatolites | ⤴ |
| Fm. de Cheno, zone cotière de transition. | 3 |
| Fm. de Papaskwasati, zone de coalescence. | 2 |
| Fm. de Papaskwasati, milieu de cônes d'alluvions. | 1 |
| Terrains granitiques. | ++ |
| Trace des failles. | ----- |
| Source des sédiments. | |

wasati. Ainsi ces auteurs optent pour un milieu de cônes d'alluvions pour la Formation d'Ament Bay, en expliquant l'origine de l'assemblage de grès et de conglomérats par un processus de sédimentation aqueuse relié à des écoulements en nappes ou à des processus d'écoulements concentrés. Selon Bull (1972), ces processus peuvent donner lieu à des lits d'aspect massif, finement lités ou encore à des stratifications entrecroisées dépendant du taux de sédimentation. Ainsi, Turner et Walker (1973) notent que les cailloux des grès conglomératiques résultent du transport lors de l'écoulement en nappes, et que les lits de conglomérats d'un caillou d'épaisseur dans les grès, sont possiblement le résultat de "lags" de matériel grossier sédimenté lorsque l'écoulement en nappes diminue d'intensité. De plus, ces auteurs relient l'origine des conglomérats d'aspect massif à un processus d'écoulement concentré, afin d'expliquer la nature sablonneuse de la matrice des conglomérats. Ils estiment que les blocs et les cailloux, dérivés du socle sous-jacent à la formation, militent fortement en faveur d'un milieu de cônes d'alluvions, par opposition à un milieu fluviatile, car ce phénomène d'érosion du socle sous-jacent est relativement rare dans ce dernier.

Donc, l'explication du modèle proposé (Fig. 30) pour l'origine de la Formation de Papskwasati est la suivante: après une période d'érosion chimique profonde sous climat tempéré, l'activité tectonique donna lieu au découpage en blocs de la région par des failles, créant ainsi la cuvette de Papskwasati. L'érosion des différences de reliefs entraîna la formation de cônes d'alluvions près de la périphérie de la cuvette, ainsi qu'une zone de coalition des cônes d'alluvions, avec des rivières à chenaux

anastamosés dans la partie centrale de la cuvette. Au S, ce milieu passe à une zone côtière de transition, la Formation de Cheno. La rareté des informations sur cette formation ne nous permet pas de développer, à ce stade-ci, les divers facies de transition possiblement présents dans cette formation. Par la suite, cette zone de transition passe au milieu marin proprement dit représenté par la Formation d'Albanel, qui transgresse l'ensemble des unités décrites précédemment.



APPENDICE 1

Section-type, Formation de Papaskwasati

FORMATION DE PAPASKWASATI

La section-type de la formation comprend toutes les roches terrigènes traversées par le forage OT-1, localisé à l'intersection des coordonnées 51°32'N et 72°44' W.

Membre de Neilson

Sommet	
1396'	Surface d'érosion.
950'-1396'	Arénites et/ou wackes feldspathiques à grains
(Unité E)	moyens, de couleur verte à gris-blanc. Les lits ont une épaisseur comprise entre 1cm et 30 cm; les stratifications entrecroisées sont communes. Quelques laminaes de granules de quartz. Nombreux minces lits d'argilites de couleur vert pâle à gris foncé, dépassant rarement 30cm d'épaisseur et montrant des déformations synsédimentaires et des feuillets de dessiccation.
678'-950'	Dans la partie supérieure, interstratification
(Unité D)	d'arénites et/ou de wackes feldspathiques, conglomératiques avec des arénites et/ou feldspathiques, de couleur vert pâle à gris-blanc. Les arénites et les wackes sont finement lités ou à

stratifications entrecroisées. Dans la partie inférieure, interstratification d'arénites et/ou de wackes feldspathiques et de minces lits de conglomérats à cailloux de quartz. Les cailloux de quartz ont jusqu'à 2 cm de diamètre. Quelques minces lits d'arénites et de wackes, d'aspect massif.

Membre de Holton

- 278'-678'
(Unité C) Interstratification d'arénites et/ou de wackes, feldspathiques et/ou quartzifères, d'aspect massif, finement lités ou à stratifications entrecroisées, avec des arénites et/ou des wackes, conglomératiques. Quelques minces lits d'argilites de couleur foncée. Nombreux petits cailloux de quartz dépassant rarement 1cm de diamètre.
- 53'-278'
(Unité B) Intervalle majeur d'arénites et/ou de wackes, conglomératiques, de couleur verte à gris-blanc. Les lits sont d'aspect massif et ils sont parsemés de cailloux de quartz ayant jusqu'à 2 cm de diamètre. Quelques minces lits d'arénites et/ou de wackes, quartzifères et/ou feldspathiques, d'aspect massif et quelques minces lits d'argilites.

0' - 53'
(Unité A) Alternance de lits de conglomérats à cailloux de quartz, dont l'épaisseur varie de 12 cm à 2 m, avec des arénites et/ou des wackes, feldspathiques et/ou quartzifères conglomératiques. L'ensemble repose sur des arénites quartzifères finement litées. Le diamètre maximum des cailloux de quartz est de 2.5 cm.

0'
Base Contact avec le paléorégolite.

SECTION-TYPE, FORAGE OT-1, DESCRIPTION TEXTURALE DES ROCHES SÉDIMENTAIRES

COTE: 1610

UNITÉS

0-16	mort terrain	
16-462	grès	E
462-471	grès conglomératique	D
471-481	grès	D
481-492	grès conglomératique	D
492-497	grès	D
497-526	grès conglomératique	D
526-531	grès	D
531-543	grès conglomératique	D
543-554	grès	D
554-558	grès conglomératique	D
558-594	grès	D
594-634	grès conglomératique	D
634-642	grès	D
642-648	conglomérat à cailloux de quartz	D
648-676	grès	D
676-710	grès conglomératique	D
710-734	conglomérat à cailloux de quartz	D
734-736	grès	C
736-764	grès conglomératique	C
764-773	grès	C
773-781	grès conglomératique	C
781-810	grès	C
810-826	grès conglomératique	C
826-868	grès	C
868-873	grès conglomératique	C
873-920	grès	C
920-935	grès conglomératique	C
935-945	grès	C
945-949	grès conglomératique	C
949-984	grès	C
984-989	grès conglomératique	C
989-1025	grès	C
1025-1032	grès conglomératique	C
1032-1049	grès	C
1049-1080	grès conglomératique	C
1080-1094	grès	C
1094-1120	grès conglomératique	C
1120-1134	grès	C
1134-1359	grès conglomératique	B
1359-1362	conglomérat à cailloux de quartz	A
1362-1372	grès	A
1372-1380	conglomérat à cailloux de quartz	A
1380-1384	grès	A
1384-1386	conglomérat à cailloux de quartz	A
1386-1387	grès	A

1387-1392	conglomérat à cailloux de quartz	A
1392-1395	grès	A
1395-1396	conglomérat à cailloux de quartz	A
1396-1405	grès conglomératique	A
1405-1412	grès	A
1412-	contact entre les roches aphébiennes et archéennes	
1412-1432	paléorégolite	
1432-	granite	

APPENDICE 2

Section-type, Formation de Cheno

FORMATION DE CHENO

Section-type mesurée à 1 mille à l'W du lac Cuesta à l'intersection des coordonnées $51^{\circ}27'N$ et $72^{\circ}45'W$.

Membre supérieur

Sommet

- | | |
|----------|---|
| 86'-100' | Alternance de lits de dolomies gréseuses de couleur grise à noire, avec des dolomies argileuses de couleur grise à noire. Litage d'aspect massif, quelques structures stromatolitiques. |
| 77'-86' | Essentiellement des lits de dolomies argileuses de couleur grise à noire avec quelques minces lits de dolomies gréseuses. Faibles structures stromatolitiques. |
| 65'-77' | Alternance de lits de conglomérats à granules de quartz bleu, avec des lits de dolomies et de dolomies gréseuses. Quelques stratifications entrecroisées et quelques lits granoclassés. |
| 45'-65' | Arénites de couleur brune à noire, ciment dolomitique, quelques minces lits de dolomies gréseuses. |
| 40'-45' | Non exposé. |

Membre inférieur

0.-40' Arénites et/ou wackes, feldspathiques et/ou quartzifères, à grains moyens, de couleur noire. Les arénites et les wackes sont finement lités.

0'

Base

APPENDICE 3

Section-type, Formation d'Indicator

FORMATION D'INDICATOR

Section-type mesurée sur une falaise au N du lac Conflans, à l'intersection des coordonnées 52°26'N et 70°47W.

Sommet	
304'	Base d'un filon-couche de gabbro.
668'-304'	Arénites et/ou wackes, feldspathiques, de couleur beige, rose et blanc. Ces arénites et wackes sont finement lités ou à stratifications entrecroisées.
632'-668'	Arénites et/ou wackes feldspathiques, conglomératiques et conglomérats à cailloux de quartz, de couleur beige, rose et blanc. Quelques lits de wackes feldspathiques.
449'-632'	Arénites et/ou wackes feldspathiques, de couleur beige, gris et rose. Ces arénites et wackes sont finement lités ou à stratifications entrecroisées.
229'-449'	Arénites et/ou wackes, feldspathiques et/ou quartzifères, conglomératiques, de couleur gris à beige, interstratifiés avec des conglomérats à cailloux de quartz.

- 100'-229' Conglomérats à cailloux de quartz et conglomérats gréseux. Près de la base les cailloux de quartz atteignent jusqu'à 8 cm de diamètre.
- 0'-100' Non exposé.
- 0' Socle granitique.
- Base

APPENDICE 4

Section-type, Formation de Péribonca

FORMATION DE PÉRIBONCA

Membre inférieur

La section-type du membre inférieur est localisée sur le versant N de la chaîne principale des Monts Otish, à l'intersection des coordonnées $52^{\circ}23'N$ et $70^{\circ}27'W$.

Sommet

- | | |
|-----------|---|
| 650' | Le sommet de la section est à moins de 20 pieds de la base du membre supérieur. |
| 629'-650' | Arénites arkosiques de couleur rose, finement litées. |
| 596'-629' | Dolomie cristalline de couleur blanche, structures stromatolitiques dans les 10 pieds inférieurs, nodules de chert et lits gréseux dans la partie supérieure. |
| 575'-596' | Arénites arkosiques, de couleur rose, finement litées et à stratifications entrecroisées. |
| 475'-575' | Non exposé. |

- 432'-475' Arénites feldspathiques de couleur blanche à rose, litage d'aspect massif.
- 50'-432' Arénites feldspathiques et arkosiques, de couleur rose à gris, finement litées et à stratifications entrecroisées. Quelques lits de conglomérats pétromicts à 300 pieds.
- 0'-50' Non exposé, jusqu'au contact de la Formation d'Indicator.
- Base

FORMATION DE PÉRIBONCA

Membre supérieur

La section-type du membre supérieur est localisée dans la chaîne principale des Monts Otish, à l'intersection des coordonnées $52^{\circ}17'N$ et $70^{\circ}42'W$.

Sommet	
345'	Surface d'érosion
245'-345'	Interstratification d'arénites arkosiques rouges et grises. Quelques lits de conglomérats pétromicts. Stratifications entrecroisées en forme d'auge très abondantes. Nombreuses taches de réduction.
225'-245'	Non exposé.
120'-225'	Arénites arkosiques à grains grossiers interstratifiées avec des wackes arkosiques de couleur rouge. Taches de réduction.
70'-120'	Non exposé.

0'-70' Arénites arkosiques et arénites feldspathiques,
bien triées, de couleur gris à rose, quelques
minces lits d'arénites arkosiques rouges.

0' Contact avec le membre inférieur.

Base

APPENDICE 5

Localisation des forages et description texturale des lithologies
dans la Formation de Papaskwasati.

FORAGES

2 à 46:	Phelps Dodge Corporation.
Sq-1 à Sq-6:	Soquem.
M-1, OT-1, S-1, P-1:	Aurora Syndicate.
D-1 à D-10:	Dome Exploration.

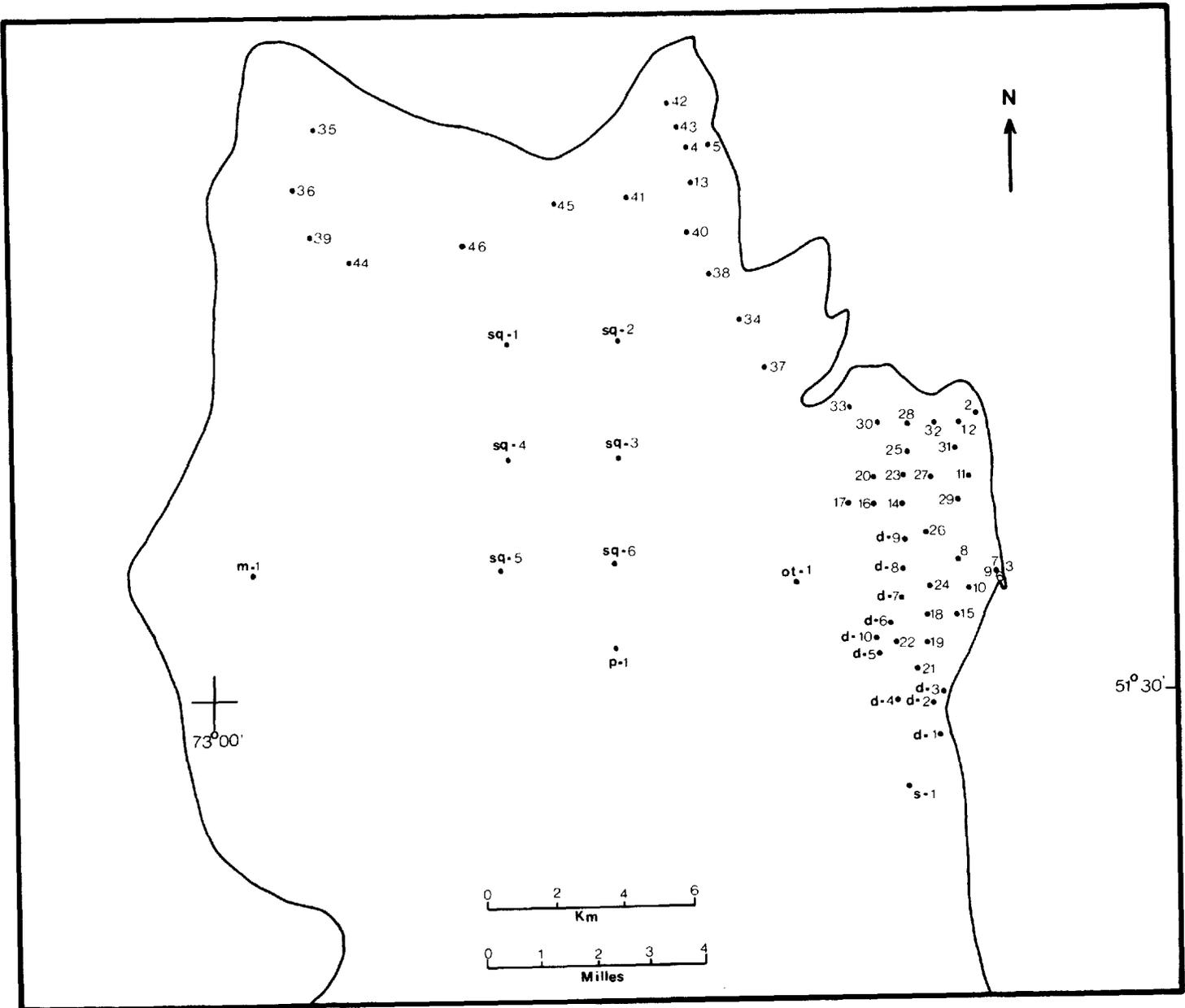


FIGURE 1 . LOCALISATION DES FORAGES ,
FORMATION DE PAPASKWASATI.

FORAGE	INCLINAISON	COTE	UNITÉS
PD-2	090	1800	
0-8 8-135 135- 135-	mort terrain conglomérat gréseux contact des roches aphébiennes et archéennes métavolcaniques		A
PD-3	090	1790	
0-5 5-71 71- 71-	mort terrain grès contact des roches aphébiennes et archéennes porphyre quartzo-feldspathique		A
PD-4	090	2180	
0-8 8-41 41-122 122-134 134- 134-150 150-	mort terrain grès conglomérat à cailloux de quartz conglomérat pétromict contact des roches aphébiennes et archéennes paléorégolite gneiss quartzo-feldspathique		B A A
PD-5	090	2140	
0-25 25-57 57-61 61- 61-75 75-	mort terrain conglomérat à cailloux de quartz conglomérat pétromict contact des roches aphébiennes et archéennes paléorégolite gneiss quartzo-feldspathique		A A

FORAGE	INCLINAISON	COTE	UNITÉS
PD-6	090	1785	
0-5	mort terrain		
5-38	grès conglomératique		A
38-59	conglomérat à cailloux de quartz		A
59-60	argilite gréseuse		A
60-	contact des roches aphébiennes et archéennes		
60-112	paléorégolite		
112-	porphyre quartzo-feldspathique		
PD-7	090	1775	
0-12	mort terrain		
12-40	conglomérat gréseux		A
40-53	conglomérat à cailloux de quartz		A
53-57	conglomérat pétromict		A
57-	contact des roches aphébiennes et archéennes		
57-79	paléorégolite		
79-	porphyre quartzo-feldspathique		
PD-9	090	1775	
0-7	mort terrain		
7-37	conglomérat à cailloux de quartz		A
37-42	conglomérat pétromict		A
42-	contact des roches aphébiennes et archéennes		
42-51	paléorégolite		
51-	porphyre quartzo-feldspathique		
PD-10	090	1700	
0-45	mort terrain		
45-71	grès conglomératique		B
71-111	conglomérat gréseux		B
111-152	conglomérat à cailloux de quartz		A
152-	contact des roches aphébiennes et archéennes		
152-198	paléorégolite		
198-	porphyre quartzo-feldspathique		

FORAGE	INCLINAISON	COTE	UNITÉS
PD-8	090	1780	
0-6	mort terrain		
6-14	grès		D
14-19	conglomérat feldspathique		D
19-21	grès conglomératique		D
21-25	grès		D
25-27	grès conglomératique		D
27-48	grès		D
48-81	grès conglomératique		D
81-105	grès		D
105-123	grès conglomératique		D
123-124	conglomérat arkosique		D
124-171	grès		C
171-176	grès conglomératique		C
176-188	grès		C
188-251	grès conglomératique		B
251-282	conglomérat gréseux		B
282-284	grès		B
284-307	conglomérat gréseux		B
307-332	grès conglomératique		B
332-350	conglomérat à cailloux de quartz		A
350-419	conglomérat gréseux		A
419-466	conglomérat à cailloux de quartz		A
466-	contact des roches aphébiennes et archéennes		
466-486	paléorégolite		
486-	porphyre quartzo-feldspathique		
PD-11	090	1885	
0-5	mort terrain		
5-20	grès		C
20-148	grès conglomératique		C
148-194	grès		C
194-333	grès conglomératique		B
333-339	conglomérat à cailloux de quartz		A
339-351	grès		A
351-420	conglomérat gréseux		A
420-447	conglomérat à cailloux de quartz		A
447-	contact des roches aphébiennes et archéennes		
447-451	paléorégolite		
451-	porphyre quartzo-feldspathique		

FORAGE	INCLINAISON	COTE	UNITÉS
PD-12	090	1820	
0-8	mort terrain		
8-13	grès		B
13-46	grès conglomératique		B
46-49	grès		B
49-63	grès conglomératique		B
63-64	conglomérat à cailloux de quartz		B
64-68	grès		B
68-180	grès conglomératique		B
180-264	grès		B
264-275	conglomérat à cailloux de quartz		A
275-289	grès conglomératique		A
289-291	conglomérat à cailloux de quartz		A
291-297	grès conglomératique		A
297-300	conglomérat à cailloux de quartz		A
300-307	grès conglomératique		A
307-310	conglomérat à cailloux de quartz		A
310-314	conglomérat gréseux		A
314-315	argilite		A
315-322	conglomérat à cailloux de quartz		A
322-324	grès conglomératique		A
324-326	conglomérat pétromict		A
326-	contact des roches aphébiennes et archéennes		
326-330	paléorégolite		
330-	métavolcaniques		
PD-13	090	2100	
0-31	mort terrain		
31-75	grès conglomératique		B
75-148	conglomérat gréseux		B
148-	contact des roches aphébiennes et archéennes		
148-166	paléorégolite		
166-	gneiss granitique		

FORAGE	INCLINAISON	COTE	UNITÉS
PD-14	090	1808	
0-53	mort terrain		
53-68	grès		C
68-70	grès conglomératique		C
70-76	grès		C
76-100	grès conglomératique		C
100-113	grès		C
113-138	grès conglomératique		C
138-254	grès		C
254-303	grès conglomératique		B
303-400	grès		B
400-500	grès conglomératique		B
500-515	conglomérat à cailloux de quartz		A
515-540	grès conglomératique		A
540-	contact des roches aphébiennes et archéennes		
540-550	paléorégolite		
550-	porphyre quartzo-feldspathique		
PD-15	090	1648	
0-50	mort terrain		
50-55	grès conglomératique		B
55-57	grès		B
57-152	conglomérat gréseux		B
152-163	conglomérat à cailloux de quartz		A
163-176	conglomérat gréseux		A
176-182	conglomérat à cailloux de quartz		A
182-201	conglomérat pétromict		A
201-	contact des roches aphébiennes et archéennes		
201-217	paléorégolite		
217-	porphyre quartzo-feldspathique		
PD-16	090	1786	
0-30	mort terrain		
30-64	grès		C
64-127	grès conglomératique		C
127-407	grès		C
407-516	grès conglomératique		B
516-	contact des roches aphébiennes et archéennes		
516-531	paléorégolite		
531-	porphyre quartzo-feldspathique		

FORAGE	INCLINAISON	COTE	UNITÉS
PD-17	090	1796	
0-14	mort terrain		
14-107	grès		E
107-130	grès conglomératique		E
130-252	grès		E
252-266	grès conglomératique		E
266-361	grès		E
361-392	grès conglomératique		D
392-437	grès		D
437-440	grès conglomératique		D
440-691	grès		C
691-693	conglomérat à cailloux de quartz		B
693-736	grès conglomératique		B
736-741	conglomérat gréseux		B
741-744	grès conglomératique		B
744-746	conglomérat à cailloux de quartz		B
746-804	grès conglomératique		B
804-816	grès		B
816-	contact des roches aphébiennes et archéennes		
816-826	paléorégolite		
826-	porphyre quartzo-feldspathique		
PD-18	090	1672	
0-96	mort terrain		
96-186	grès conglomératique		B
186-207	conglomérat arkosique		B
207-227	grès conglomératique		B
227-230	conglomérat arkosique		B
230-235	grès conglomératique		B
235-237	conglomérat arkosique		B
237-248	grès conglomératique		B
248-265	conglomérat gréseux		B
265-267	conglomérat à cailloux de quartz		A
267-306	conglomérat gréseux		A
306-345	conglomérat à cailloux de quartz		A
345-351	conglomérat pétromict		A
351-	contact des roches aphébiennes et archéennes		
351-369	paléorégolite		
369-	granite		

FORAGE	INCLINAISON	COTE	UNITÉS
PD-19	090	1605	
0-56	mort terrain		
56-63	grès conglomératique		B
63-77	conglomérat à cailloux de quartz		B
77-129	grès conglomératique		B
129-130	argilite gréseuse		B
130-132	conglomérat à cailloux de quartz		B
132-141	grès conglomératique		B
141-142	conglomérat à cailloux de quartz		B
142-166	grès conglomératique		B
166-167	conglomérat à cailloux de quartz		B
167-192	grès conglomératique		B
192-197	conglomérat à cailloux de quartz		B
197-200	grès conglomératique		B
200-204	conglomérat à cailloux de quartz		A
204-236	grès conglomératique		A
236-282	conglomérat à cailloux de quartz		A
282-288	conglomérat pétromict		A
288-	contact des roches aphébiennes et archéennes		
288-305	paléorégolite		
305-	granite		
PD-20	090	1781	
0-15	mort terrain		
15-16	grès conglomératique		D
16-17	argilite		D
17-137	grès		D
137-139	grès conglomératique		D
139-167	grès		D
167-170	grès conglomératique		D
170-503	grès		C
503-705	grès conglomératique		B
705-710	conglomérat à cailloux de quartz		A
710-716	argilite gréseuse		A
716-	contact des roches aphébiennes et archéennes		
716-729	paléorégolite		
729-	porphyre quartzo-feldspathique		

FORAGE	INCLINAISON	COTE	UNITÉS
PD-21	090	1513	
0-35	mort terrain		
35-147	grès conglomératique		B
147-165	conglomérat gréseux		B
165-190	conglomérat à cailloux de quartz		A
190-198	conglomérat gréseux		A
198-	contact des roches aphébiennes et archéennes		
198-223	paléorégolite		
223-	granite		
PD-22	090	1577	
0-57	mort terrain		
57-82	grès		D
82-105	grès conglomératique		D
105-112	grès		D
112-149	grès conglomératique		D
149-174	grès		D
174-178	grès conglomératique		D
178-180	grès		D
180-191	grès conglomératique		D
191-199	grès		C
199-415	grès		C
415-461	conglomérat gréseux		B
461-504	grès conglomératique		B
504-516	conglomérat à cailloux de quartz		A
516-621	grès conglomératique		A
621-645	conglomérat à cailloux de quartz		A
645-646	grès		A
646-	contact des roches aphébiennes et archéennes		
646-671	paléorégolite		
671-	granite		
PD-24	090	1677	
0-18	mort terrain		
18-101	grès		D
101-104	conglomérat gréseux		D
104-221	grès		C
221-228	conglomérat à cailloux de quartz		B
228-243	grès		B
243-277	grès conglomératique		B
277-292	grès		B
292-	contact des roches aphébiennes et archéennes		
292-322	paléorégolite		
322-	porphyre quartzo-feldspathique		

FORAGE	INCLINAISON	COTE	UNITÉS
PD-23	090	1780	
0-32	mort terrain		
32-187	grès		C
187-215	grès conglomératique		C
215-241	grès		C
241-283	grès conglomératique		C
283-323	grès		C
323-330	grès conglomératique		B
330-331	conglomérat à cailloux de quartz		B
331-338	grès conglomératique		B
338-340	conglomérat à cailloux de quartz		B
340-356	grès conglomératique		B
356-357	conglomérat à cailloux de quartz		B
357-371	grès conglomératique		B
371-373	conglomérat à cailloux de quartz		B
373-392	grès conglomératique		B
392-394	conglomérat à cailloux de quartz		B
394-407	grès conglomératique		B
407-408	conglomérat à cailloux de quartz		B
408-448	grès conglomératique		B
448-450	conglomérat à cailloux de quartz		B
450-453	grès conglomératique		B
453-455	grès		B
455-470	grès conglomératique		B
470-472	conglomérat à cailloux de quartz		B
472-496	grès conglomératique		B
496-497	conglomérat à cailloux de quartz		B
497-514	grès conglomératique		B
514-518	grès		B
518-524	grès conglomératique		B
524-525	conglomérat à cailloux de quartz		B
525-548	grès conglomératique		B
548-550	grès		B
550-554	grès conglomératique		B
554-568	conglomérat à cailloux de quartz		A
568-611	grès		A
611-	contact des roches aphébiennes et archéennes		
611-621	paléorégolite		
621-	porphyre quartzo-feldspathique		

FORAGE	INCLINAISON	COTE	UNITÉS
PD-26	090	2016	
0-10	mort terrain		
10-27	grès conglomératique		D
27-41	grès		D
41-51	grès conglomératique		D
51-79	grès		D
79-86	grès conglomératique		D
86-153	grès		D
153-172	conglomérat à cailloux de quartz		D
172-182	grès conglomératique		D
182-225	grès		D
225-290	grès conglomératique		D
290-300	conglomérat gréseux		D
300-316	grès		D
316-320	conglomérat arkosique		D
320-385	grès		C
385-394	grès conglomératique		C
394-436	grès		C
436-461	grès conglomératique		C
461-491	grès		C
491-580	grès conglomératique		C
580-583	grès		C
583-599	grès conglomératique		C
599-627	grès		C
627-674	grès conglomératique		B
674-680	grès		B
680-721	grès conglomératique		B
721-725	grès		B
725-728	conglomérat arkosique		B
728-795	grès conglomératique		B
795-797	grès		B
797-804	grès conglomératique		B
804-827	conglomérat à cailloux de quartz		A
827-843	grès		A
843-844	conglomérat à cailloux de quartz		A
844-848	grès		A
848-849	conglomérat à cailloux de quartz		A
849-863	grès		A
863-864	conglomérat à cailloux de quartz		A
864-868	grès		A
868-869	conglomérat à cailloux de quartz		A
869-877	grès		A
877-891	conglomérat à cailloux de quartz		A
891-896	grès argileux		A
896-902	grès conglomératique		A
902-905	conglomérat pétromict		A
905-	contact des roches aphébiennes et archéennes		
905-915	paléorégolite		
915-	porphyre quartzo-feldspathique		

FORAGE	INCLINAISON	COTE	UNITÉS
PD-25	090	1800	
0-58	mort terrain		
58-136	grès		C
136-201	grès conglomératique		C
201-204	grès		C
204-219	grès conglomératique		C
219-230	grès		C
230-475	grès conglomératique		B
475-502	grès		B
502-515	conglomérat à cailloux de quartz		A
515-530	grès conglomératique		A
530-533	conglomérat à cailloux de quartz		A
533-534	grès conglomératique		A
534-538	conglomérat à cailloux de quartz		A
538-546	grès conglomératique		A
546-573	grès		A
573-	contact des roches aphébiennes et archéennes		
573-580	paléorégolite		
580-	porphyre quartzo-feldspathique		
PD-28	090	1724	
0-56	mort terrain		
56-104	grès conglomératique		C
104-126	grès		C
126-142	grès conglomératique		B
142-150	grès		B
150-199	grès conglomératique		B
199-204	grès		B
204-234	grès conglomératique		B
234-245	conglomérat à cailloux de quartz		A
245-261	grès conglomératique		A
261-264	grès		A
264-275	grès conglomératique		A
275-297	conglomérat à cailloux de quartz		A
297-353	grès conglomératique		A
353-359	grès		A
359-376	grès conglomératique		A
376-410	grès		A
410-415	conglomérat pétromict		A
415-	contact des roches aphébiennes et archéennes		
415-435	paléorégolite		
435-	porphyre quartzo-feldspathique		

