

UNIVERSITE DU QUEBEC A CHICOUTIMI

MEMOIRE

PRESENTÉ A

L'UNIVERSITE DU QUEBEC A CHICOUTIMI

COMME EXIGENCE PARTIELLE

DE LA MAITRISE EN SCIENCES DE LA TERRE

PAR

Guy TREMBLAY

ETUDE DES DEFORMATIONS DU METAQUARTZITE

DE LA GALETTE, DU COMTE CHARLEVOIX

MAI 1984



Mise en garde/Advice

Afin de rendre accessible au plus grand nombre le résultat des travaux de recherche menés par ses étudiants gradués et dans l'esprit des règles qui régissent le dépôt et la diffusion des mémoires et thèses produits dans cette Institution, **l'Université du Québec à Chicoutimi (UQAC)** est fière de rendre accessible une version complète et gratuite de cette œuvre.

Motivated by a desire to make the results of its graduate students' research accessible to all, and in accordance with the rules governing the acceptance and diffusion of dissertations and theses in this Institution, the **Université du Québec à Chicoutimi (UQAC)** is proud to make a complete version of this work available at no cost to the reader.

L'auteur conserve néanmoins la propriété du droit d'auteur qui protège ce mémoire ou cette thèse. Ni le mémoire ou la thèse ni des extraits substantiels de ceux-ci ne peuvent être imprimés ou autrement reproduits sans son autorisation.

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

RESUME

Le secteur de la Galette (comté de Charlevoix), recèle des quartzites de bonne qualité. Les quartzites font partie d'une séquence paragneissique fortement plissée et métamorphisée qui décrit un grand synforme en bordure du massif d'anorthosite de St-Urbain. Au moins quatre déformations ductiles (D_1 , D_2 , D_3 , D_4) et des déformations cassantes affectent la séquence de paragneiss. Les déformations ductiles sont responsables de: pour D_1 , de grands plis isoclinaux couchés de direction nord-ouest, sud-est; pour D_2 de la formation de plis ouverts et d'un synforme de direction nord-est, sud-ouest; pour D_3 de la formation d'un synclinal en périphérie du massif d'anorthosite de St-Urbain; pour D_4 , de la formation de plis de type S qui affectent plusieurs masses de quartzite. Une partie du boudinage à l'échelle mésoscopique peut être le résultat d'une ou plusieurs de ces déformations. Les déformations cassantes, faillent la séquence et occasionnent une fracturation pénétrante dans le quartzite.

Ces déformations se retrouvent également à l'intérieur des gisements de quartzite et contrôlent la distribution des impuretés dans les gisements.

Les principaux types d'impuretés rencontrés dans les quartzites sont le fer (Fe_2O_3) et l'aluminium (Al_2O_3). L' Al_2O_3 se retrouve entre autres dans les micas et la sillimanite qui forment à l'occasion de minces lits (0.1 mm à 3 cm) parfois plissés. La compilation stéréographique des attitudes de ces lits et des axes de plis suggère un plissement complexe du type dômes et bassins aplatis. Le Fe_2O_3 se concentre principalement dans les fractures qui auraient servi de canalisation à sa migration, mais se retrouve aussi dans le quartzite sous forme de grains d'hématite et de magnétite ayant subi au moins la dernière phase de déformation. Les teneurs en Fe_2O_3 et Al_2O_3 du quartzite forment eux aussi des couches et horizons qui suivent un patron en dômes et bassins. Les fractures forment un réseau orthogonal (subhorizontal, ENE-WSW, NNE-SSE) globalement parallèle et perpendiculaire à l'allongement des gisements et à mailles généralement millimétriques et plus rarement centimétriques. La pureté du quartzite semble donc déterminée par deux facteurs: sa composition initiale avec bancs de qualité variable maintenant distordus par un plissement complexe et par la migration du fer selon un réseau orthogonal de fractures.