FORAGE	INCLINAISON	COTE	UNITÉS
PD-27	090	1798	
0-10	mort terrain		
10-28	grès conglomératique		C
28-30	grès		C
30-100	grès conglomératique		C
100-130	grès		C
130-157	grès conglomératique		B
157-164	grès conglomératique		B
164-166	conglomerat à cailloux de quartz		B
166-176	grès conglomératique		B
176-179	conglomérat à cailloux de quartz		B
179-185	grès conglomératique		B
185-187	conglomérat à cailloux de quartz		B
187-195	grès conglomératique		B
195-199	conglomérat à cailloux de quartz		B
199-213	grès conglomératique		B
213-215	conglomérat à cailloux de quartz		B
215-222	grès conglomératique		B
222-231	conglomérat à cailloux de quartz		B
231-248	grès conglomératique		B
248-300	conglomérat à cailloux de quartz		A
300-316	conglomérat arkosique		A
316-317	grès		A
317-347	conglomérat arkosique		A
347-349	grès		A
349-389	conglomérat arkosique		A
389-390	grès		A
390-400	conglomérat arkosique		A
400-402	grès		A
402-434	conglomérat arkosique		A
434-438	grès		A
438-448	conglomérat arkosique		A
448-470	conglomérat à cailloux de quartz		A
470-474	grès		A
474-	contact des roches aphébiennes et archéennes		
474-499	paléorégolite		
499-	porphyre quartzo-feldspathique		

FORAGE	INCLINAISON	COTE	UNITÉS
PD-29	090	1967	
0-12	mort terrain		
12-24	grès conglomératique		D
24-38	grès		D
38-59	grès conglomératique		D
59-107	grès		D
107-131	grès conglomératique		D
131-139	grès		D
139-145	grès conglomératique		D
145-149	grès		D
149-215	conglomérat gréseux		D
215-298	grès		C
298-304	grès conglomératique		C
304-317	grès		C
317-339	grès conglomératique		C
339-389	grès		C
389-420	grès conglomératique		C
420-430	grès		C
430-481	grès conglomératique		C
481-536	grès		C
536-549	grès conglomératique		C
549-584	grès		C
584-750	grès conglomératique		B
750-796	conglomérat gréseux		B
796-799	conglomérat pétromict		A
799-801	argilite		A
801-825	conglomérat pétromict		A
825-	contact des roches aphébiennes et archéennes		
825-833	paléorégolite		
833-	porphyre quartzo-feldspathique		

FORAGE	INCLINAISON	COTE	UNITÉS
PD-30	090	1642	
0-18	mort terrain		
18-32	grès conglomératique		D
32-44	grès argileux		D
44-77	grès conglomératique		D
77-113	grès		D
113-143	grès conglomératique		D
143-153	grès		D
153-198	conglomérat gréseux		D
198-252	grès		C
252-261	grès conglomératique		C
261-271	grès		C
271-284	grès conglomératique		C
284-293	grès		C
293-295	grès conglomératique		C
295-297	grès		C
297-383	grès conglomératique		C
383-396	grès		C
396-400	grès conglomératique		C
400-424	grès		C
424-433	grès conglomératique		C
433-452	grès		C
452-465	grès conglomératique		B
465-466	grès		B
466-475	grès conglomératique		B
475-477	grès		B
477-489	grès conglomératique		B
489-523	conglomérat à cailloux de quartz		A
523-548	grès		A
548-	contact des roches aphébiennes et archéennes		
548-555	paléorégolite		
555-	porphyre quartzo-feldspathique		

FORAGE	INCLINAISON	COTE	UNITÉS
PD-31	090	1847	
0-8	mort terrain		
8-26	grès		D
26-28	grès conglomératique		D
28-45	grès		D
45-52	grès conglomératique		D
52-60	grès		D
60-62	grès conglomératique		D
62-70	grès		D
70-72	grès conglomératique		D
72-103	grès		D
103-150	grès conglomératique		D
150-162	grès		D
162-168	conglomérat à cailloux de quartz		D
168-188	grès conglomératique		C
188-189	grès		C
189-217	grès conglomératique		C
217-218	grès		C
218-223	grès conglomératique		C
223-316	grès		C
316-318	conglomérat à cailloux de quartz		B
318-326	grès		B
326-329	conglomérat à cailloux de quartz		B
329-343	grès		B
343-355	conglomérat à cailloux de quartz		B
355-363	grès		B
363-364	conglomérat à cailloux de quartz		B
364-368	grès		B
368-395	conglomérat à cailloux de quartz		A
395-398	grès		A
398-408	conglomérat à cailloux de quartz		A
408-411	grès conglomératique		A
408-	contact des roches aphébiennes et archéennes		
408-423	paléorégolite		
423-	porphyre quartzo-feldspathique		

FORAGE	INCLINAISON	COTE	UNITÉS
PD-32	090	1727	
0-20	mort terrain		
20-33	grès		C
33-46	grès conglomératique		C
46-52	grès		C
52-54	grès conglomératique		C
54-55	grès		C
55-59	grès conglomératique		C
59-87	grès		C
87-111	grès conglomératique		B
111-112	grès		B
112-122	grès conglomératique		B
122-123	conglomérat à cailloux de quartz		B
123-161	grès conglomératique		B
161-163	grès		B
163-171	grès conglomératique		B
171-175	grès		B
175-242	grès conglomératique		B
242-	contact des roches aphébiennes et archéennes		
242-252	paléorégolite		
252-	porphyre quartzo-feldspathique		
PD-33	090	1534	
0-50	mort terrain		
50-106	grès conglomératique		B
106-124	conglomérat à cailloux de quartz		B
124-197	grès conglomératique		B
197-267	conglomérat à cailloux de quartz		A
267-327	grès conglomératique		A
327-331	grès		A
331-	contact des roches aphébiennes et archéennes		
331-341	paléorégolite		
341-	porphyre quartzo-feldspathique		

FORAGE	INCLINAISON	COTE	UNITÉS
PD-34	090	1810	
0-10	mort terrain		
10-42	grès conglomératique		B
42-52	conglomérat à cailloux de quartz		B
52-89	grès		B
89-93	grès conglomératique		B
93-110	grès		B
110-113	conglomérat à cailloux de quartz		B
113-122	grès		B
122-180	grès conglomératique		B
180-184	conglomérat à cailloux de quartz		A
184-207	grès conglomératique		A
207-216	conglomérat à cailloux de quartz		A
216-224	grès conglomératique		A
224-226	grès		A
226-227	grès conglomératique		A
227-228	conglomérat à cailloux de quartz		A
228-229	argilite gréseuse		A
229-230	conglomérat à cailloux de quartz		A
230-231	grès		A
231-237	conglomérat à cailloux de quartz		A
237-244	grès		A
244-249	conglomérat pétromict		A
249-	contact des roches aphébiennes et archéennes		
249-253	paléorégolite		
253-	gneiss granitique		
PD-35	090	1700	
0-42	mort terrain		
42-48	grès		C
48-192	grès conglomératique		B
192-195	conglomérat à cailloux de quartz		B
195-199	grès conglomératique		B
199-233	conglomérat gréseux		B
233-258	conglomérat à cailloux de quartz		A
258-263	conglomérat pétromict		A
263-	contact des roches aphébiennes et archéennes		
263-268	paléorégolite		
268-	métavolcaniques		

FORAGE	INCLINAISON	COTE	UNITÉS
PD-36	090	1810	
0-28	mort terrain		
28-36	grès		C
36-48	grès conglomératique		C
48-49	grès		C
49-115	grès conglomératique		C
115-145	grès		C
145-212	grès conglomératique		B
212-225	conglomérat à cailloux de quartz		B
225-240	conglomérat arkosique		B
240-244	grès conglomératique		B
244-245	conglomérat à cailloux de quartz		B
245-253	grès conglomératique		B
253-254	conglomérat à cailloux de quartz		B
254-294	grès conglomératique		B
294-295	conglomérat à cailloux de quartz		B
295-302	grès conglomératique		B
302-308	conglomérat à cailloux de quartz		B
308-316	grès conglomératique		B
316-317	conglomérat à cailloux de quartz		B
317-327	grès conglomératique		B
327-330	conglomérat à cailloux de quartz		B
330-341	grès conglomératique		B
341-343	conglomérat à cailloux de quartz		B
343-347	grès conglomératique		B
347-401	conglomérat à cailloux de quartz		A
401-	contact des roches aphébiennes et archéennes		
401-408	paléorégolite		
408-	métavolcaniques		

FORAGE	INCLINAISON	COTE	UNITÉS
PD-37	090	1535	
0-8	mort terrain		
8-230	grès		C
230-344	grès conglomératique		B
344-348	conglomérat à cailloux de quartz		B
348-349	grès		B
349-358	conglomérat à cailloux de quartz		A
358-	contact des roches aphébiennes et archéennes		
358-391	paléorégolite		
391-	granite		
PD-38	090	1870	
0-70	mort terrain		
70-77	grès conglomératique		B
77-78	conglomérat à cailloux de quartz		A
78-112	grès conglomératique		A
112-113	conglomérat à cailloux de quartz		A
113-114	grès conglomératique		A
114-116	conglomérat à cailloux de quartz		A
116-129	grès conglomératique		A
129-142	conglomérat à cailloux de quartz		A
142-	contact des roches aphébiennes et archéennes		
142-144	paléorégolite		
144-	porphyre quartzo-feldspathique		
PD-40	090	1990	
0-100	mort terrain		
100-225	grès		C
225-304	grès conglomératique		B
304-381	conglomérat gréseux		B
381-394	grès conglomératique		B
394-416	conglomérat pétromict		B
416-	contact des roches aphébiennes et archéennes		
416-419	paléorégolite		
419-	granite		

FORAGE	INCLINAISON	COTE	UNITÉS
PD-39	090	2000	
0-10	mort terrain		
10-363	grès		E
363-366	grès conglomératique		D
366-383	grès		D
383-390	grès conglomératique		D
390-396	grès		D
396-397	conglomérat à cailloux de quartz		D
397-477	grès conglomératique		C
477-526	grès		C
526-594	grès conglomératique		B
594-616	conglomérat à cailloux de quartz		B
616-644	grès		B
644-648	grès conglomératique		B
648-649	conglomérat à cailloux de quartz		B
649-661	grès conglomératique		B
661-662	conglomérat à cailloux de quartz		B
662-696	grès conglomératique		B
696-698	grès		B
698-712	grès conglomératique		B
712-733	conglomérat à cailloux de quartz		A
733-750	conglomérat à cailloux de quartz et feldspath		A
750-758	grès conglomératique		A
758-759	conglomérat à cailloux de quartz		A
759-	contact des roches aphébiennes et archéennes		
759-771	paléorégolite		
771-	granite		

FORAGE	INCLINAISON	COTE	UNITÉS
PD-41	090	2155	
0-18	mort terrain		
18-30	grès		B
30-160	grès conglomératique		B
160-221	conglomérat à cailloux de quartz		A
221-223	grès conglomératique		A
223-226	argilite silteuse		A
226-239	conglomérat pétromict		A
239-	contact des roches aphébiennes et archéennes		
239-242	paléorégolite		
242-	granite		
PD-42	090	2185	
0-30	mort terrain		
30-35	conglomérat à cailloux de quartz		A
35-39	conglomérat pétromict		A
39-	contact des roches aphébiennes et archéennes		
39-49	paléorégolite		
49-	gneiss quartzo-feldspathique		
PD-43	090	2200	
0-18	mort terrain		
18-73	conglomérat à cailloux de quartz		A
73-74	grès		A
74-80	conglomérat pétromict		A
80-	contact des roches aphébiennes et archéennes		
80-100	paléorégolite		
100-	gneiss granitique		

FORAGE	INCLINAISON	COTE	UNITÉS
PD-44	090	2160	
0-10	mort terrain		
10-30	grès		F
30-33	grès conglomératique		F
33-36	grès		F
36-38	grès conglomératique		F
38-50	grès		F
50-51	grès conglomératique		F
51-76	grès		F
76-79	grès conglomératique		F
79-84	grès		F
84-95	grès conglomératique		F
95-104	grès		F
104-108	grès conglomératique		F
108-132	grès		F
132-134	grès conglomératique		F
134-420	grès		E
420-425	grès conglomératique		E
425-513	grès		E
513-670	grès conglomératique		D
670-674	conglomérat à cailloux de quartz		D
674-692	grès conglomératique		C
692-745	grès		C
745-808	conglomérat gréseux		B
808-862	grès conglomératique		B
862-890	conglomérat gréseux		B
890-930	grès		B
930-	contact des roches aphébiennes et archéennes		
930-951	paléorégolite		
951-	granite		

FORAGE	INCLINAISON	COTE	UNITÉS
PD-45	090	2040	
0-68	mort terrain		
68-86	grès		D
86-89	conglomérat à cailloux de quartz		D
89-317	grès		C
317-332	conglomérat à cailloux de quartz		B
332-346	argilite gréseuse		B
346-361	conglomérat à cailloux de quartz		A
361-382	argilite silteuse		A
382-	contact des roches aphébiennes et archéennes		
382-390	paléorégolite		
390-	gneiss granitique		
PD-46	090	2020	
0-38	mort terrain		
38-177	grès		F
177-181	grès conglomératique		F
181-202	grès		F
202-216	grès conglomératique		F
216-766	grès		E
766-787	grès conglomératique		D
787-925	conglomérat gréseux		D
925-983	grès conglomératique		C
983-988	grès		C
988-996	conglomérat gréseux		B
996-1037	grès conglomératique		B
1037-1155	grès		B
1155-	contact des roches aphébiennes et archéennes		
1155-1165	paléorégolite		
1165-	gneiss granitique		

FORAGE	INCLINAISON	COTE	UNITÉS
S-1	090	1360	
0-19	mort terrain		
19-120-	grès		C
120-145	grès conglomératique		C
145-151	grès		C
151-163	grès conglomératique		C
163-199	grès		C
199-219	grès conglomératique		B
219-223	conglomérat gréseux		B
223-225	grès		B
225-227	conglomérat à cailloux de quartz		A
227-267	conglomérat gréseux		A
267-283	grès conglomératique		A
283-285	conglomérat à cailloux de quartz		A
285-303	grès conglomératique		A
303-318	conglomérat à cailloux de quartz		A
318-322	grès conglomératique		A
322-335	conglomérat à cailloux de quartz		A
335-336	grès conglomératique		A
336-342	conglomérat à cailloux de quartz		A
342-	contact des roches aphébiennes et archéennes		
342-360	paléorégolite		
360-	gneiss granitique		

FORAGE	INCLINAISON	COTE	UNITÉS
P-1	090	1350	
0-30	mort terrain		
30-95	grès		F
95-107	grès conglomératique		F
107-584	grès		E
584-590	grès conglomératique		E
590-853	grès		E
853-864	grès conglomératique		D
864-927	conglomérat gréseux		D
927-938	grès		D
938-966	conglomérat gréseux		D
966-982	grès		D
982-984	conglomérat arkosique		D
984-1009	grès		C
1009-1010	grès conglomératique		C
1010-1074	grès		C
1074-1085	grès conglomératique		C
1085-1497	grès		C
1497-1518	grès conglomératique		C
1518-1541	grès		C
1541-	contact des roches aphébiennes et archéennes		
1541-1547	paléorégolite		
1547-	granite		
M-1	090	1810	
0-78	mort terrain		
78-186	grès		E
186-312	grès conglomératique		D
312-481	grès		C
481-605	grès conglomératique		B
605-625	conglomérat à cailloux de quartz		A
625-629	dyke gabbroïque		
629-641	conglomérat à cailloux de quartz		A
641-661	conglomérat pétromict		A
661-	contact des roches aphébiennes et archéennes		
661-666	paléorégolite		
666-	gneiss granitique		

FORAGE	INCLINAISON	COTE	UNITÉS
SQ-1	090	1865	
0-28	mort terrain		
28-1281	Formation de Papaskwasati		
1281-	contact des roches aphébiennes et archéennes		
1281-1295	paléorégolite		
1295-			
SQ-2	090	1900	
0-10	mort terrain		
10-1299	Formation de Papaskwasati		
1299-	contact des roches aphébiennes et archéennes		
1299-1328	paléorégolite		
1328-	granite		

FORAGE	INCLINAISON	COTE	UNITÉS
SQ3	090	1740	
0-66	mort terrain		
66-131	grès conglomératique		F
131-195	grès		F
195-198	grès conglomératique		F
198-224	grès		F
224-225	grès conglomératique		F
225-238	grès		F
238-239	grès conglomératique		F
239-273	grès		F
273-274	grès conglomératique		F
274-292	grès		F
292-296	conglomérat gréseux		F
296-300	grès		F
300-301	conglomérat gréseux		F
301-318	grès		F
318-319	grès conglomératique		F
319-339	grès		F
339-341	grès conglomératique		F
341-355	grès		F
355-362	conglomérat gréseux		F
362-369	grès		F
369-380	grès conglomératique		F
380-1008	grès		E
1008-1192	grès conglomératique		D
1192-1201	grès		D
1201-1215	grès conglomératique		D
1215-1217	grès		D
1217-1255	grès conglomératique		D
1255-1445	grès		C
1445-1542	grès conglomératique		B
1542-1568	conglomérat gréseux		B
1568-1578	grès		B
1578-1591	argilite silteuse		B
1591-	contact des roches aphébiennes et archéennes		
1591-1602	paléorégolite		
1602-	gneiss quartzo-feldspathique		

FORAGE	INCLINAISON	COTE	UNITÉS
SQ-4	090	1877	
0-56	mort terrain		
56-267	grès		F
267-290	grès conglomératique		F
290-376	grès		F
376-378	grès conglomératique		F
378-384	grès		F
384-385	grès conglomératique		F
385-438	grès		F
438-447	conglomérat arkosique		F
447-480	grès		F
480-481	grès conglomératique		F
481-508	grès		F
508-511	grès conglomératique		F
511-527	grès		F
527-528	grès conglomératique		F
528-1075	grès		E
1075-1111	grès conglomératique		D
1111-1115	conglomérat arkosique		D
1115-1127	grès conglomératique		D
1127-1129	conglomérat arkosique		D
1129-1160	grès conglomératique		D
1160-1163	conglomérat arkosique		D
1163-1186	grès conglomératique		D
1186-1188	conglomérat arkosique		D
1188-1322	grès conglomératique		C
1322-1380	grès		C
1380-1541	grès conglomératique		B
1541-1618	conglomérat gréseux		B
1618-1668	conglomérat gréseux		B
1668-1674	grès		B
1674-1681	conglomérat à cailloux de quartz		A
1681-1687	argilite silteuse		A
1687-	contact des roches aphébiennes et archéennes		
1687-1718	paléorégolite		
1718-	granite		

FORAGE	INCLINAISON	COTE	UNITÉS
SQ-5	090	1671	
0-44	mort terrain		
44-722	grès		E
722-757	grès conglomératique		D
757-760	conglomérat à cailloux de quartz		D
760-961	grès		C
961-1076	grès conglomératique		B
1076-1080	conglomérat à cailloux de quartz		A
1080-1083	grès		A
1083-1147	conglomérat gréseux		A
1147-1150	conglomérat à cailloux de quartz		A
1150-1155	argilite silteuse		A
1155-	contact des roches aphébiennes et archéennes		
1155-1204	paléorégolite		
1204-	gneiss granitique		
SQ-6	090	1562	
0-30	mort terrain		
30-175	grès		F
175-177	conglomérat arkosique		F
177-195	grès		F
195-202	conglomérat arkosique		F
202-218	grès		F
218-220	grès conglomératique		F
220-241	grès		F
241-244	grès conglomératique		F
244-903	grès		E
903-992	conglomérat gréseux		D
992-1028	grès		C
1028-1031	grès conglomératique		C
1031-1068	grès		C
1068-1072	grès conglomératique		C
1072-1134	grès		C
1134-1144	grès conglomératique		C
1144-1207	grès		C
1207-1213	grès conglomératique		C
1213-1429	grès		C
1429-1445	grès conglomératique		B
1445-1449	grès		B
1449-	contact des roches aphébiennes et archéennes		
1449-1465	paléorégolite		
1465-	gneiss granitique		

FORAGE	INCLINAISON	COTE	UNITÉS
D-1	090	1370	
0-14	mort terrain		
14-48	grès conglomératique		B
48-51	conglomérat à cailloux de quartz		A
51-54	grès conglomératique		A
54-56	conglomérat à cailloux de quartz		A
56-58	grès conglomératique		A
58-88	conglomérat gréseux		A
88-91	conglomérat à cailloux de quartz		A
91-106	conglomérat gréseux		A
106-108	conglomérat à cailloux de quartz		A
108-119	grès conglomératique		A
119-	contact des roches aphébiennes et archéennes		
119-147	paléorégolite		
147-	granite		
D-2			
0-38	mort terrain		
38-41	grès conglomératique		A
41-43	conglomérat à cailloux de quartz		A
43-47	grès conglomératique		A
47-64	conglomérat à cailloux de quartz		A
64-	contact des roches aphébiennes et archéennes		
64-99	paléorégolite		
09-	gneiss granitique		
D-3			
0-66	mort terrain		
66-82	grès conglomératique		A
82-86	conglomérat à cailloux de quartz		A
86-120	conglomérat gréseux		A
120-135	conglomérat à cailloux de quartz		A
135-136	argilite silteuse		A
136-	contact des roches aphébiennes et archéennes		
136-198	paléorégolite		
198-	granite		

FORAGE	INCLINAISON	COTE	UNITÉS
D-4	090	1467	
0-52	mort terrain		
52-162	grès conglomératique		B
162-167	conglomérat à cailloux de quartz		B
167-235	grès conglomératique		B
235-284	conglomérat à cailloux de quartz		A
284-349	grès conglomératique		A
349-403	conglomérat à cailloux de quartz		A
403-	contact des roches aphébiennes et archéennes		
403-493	paléorégolite		
493-	granite		
D-5	090	1480	
0-32	mort terrain		
32-64	grès conglomératique		F
64-84	grès		F
84-90	grès conglomératique		F
90-103	grès		F
103-110	grès conglomératique		F
110-113	grès		F
113-145	grès conglomératique		F
145-270	grès		E
270-439	grès conglomératique		D
439-440	grès		C
440-504	grès conglomératique		C
504-506	grès		C
506-550	grès conglomératique		B
550-551	argilite silteuse		B
551-650	grès conglomératique		B
650-655	conglomérat à cailloux de quartz		B
655-684	grès conglomératique		B
684-685	conglomérat à cailloux de quartz		B
685-690	grès conglomératique		B
690-691	conglomérat à cailloux de quartz		B
691-694	grès		B
694-712	grès conglomératique		B
712-808	conglomérat à cailloux de quartz		A
808-	contact des roches aphébiennes et archéennes		
808-816	paléorégolite		
816-	granite		

FORAGE	INCLINAISON	COTE	UNITÉS
D-6	090	1598	
0-38	mort terrain		
38-48	grès		E
48-52	grès conglomératique		E
52-74	grès		E
74-106	grès conglomératique		D
106-151	conglomérat gréseux		D
151-187	grès		D
187-206	grès conglomératique		D
206-215	grès		D
215-280	grès conglomératique		D
280-284	conglomérat à cailloux de quartz		D
284-312	grès conglomératique		C
312-329	grès		C
329-383	grès conglomératique		C
383-394	grès		C
394-424	conglomérat gréseux		B
424-765	grès conglomératique		B
765-868	conglomérat gréseux		B
868-928	conglomérat à cailloux de quartz		A
928-929	conglomérat pétromict		A
929-	contact des roches aphébiennes et archéennes		
929-979	paléorégolite		
979-	granite		

FORAGE	INCLINAISON	COTE	UNITÉS
D-7	090	1691	
0-18	mort terrain		
18-37	grès conglomératique		C
37-68	grès		C
68-209	grès conglomératique		C
209-218	grès		C
218-287	grès conglomératique		B
287-291	conglomérat arkosique		B
291-376	grès conglomératique		B
376-377	conglomérat arkosique		B
377-381	grès conglomératique		B
381-382	conglomérat arkosique		B
382-439	grès conglomératique		B
439-441	conglomérat à cailloux de quartz		A
441-445	grès		A
445-454	grès conglomératique		A
454-456	conglomérat à cailloux de quartz		A
456-476	grès conglomératique		A
476-482	conglomérat à cailloux de quartz		A
482-505	grès conglomératique		A
505-516	conglomérat à cailloux de quartz		A
516-520	grès conglomératique		A
520-528	argilite silteuse		A
528-	contact des roches aphébiennes et archéennes		
528-550	paléorégolite		
550-	granite		

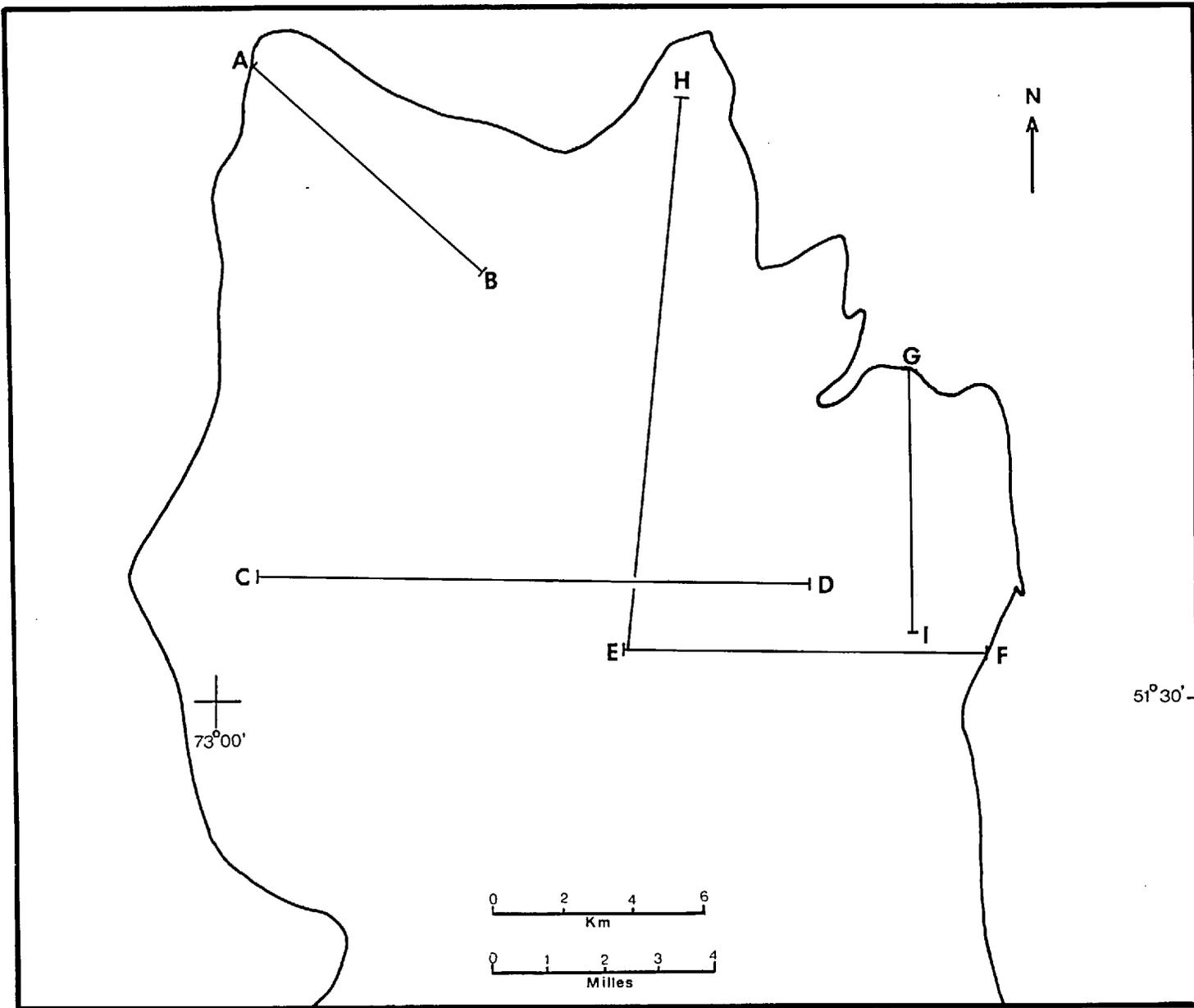
FORAGE	INCLINAISON	COTE	UNITÉS
D-8	090	1790	
0-4	mort terrain		
4-13	grès		D
13-45	grès conglomératique		D
45-50	grès		D
50-69	grès conglomératique		D
69-85	grès		D
85-88	grès conglomératique		D
88-89	conglomérat à cailloux de quartz		D
89-100	grès		C
100-225	grès conglomératique		C
225-226	grès		C
226-274	grès conglomératique		C
274-289	grès		C
289-	contact des roches aphébiennes et archéennes		
289-369	paléorégolite		
369-	porphyre quartzo-feldspathique		
D-10	090	1600	
0-36	mort terrain		
36-648	Formation de Papaskwasati non différenciée		
648-799	grès conglomératique		B
799-804	conglomérat à cailloux de quartz		B
804-822	grès conglomératique		B
822-832	conglomérat à cailloux de quartz		B
832-853	grès conglomératique		B
853-860	conglomérat à cailloux de quartz		B
860-864	grès conglomératique		B
864-869	conglomérat à cailloux de quartz		B
869-871	grès conglomératique		B
871-877	conglomérat à cailloux de quartz		B
877-883	grès conglomératique		B
883-889	conglomérat à cailloux de quartz		B
889-892	grès conglomératique		B
892-962	conglomérat à cailloux de quartz		A
962-	contact des roches aphébiennes et archéennes		
962-978	paléorégolite		
978-	granite		

FORAGE	INCLINAISON	COTE	UNITÉS
D-9	090	1808	
0-8	mort terrain		
8-54	grès		E
54-59	grès conglomératique		D
59-97	grès		D
97-113	grès conglomératique		D
113-127	grès		D
127-135	grès conglomératique		D
135-140	grès		D
140-150	grès conglomératique		D
150-155	grès		D
155-162	grès conglomératique		D
162-173	grès		D
173-175	grès conglomératique		D
175-188	grès		D
188-192	grès conglomératique		D
192-195	conglomérat à cailloux de quartz		D
195-207	grès conglomératique		C
207-210	grès		C
210-219	grès conglomératique		C
219-273	grès		C
273-290	grès conglomératique		C
290-291	grès		C
291-324	grès conglomératique		C
324-325	grès		C
325-340	grès conglomératique		C
340-341	grès		C
341-355	grès conglomératique		C
355-361	grès		C
361-366	conglomérat arkosique		B
366-423	grès conglomératique		B
423-436	grès		B
436-	contact des roches aphébiennes et archéennes		
436-471	paléorégolite		
471-	prophyre quartzo-feldspathique		

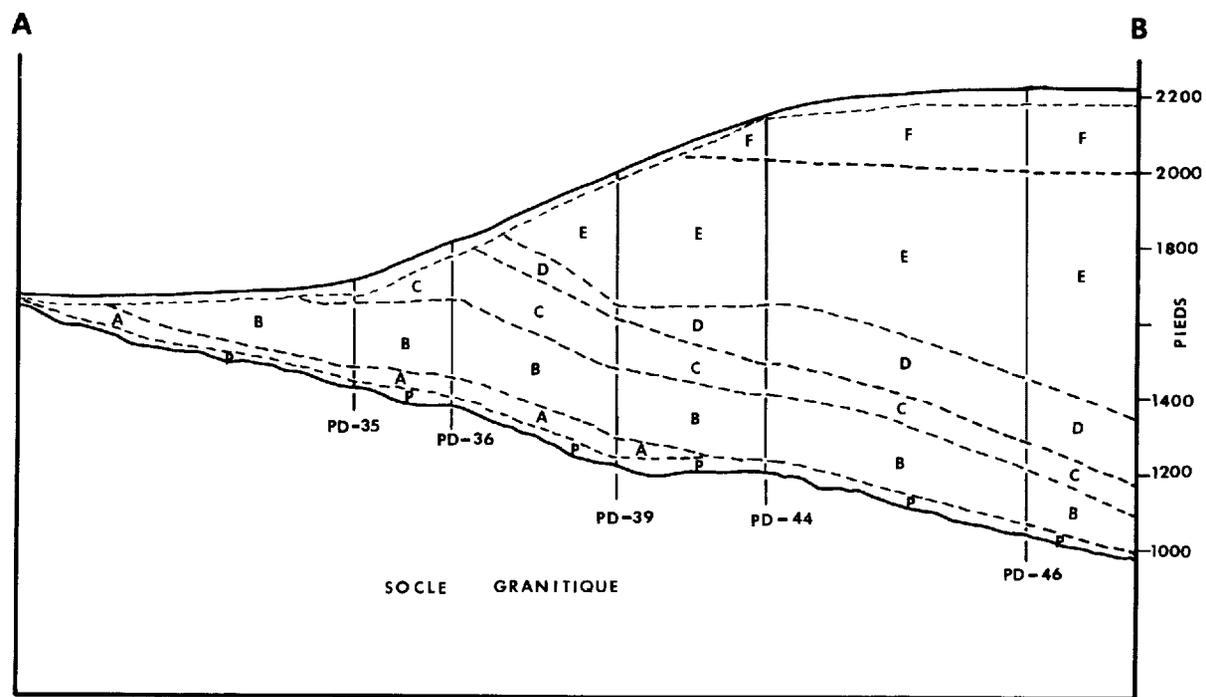
APPENDICE 6

Sections dans la Formation de Papaskwasati

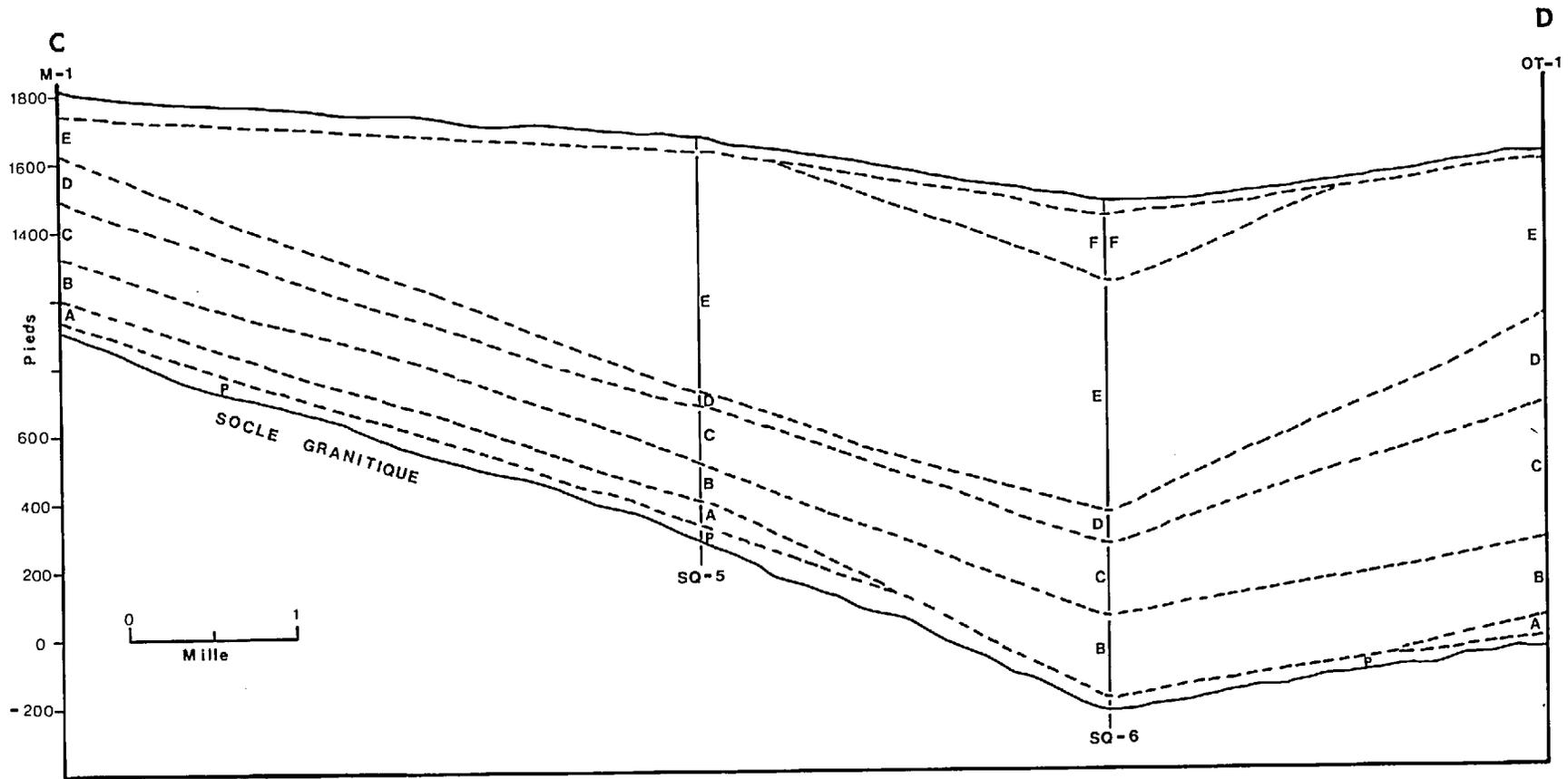
FIGURE 1 . LOCALISATION DES SECTIONS ,
FORMATION DE PAPASKWASATI .



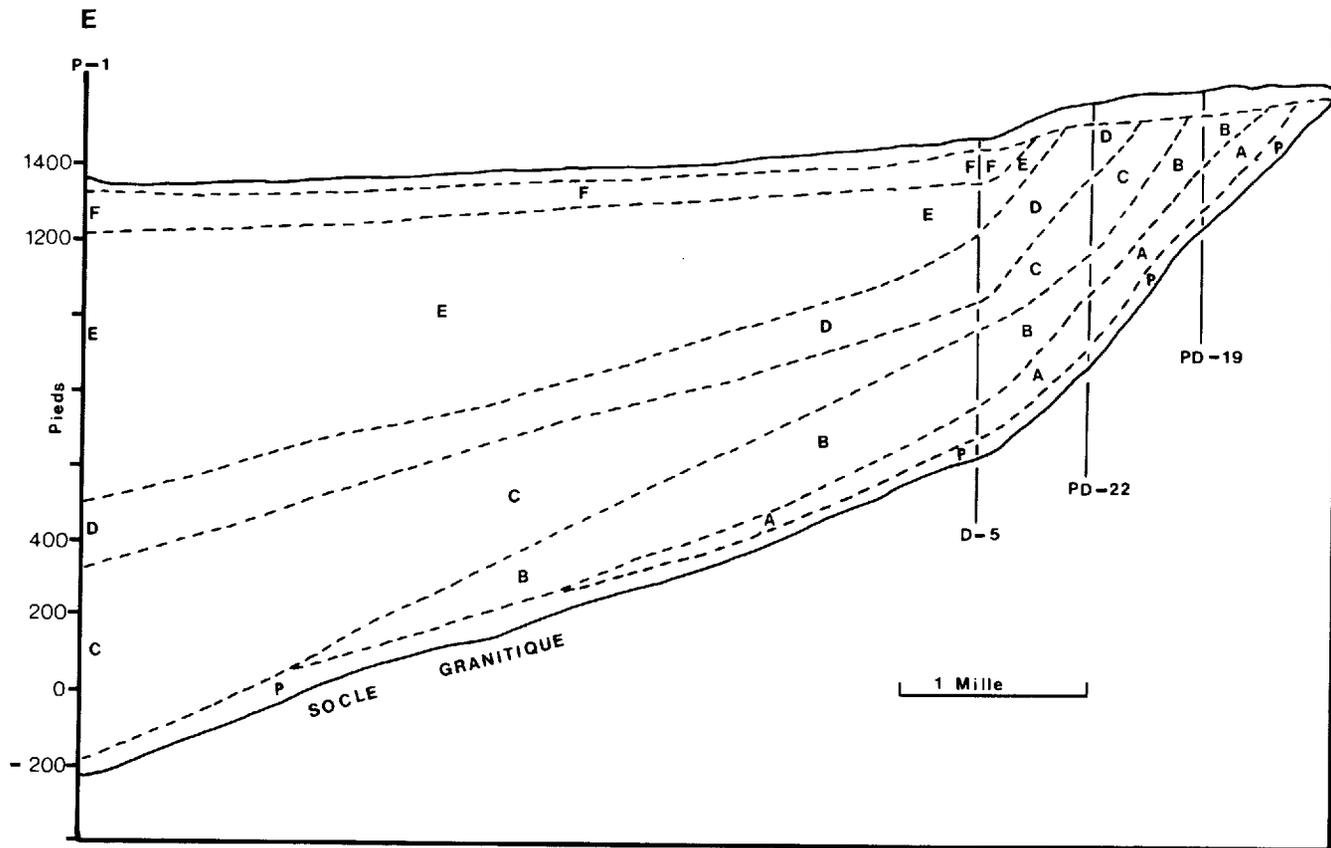
SECTION AB



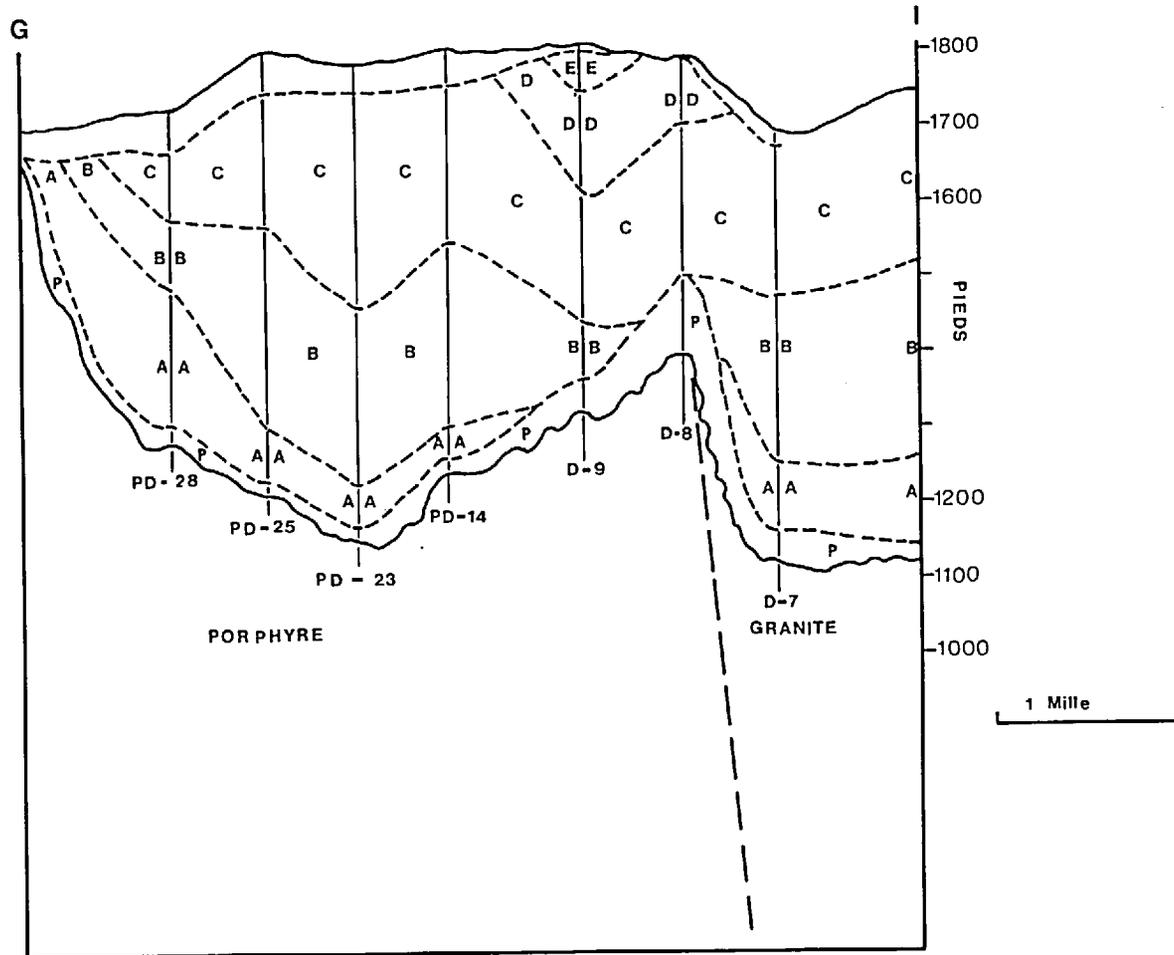
SECTION CD



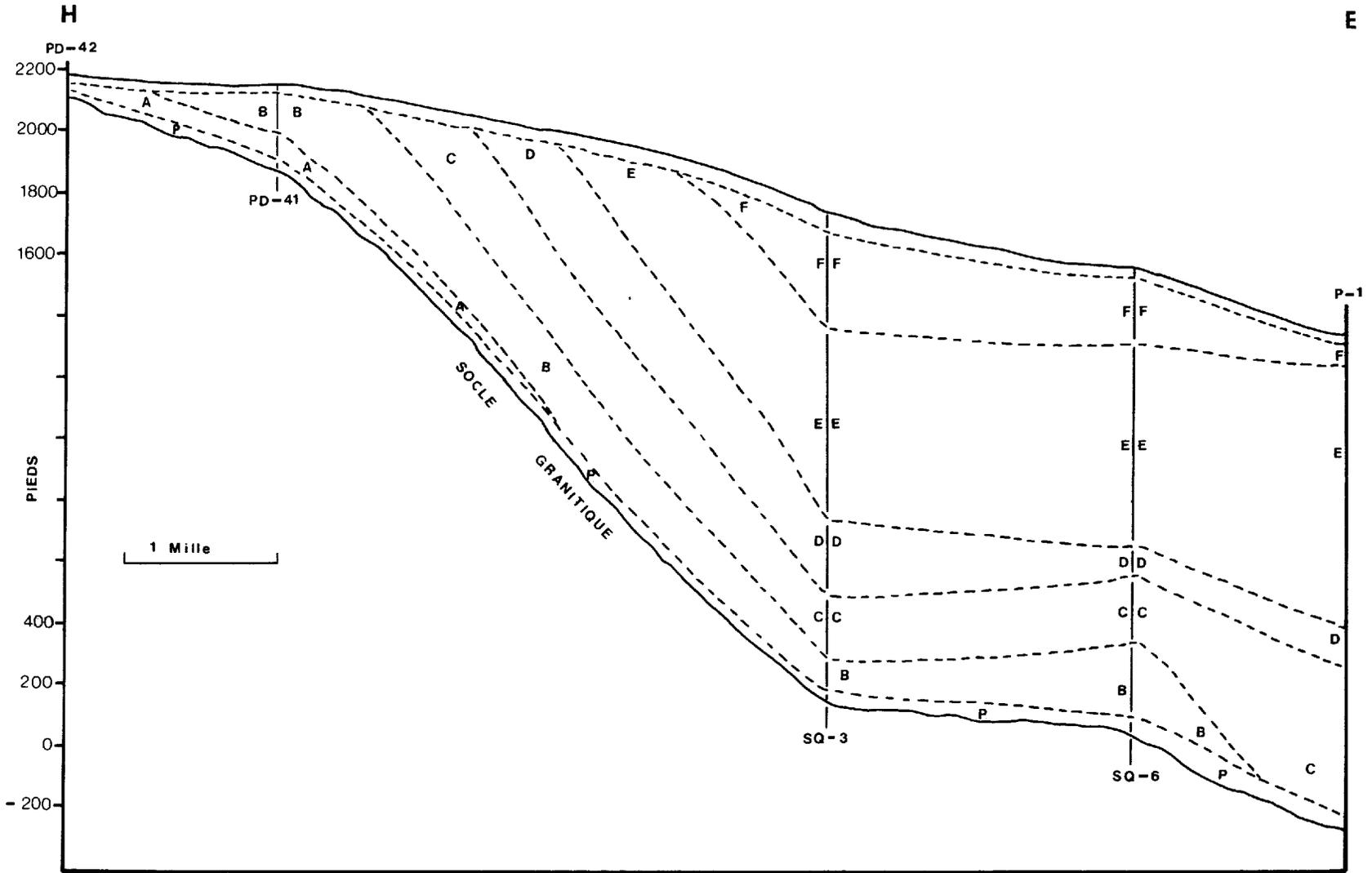
SECTION E F



SECTION G I



SECTION H E



APPENDICE 7

Analyses granulométriques des conglomérats, des conglomérats gréseux,
des grès conglomératiques et des grès de la Formation de Papaskwasati.

L'analyse granulométrique de la fraction > 2 mm des conglomérats fut effectuée sur des plaques de roches tandis que l'analyse granulométrique de la fraction < 2 mm fut effectuée sur des lames minces standards.

Les analyses granulométriques des lames minces sont faites en comptant de 150 à 200 points et en mesurant le grand axe des grains.

Les résultats donnés sont les principaux pourcentiles en ϕ , obtenus à partir de courbes cumulatives sur papier probabilité. Les paramètres statistiques sont ceux de Folk et Ward, (1957). Les pourcentages de gravier (G), sable (S), et d'argile (A) proviennent de l'analyse granulométrique sur lame mince. L'argile dans ce cas est tout matériel < que 4.5 ϕ .

APPENDICE 7a

Analyses granulométriques des conglomérats, Formation de Papaskwasati

A) fraction > 2 mm

No éch.	Ø1	Ø5	Ø16	Ø25	Ø50	Ø75	Ø84	Ø95	MZ	σ_I	SK _I	K _G
PDS-1-1	-4.80	-4.55	-4.30	-4.15	-3.65	-3.00	-2.70	-2.00	-3.55	.78	+.24	.91
CFS-1-1	-4.90	-4.55	-4.20	-4.00	-3.50	-3.00	-2.75	-2.25	-3.48	.70	+.06	.94
HRS-3-3	-5.10	-4.65	-4.20	-3.95	-3.45	-2.95	-2.70	-2.25	-3.30	.73	+.73	.98
HRS-4-1	-3.55	-3.45	-3.15	-3.05	-2.60	-2.05	-1.90	-1.70	-2.55	.57	+.07	.71
HRS-3-2	-3.55	-3.45	-3.20	-3.15	-2.80	-2.35	-2.15	-1.80	-2.71	.51	+.27	.89
HRS-2-5	-4.55	-4.30	-4.10	-4.00	-3.30	-2.50	-2.10	-1.75	-3.16	.88	+.15	.69

B) fraction < 2 mm

OT-1361	-.70	-.60	-.25	0.00	1.20	3.50	4.05	4.25	1.66	1.79	+.33	.56
OT-1383	-.70	-.60	-.25	.25	1.85	4.05	4.15	4.35	1.91	1.85	+.06	.53
SQ4-1670	-.60	-.40	-.10	.20	2.00	4.05	4.20	4.40	2.03	1.79	+.01	.51
PD23-564	-.70	-.45	0.00	.20	1.90	4.05	4.15	4.35	2.01	1.75	+.05	.51

APPENDICE 7b

Analyses granulométriques des grès conglomératiques, Formation de Papaskwasati

No éch.	Ø1	Ø16	Ø50	Ø84	Ø95	Ø5	Ø75	Ø25	MZ	σ_I	SK _I	K _G	G	S	A
OT-423	-1.20	-.69	.72	2.60	4.65	-1.07	2.00	-.30	.88	1.69	+.26	1.02	9	83	08
OT-425	-1.20	-.75	.60	3.37	4.85	-1.08	2.25	-.35	1.07	1.93	+.39	.93	13	72	15
OT-463	-3.70	-.90	.60	4.00	4.10	-3.55	2.00	-.35	1.23	2.37	+.16	1.33	15	66	19
OT-503	-3.70	-1.60	.15	1.90	4.10	-3.60	1.45	-1.05	.15	2.03	+.01	1.26	24	68	8
OT-557	-2.50	-1.20	.10	1.70	4.10	-2.20	1.00	-.70	.20	1.67	+.18	1.52	18	74	8
OT-599	-3.10	-1.25	.80	4.00	4.10	-2.20	2.35	-.70	1.18	2.26	+.13	1.09	22	60	18
OT-699	-2.70	-1.60	.10	1.60	4.10	-2.60	1.15	-1.10	.03	1.81	+.07	1.22	27	63	10
OT-718	-2.60	-1.20	-.10	1.70	4.05	-1.80	1.00	-.85	.13	1.60	+.32	1.29	21	70	9
OT-684	-1.20	-.95	.25	4.60	4.91	-1.10	1.45	-.50	1.30	2.30	+.56	1.26	15	67	18
OT-873	-2.20	-1.10	1.10	4.00	4.15	-2.00	2.00	-.50	1.33	2.20	+.02	1.00	19	60	21
OT-901	-1.20	-.75	.80	4.60	4.93	-1.10	2.50	-.22	1.55	2.25	+.40	.91	12	68	20
OT-904	-2.05	-1.10	-.10	4.00	4.15	-1.65	2.50	-.80	1.00	2.14	+.80	.72	20	56	24
OT-912	-2.65	-1.15	.50	2.30	4.10	-1.80	1.60	-.75	.55	1.75	+.13	1.02	20	69	11
OT-956	-2.05	-1.10	.10	1.60	4.10	-1.50	1.10	-.75	.20	1.51	+.24	1.24	22	68	10
OT-1117	-1.70	-1.10	.50	3.00	4.10	-1.60	1.70	-.50	.80	1.88	+.24	1.06	18	67	15
OT-1153	-2.15	-.40	1.00	4.10	4.20	-1.80	3.10	-.55	1.40	2.15	+.15	.67	15	63	22
OT-1171	-3.15	-1.25	.25	1.70	4.10	-2.00	1.30	-1.20	.23	1.65	+.12	1.00	21	69	10
OT-1276	-1.20	-.71	.12	1.38	4.65	-1.03	.95	-.52	.26	1.38	+.40	1.58	7	86	7
OT-1196	-1.20	-.20	.92	4.61	4.95	-1.03	2.35	..25	1.78	2.11	+.44	1.17	7	72	21
OT-1248	-2.20	-1.20	-.15	1.20	4.00	-1.95	0.75	-.85	-.05	1.50	+.25	1.52	21	72	7
OT-1309	-2.20	-1.40	-.60	1.20	4.05	-2.05	.40	-1.10	0.26	1.57	+.45	1.66	27	64	9
OT-1337	-1.70	-1.10	.60	4.00	4.15	-1.60	2.50	-.75	1.16	1.65	+.28	1.04	20	60	20
OT-1370	-1.70	-.95	.10	3.98	4.10	-1.55	1.65	-.70	1.04	2.08	+.48	.98	14	68	18

APPENDICE 7c

Analyses granulométriques des grès finement lités, Formation de Papaskwasati

No éch.	ø1	ø16	ø50	ø84	ø95	ø5	ø75	ø25	Mz	σ _I	SK _I	K _G	G	S	A
OT-18	-.70	-.03	1.53	4.54	4.89	-.52	3.15	.65	2.01	1.96	+.29	.89	-	82	18
OT-66	.15	.90	1.98	3.95	4.86	.45	2.95	1.25	2.28	1.43	+.30	1.06	-	85	15
OT-130	-1.00	.60	1.93	3.30	4.75	-.47	2.76	1.20	1.94	1.47	+.05	1.37	1	88	11
OT-185	-.60	.50	1.87	2.95	4.60	-.16	2.55	.95	1.77	1.33	+.01	1.22	-	92	08
OT-205	-.15	.48	1.47	2.95	4.63	.05	2.42	.72	1.63	1.31	+.29	1.10	-	91	09
OT-207	0.00	.92	1.65	2.80	4.54	.42	2.30	1.15	1.79	1.09	+.31	1.47	-	95	05
OT-240	-.10	.89	1.82	3.50	4.77	.36	2.84	1.15	2.07	1.32	+.31	1.87	-	88	12
OT-242	-.60	.20	1.48	3.47	4.78	-.35	2.66	.50	1.72	1.59	+.25	.97	-	87	13
OT-253	-.65	.04	1.89	4.19	4.80	-.51	3.50	.48	2.04	1.84	+.10	.72	-	84	16
OT-289	-.50	-.10	.74	2.87	4.62	-.30	2.15	-.02	1.17	1.49	+.51	.97	-	92	08
OT-327	-1.15	-.01	1.50	3.89	4.85	-.93	2.90	.45	1.79	1.85	+.19	1.04	5	81	14
OT-336	-.65	-.05	0.97	3.00	4.80	-.40	2.25	.20	1.31	1.55	+.40	.92	-	90	10
OT-353	-.60	-.05	.90	3.40	4.75	0.36	2.45	.17	1.42	1.64	+.48	1.40	-	88	12
OT-383	-.70	.18	.97	2.60	4.61	-.51	1.95	.45	1.25	1.38	+.38	1.08	-	93	07
OT-405	-.55	.10	1.31	3.15	4.73	-.28	2.35	.45	1.52	1.52	+.29	1.01	-	88	12
OT-708	-.05	.69	1.70	3.40	4.75	.30	2.70	.90	1.93	1.35	+.31	1.17	-	88	12
OT-835	-1.05	.70	1.43	3.17	4.75	.22	2.50	.91	1.77	1.30	+.44	1.02	2	87	11
OT-1089	-.15	.78	1.90	3.40	4.85	.13	2.95	1.05	2.19	1.49	+.27	1.06	-	85	15
Analyses granulométriques des conglomérats gréseux															
OT-449	-3.65	-.90	.50	1.90	4.10	-3.30	.70	-1.40	.50	1.82	-.01	.97	38	52	10
OT-512	-3.15	-2.00	-.65	1.45	4.10	-3.00	.80	-1.65	-.40	1.93	+.28	1.18	42	50	08
OT-627	-3.20	-2.20	-1.00	1.80	4.10	-3.10	1.00	-1.85	-.46	2.09	+.40	1.03	43	49	08
OT-647	-2.70	-1.75	.50	2.60	4.10	-2.55	1.25	-1.45	.50	2.08	+.02	1.01	40	46	14
OT-778	-3.25	-3.00	-.60	2.60	4.10	-3.15	1.30	-1.80	-.33	2.49	+.29	.96	41	47	12