TABLE DES MATIERES

| | Page |
|---|------|
| RESUME..... | i |
| TABLE DES MATIERES..... | ii |
| LISTE DES FIGURES..... | vi |
| LISTE DES PLANCHES..... | x |
| LISTE DES TABLEAUX..... | xii |
| LISTE DES ANNEXES..... | xiii |
| LISTE DES CARTES..... | xiv |
| REMERCIEMENTS..... | xv |
| INTRODUCTION..... | 1 |
| CHAPITRE I - SYNTHESE GEOLOGIQUE REGIONALE..... | 3 |
| A GEOLOGIE REGIONALE..... | 3 |
| 1. Situation géographique et géologique..... | 3 |
| 2. Synforme périphérique..... | 6 |
| B DESCRIPTION DE LA SEQUENCE PARAGNEISSIQUE..... | 6 |
| 1. Le Groupe des Martres..... | 6 |
| 2. Séquence stratigraphique..... | 9 |
| 2.1 Introduction..... | 9 |
| 2.2 Analyse de la fréquence des contacts... | 9 |
| 2.3 Coupe géologique..... | 12 |
| C DESCRIPTION DES UNITES..... | 17 |
| 1. Les charnockites..... | 17 |

| | Page |
|--|------|
| 2. Les gneiss quarzo-feldspathiques..... | 18 |
| 3. Les gneiss quartzeux à grenat, sillimanite et cordiérite..... | 19 |
| 4. Les calcsilicates..... | 20 |
| 5. Les amphibolites..... | 21 |
| 6. Les quartzites..... | 22 |
| D DESCRIPTION DES GISEMENTS DE QUARTZITES..... | 23 |
| 1. Gisements A B..... | 27 |
| 2. Gisement C..... | 27 |
| 3. Gisement D..... | 28 |
| 4. Gisement F..... | 29 |
| 5. Gisement G..... | 29 |
| 6. Gisement H..... | 30 |
| 7. Gisement I..... | 30 |
| 8. Gisement K..... | 31 |
| 9. Le bloc sud..... | 31 |
| CHAPITRE II - ANALYSE STRUCTURALE..... | 33 |
| A DEFORMATIONS DUCTILES..... | 33 |
| 1. Plissement régional..... | 33 |
| 1.1 Introduction..... | 33 |
| 1.2 Style de plissement..... | 33 |
| i) la foliation..... | 33 |
| ii) dykes et veines..... | 34 |
| 1.3 Compilation des éléments structuraux... | 34 |
| i) Foliation et plans axiaux..... | 34 |
| ii) Axe de plis et crénulations..... | 40 |
| iii) Linéations minérales..... | 40 |
| 2. Déformation ductile des quartzites..... | 40 |

| | Page |
|---|------|
| 2.1 Introduction..... | 40 |
| 2.2 A l'échelle des gisements..... | 43 |
| 2.3 Mésostuctures des gisements C et I.... | 43 |
| 2.4 Le boudinage..... | 47 |
| 2.5 Textures des quartzites..... | 47 |
| 3. Synthèse et interprétation..... | 51 |
| B DEFORMATIONS CASSANTES..... | 52 |
| 1. Introduction..... | 52 |
| 2. Fracturation et microfracturation dans les quartzites..... | 52 |
| 3. Zones broyées et cisaillées dans les quartzites..... | 53 |
| 4. Les failles régionales..... | 57 |
| i) Faille du lac des Cavernes..... | 57 |
| ii) Faille du gisement I..... | 60 |
| iii) Faille Nord-Sud..... | 60 |
| iv) Faille de la Rivière du Gouffre..... | 60 |
| v) Autres failles et linéaments..... | 61 |
| 5. Synthèses et interprétation..... | 61 |
| CHAPITRE III - ANALYSE CHIMIQUE ET GEOMETRIQUE..... | 64 |
| A INTRODUCTION..... | 64 |
| B DISTRIBUTION DE L'ALUMINIUM (Al_2O_3)..... | 64 |
| 1. Occurrence et distribution statistique..... | 64 |
| 2. Valeur stratigraphique de l'aluminium..... | 65 |
| C DISTRIBUTION DU FER (Fe_2O_3)..... | 69 |
| 1. Occurrence et distribution statistique..... | 69 |
| 2. Valeur stratigraphique du fer..... | 71 |

| | Page |
|---|------|
| D RELATION ENTRE LE FER ET L'ALUMINIUM..... | 76 |
| E GEOMETRIE DU GISEMENT C..... | 79 |
| 1. Identification d'un bassin structural allongé..... | 79 |
| 2. Discontinuité et extension à l'ensemble du gisement..... | 80 |
| DISCUSSION..... | 85 |
| CONCLUSION..... | 101 |
| REFERENCES..... | 104 |