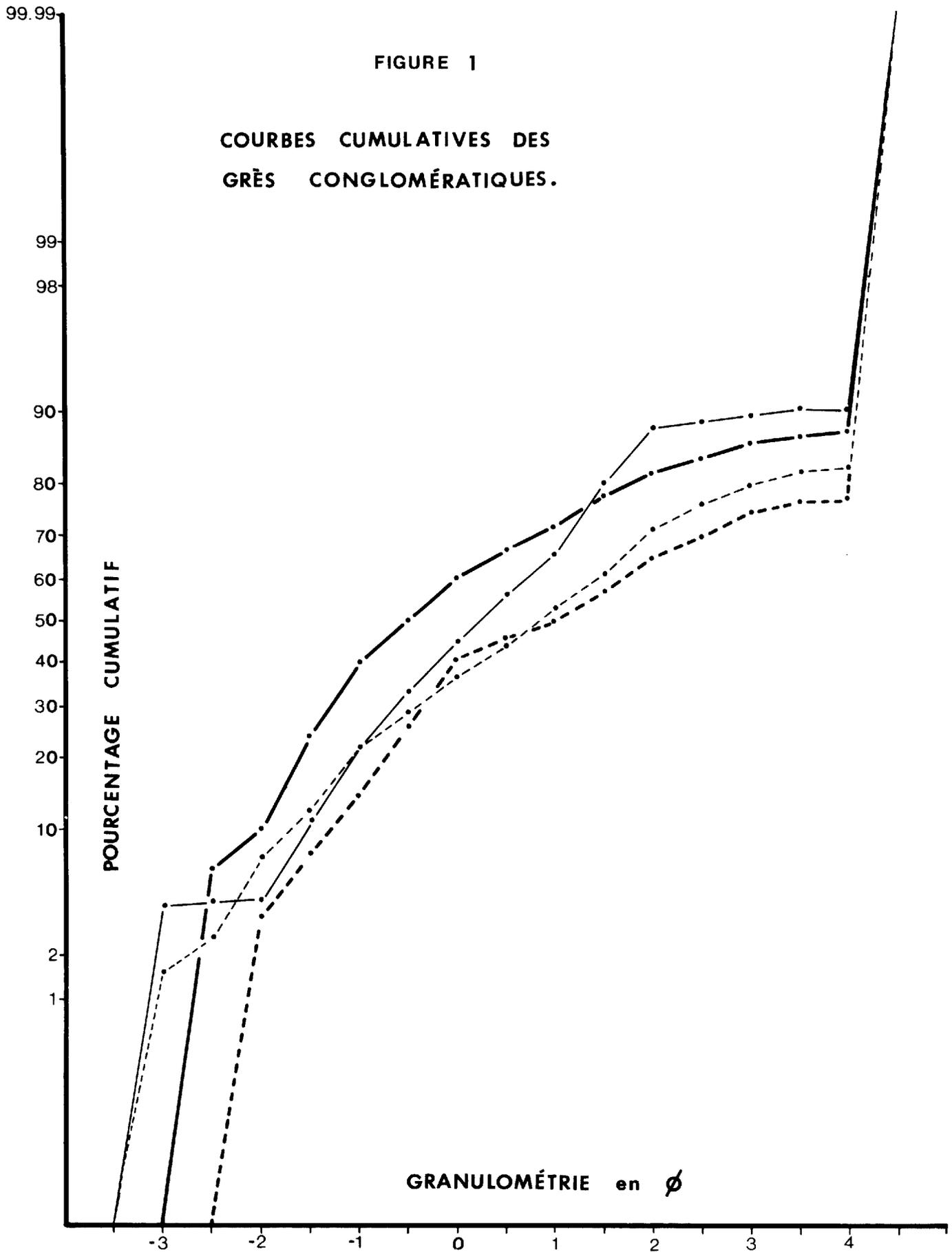
APPENDICE 7d

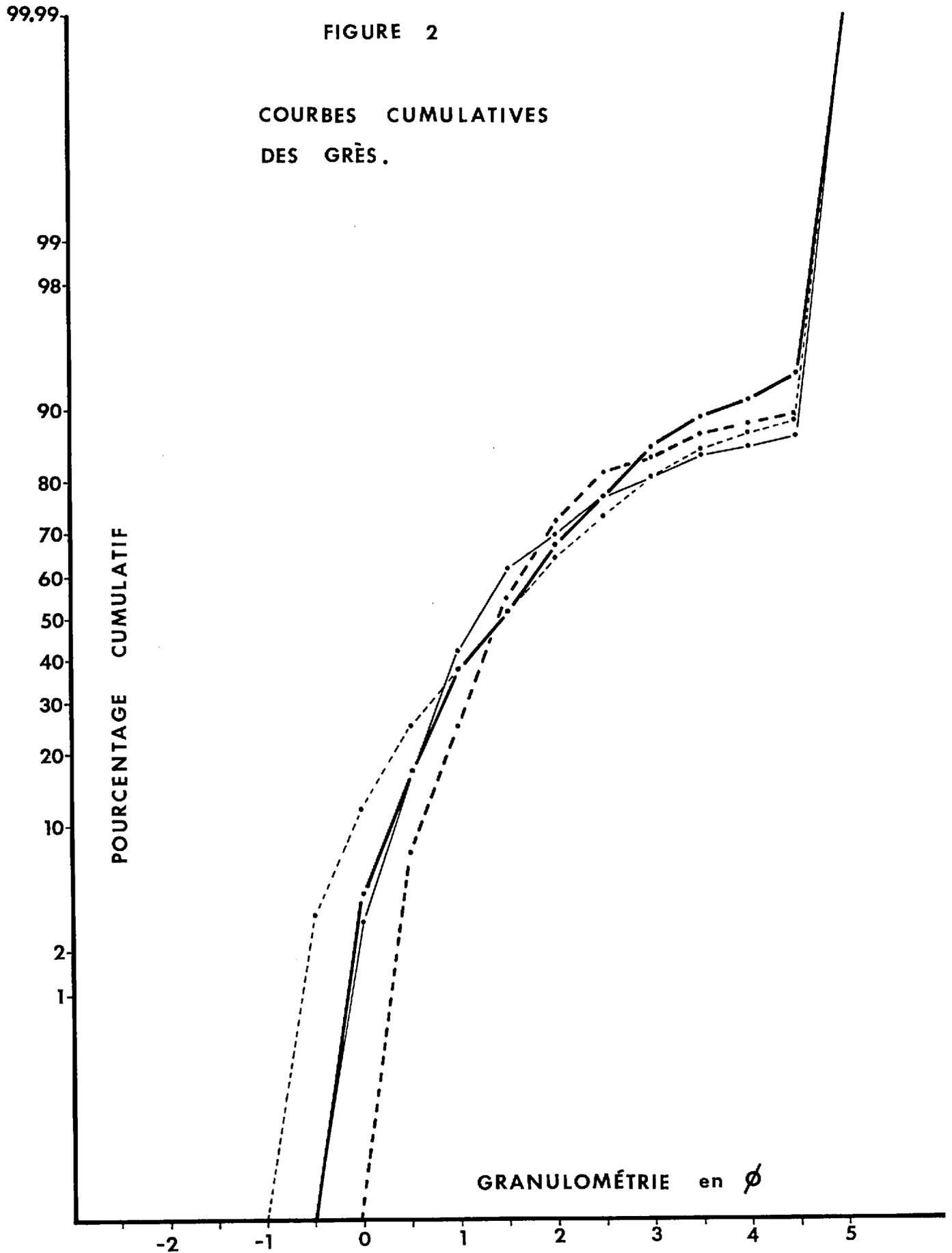
Analyses granulométriques des grès d'aspect massif, Formation de Papaskwasati

No éch.	ø1	ø16	ø50	ø84	ø95	ø5	ø75	ø25	Mz	σ_I	SK _I	K _G	G	S	A
OT-25	.30	.51	1.15	3.05	4.76	.40	2.10	0.70	1.57	1.30	+.58	1.28	-	88	12
OT-28	.30	.80	1.45	3.05	4.78	.45	2.20	.10	1.77	1.22	+.48	1.48	-	88	12
OT-53	-.10	.49	1.22	3.55	4.80	.15	2.40	.70	1.75	1.47	+.53	1.12	-	86	14
OT-127	-.50	.48	1.39	3.02	4.72	-.12	2.40	.75	1.63	1.37	+.33	1.20	-	90	10
OT-168	.40	.77	1.20	2.81	4.70	.56	2.15	.89	1.59	1.14	+.63	1.35	-	90	10
OT-272	.30	.71	1.52	2.97	4.54	.45	2.30	.93	1.73	1.18	+.38	1.22	-	93	7
OT-403	-1.10	.41	1.25	4.63	4.95	.03	2.48	.65	2.10	1.80	+.55	1.10	2	77	21
OT-532	-.95	-.10	.80	2.62	4.82	-.60	1.70	.25	1.11	1.50	+.41	1.53	1	85	14
OT-548	-1.10	-.29	.65	2.20	4.72	-.83	1.65	0.00	.85	1.46	+.36	1.38	4	86	10
OT-748	-1.15	-.55	.60	2.65	4.85	-.94	1.45	-.15	.90	1.68	+.37	1.48	4	82	14
OT-764	-1.15	-.55	.95	4.65	4.95	-.98	2.75	.10	1.68	2.20	+.39	.92	5	73	22
OT-796	-1.15	-.40	.40	1.40	4.10	-1.00	1.10	.05	.46	1.22	+.27	1.82	5	85	10
OT-916	-1.10	.40	1.35	4.55	4.90	-.42	2.35	.70	2.10	1.84	+.44	1.32	-	-	-
OT-996	-.40	.61	1.60	4.60	4.92	.21	2.84	.85	2.27	1.71	+.46	.97	-	80	20
OT-1052	-.45	.11	.75	2.58	4.80	-.13	1.95	.30	1.15	1.36	+.56	1.22	-	87	13
OT-1101	-1.00	-.01	.83	3.00	4.87	-.40	1.60	.25	1.27	1.55	+.49	1.60	1	84	15
OT-1179	-.50	.40	1.15	4.53	4.90	-.17	1.92	.67	2.03	1.80	+.56	1.66	-	84	16
OT-1233	-1.10	-.01	.77	4.48	4.88	-.65	1.50	.25	1.75	1.96	+.57	1.81	3	81	16

FIGURE 1

COURBES CUMULATIVES DES
GRÈS CONGLOMÉRATIQUES.





APPENDICE 8

Analyse modales des conglomérats gréseux, des grès conglomératiques
et des grès de la Formation de Papaskwasati

Les analyses modales ont été effectuées au microscope polarisant à l'aide d'un compteur de point Swift. Nous avons compté en moyenne 750 points par lame mince.

Les résultats présentés sont les données primaires de l'analyse, où: Quartz + Feldspaths total + matrice + ciment + autres = 100%. De plus, nous avons décomposé la valeur feldspath total en orthose + microcline + plagioclase.

La calcicité des plagioclases ne fut pas déterminée à cause de la petite taille des grains, leur rareté et leur altération.

* CIMENT: Essentiellement un ciment de silice, très rarement un peu de calcite ou d'hématite.

** AUTRES: Sphène, Zircon, Monazite, Rutile, Hématite, Lazulite, Tourmaline.

APPENDICE 8a

Analyses modales des conglomérats gréseux

No Ech.	Quartz	Total Felds.	Matrice	Ciment *	Orth.	Micr.	Plag.	Autres **
OT - 449	89.7	2.3	3.5	3.70	2.2	0.1	—	0.7
OT - 512	88.4	5.9	4.5	1.1	1.9	3.8	0.2	0.1
OT - 627	80.9	10.5	6.0	1.6	4.0	6.5	—	0.9
OT - 647	69.8	20.9	7.5	1.7	11.7	9.2	—	0.1
OT - 778	81.4	8.1	6.8	3.2	6.1	1.8	0.2	0.5
SQ4 - 442	62.1	25.4	10.4	1.4	18.6	6.0	0.7	0.8
PD23 - 66	80.1	3.2	14.2	1.8	1.8	0.9	0.5	0.7
PD23 - 194	84.3	6.7	6.7	1.0	6.3	0.4	—	0.9
PD23 - 567	82.6	0.1	14.4	2.4	0.1	—	—	0.6

APPENDICE 8b¹

Analyses modales des grès conglomératiques, Formation de Papaskwasati

NO Ech.	Quartz	Total Felds.	Matrice	Ciment *	Orth.	Micr.	Plag.	Autres **
OT - 1240	89.3	2.9	6.8	1.0	1.0	1.8	—	—
OT - 1276	73.6	12.4	10.8	2.5	7.2	5.2	—	0.7
OT - 1309	84.6	6.7	6.6	2.1	3.3	3.4	—	—
OT - 1337	71.0	8.3	18.2	2.5	5.7	2.6	—	—
OT - 1370	71.5	6.9	18.3	3.3	5.5	1.4	—	—
PD23 - 338	81.9	6.6	10.5	1.0	5.3	0.8	0.5	—
PD23 - 403	81.8	5.5	10.4	2.3	4.9	0.6	—	—
PD23 - 448	68.6	11.4	17.6	2.1	9.9	1.5	—	0.3
PD23 - 503	79.8	8.1	10.5	1.1	6.3	1.7	0.1	0.5
PD18 - 349	62.8	10.7	24.6	1.7	8.0	2.2	0.5	0.2
SQ3 - 295	59.5	26.0	13.2	0.4	15.7	9.2	1.1	0.9
SQ3 - 1186	81.4	7.1	10.4	1.1	3.9	2.7	0.5	—
SQ3 - 1573	65.1	13.3	19.2	1.7	9.3	3.6	0.4	0.7
SQ4 - 286	76.2	20.6	1.9	1.0	16.5	3.9	0.2	0.3
SQ4 - 1128	75.7	14.5	7.4	1.6	9.8	3.7	1.0	0.8
SQ4 - 1429	72.4	9.1	15.5	2.2	6.7	1.4	1.0	0.8
SQ4 - 1625	69.9	14.3	13.9	1.8	7.7	5.6	1.0	0.1

APPENDICE 8b2

Analyses modales des grès conglomératiques, Formation de Papaskwasati

No éch.	Quartz	Total Felds.	Matrice	Ciment*	Orth.	Micr.	Plag.	Autres**
OT - 425	83.3	4.1	10.5	2.0	3.5	0.6	---	0.1
OT - 463	80.5	3.5	12.6	2.9	3.2	0.3	---	0.5
OT - 503	90.1	4.1	4.3	1.5	2.0	2.1	---	----
OT - 557	87.3	4.0	6.5	2.1	2.6	1.4	---	0.1
OT - 599	77.3	6.9	12.9	2.0	4.7	2.2	---	0.9
OT - 630	60.5	17.5	19.8	2.0	13.3	4.1	0.1	0.2
OT - 684	82.6	3.3	11.9	1.8	1.8	1.5	---	0.4
OT - 699	83.6	8.7	6.4	1.1	7.1	1.6	---	0.2
OT - 718	78.4	12.5	8.3	0.4	6.0	6.5	---	0.4
OT - 778	81.4	8.1	8.8	1.2	6.2	1.8	0.1	0.5
OT - 873	74.6	7.3	15.7	1.9	6.8	0.5	---	0.5
OT - 901	75.5	6.2	14.7	2.6	4.8	1.2	0.2	1.0
OT - 904	72.3	1.7	9.3	16.1	1.2	0.5	---	0.6
OT - 912	75.7	8.3	11.6	3.3	4.4	3.8	0.1	1.1
OT - 956	82.7	4.4	8.2	4.4	2.9	1.5	---	0.3
OT - 968	77.5	6.6	13.6	1.8	5.6	1.0	---	0.5
OT - 1117	77.7	6.2	13.5	1.5	4.8	1.4	---	1.1
OT - 1153	63.3	12.6	22.6	1.4	10.3	2.3	---	0.1
OT - 1154	61.7	14.3	22.3	1.7	12.6	1.7	---	----
OT - 1171	80.0	11.7	7.1	1.1	9.3	2.4	---	0.1
OT - 1180	61.5	12.8	25.2	0.5	8.5	3.8	0.5	----
OT - 1196	67.6	16.2	15.4	0.7	10.3	5.4	0.5	0.1

APPENDICE 8c

Analyses modales des grès argileux, Formation de Papaskwasati

No Ech.	Quartz	Total Felds.	Matrice	Ciment *	Orth.	Micr.	Plag.	Autres**
OT - 41	40.8	17.3	38.9	2.6	12.2	4.8	0.3	0.4
OT - 144	58.8	10.8	27.4	3.0	7.8	3.0	---	---
OT - 177	46.1	12.3	39.2	2.4	9.2	3.1	---	---
OT - 314	51.2	14.7	31.7	1.7	13.2	1.5	---	0.7
OT - 408	54.9	10.5	29.9	3.5	9.4	1.0	---	1.2
OT - 492	42.0	17.0	39.6	1.3	12.3	4.7	---	0.1
OT - 568	54.8	18.6	23.5	3.1	11.5	7.1	---	---
OT - 854	39.6	13.6	43.8	2.1	10.3	3.3	---	0.9
OT - 1013	52.1	13.5	30.1	3.9	11.5	2.0	---	0.4
OT - 1072	44.8	11.1	41.6	2.4	10.4	0.7	---	0.1
PD23 - 132	55.3	1.7	41.6	1.3	1.2	0.3	0.2	0.1
SQ 3 - 1585	42.3	21.6	32.4	2.0	15.2	5.3	1.1	1.7
SQ 4 - 1270	43.2	18.0	36.3	2.4	13.2	4.3	0.5	0.1

APPENDICE 8c¹

Analyses modales des grès d'aspect massif, Formation de Papaskwasati

No Ech.	Quartz	Total Felds.	Matrice	Ciment*	Orth.	Micr.	Plag.	Autres**
OT - 25	75.9	9.8	10.3	3.6	6.7	2.9	0.2	0.4
OT - 28	80.0	9.1	7.4	2.9	6.4	2.5	0.2	0.6
OT - 53	81.9	4.5	10.1	3.2	3.2	1.3	---	0.3
OT - 127	79.2	4.8	14.4	1.1	3.3	1.5	---	0.3
OT - 168	87.1	2.8	7.6	2.5	2.1	0.7	---	----
OT - 272	74.9	10.1	12.7	1.5	6.6	2.9	0.5	0.8
OT - 403	82.3	1.6	15.6	.5	1.6	---	---	----
OT - 532	67.2	11.6	17.9	3.3	6.6	4.0	1.0	----
OT - 548	77.7	9.9	10.8	1.6	5.0	4.5	0.4	----
OT - 748	86.5	5.1	7.3	1.1	3.3	1.5	0.3	----
OT - 764	73.9	8.7	15.3	1.8	4.6	3.6	0.5	0.3
OT - 796	88.5	.5	10.0	.6	0.5	---	---	0.4
OT - 916	73.5	7.2	15.8	2.8	5.8	1.4	---	0.7
OT - 996	77.4	7.9	12.1	2.2	6.1	1.6	0.1	0.4
OT - 1052	89.4	0.9	8.00	1.2	.9	---	---	0.5
OT - 1101	83.2	3.0	12.4	1.4	2.5	0.3	0.2	----
OT - 1179	74.9	10.0	13.4	1.6	6.9	2.9	0.2	0.1
OT - 1233	81.9	7.7	8.5	1.9	5.6	1.9	0.2	----

APPENDICE 8c²

Analyses modales des grès d'aspect massif, Formation de Papaskwasati

No Ech.	Quartz	Total Felds.	Matrice	Ciment [*]	Orth.	Micr.	Plag.	Autres ^{**}
PD23 - 449	84.6	5.2	8.4	1.0	4.7	0.3	0.2	0.8
PD23 - 522	62.6	17.0	18.8	1.2	12.6	4.3	0.1	0.4
PD23 - 596	69.0	6.6	20.8	2.6	5.0	1.2	0.4	1.0
PD28 - 407	56.6	24.6	18.1	0.4	13.5	9.1	2.0	0.3
PD30 - 545	61.6	22.9	14.2	1.2	13.	7.8	2.0	0.1
SQ3 - 514	80.8	9.6	9.1	0.5	7.0	1.9	0.7	----
SQ3 - 1331	79.8	8.7	8.9	2.2	6.2	2.3	0.2	0.4
SQ3 - 1463	81.6	6.2	10.5	1.0	4.3	1.5	0.4	0.7
SQ4 - 64	77.5	15.2	5.5	1.8	10.3	4.5	0.4	0.1
SQ4 - 644	86.6	2.1	7.9	2.5	2.1	---	---	0.9
SQ4 - 737	64.7	13.9	19.6	1.2	9.4	4.2	0.3	0.6
SQ4 - 995	68.7	8.2	21.6	1.2	6.7	1.3	0.2	0.3
SQ4 - 1194	79.5	11.0	7.9	1.6	8.7	2.2	0.1	----

APPENDICE 8d

Analyses modales des grès finement lités, Formation de Papaskwasati

No Ech.	Quartz	Total Felds.	Matrice	Ciment *	Orth.	Micr.	Plag.	Autres **
OT - 18	70.2	8.8	18.4	2.6	6.9	1.5	0.4	---
OT - 66	65.5	13.7	17.5	3.2	11.4	2.3	---	0.1
OT - 130	68.5	12.4	16.7	1.7	8.1	3.9	0.4	0.7
OT - 185	66.4	15.1	17.0	0.8	13.1	1.7	0.3	0.7
OT - 205	75.6	10.8	9.2	3.8	7.7	3.1	---	0.6
OT - 207	72.4	12.3	12.8	1.9	7.7	3.7	0.9	0.6
OT - 240	70.9	13.6	13.0	1.7	9.2	3.7	0.7	0.8
OT - 242	76.9	8.5	12.7	0.9	4.8	3.1	0.5	1.0
OT - 253	70.8	13.7	14.5	0.7	9.7	3.5	0.5	0.3
OT - 289	82.6	7.8	4.5	4.4	5.8	1.9	0.1	0.7
OT - 327	64.9	15.2	17.5	2.4	8.7	4.9	1.6	---
OT - 336	70.3	16.2	10.5	3.0	12.5	2.5	1.2	---
OT - 353	73.6	13.4	10.6	2.3	8.8	3.7	0.9	0.1
OT - 383	82.7	6.4	8.5	2.4	5.6	0.7	0.1	---
OT - 405	67.8	11.0	19.9	1.3	8.3	2.2	0.5	---
OT - 708	63.5	16.1	17.6	2.8	12.6	2.8	0.7	---
OT - 835	65.5	14.7	18.2	1.6	12.6	2.1	---	---
OT - 886	63.6	13.7	19.9	1.9	12.9	0.8	---	0.9
OT - 1089	63.7	13.8	18.5	4.0	11.8	1.9	0.1	---
OT - 1218	65.5	14.1	18.6	1.8	11.6	2.4	0.1	---
PD23 - 173	70.2	11.3	17.3	1.2	9.9	1.3	0.1	---
SQ3 - 707	72.7	12.4	12.8	1.3	9.9	1.6	0.9	.8

APPENDICE 9

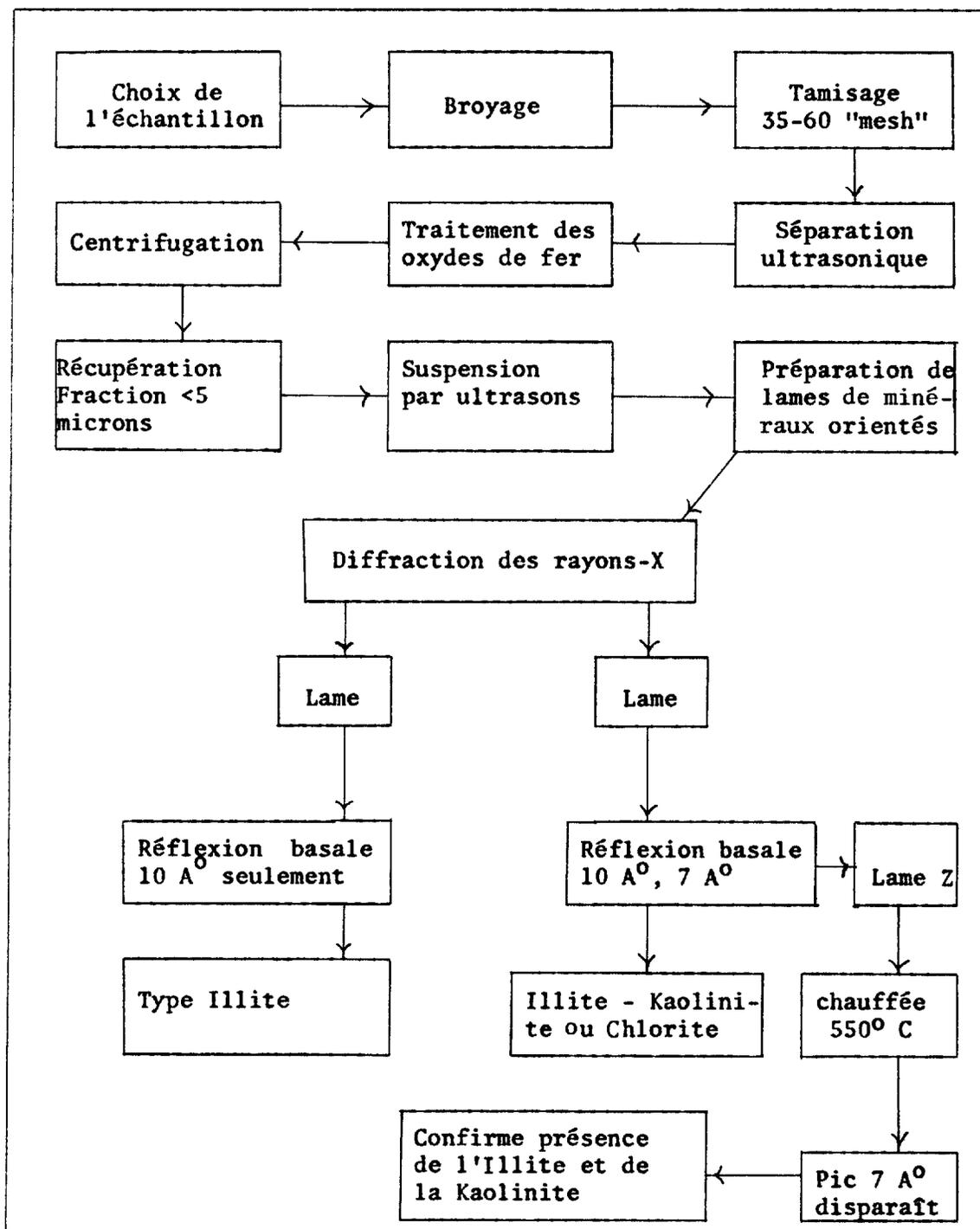
**Méthode d'analyse des minéraux d'argiles
de la Formation de Papaskwasati**

PRÉPARATION ET MÉTHODE D'ANALYSE

Le mode de préparation et la méthode d'analyse sont les mêmes que ceux utilisés par Chagnon en 1971 pour déterminer les minéraux d'argiles dans les roches cambriennes du flysch des Appalaches du Québec. Des lames minces de minéraux d'argiles orientés ont été passées aux rayons-X en utilisant un diffractomètre Philips, Modèle PW1050, équipé d'un monochromateur à cristal de graphite.

Le schéma de la page suivante illustre le parcours suivi lors de la détermination des minéraux d'argiles.

Schéma illustrant le parcours suivi lors de la détermination des minéraux d'argiles.



APPENDICE 10

Analyse de la composition chimique
des argilites de la Formation de Papaskwasati

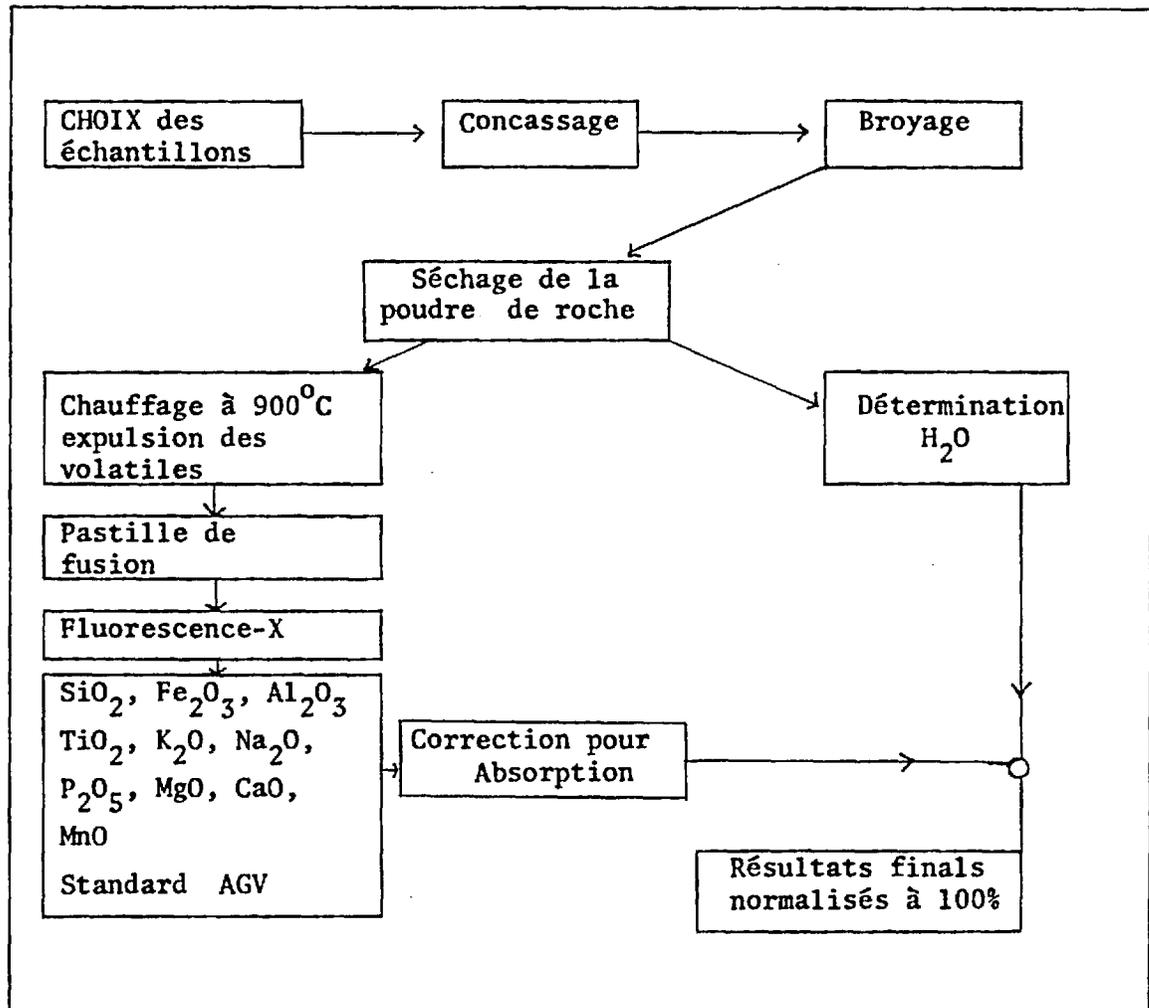
METHODE D'ANALYSE

Les analyses chimiques ont été effectuées par l'auteur, au Département de Géologie de l'Université de Montréal sous la direction du professeur B. Gunn. Nous avons utilisé la fluorescence-X pour la détermination de tous les éléments, sauf le H₂O.

Les pastilles pour la fluorescence-X ont été préparées suivant la méthode de Weldon et al (1964). La détermination des éléments est faite sur des poudres de roches qui sont fusionnées avec du tétraborate de lithium pour être ensuite pressées. Les analyses ont été faites sur un appareil Philips 1220 semi-automatique et les résultats obtenus ont été corrigés pour l'absorption avec une calculatrice électronique (Gunn, 1967).

Le schéma suivant illustre le cheminement utilisé lors de la préparation et l'analyse des échantillons.

Cheminement utilisé lors de la préparation et l'analyse des échantillons.



APPENDICE 11

Le dosage de l'URANIUM, du THORIUM et du POTASSIUM
à l'aide d'un SPECTROMÈTRE à RAYONS GAMMA

PRINCIPES

Les rayons gamma sont des radiations électromagnétiques pénétrantes, caractérisées par des longueurs d'ondes de 10^{-9} à 10^{-11} cm. Les émissions gamma proviennent de la libération d'un excès d'énergie résultant de la désintégration naturelle ou induite par réaction nucléaire (Adams et Gasparini, 1970). Cet excès d'énergie peut être libéré de trois façons:

- 1) par une émission alpha: c'est-à-dire par l'expulsion d'un noyau He^{++} du noyau parent. Ce processus est très rare car il nécessite une très grande énergie, et il se produit surtout chez les éléments ayant un $Z > 210$.
- 2) par une émission bêta positive: c'est la transformation d'un proton à l'intérieur du noyau en neutron, positron et neutrino, avec l'émission de la paire positron-neutrino. Le noyau obtient ainsi un neutron de plus et il perd alors une charge positive.
- 3) par une émission gamma: le noyau capture un électron de la couche K avec l'émission d'un neutrino. C'est la radiation gamma naturelle.

Les radiations alpha et bêta possèdent une charge électrique, ont une très grande vitesse mais elles sont peu pénétrantes. Les radiations gamma correspondent à des photons, particules sans masse ni charge, et elles sont très pénétrantes.

Les rayons gamma émis par un isotope radioactif possèdent des énergies bien spécifiques et caractéristiques de cet isotope. En mesurant ces énergies caractéristiques à l'aide d'un spectromètre à rayons gamma, il est possible d'identifier les principaux isotopes contenus dans un échantillon, à condition que le tout soit en équilibre séculaire.

Les trois éléments radioactifs naturels les plus abondants sont le potassium, le thorium et l'uranium. Les tableaux 1, 2 et 3, présentent la chaîne de désintégration de chaque élément, en plus des demie-vie et des énergies caractéristiques de chaque émission gamma.

Méthode d'analyse

Pour le dosage de l'uranium, du thorium et du potassium, nous avons utilisé un spectromètre à rayons gamma de marque Intertech-nique à 800 canaux (Fig. 1). Selon Adams et Gasparini (1970), les éner-gies à mesurer pour le dosage de ces éléments sont:

Potassium	—	1.46	MeV
Uranium	—	1.76	MeV
Thorium	—	2.62	MeV

La figure 2 montre un spectre nucléaire typique d'une roche ordinaire. Dans ce spectre, seul le thorium n'est pas influencé par la présence des autres éléments.

La méthode d'analyse exige la préparation d'une courbe d'étalonnage pour chaque élément (Fig. 3 à 5). Ces courbes sont pré-

parées à partir d'échantillons standards, tableau 4. Ces courbes d'étalonnage nous permettent d'obtenir le rapport: $\frac{\text{concentration}}{\text{nb. chocs/heure}}$ pour chaque élément.

Dans chaque cas, nous utilisons une fenêtre spectrale d'une largeur définie, soit de 20 canaux pour l'uranium, de 20 canaux pour le thorium et de 18 canaux pour le potassium. Le compte net est obtenu en soustrayant le bruit de fond ainsi que la distribution Compton sous chaque fenêtre (Fig. 6), du compte total.

Les standards et les échantillons sont broyés pour passer au travers d'une maille de 300 microns. Nous utilisons 200 grammes de matériel pour chaque détermination. Ce matériel est placé dans un récipient en plastique de 7 cm de diamètre et 5 cm de hauteur, fermé par un couvercle de métal. L'échantillon est ensuite placé au-dessus d'un cristal d'iodure de sodium activée au thallium, le tout enfermé dans un château de plomb (Fig. 1). L'analyse d'un échantillon à faible teneur demande 10 heures; un échantillon à forte teneur exige entre 1 et 5 heures.

Les valeurs obtenues lors du dosage de l'uranium et du thorium de trois standards sont données au tableau 5.

TABLEAU 1

CHAINE DE DÉSINTÉGRATION DE L'URANIUM 238

ISOTOPE	DEMIE-VIE	RADIATION	MeV
U-238	4.5 x 10 ⁹ ans	alpha	
Th-234	24.1 jours	bêta	.09, .06, .03,
Pa-234	1.18 min.	gamma	
U-234	2.5 x 10 ⁵ ans	bêta	1.01, .77, .04,
Th-230	8.0 x 10 ⁴ ans	gamma	.05,
Ra-226	1622 ans	alpha	
Rn-222	3.82 jours	gamma	.19,
Po-218	3.05 min.	alpha	
Pb-214	26.8 min.	bêta	
Bi-214	19.7 min.	gamma	.35, .29, .24, .05,
		bêta	
		gamma	2.43, 2.20, 2.12,
			1.85, 1.76, 1.73,
			1.50, 1.42, 1.38,
			1.29, 1.24, 1.16,
			1.12, .94, .77, .61,
Po-214	160 μ sec.	alpha	
Pb-210	19.4 ans	bêta	
Bi-210	5.0 jours	gamma	.05
Po-210	138 jours	bêta	
Pb-206	stable	alpha	
[Bi-214	1.76 MeV	utilisé pour l'analyse]	

TABLEAU 2

CHAINE DE DÉSINTÉGRATION DU THORIUM 232

ISOTOPE	DEMIE-VIE	RADIATION	MeV
Th-232	1.4×10^{10} ans	alpha	
Ra-228	6.7 ans	gamma	.06
		bêta	
Ac-228	6.13 heures	bêta	
		gamma	1.64, 1.59, 1.10, 1.04 .97, .91, .46, .41 .34, .23, .18, .13
Th-228	1.91 an	alpha	
		gamma	.08
Ra-224	3.64 jours	alpha	
		gamma	.24
Rn-220	54.5 sec.	alpha	
Po-216	.158 sec.	alpha	
Pb-212	10.6 heures	bêta	
		gamma	.30, .24, .19, .12
Bi-212	60.5 min.	alpha	
		bêta	
		gamma	1.81, 1.61, 1.34, 1.04 .83, .73
Po-212	0.30 μ sec.	alpha	
Tl-208	3.1 min.	bêta	
		gamma	2.62, .86, .76, .58, .51, .28, .25
Pb-208	stable		
[Tl-208	2.62 MeV utilisé pour l'analyse]		

TABLEAU 3

POTASSIUM

K^{39} (93.08) %
 K^{41} (6.90) %
 K^{40} (0.012) % — isotope radioactif

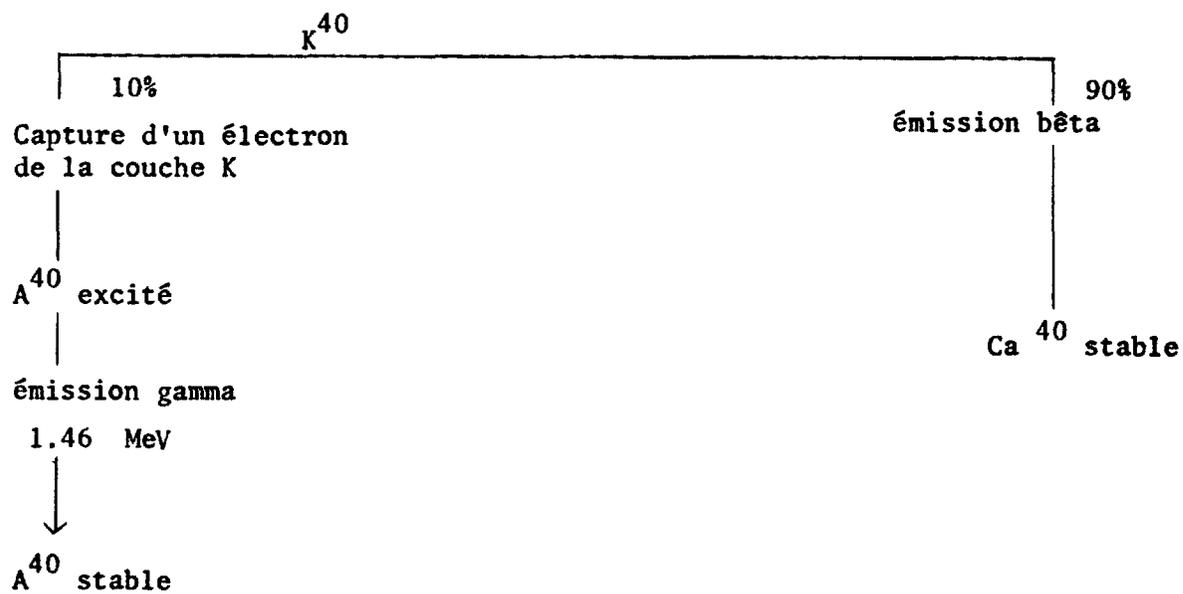


TABLEAU 4

LISTE DES STANDARDS

URANIUM					
New Brunswick Laboratory*					
NBL	42.1	—	40,400 ± 400	ppm	U
NBL	42.2	—	19,900 ± 60	ppm	U
NBL	42.3	—	10,700 ± 30	ppm	U
NBL	42.4	—	5,200 ± 60	ppm	U
NBL	76.A	—	101 ± 2	ppm	U
NBL	77	—	11 ± 1	ppm	U
THORIUM					
New Brunswick Laboratory **					
NBL	79	—	10,100 ± 100	ppm	Th
NBL	83.A	—	1,010 ± 30	ppm	Th
NBL	80	—	101 ± 3	ppm	Th
POTASSIUM					
430 - P24	—	4.04, 4.00, 4.03	%	K	
Granite à biotite					
456 - K34	—	2.62, 2.62, 2.64	%	K	
Larvikite					
471 - M33	—	3.29, 3.28, 3.32	%	K	
Larvikite					
* Pitchblende mélangée avec une dunité					
** Monazite mélangée avec une dunité					

TABLEAU 5

DOSAGE DE L'URANIUM ET DU THORIUM
DES STANDARDS P-24, K-34, M-33

	URANIUM	
	Valeurs citées ppm U	Valeurs obtenues ppm U
P-24	3.5, 3.5, 3.6	3.9, 3.5, 3.2
K-34	1.1, 1.2, 1.2	1.1, 1.4, 1.1
M-33	4.0, 3.8, 3.9	4.0, 3.7, 3.9

	THORIUM	
	Valeurs citées ppm Th	Valeurs obtenues ppm Th
P-24	17.4, 17.3, 17.4	18.2, 17.6, 17.0
K-34	4.8, 4.7, 4.8	4.4, 5.0, 4.6
M-33	14.8, 14.8, 15.0	14.7, 15.5, 14.0

FIGURE 1. Modèle d'un spectromètre à rayons gamma .

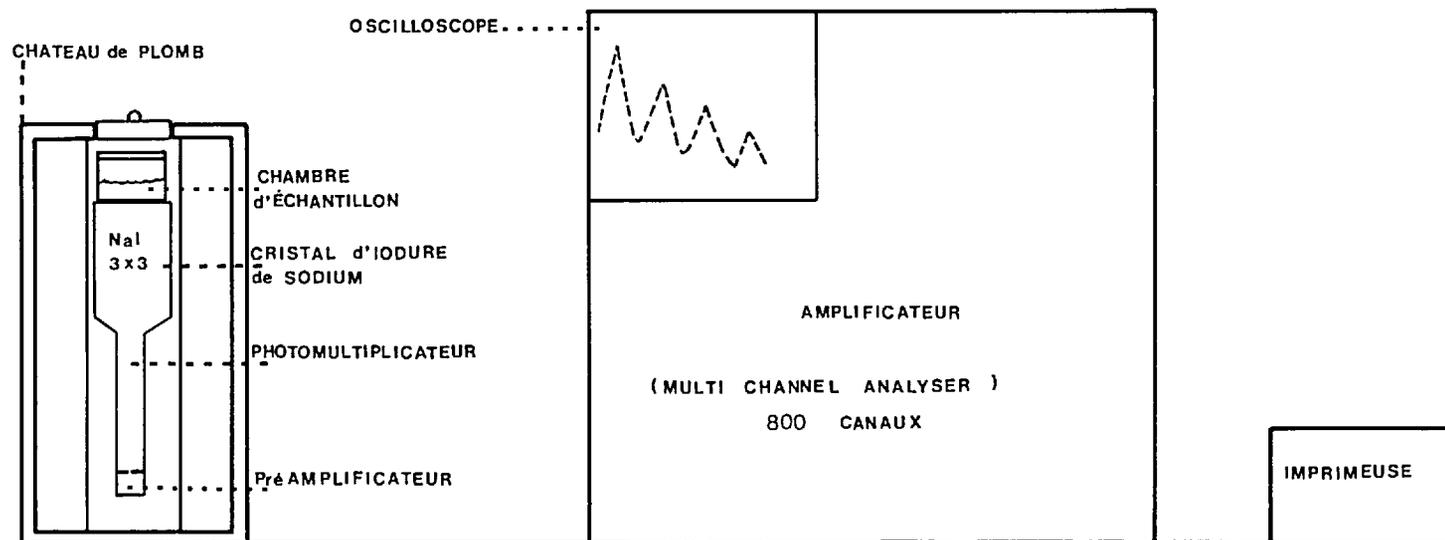


FIGURE 2. Spectre gamma d'une roche ordinaire, tiré de Adams et Gasparini, (1970).

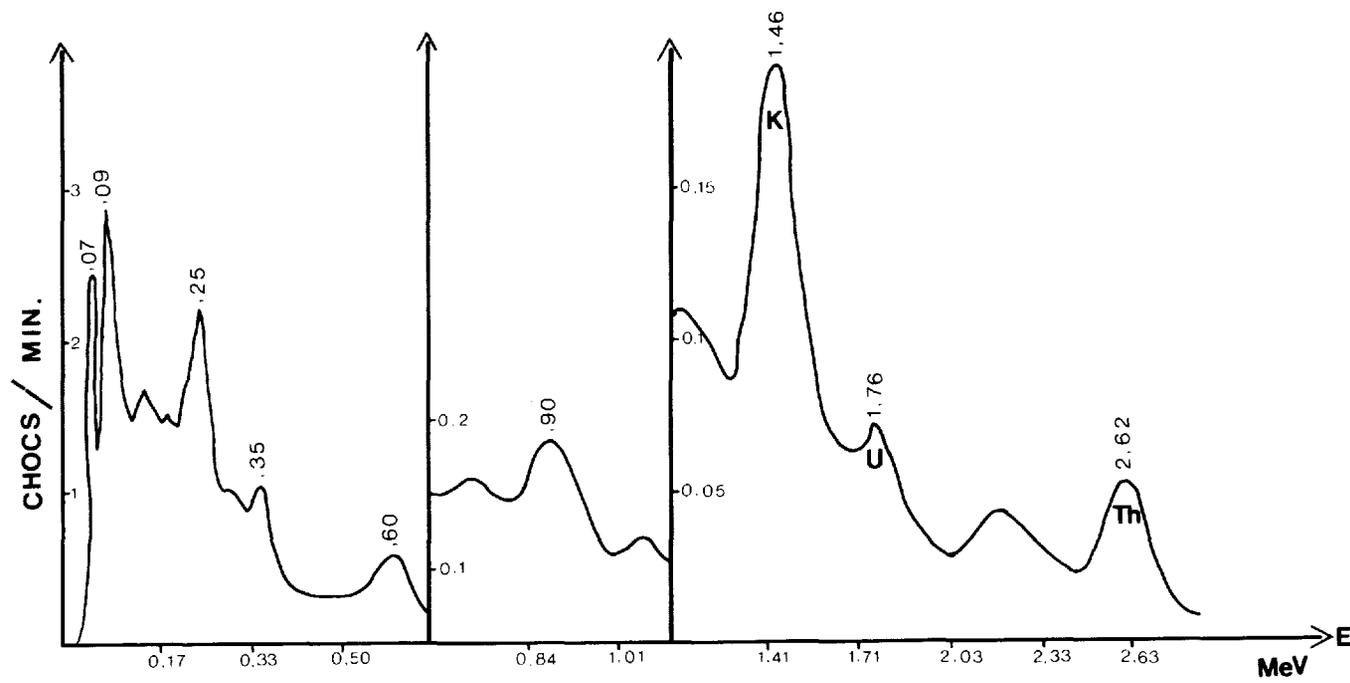


FIGURE 3. Courbe d'étalonnage de l'URANIUM.

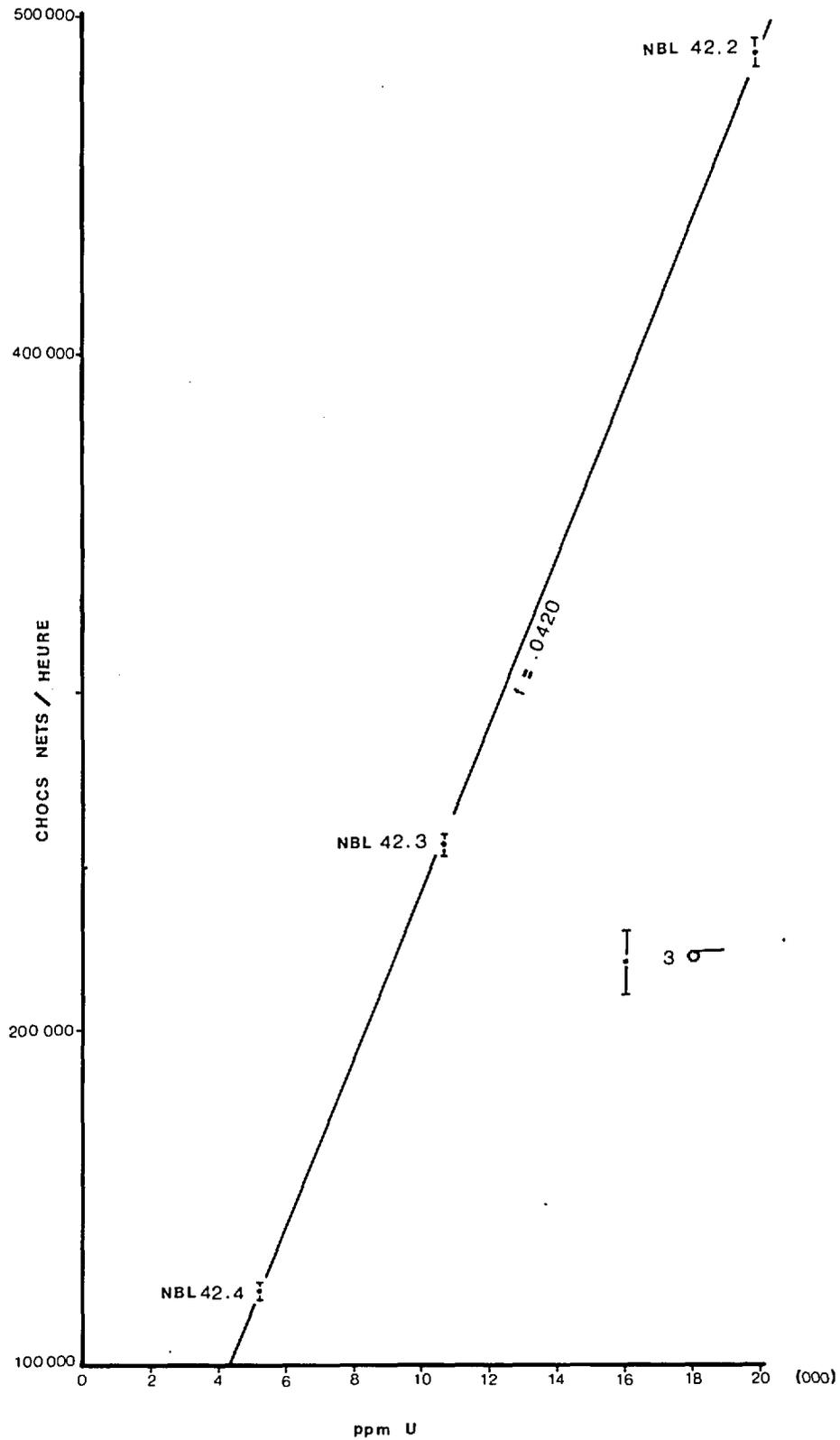


FIGURE 4. Courbe d'étalonnage du THORIUM.

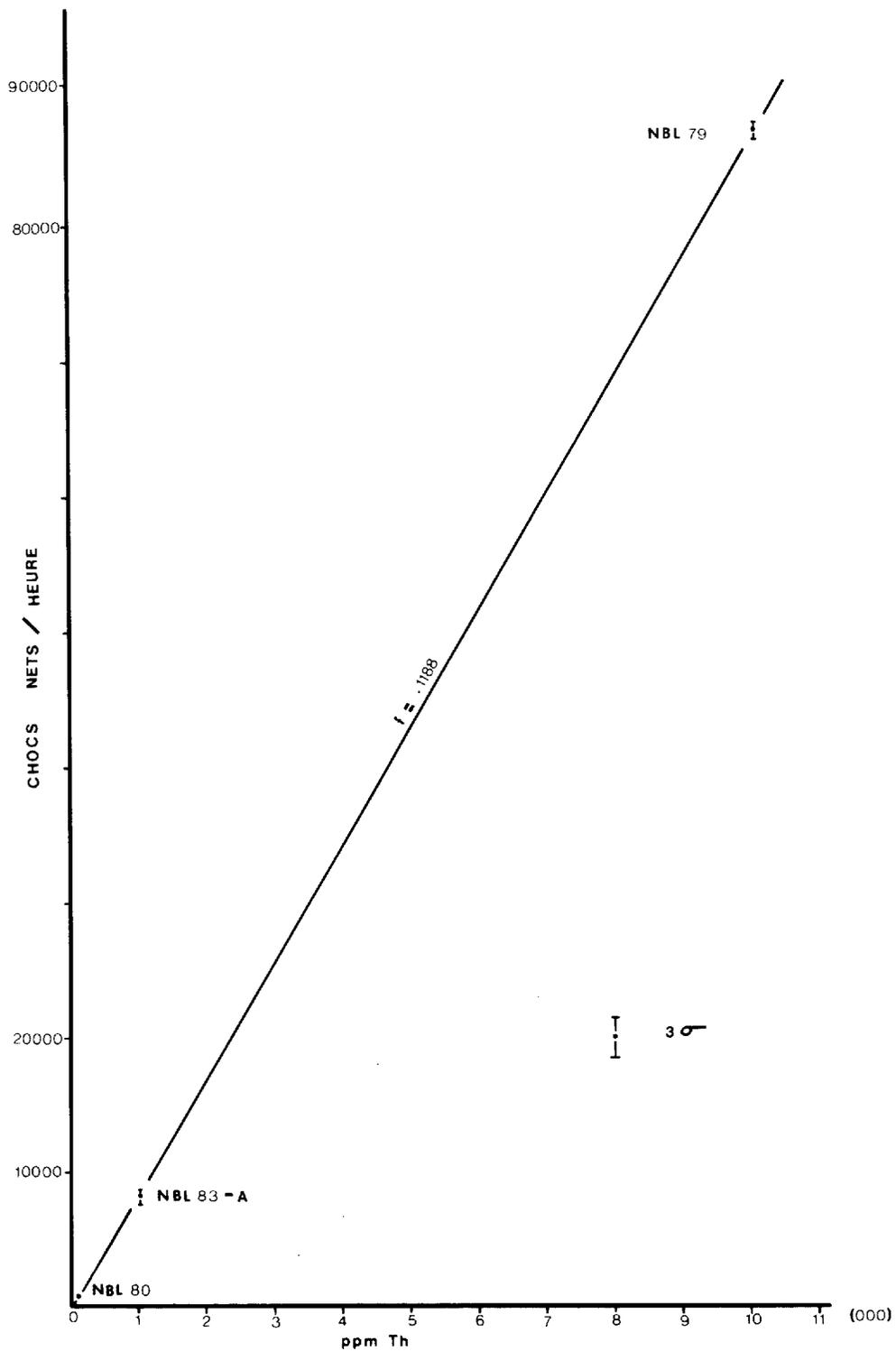
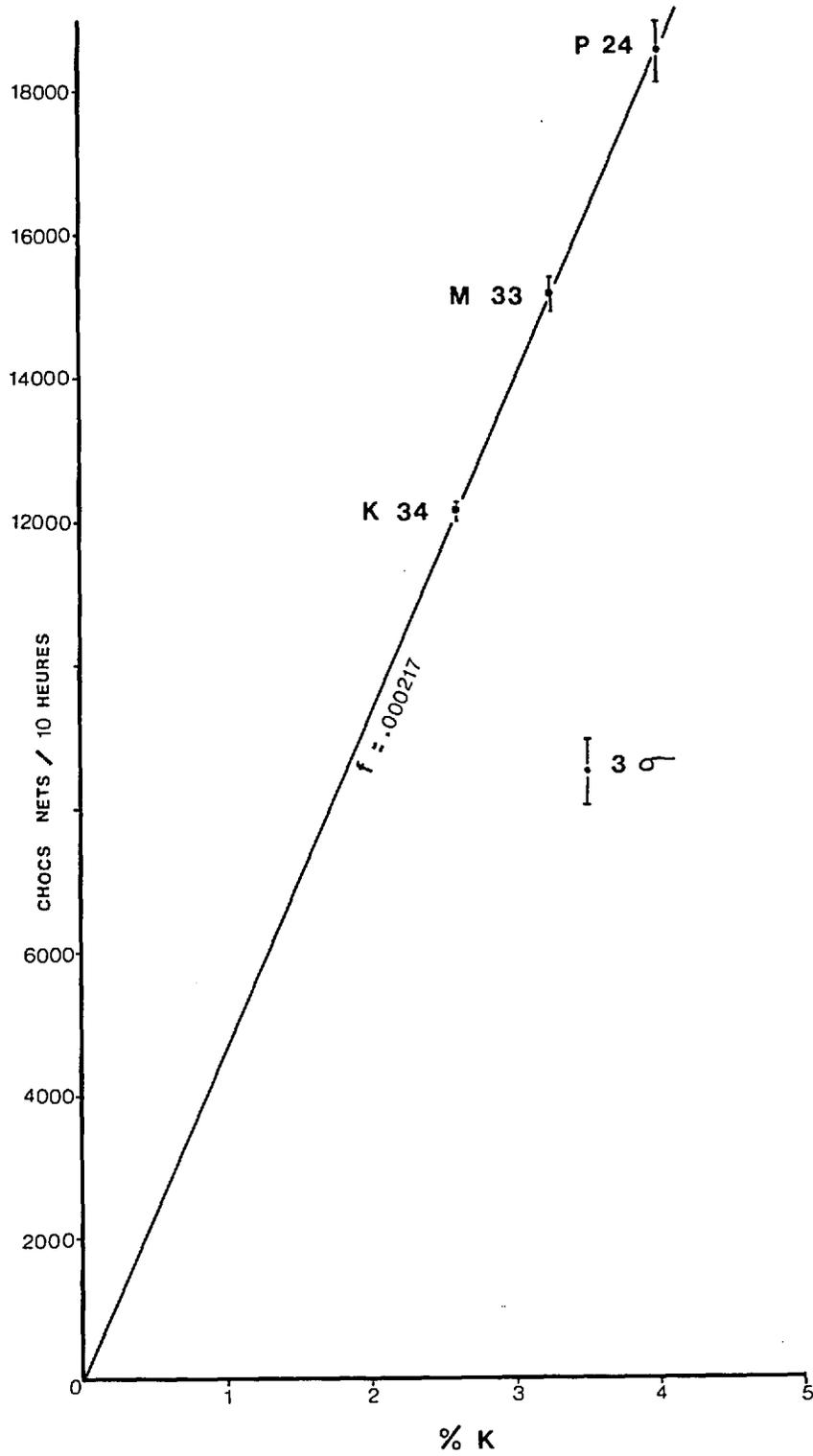


FIGURE 5. Courbe d'étalonnage du POTASSIUM.



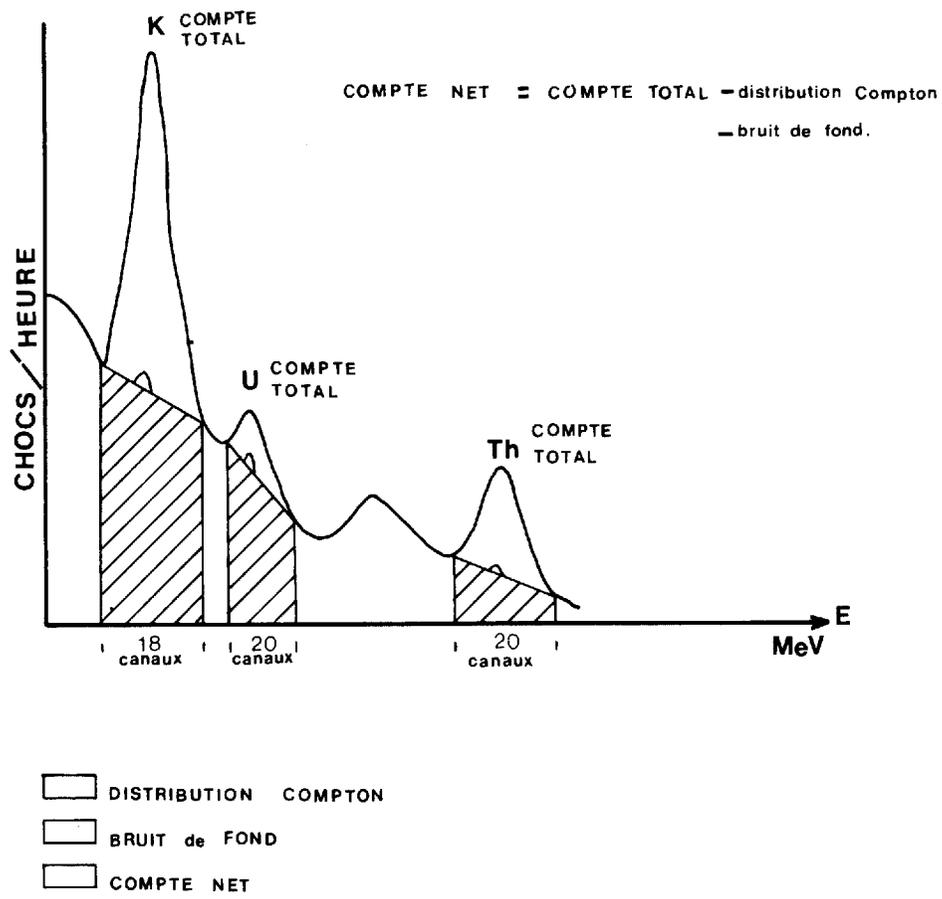


FIGURE 6. Méthode de correction.

REMERCIEMENTS

Qu'il nous soit d'abord permis d'exprimer notre plus profonde gratitude à Monsieur le professeur C. Hubert qui dirigea cette étude et qui n'a cessé de nous prodiguer suggestions, conseil et encouragements.

Nous devons également des remerciements au professeur Hofmann pour l'aide qu'il nous a apportée au cours de nos travaux, ainsi qu'au professeur Gunn qui a mis à notre disposition l'équipement nécessaire aux diverses analyses chimiques et minéralogiques.

Nous voulons exprimer notre gratitude au personnel des compagnies minières présentes dans la région du Papaskwasati, qui ont mis à notre disposition toute l'information nécessaire à la poursuite de nos travaux, ainsi qu'au personnel technique du département de géologie de l'Université de Montréal pour divers travaux très appréciés. Nous désirons souligner particulièrement l'aide des géologues R. Boulay, E. H. Chown et J. A. Donaldson pour leur aide et conseils durant la période de travail sur le terrain. Nous désirons remercier le Ministère des Richesses Naturelles du Québec pour son assistance financière et matérielle tout au long de ces travaux, et la Commission Géologique du Canada pour l'aide financière qui a permis la poursuite de ces travaux sur le terrain. Nous exprimons toute notre gratitude au Conseil National de Recherche du Canada pour l'aide financière qui a permis la poursuite de ces travaux, ainsi qu'un octroi aux professeurs Gunn et Hubert qui a permis l'achat d'un spectromètre à rayons gamma. Je tiens aussi à remercier tout particulièrement mon épouse, Ginette, qui apporta une aide appréciable lors de la rédaction de cette thèse.

BIBLIOGRAPHIE

- Adams, J. A. S. et Gasparini, P., 1970. Gamma-Ray Spectrometry of Rocks; Elsevier Publishing Co., New-York, 295 p.
- _____, et Weaver, C. E., 1958. Thorium to Uranium Ratios as Indicators of Sedimentary Processes: Example of Concept of Geochemical Facies; Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., 42, pp. 387-430.
- Allen, J. R. L., 1970. Physical Processes of Sedimentation; Elsevier Publ. Co., New-York, 248 p.
- Anderle, J. P., 1968. Preliminary Report for the 1968 Winter Drill Program on the Southeast Papa Claim Group; Phelps Dodge Corporation of Canada. Min. Rich. Nat. Québec, ms. no: GM-24289, documentation publique, 12 p.
- Awasthi, N., 1961. Authigenic Tourmaline and Zircon in the Vindhyan Formation of Somu Valley; J. Sediment. Petrol., 31, pp. 482-484.
- Baer, A. J. (ed.), 1970. Symposium on Basins and Geosynclines of the Canadian Shield; Geol. Surv. Can., Pap. 70-40, 265 p.

- Barlow, A. E., Gwillim, J. C. et Faribault, E. R., 1911. Geology and Mineral Ressources of the Chibougamau Region, Quebec; Dep. of Colon. Mines and Fish., Mines Branch, Quebec, pp. 131-133.
- Barshad, I., 1966. The Effect of a Variation in Precipitation on the Nature of Clay Mineral Formation in Soils from Acid and Basic Igneous Rocks; dans, Proc. Int. Clay Conf., 1, Jerusalem, Israel Prog. Sci. Translations, pp. 167-173.
- Bergeron, R., 1957. Late Precambrian Rocks of the North Shore of the St. Lawrence River and of the Mistassini and Otish Mountain Areas, Quebec; dans, Gill, J. E., (ed.), The Proterozoic in Canada, Roy. Soc. Can., Spec. Publ. 2, pp. 124-131.
- Blatt, H., Middelton, G., et Murray, R., 1972. Origin of Sedimentary Rocks; Prentice-Hall Inc., New-Jersey, 634 p.
- Blissenbach, E., 1954. Geology of Alluvial Fans in Semiarid Regions; Bull. Geol. Soc. Am., 65, pp. 175-190.
- Bucke, D. P., and Mankin, C. J., 1971. Clay Mineral Diagenesis within Interlaminated Shales and Sandstone; J. Sediment. Petrol., 41, pp. 971-981.
- Bull, W. B., 1962. Relations of Textural (CM) Patterns to Depositional Environments of Alluvial-Fan Deposits; J. Sediment. Petrol., 32, pp. 211-216.

_____, 1972. Recognition of Alluvial Fan Deposits in the Stratigraphic Record; dans, Rigby, J. K., et Hamblin, W. K., (eds.), Recognition of Ancient Sedimentary Environments; Soc. Econ. Palaeontol. Mineral., Spec. Publ., 16, pp. 63-83.

Caty, J.L. et Chown, E.H., 1973. Etude géologique de la région de la baie d'Abatagush; Min. Rich. Nat., Québec, Documentation Publique, ms. non publié, 10 p.

Chagnon, A., 1971. Sédimentologie des claystones rouges et verts du facies flysch des Appalaches du Québec; Mém. de M. Sc. non publié, Université de Montréal, Montréal 101 p.

Chown, E. H., 1960. La région de la rivière Papachouésati. Min. Mines, Québec, Rap. Prélim. no 415, 10 p.

_____, 1971a. Région de la rivière Savane; Min. Rich. Nat., Québec, Rap. Geol. no 146, 37 p.

_____, 1971b. Région de Tichégami; Min. Rich. Nat., Québec, Rap. Geol. no 144, 64 p.

_____, et Caty, J. L., 1972. Géologie de la région de la rivière Wabisanane; Min. Rich. Nat., Québec, Documentation Publique, ms. non publié, 9 p.

- _____, et Caty, J. L., 1973. Stratigraphy, Petrography and Paleocurrent Analysis of the Apebican Clastic Formations of the Mistassini-Otish Basin; dans, Young, G.-M., (ed.), Huronian Stratigraphy and Sedimentation, Geol. Assoc. Can., Spec. Pap. 12, pp. 49-71.
- Clarke, F. W., 1924. The data of geochemistry; U. S. Geol. Surv., Bull. 770, 841 p.
- Cloud, P. E., Jr., 1968. Pre-metazoan evolution and the origin(s) of the metazoa; dans, Drake, E. T., (ed.), Evolution and Environment, Yale Univ. Press, New-Haven, pp. 1-72.
- Couch, E. L., 1971. Calculation of Paleosalinities from Boron and Clay Mineral Data; Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., 55, pp. 1829-1837.
- Deer, W. A., Howie, R. A., Zussman, J., 1962. Rock Forming Minerals; Vol. 1-5, Longmans, London, 1788 p.
- Dimroth, E., 1970. The Central Labrador Trough: The Filling of the Circum-Ungava Geosyncline; dans, Bear, A.-J., (ed.), Symposium on Basins and Geosynclines of the Canadian Shield, Geol. Surv. Can., Pap. 70-40, pp. 51-72.
- Dobkins, J. E., Jr., et Folk, R. L., 1970. Shape development on Tahiti-Nui; J. Sediment. Petrol., 40, pp. 1167-1203.

Duquette, G., 1970. Stratigraphie de l'Archéen et Relations Métallogéniques dans la Région de Chibougamau; Etude Spec. 8, Min. Rich. Nat. Québec. 18 p.

Eade, K. E., 1966. Fort George River and Kaniapiskau River (West Half) Map Areas, New Quebec; Geol. Surv. Can., Mem. 339 84.p.

Ernst, W., 1970. Geochemical Facies Analysis; Elsevier Publ. Co., New-York, 152 p.

Fairbairn, H. W., Hurley, P. M., Card, K. D, et Knight, C. J. 1969. Correlation of Radiometric Ages of Nipissing Diabase and Huronian Metasediments with Proterozoic Orogenic Events in Ontario; Can. J. Earth Sci., 6, pp. 489-497.

Folk, R. L. et Ward, W. C., 1957. Brazos River Bar: A study in the significance of Grain Size Parameters; J. Sediment. Petrol., 27, pp. 3-27.

_____, 1968. Petrology of Sedimentary Rocks; Hemphill's Austin, Texas, 170 p.

Frarey, M. J. et Roscoe, S. M., 1970. The Huronian Supergroup North of Lake Huron; dans, Baer, A. J. (ed.), Symposium on Basins and Geosynclines of the Canadian Shield, Geol. Surv. Can., Pap. 70-40, pp. 143-158.

Friedman, G. M., 1958. Determination of Sieve-Size Distribution from Thin Section Data for Sedimentary Studies; J. Geol., 66, pp. 394-416.

- _____, 1961. Distinction between Dune, Beach and River Sands from their textural Characteristics; *J. Sediment. Petrol.*, 31, pp. 514-529.
- _____, 1967. Dynamic Processes and Statistical Parameters Compared for Size Frequency Distribution of Beach and River Sands; *J. Sediment. Petrol.*, 37, pp. 327-354.
- Fryer, B. J., 1971. Age Determination and Correlations in the Circum-Ungava Geosyncline; dans, Variations in Isotopic Abundances of Strontium, Calcium, and Argon and Related Topics, 19th Ann. Prog. Rept. for 1971, Mass. Inst. Tech., pp. 76-85.
- Gabelman, J. W., 1971. Sedimentology and Uranium Prospecting; *Sediment. Geol.*, 6, pp. 145-186.
- Gastil, G., Blais, R., Knowles, P. M. et Bergeron, R., 1960. The Labrador Geosyncline; dans, Precambrian Stratigraphy and Correlations, 21st Int. Geol. Cong. Rept., Part 9, Copenhagen. pp. 21-38.
- Goldich, S. S., 1938. A Study in Rock-Weathering; *J. Geol.*, 46, pp. 17-23.
- Gorkhale, B., 1959. Authigenic Tourmaline in the Bagnally Stage; *J. Sediment. Petrol.*, 29, pp. 468-469.
- * Voir Gross p. 235.
- Gunn, B. M., 1967. Matrix corrections for X-ray fluorescence by digital computer; *Can. Spectroscopy*, 12, pp. 41-46.

- Gunter, L. J., 1967. Summary Report I and E Papa River, Mistassini Territory, Quebec; Phelps Dodge Corporation of Canada. Min. Rich. Nat. Québec. Documentation Publique, ms. no GM-24288, 42 p.
- Heier, K. S. et Rodgers, J. W., 1963. Radiometric Determination of Thorium, Uranium and Potassium in Basalts and in two Magmatic Differentiation Series; Geochim. Cosmochim. Acta, 27, pp. 137-154.
- Hess, P. C., 1966. Phase Equilibria of Some Minerals in the $K_2O-Na_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ System at 25°C and 1 Atmosphere; Am. J. Sci., 264, pp. 289-309.
- Jackson, G. D., 1970. The Belcher Fold Belt: The Filling of the Circum-Ungava Geosyncline; dans, Baer, A. J., (ed.), Symposium on Basins and Geosynclines of the Canadian Shield, Geol. Surv. Can., Pap. 70-40, pp. 88-113.
- Keith, M. L. et Degens, E. T., 1959. Geochemical Indicators of Marine and Fresh-Water Sediment; dans, Abelson, P. H., (ed.), Researches in Geochemistry, John Wiley and Sons, New-York, pp. 38-61.
- Kerr, P. F., 1959. Optical Mineralogy, 3rd ed.; McGraw-Hill, New-York, 442 p.
- Krauskopf, K. B., 1967. Introduction to Geochemistry; McGraw-Hill, New-York, 721 p.

- Krynine, P. D., 1946. The Tourmaline Group in Sediments; J. Geol., 54, pp. 65-87.
- Landim, P. M. B. et Frakes, L. M., 1968. Distinction Between Tillis and other Diamictons Based on Textural Characteristics; J. Sediment. Petrol., 38, pp. 1213-1223.
- Leith, C. K. et Mead, W. J., 1915. Metamorphic Geology. Henry Holt and Co., New-York.
- Lelong, F., 1969. Notions de Géologie de Surface; Ecole Nat. Sup. Geol. Appl. Prosp. Min., Nancy, France, 95 p.
- Long, D. G.F., 1973. The Stratigraphy and Sedimentology of the Chibougamau Formation; Mem. de M. Sc. non-publié, University of Western Ontario, London, 305 p.
- _____, 1974. Glacial and Paraglacial Genesis of Conglomeratic Rocks of the Chibougamau Formation (Aphebian), Chibougamau, Quebec; Can. J. Earth Sci., 11, pp. 1236-1252.
- Low, A. P. 1886. Report of the Mistassini Expedition, 1884-85; Geol. Surv. Can., Ann. Rept., Vol. I, part D, pp. 1-34.
- _____, 1906. Report on the Chibougamau Mining Region; Geol. Surv. Can., Publ. no 923.

Lowden, J. A., Stockwell, C. H., Tipper, H. W. et Wanless, R. K., 1963.

Age determinations and Geological Studies; Geol. Surv. Can., Pap. 62-17, 140 p.

McGlynn, J. C., 1968. Geotectonic Correlation Chart for the Canadian

Shield, Chart I; dans, Douglas, R. J. W., (ed.), Geology and Economic Minerals of Canada, Geol. Surv. Can., Econ. Geol. Rept. 1, 838 p.

McKee, E. D. et Weir, G. W., 1953. Terminology for the Stratification and

Cross-Stratification in Sedimentary Rocks; Bull. Geol. Soc. Am., 64, pp. 381-390.

McQuat, W., 1872. Report on Exploration of Country between Lake St. John

and Lake Mistassini; Geol. Surv. Can., Rept. of Prog. for 1871-72, pp. 115-119.

Millot, G., 1964. Géologie des Argiles; Masson et Cie, Paris, 499 p.

Moiola, R. J. et Weiser, D., 1968. Textural Parameters: An Evaluation;

J. Sediment. Petrol., 38, pp. 45-53.

Mueller, G., 1967. Diagenesis in Argillaceous Sediments; dans, Larsen, G.

et Chilingar, G.-V., (eds), Diagenesis in Sediments, Elsevier Pub. Co., pp. 127-178.

Murray, E. G., et Adams, J. A. S., 1958. Thorium, Uranium and Potassium in

some Sandstones; Geochim. Cosmochim. Acta, 13, pp. 260-269.

Neale, E. R. W., 1952. La région du lac Béthoulat; Min. Mines, Québec, Rap. Prél. no 264, 8 p.

Neilson, J. M., 1951. Preliminary Report on the Takwa River Area; Min. Mines, Québec, Rap. Prél. no 245, 11 p.

_____, 1966. Région de la rivière Takwa; Min. Rich. Nat., Québec, Rap. Geol. no 124, 65 p.

Norman, G. W. H., 1940. Thrust Faulting of Grenville Gneisses Northwestward against the Mistassini Series of Mistassini Lake, Quebec; J. Geol., 48, pp. 512-525.

Passega, R., 1957. Texture as Characteristic of Clastic Deposition; Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., 41, pp. 1952-1984.

_____, 1964. Grain Size Representation by CM Patterns as a Geological Tool; J. Sediment. Petrol., 34, pp. 830-847.

Pienaar, P. J., 1963. Stratigraphy, Petrology and Genesis of the Elliot Group, Blind River, Ontario. Including the Uraniferous Conglomerate; Geol. Surv. Can., Bull. 83, 140 p.

Pettijohn, F. J., 1957. Sedimentary Rocks, 2nd ed.; Harper and Row, New-York, 718 p.

_____, Potter, P. E., et Siever, R., 1972. Sand and Sandstone;
Springer-Verlag, New-York, 618 p.

Rateev, N. A., Gorbunova, Z. N., Lisitzyn, A. P. et Nosov, G. L., 1969.
The Distribution of Clay Minerals in the Oceans; *Sedimentology*, 13,
pp. 21-43.

Reineck, H. R. et Singh, I. B., 1973. Depositional Sedimentary Environ-
ments; Springer-Verlag, New-York, 439 p.

Richardson, J., 1872. Report on the Country North of Lake St. John, Quebec;
Geol. Surv. Can., Rept. Prog. for 1870-71, pp. 283-308.

Rigby, J. K. et Hamblin, W. K., (eds) 1972. Recognition of Ancient Sedi-
mentary Environments; *Soc. Econ. Palaeontol. Mineral., Spec. Publ.*, 16,
340 p.

Riley, G. C. et Kindle, E. D., 1958. Brock River, Abitibi and Mistassini
Territories and Abitibi County, Quebec; *Geol. Surv. Can., Map 1060 A*.

Robinson, W. B., 1956. The Grenville of New Quebec; dans, Thompson, J.-E.,
(ed.), *The Grenville Problem*, *Roy. Soc. Can., Spec. Publ.* 1, pp. 14-19.

Roscoe, S. M., 1969. Huronian Rocks and Uraniferous Conglomerates in the
Canadian Shield; *Geol. Surv. Can., Pap.* 68-40, 205 p.

- Ruxton, B. P., 1968. Measures of the Degree of Chemical Weathering of Rocks; *J. Geol.*, 76, pp. 518-527.
- Selley, R. C., 1971. *Ancient Sedimentary Environments*; Cornell Univ. Press, Ithaca, New-York, 240 p.
- Shaw, D. M., 1956. Geochemistry of Pelitic Rocks, Part III, Major Elements and General Geochemistry; *Bull. Geol. Soc. Am.*, 67, pp.175-190.
- _____, Reilly, G. A., Muysson, J. R., Pattenden, G. E. and Campbell, F. E., 1967. An Estimate of the Chemical Composition of the Canadian Precambrian Shield; *Can. J. Earth Sci.*, 4, pp. 829-853.
- Shelton, J. W., 1973. *Models of Sand and Sandstone Deposits, A Methodology for Determining Sand Genesis and Trend*; Oklahoma Geol. Surv., Bull. 118, 168 p.
- Siever, R., 1959. Petrology and Geochemistry of Silica Cementation in some Pennsylvanian Sandstones; dans, Ireland, H.-A., (ed.), *Silica in Sediments*, Soc. Econ. Palaeontol. Mineral., Spec. Publ., 7, pp. 55-79.
- Stockwell, C. H., 1964. *Fourth Report on Structural Provinces, Orogenies, and Time-Classification of Rocks of the Canadian Precambrian Shield*; Geol. Surv. Can., Pap. 64-17, Part II, 29 p.

- Thompson, A., 1959. Pressure Solution and Porosity; dans, Ireland, H. A., (ed.), *Silica in Sediments*, Soc. Econ. Palaeontol. Mineral., Spec. Publ., 7, pp. 92-110.
- Todd, T. W., 1968. Paleoclimatology and the Relative Stability of Feldspar Minerals Under Atmospheric Conditions; *J. Sediment. Petrol.*, 38, pp. 832-844.
- Turner, C. C. et Walker, R. G., 1973. Sedimentology, Stratigraphy, and Crustal Evolution of the Archean Greenstone Belt near Sioux Lookout, Ontario; *Can. J. Earth Sci.*, 10, pp. 817-845.
- Twenhofel, W. H., 1937. Terminology of the Fine-Grained Mechanical Sediments; Rept. Comm. on Sedimentation for 1936-37, National Research Council, Washington, pp. 81-104.
- Van Schmus, W. R., 1965. The Geochronology of the Blind River - Bruce Mine Area, Ontario, Canada; *J. Geol.*, 73, pp. 775-780.
- Visher, G. S., 1969. Grain Size Distribution and Depositional Processes; *J. Sediment. Petrol.*, 39, pp. 1074-1106.
- Wahl, W. C., 1953. Geological Report on the Temiscamie River Area; Min. Mines, Quebec, Rap. Geol. no 54, 37 p.

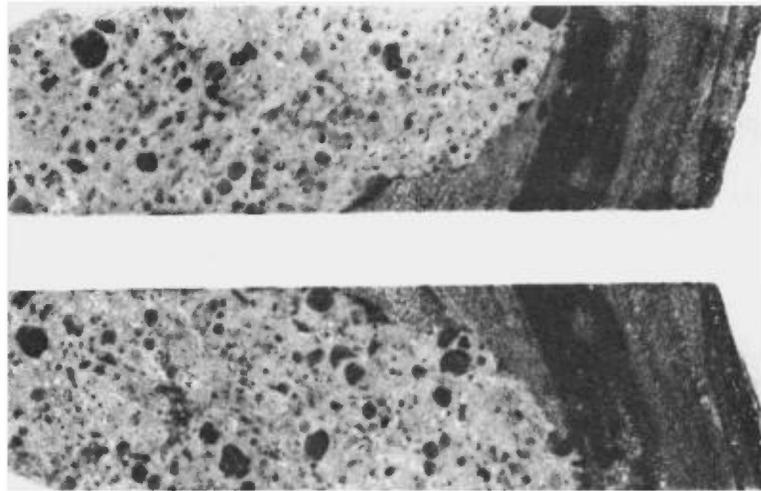
- Wanless, R. K., Stevens, R. D., Lachance, G. R. et Edmond, C. M., 1968. Age Determinations and Geological Studies, K-Ar Isotopic Ages, Report 8; Geol. Surv. Can., Pap. 67-2, Pt. A., 141 p.
- Weaver, C. E., 1959. The Clay Petrology of Sediments Clays and Clay Minerals, Proc. 6th Natl. Conf., pp. 154-187.
- Williams, G. E., 1969. Characteristics and Origin of a Precambrian Sediment; J. Geol. 77, pp. 183-207.
- Williams, H., Turner, F. J. and Gilbert, C. M., 1955. Petrography; W. A. Freeman and Co., San-Francisco, 406 p.
- Wood, J., 1973. Stratigraphy and Depositional Environments of Upper Huronian Rocks of the Rawhide Lake-Flack Lake Area, Ontario; dans, Young, G. M., (ed.), Huronian Stratigraphy and Sedimentation, Geol. Assoc. Can., Spec. Pap., 12, pp. 73-95.
- Young, G. M., 1969. Geochemistry of Early Proterozoic Tillites and Argillites of the Gowganda Formation, Ontario; Geochim. Cosmochim. Acta, 33, pp. 483-492.
- _____, 1970. An Extensive Early Proterozoic Glaciation in North America; Palaeogeog. Palaeoclim. Palaeoecol., 7, pp. 85-101.
- _____, 1973a, (ed.) Huronian Stratigraphy and Sedimentation; Geol. Assoc. Can., Spec. Pap., 12, 271 p.

_____, 1973b. Tillites and Aluminous Quartzites as Possible
Time Markers for Middle Precambrian (Aphebian) Rocks of North America:
dans, Young, G. M. (ed.), Huronian Stratigraphy and Sedimentation,
Geol. Assoc. Can., Spec. Pap., 12, pp. 97-128.

- * Gross, G. A., 1967. Geology of iron deposits in Canada, Vol. II: Iron
deposits in the Appalachian and Grenville regions of Canada; Geol. Surv.
Can., Econ. Geol. Rept. No. 22.

PLANCHE I

- A) Contact entre la Formation de Papaskwasati et le porphyre quartzo-feldspathique altéré. (Paléorégolite).



- B) Gneissosité préservée dans la partie supérieure du paléorégolite.

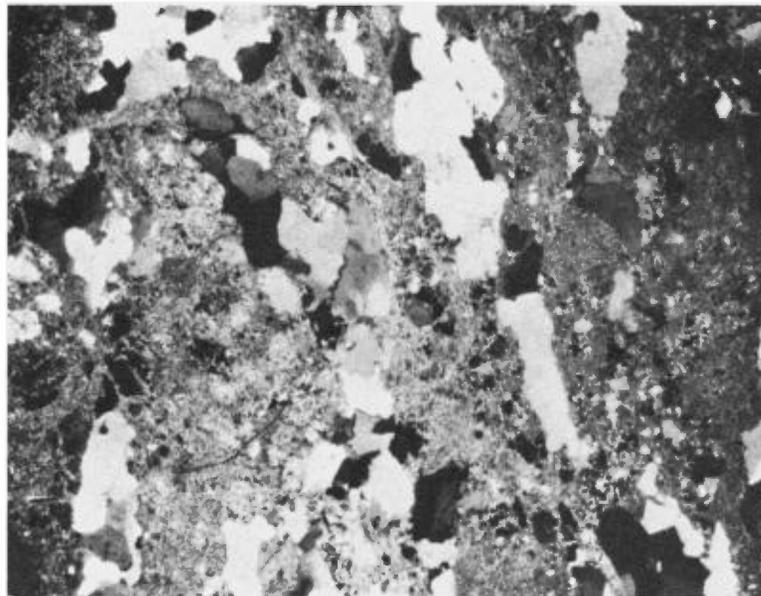
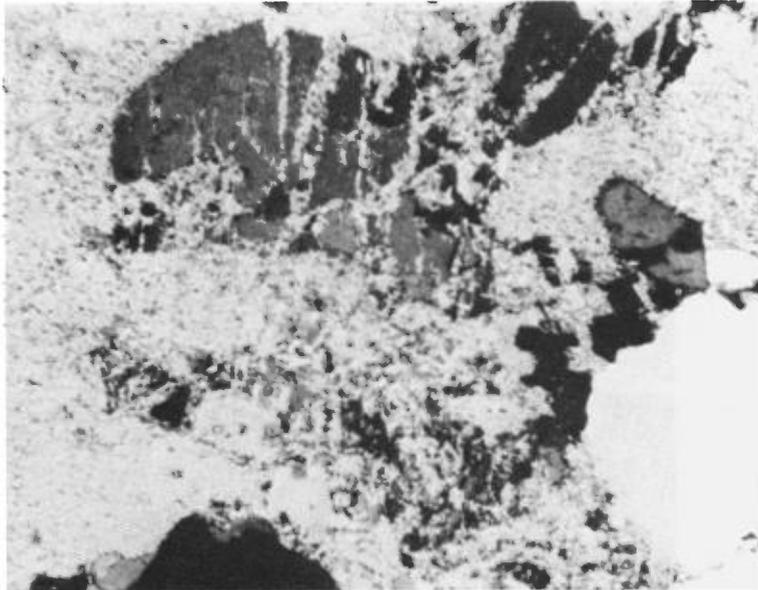


PLANCHE II

- A) Altération avancée d'un feldspath potassique dans la partie médiane du paléorégolite.



- B) Altération avancée d'un plagioclase dans la partie inférieure du paléorégolite.

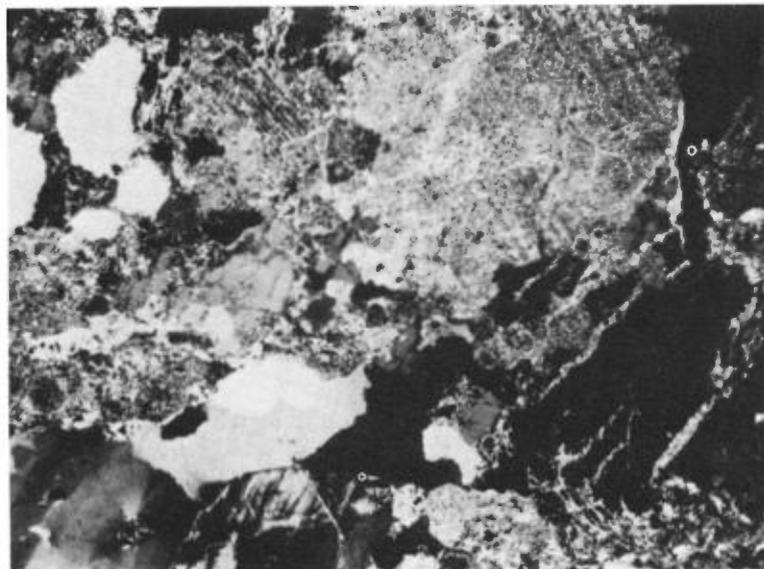
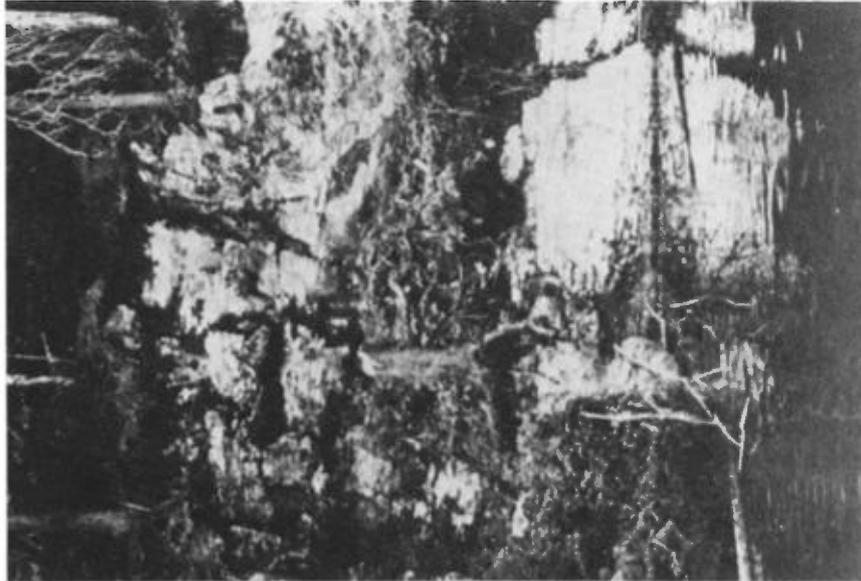


PLANCHE III

- A) Vue d'ensemble d'une section du paléorégolite présent sous les dolomies du membre inférieur de la Formation d'Albanel.

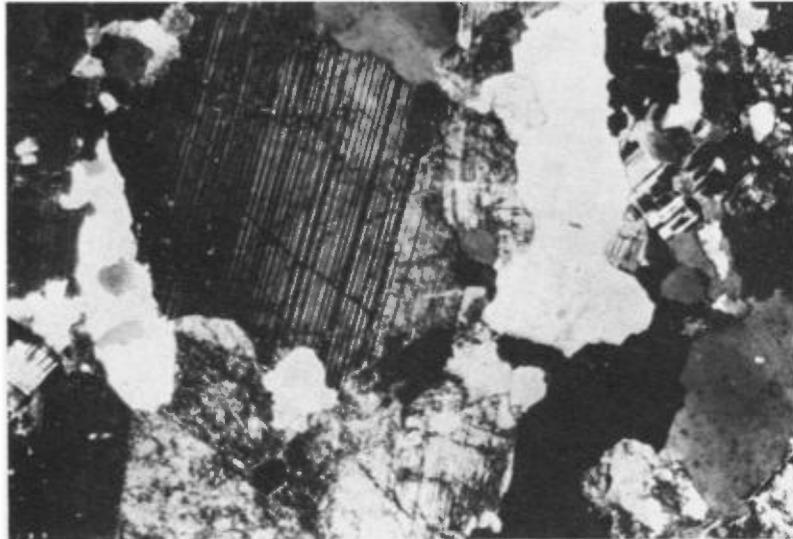


- B) Partie supérieure de ce paléorégolite, montrant des blocs granitiques entourés de dolomite brune.



PLANCHE IV

A) Socle granitique non altéré.



B) Début d'altération des plagioclases à la base du paléorégolite.
Notez la présence de feldspaths potassiques frais.

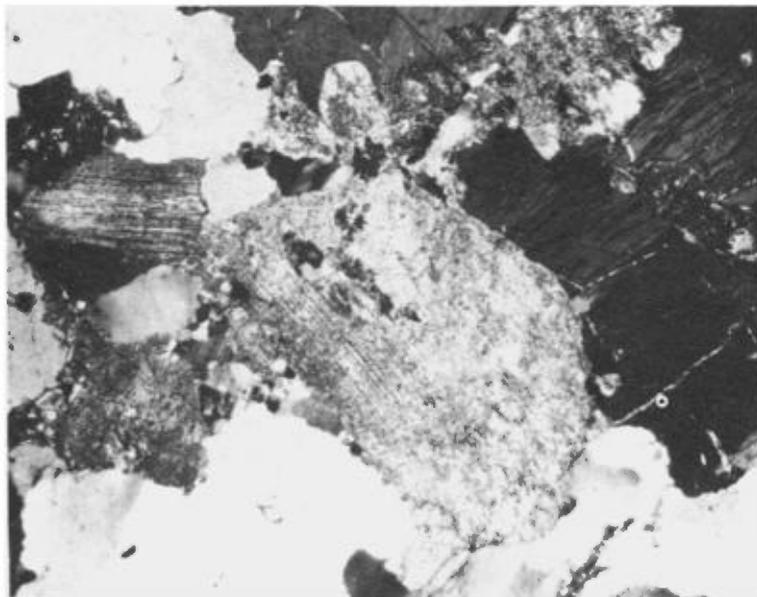
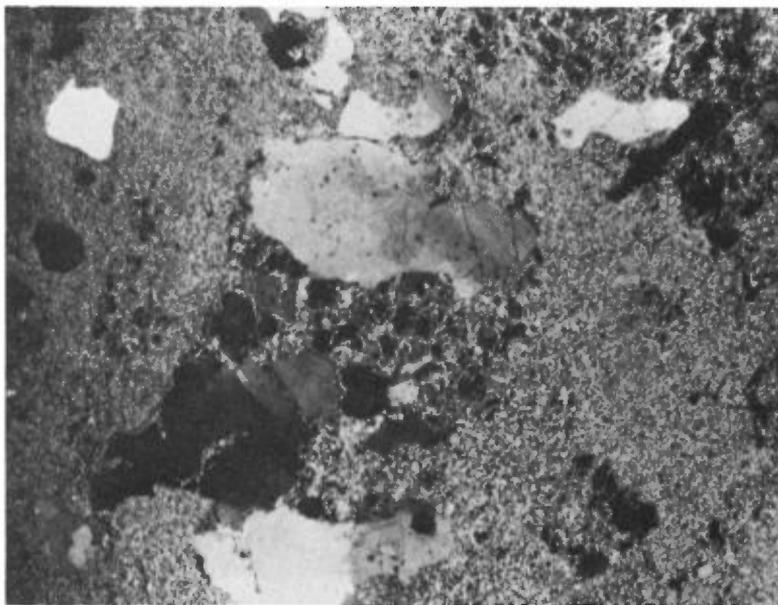


PLANCHE V

A) Illite feutrée, dans le paléorégolite.



B) Illite cristalline, dans le paléorégolite.

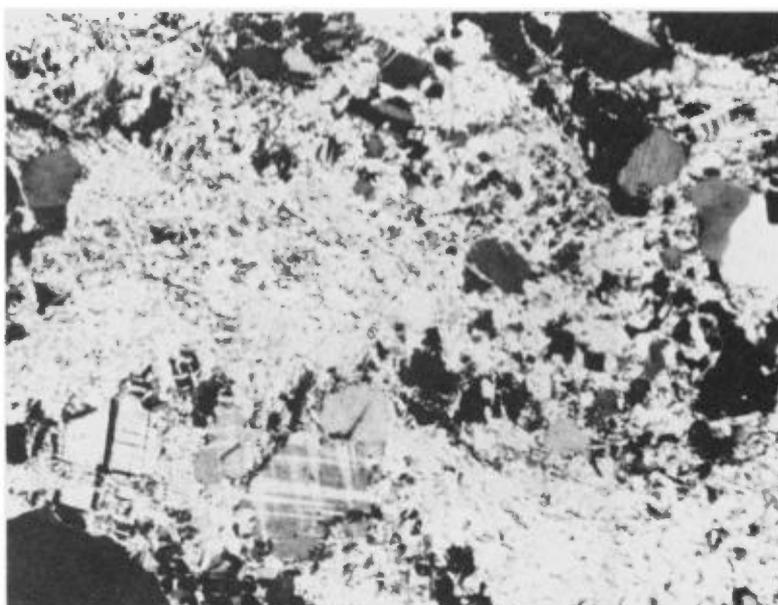
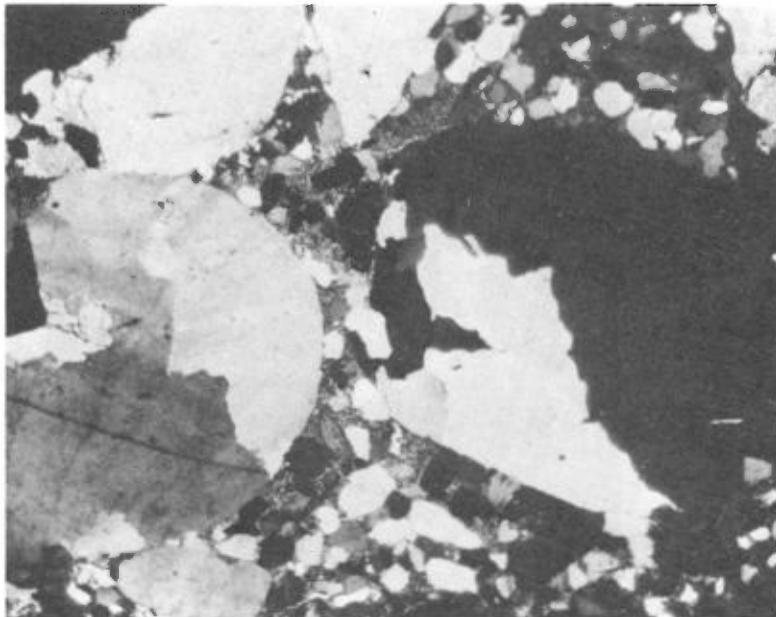


PLANCHE VI

A) Matrice sablonneuse des conglomérats à cailloux de quartz.



B) Matrice sablonneuse et argileuse des conglomérats à cailloux de quartz.

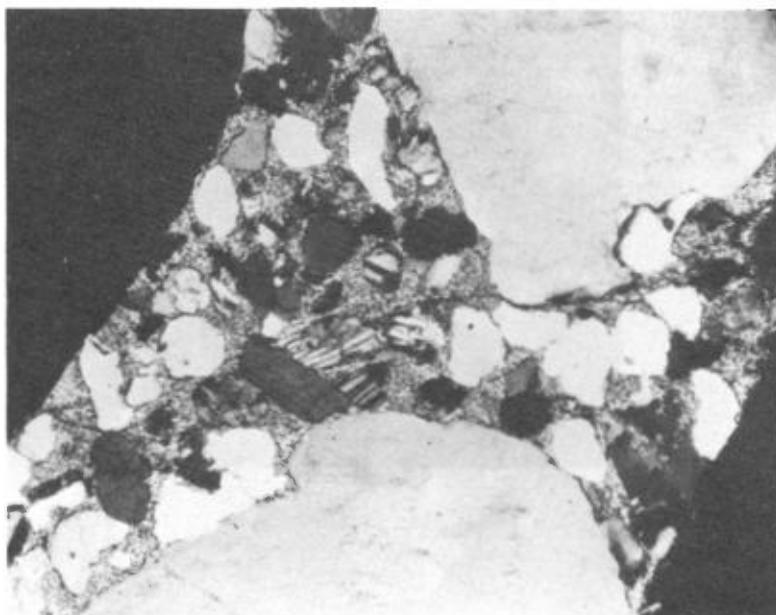
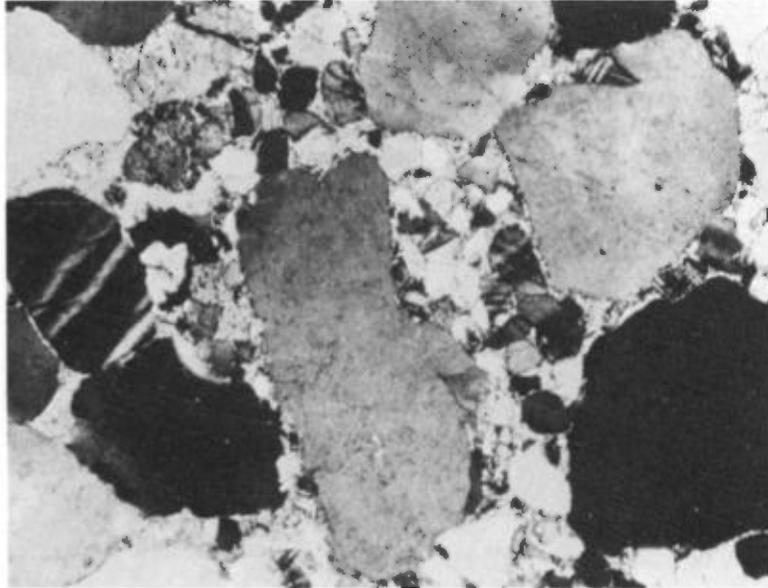


PLANCHE VII

- A) Grès conglomératique très mal trié, nature feldspathique de la fraction sablonneuse.



- B) Grès d'aspect massif très mal trié. Forte teneur en matrice argileuse.

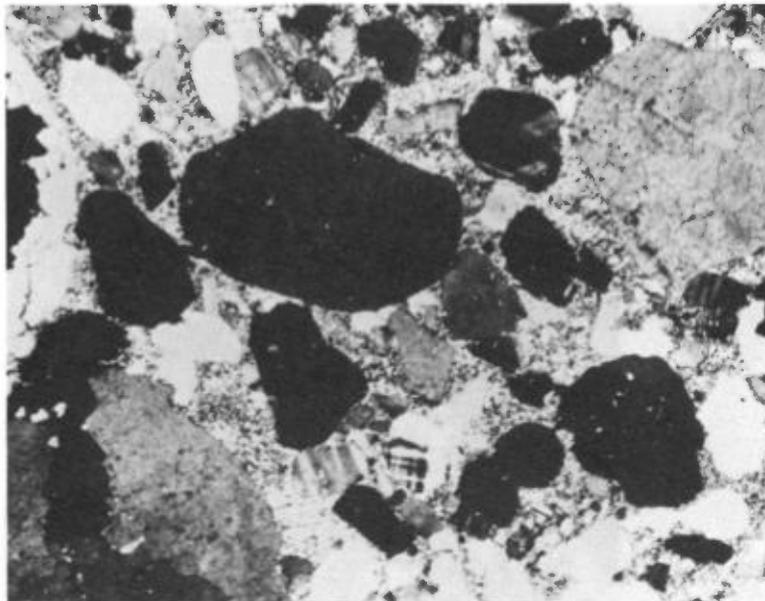


PLANCHE VIII

Stratification entrecroisée et imbrication dans un conglomérat à cailloux de quartz.

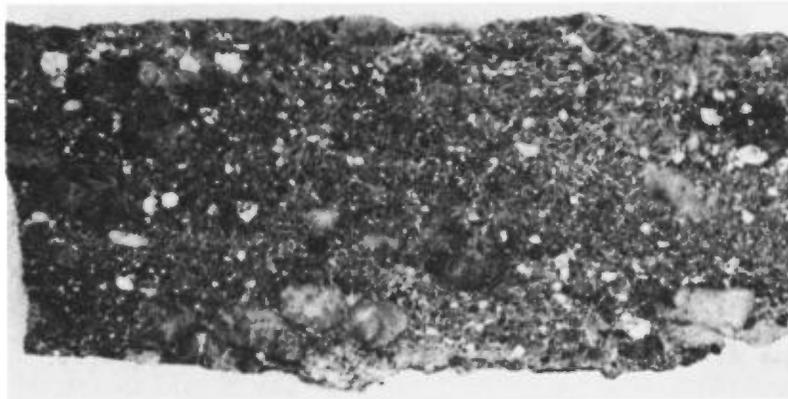
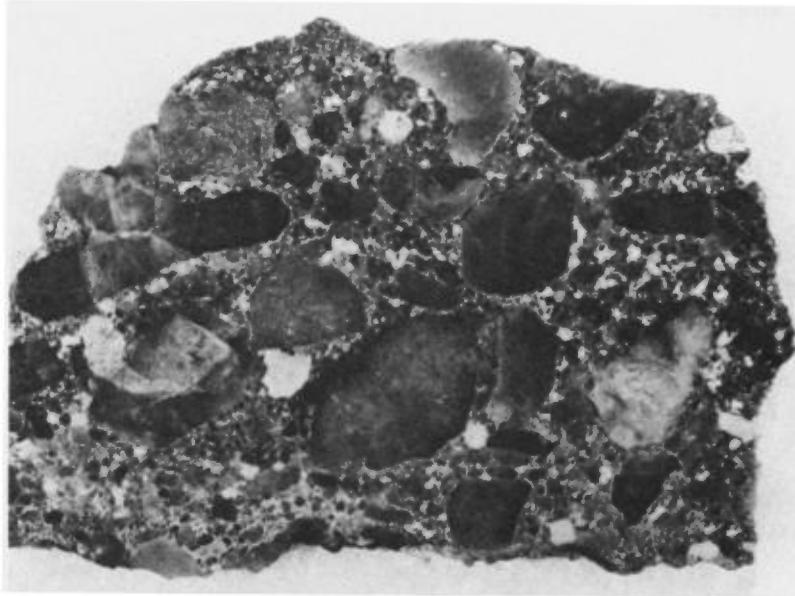


PLANCHE IX

- A) Fabrique ouverte dans un conglomérat à cailloux de quartz et de feldspaths.



- B) Fabrique fermée dans un conglomérat à cailloux de quartz.

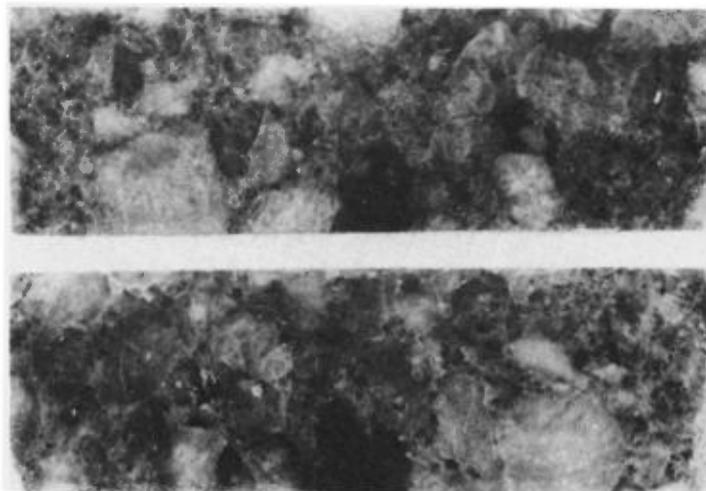
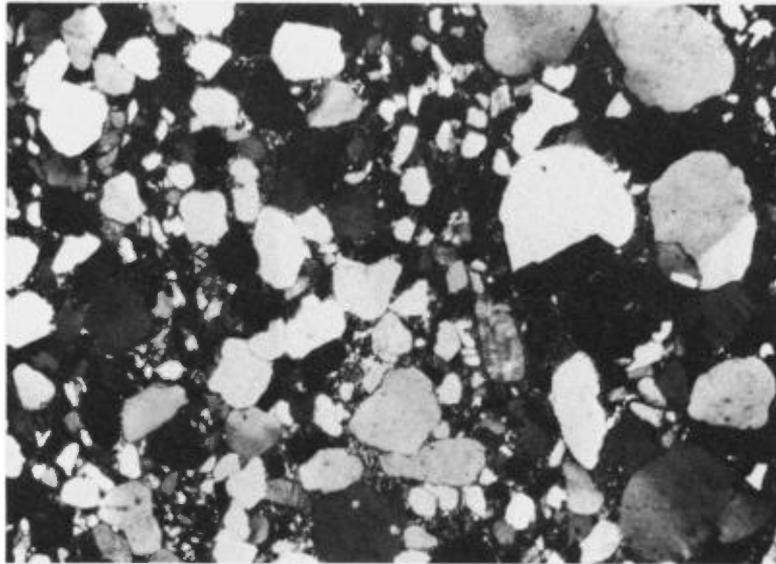


PLANCHE X

- A) Grès finement lité formé par l'alternance de laminations de sable grossier moyen et fin.



- B) Grès finement lité dû à des laminations argileuses. A noter aussi la nature argileuse de la matrice du grès.

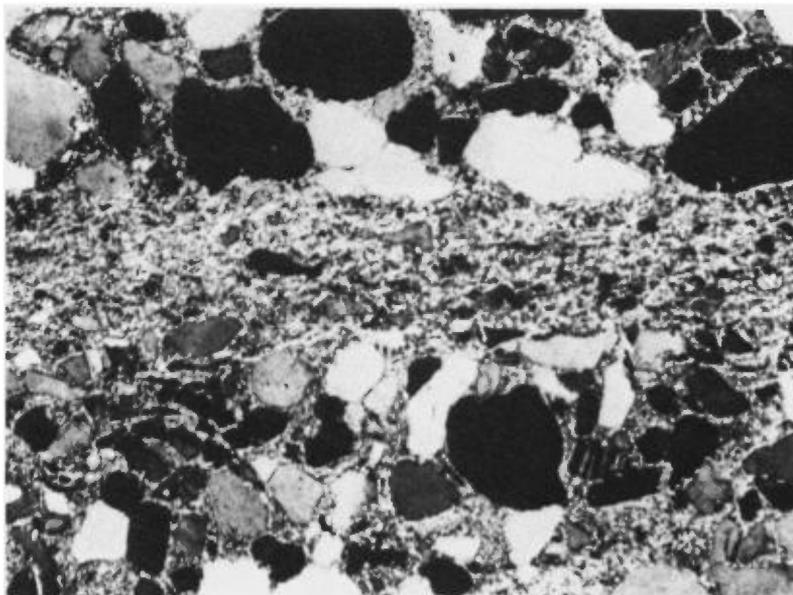


PLANCHE XI

Stratifications entrecroisées dans un grès du Membre de Neilson.

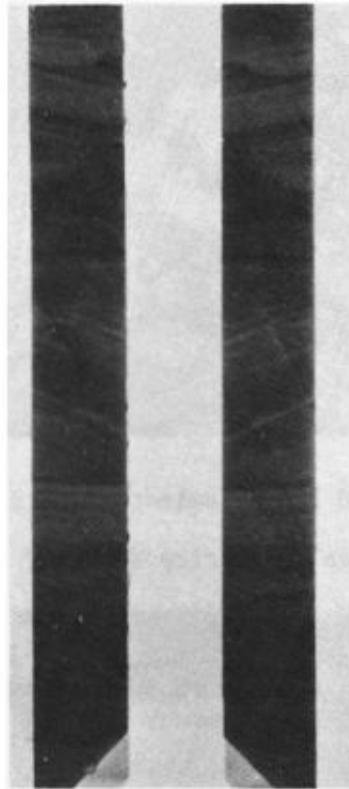
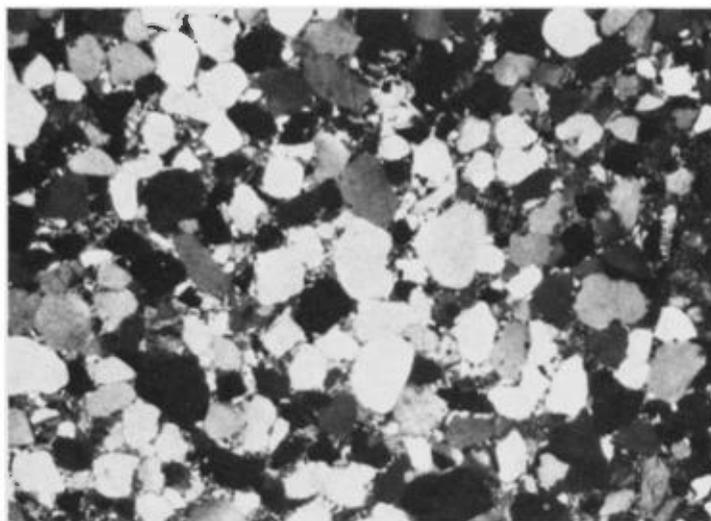


PLANCHE XII

A) Grès d'aspect massif, tri moyen, faible teneur en matrice argileuse.



B) Grès d'aspect massif, tri moyen, forte teneur en matrice argileuse.

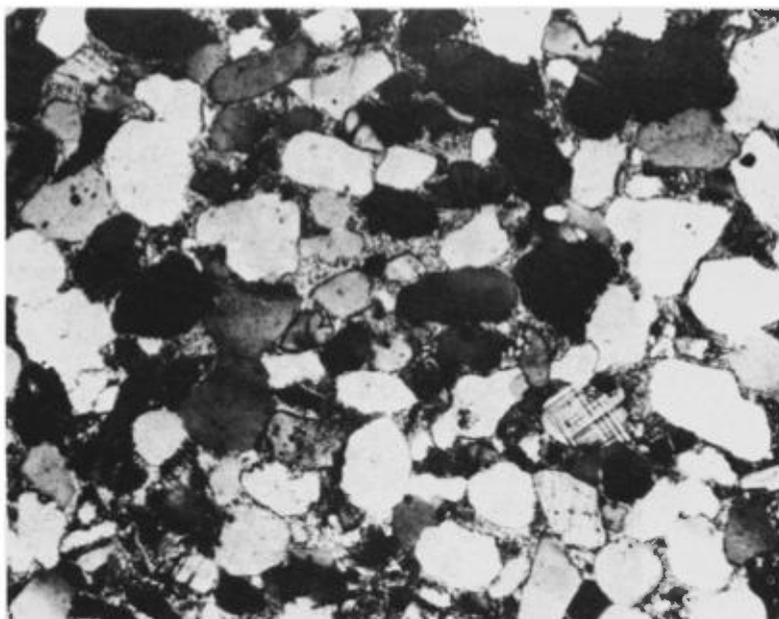
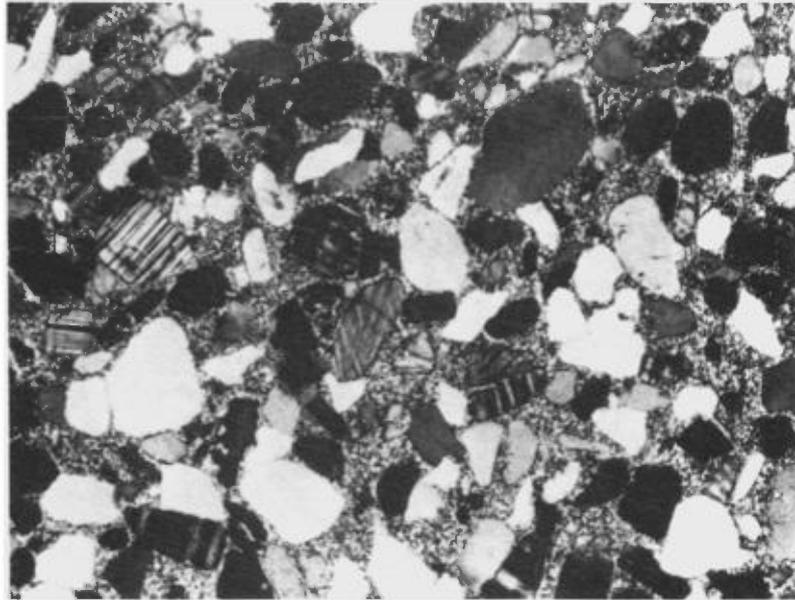


PLANCHE XIII

- A) Grès argileux, Membre de Neilson. Feldspaths potassiques non altérés.



- B) Grès argileux, Membre de Holton. Feldspaths potassiques altérés.

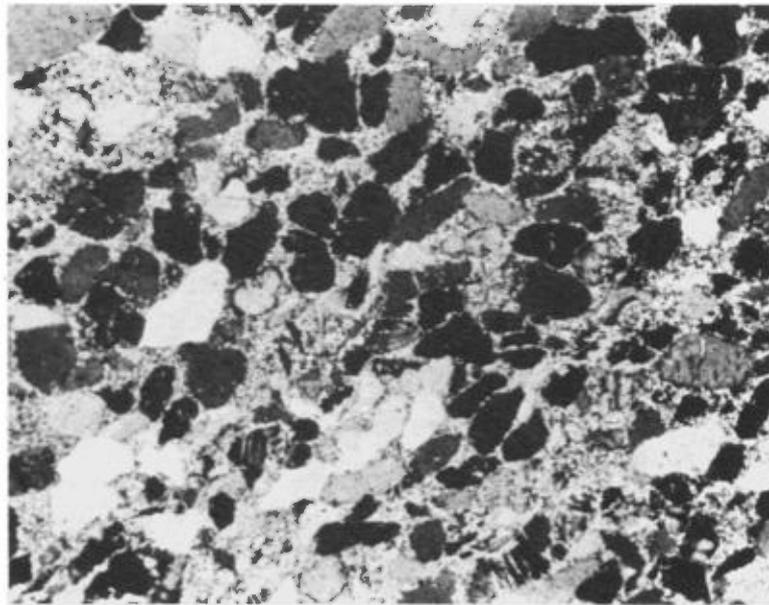
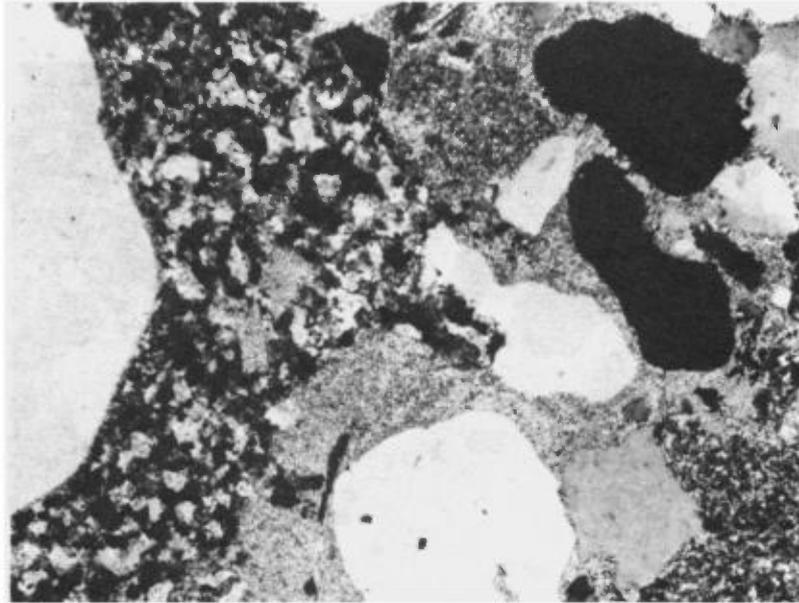


PLANCHE XIV

- A) Fragments de porphyre quartzo-feldspathique altérés dans le conglomérat pétromict.



- B) Fragments de porphyre quartzo-feldspathique altéré dans le conglomérat pétromict. Au centre, particules de quartz volcaniques.

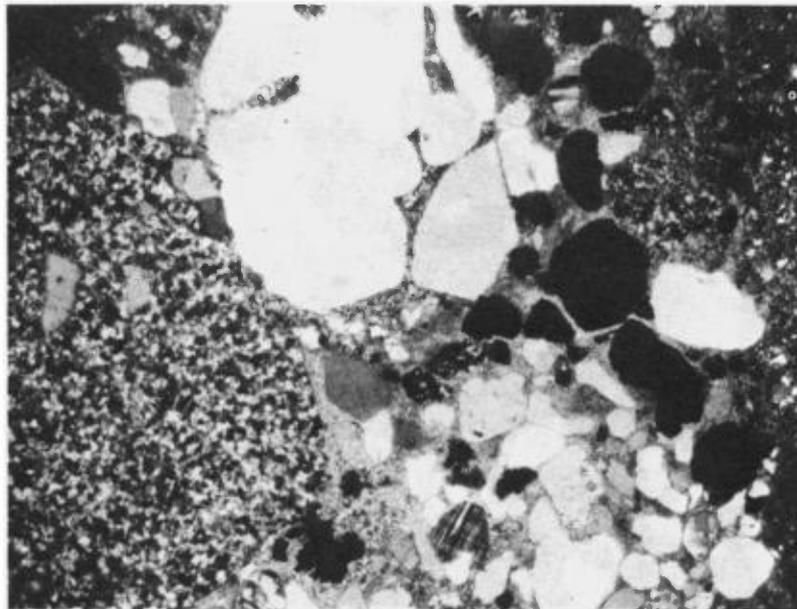
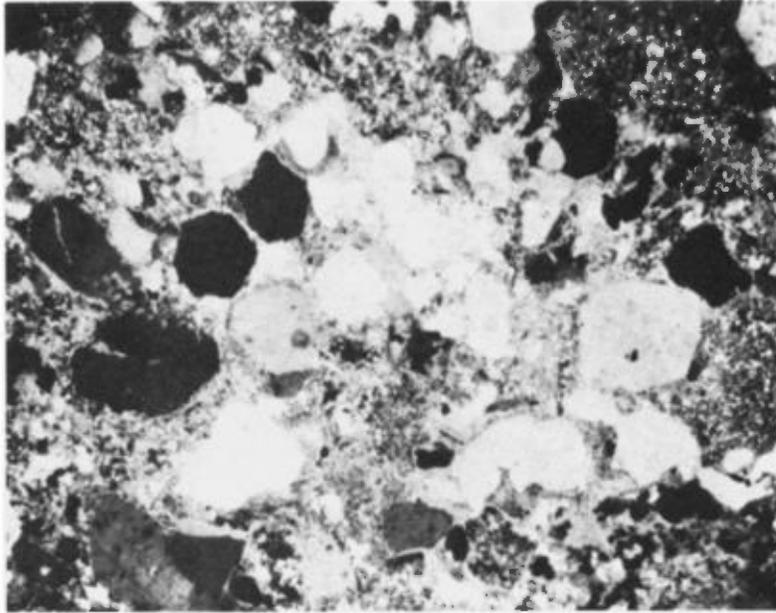


PLANCHE XV

- A) Grès d'aspect massif argileux. Particules de quartz volcaniques dérivées du porphyre quartzo-feldspathique, et particules de porphyre altérées. Base de la Formation de Papaskwasati.



- B) Excroissance de silice (ciment) sur les grains de quartz dans un grès d'aspect massif.

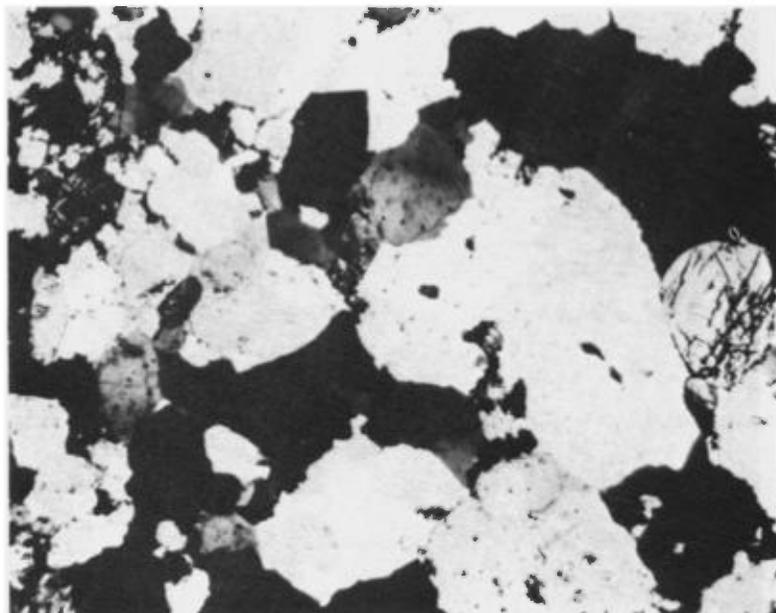
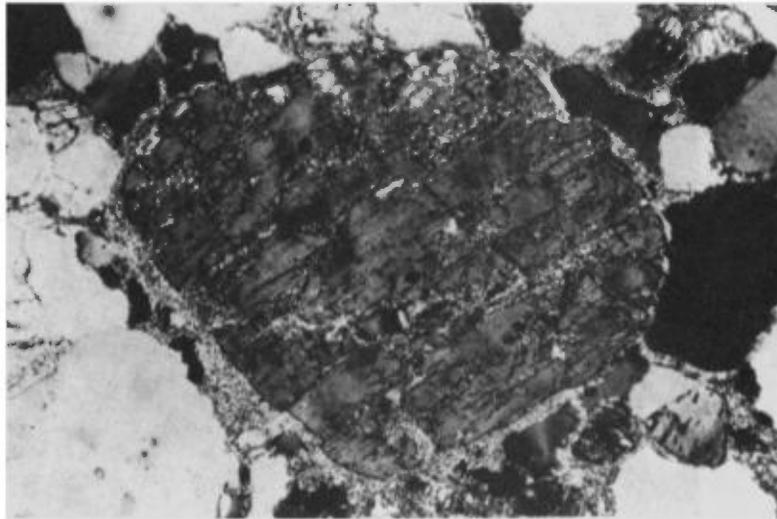


PLANCHE XVI

- A) Feldspath potassique partiellement altéré dans un grès d'aspect massif, mal trié.



- B) Feldspath potassique d'un grès montrant une altération avancée. Noter la diffusion à la bordure du grain.

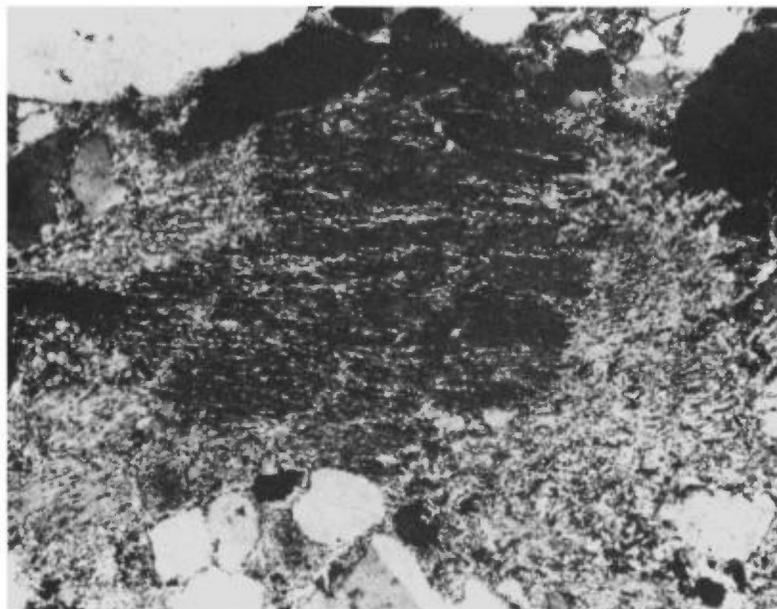
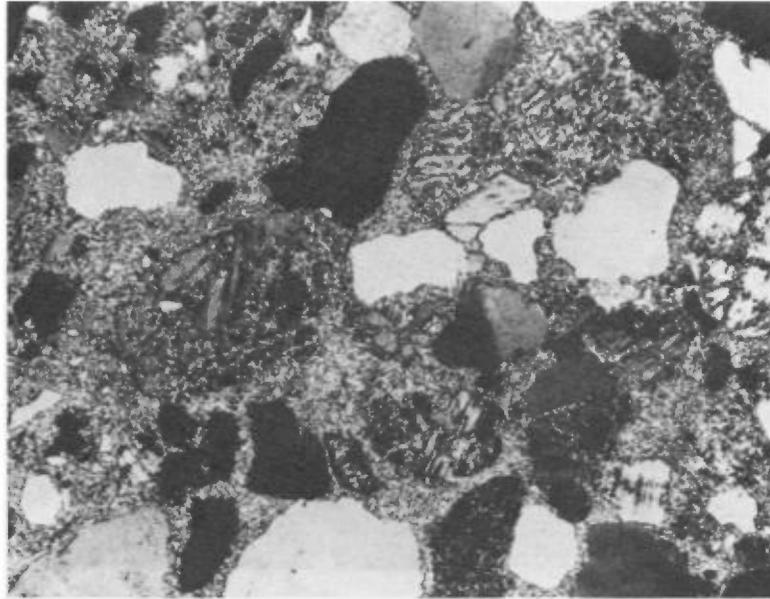


PLANCHE XVII

- A) Divers degrés d'altérations des feldspaths potassiques d'un grès, ayant pour résultat l'augmentation de la quantité de matrice argileuse.



- B) Feldspath potassique d'un grès presque entièrement transformé en illite.

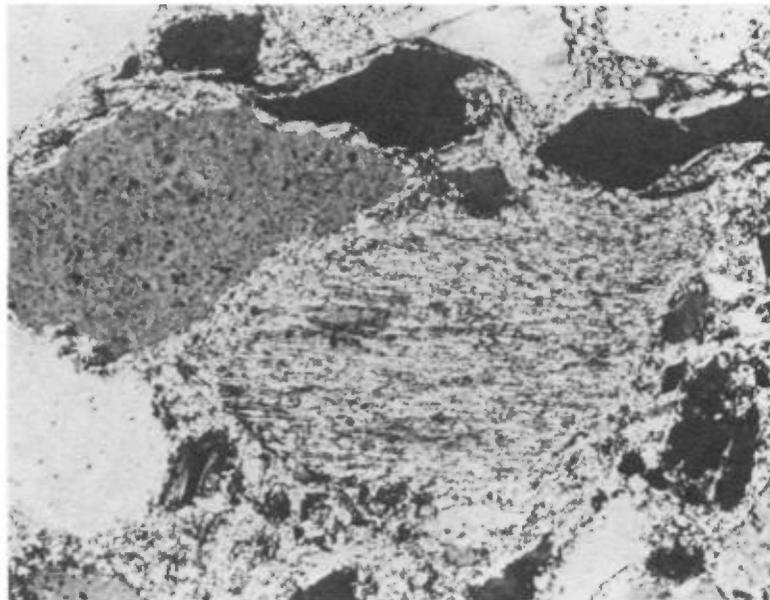
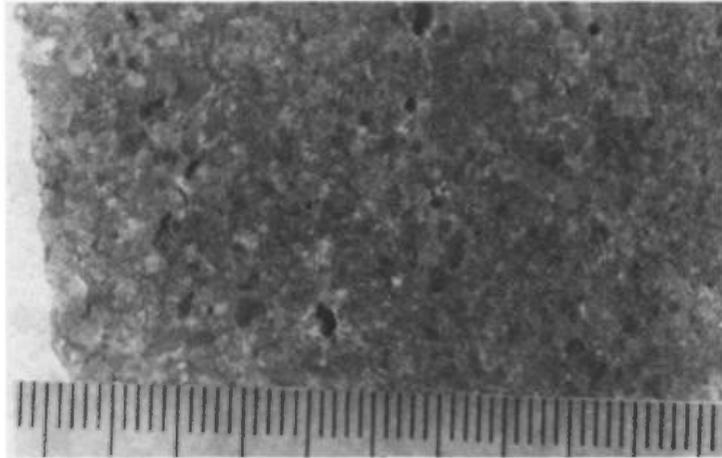


PLANCHE XVI

A) Grès conglomératique riche en feldspaths. Unité E, Membre de Neilson.



B) Conglomérat feldspathique. Unité E, Membre de Neilson.

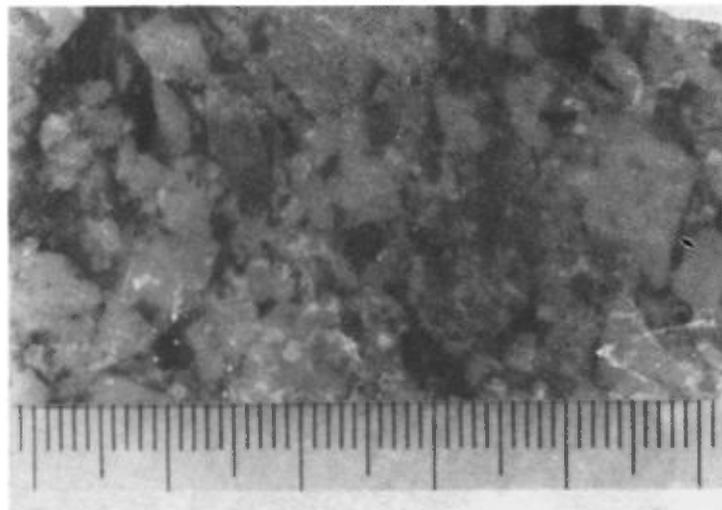
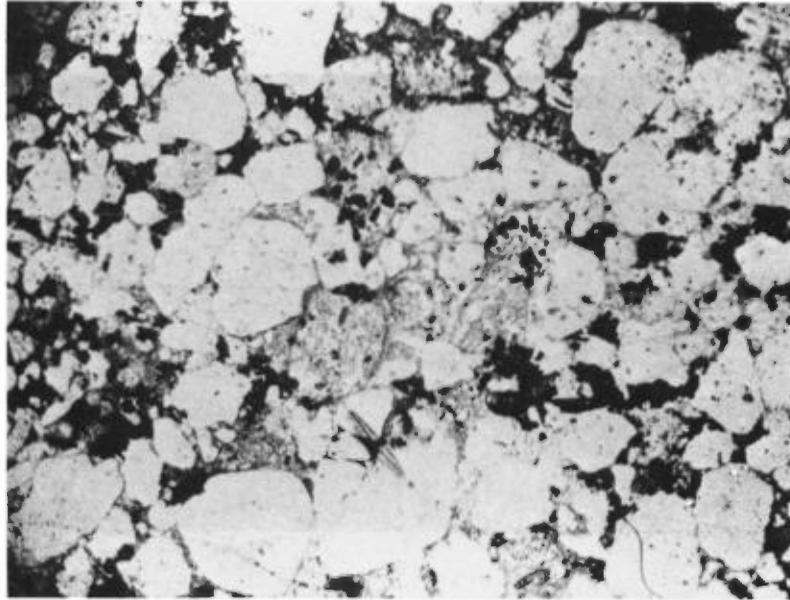


PLANCHE XIX

A) Tourmaline authigène agissant comme ciment dans un grès.



B) Ciment de lazulite dans un grès.

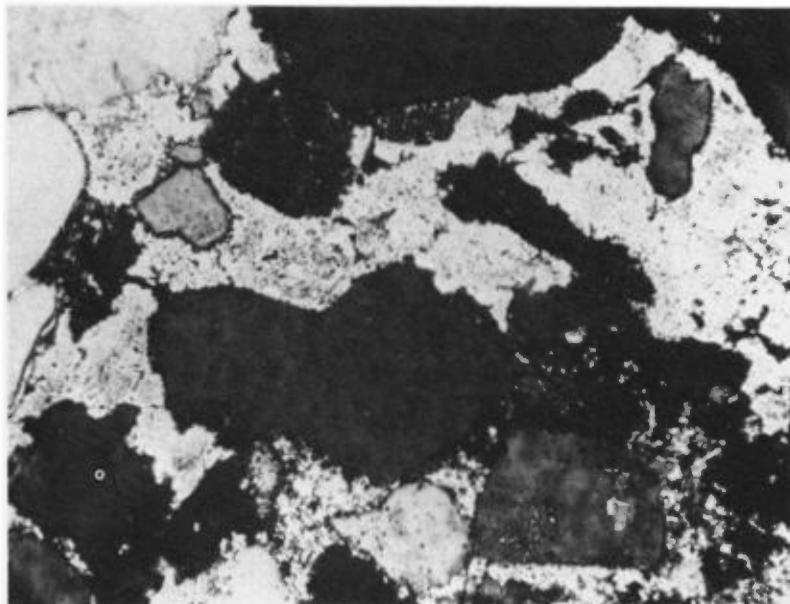


PLANCHE XX

Placer de monazite et de zircon dans un grès de l'unité E du Membre de Neilson.

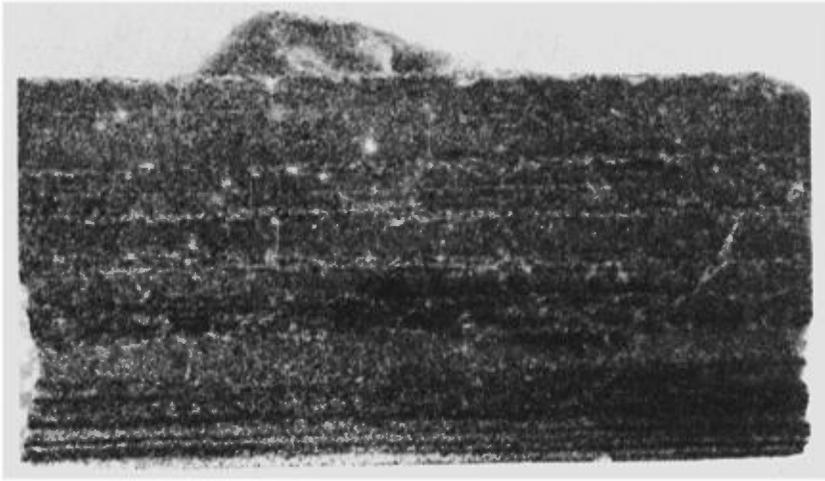
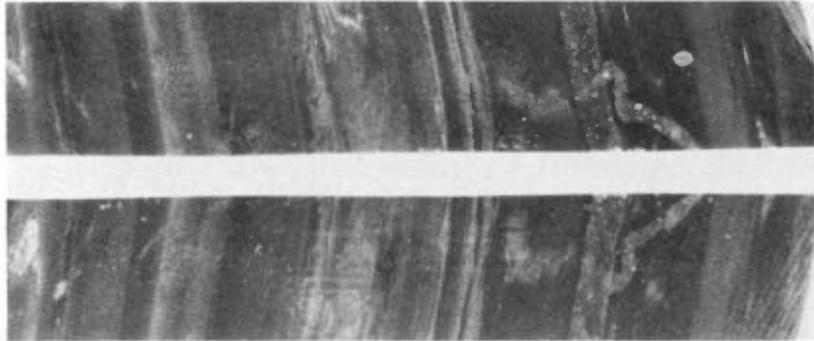


PLANCHE XXI

A) Argilite noire, finement litée.



B) Argilite rouge-brune, laminations obliques.

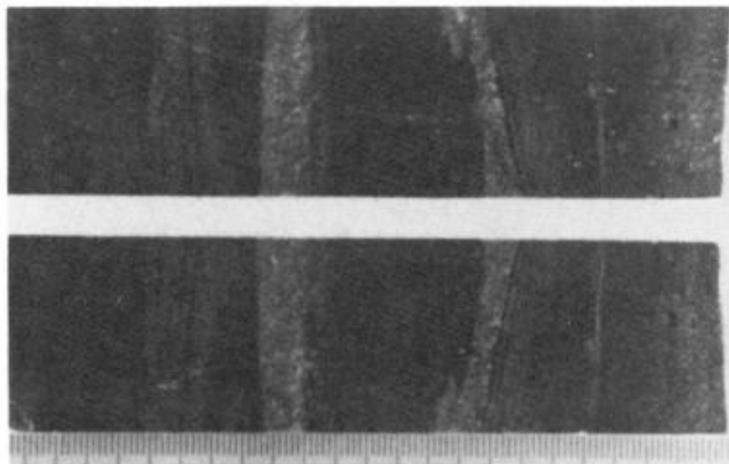
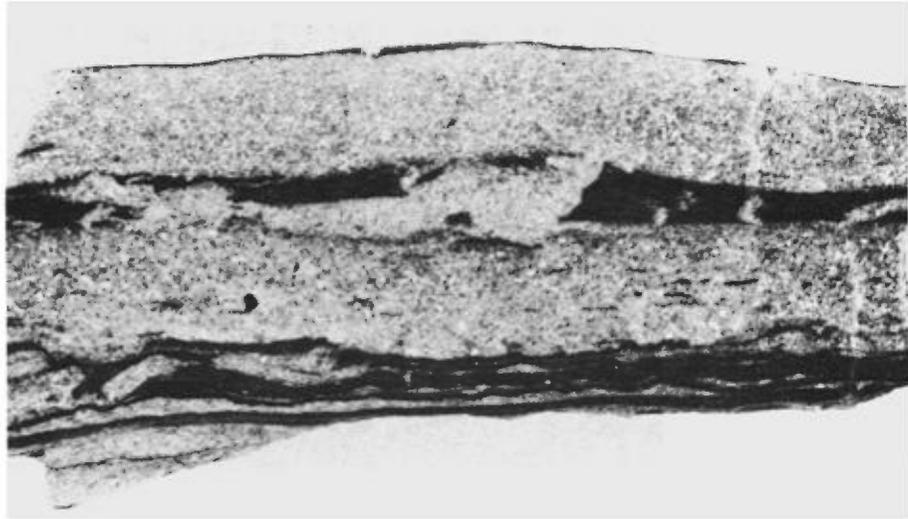


PLANCHE XXII

- A) Feuilletts de "Mudcracks" dans un grès de l'unité E du Membre de Neilson.



- B) Argilite noire finement litée et feuilletts de "Mudcracks".

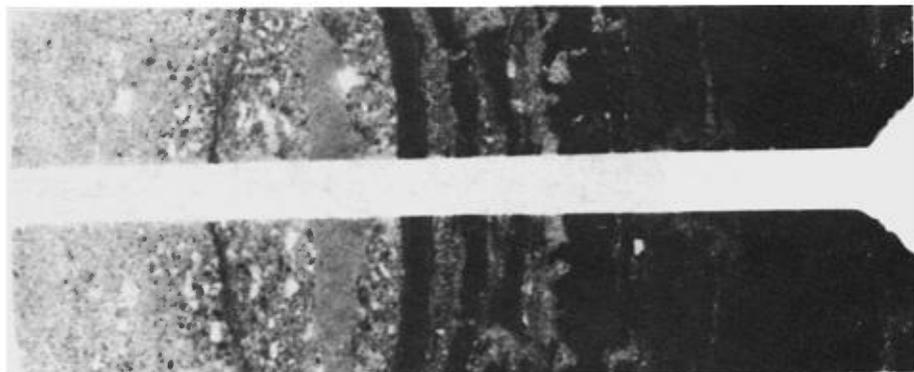
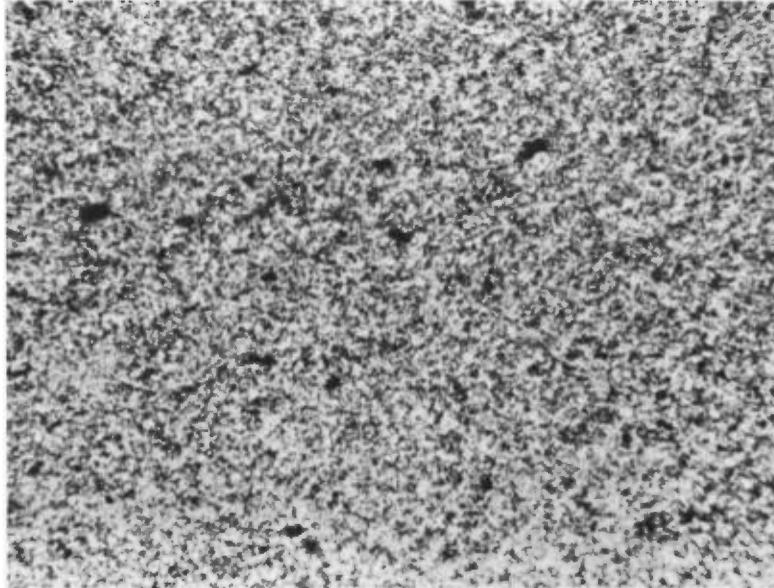


PLANCHE XXIII

A) Microphotographie d'une argilite d'aspect massive, feutrée.



B) Microphotographie d'une argilite silteuse finement litée.

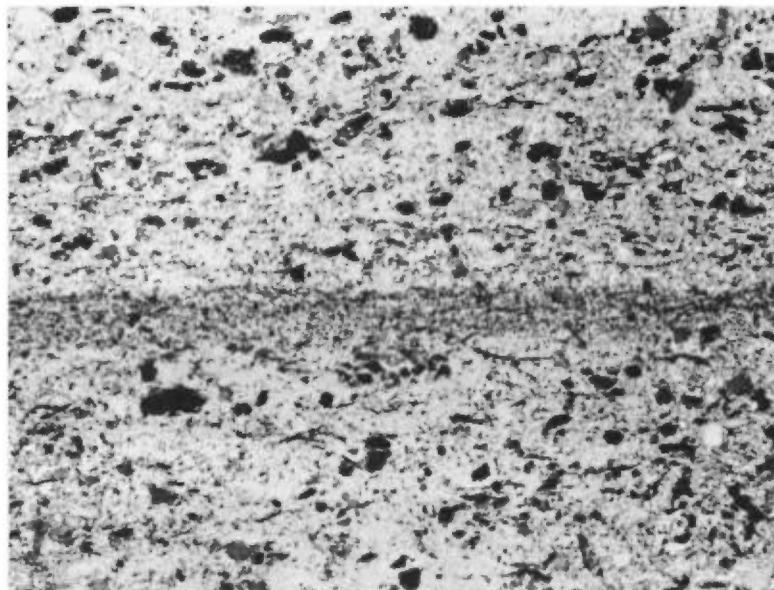
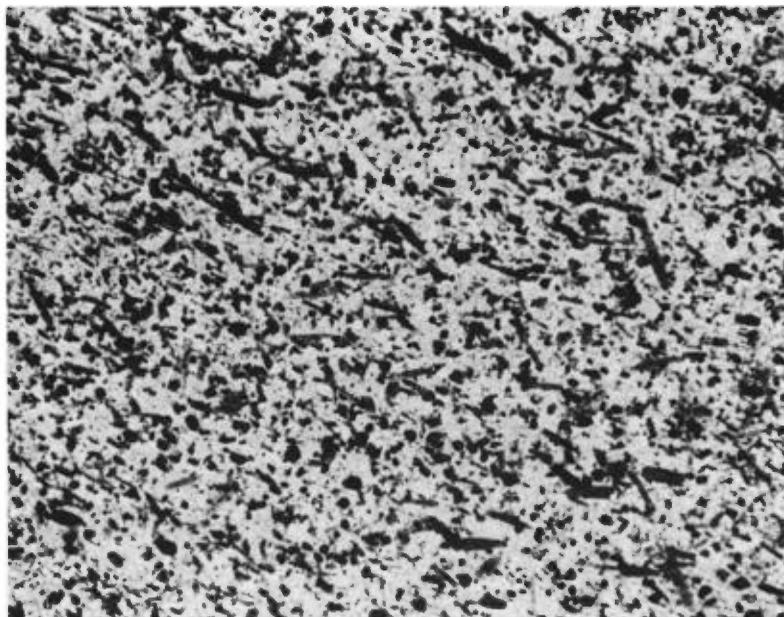


PLANCHE XXIV

A) Microphotographie d'une argilite foncée riche en tourmaline authigène.

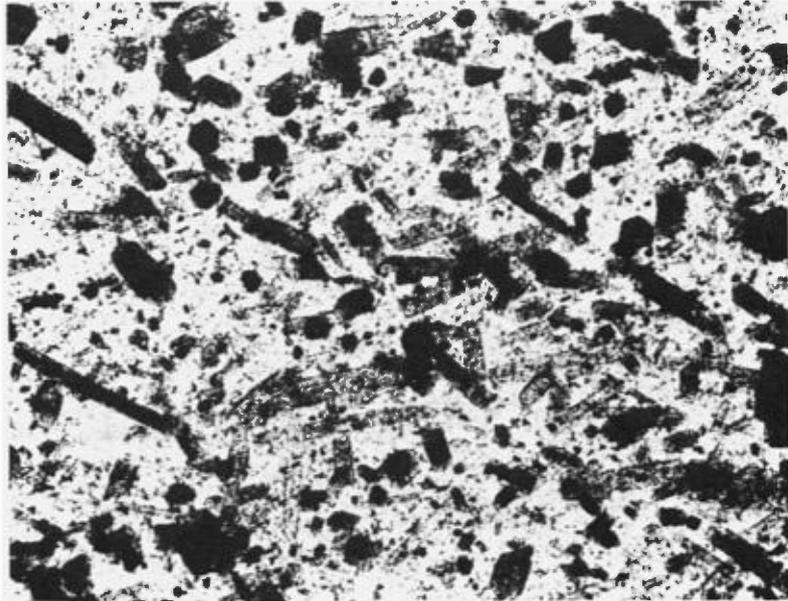


B) Microphotographie d'une argilite silteuse finement litée, riche en hématite authigène.



PLANCHE XXV

- A) Microphotographie d'une argilite foncée montrant la nature prismatique et l'abondance de cristaux de tourmaline authigène.



- B) Microphotographie d'une argilite montrant l'enchevêtrement de deux cristaux de tourmaline authigène.