LISTE DES FIGURES

| | Page |
|---|------|
| FIGURE 1 Localisation géographique et géologique..... | 4 |
| FIGURE 2 Géologie régionale..... | 5 |
| FIGURE 3 Projection stéréographique des pôles de plans de foliations à la charnière du synforme..... | 7 |
| FIGURE 4 Géologie de la séquence de paragneiss et locali- sation des gisements..... | 10 |
| FIGURE 5 Coupe géologique AA' | 14 |
| FIGURE 6 Coupe géologique BB' | 15 |
| FIGURE 7 Séquence stratigraphique retenue d'après l'ana- lyse de la fréquence des contacts et les coupes géologiques..... | 16 |
| FIGURE 8 Dyke d'amphibolite plissé et boudiné, les bou- dins se transposent parallèlement au plan axial. | 37 |
| FIGURE 9 Horizon feldspathique dans l'amphibolite concor- dante plissé isoclinalement et repris par une deuxième déformation..... | 37 |
| FIGURE 10 Projection stéréographique des pôles de plans de foliations (ces foliations ont été prises dans la charnockite)..... | 38 |
| FIGURE 11 Projection stéréographique des pôles de plans axiaux..... | 39 |

| | Page |
|---|------|
| FIGURE 12 Projection stéréographique des axes de plis et axes de crénulations de la séquence de para- gneiss..... | 41 |
| FIGURE 13 Projection stéréographique des linéations miné- rales de l'ensemble de la séquence..... | 42 |
| FIGURE 14a Localisation des mésostructures observées dans la demie sud-ouest du gisement C..... | 44 |
| FIGURE 14b Coupe longitudinale de la demie sud-ouest du gîte C. Les flèches représentent des axes de plis ou des axes de linéations minérales..... | 44 |
| FIGURE 15 Projection stéréographique des axes de plis et linéations minérales mesurés sur le gîte C..... | 45 |
| FIGURE 16 Projection stéréographique des pôles des plans formés par les horizons alumineux..... | 46 |
| FIGURE 17 Horizon feldspathique du gisement I montrant les effets de deux déformations..... | 48 |
| FIGURE 18 Projection stéréographique des axes de plis et linéations minérales mesurés sur le gisement I.. | 49 |
| FIGURE 19 Projection stéréographique des pôles des plans de fracture mesurés sur le gîte C..... | 54 |
| FIGURE 20 Projection stéréographique des pôles des plans de fracture affectés par de l'hématitisation.... | 56 |
| FIGURE 21 Projection orthogonale à la faille du lac des Ca- vernes, des brèches et zones d'intenses fractura- tions dans le quartzite du gisement C..... | 59 |

| | Page |
|---|------|
| FIGURE 22 Localisation des failles et linéaments à l'échelle de la séquence paragneissique..... | 63 |
| FIGURE 23 Histogramme des fréquences des teneurs en Al_2O_3 du gisement C..... | 66 |
| FIGURE 24 Droite de Henry des teneurs en Al_2O_3 du gîte C.. | 67 |
| FIGURE 25 Histogramme des fréquences des teneurs en Fe_2O_3 du gisement C..... | 72 |
| FIGURE 26 Droite de Henry des teneurs en fer du gîte C.... | 73 |
| FIGURE 27 Projection orthogonale à la faille du lac des Cavernes des fortes valeurs en Fe_2O_3 du quart-zite du gisement C..... | 74 |
| FIGURE 28 Diagramme de corrélation des teneurs en fer (ordonnée) en fonction des teneurs en aluminium (abcisse). Les teneurs se situent dans le secteur à l'ouest de la faille du lac des Cavernes. | 77 |
| FIGURE 29 Diagramme de corrélation des logarithmes népériens des teneurs en fer en fonction des teneurs en aluminium. Les fortes teneurs en fer sont exclues..... | 78 |
| FIGURE 30 Coupe transversale du gisement C montrant le plissement des couches d'isoteneurs en Al_2O_3 | 81 |
| FIGURE 31 Coupe longitudinale du gisement C montrant l'ondulation des couches d'isoteneurs en Al_2O_3 (secteur compris entre les lignes 4+50 et 12+50).... | 82 |
| FIGURE 32 Position des traces axiales des dômes et bassins sur le niveau 850..... | 84 |

| | Page |
|--|------|
| FIGURE 33 Schéma montrant l'allure des plis isoclinaux cou- chés de la phase D ₁ et l'isolement d'un bloc de la séquence paragneissique par les roches charnockitique..... | 88 |
| FIGURE 34 Schéma montrant le synforme de la déformation D ₂ | 89 |
| FIGURE 35 a Allure de la séquence paragneissique après la déformation D ₂ | 90 |
| b Allure de la séquence paragneissique après la déformation D ₃ | 90 |
| FIGURE 36 Schéma montrant les traces axiales des différen- tes déformations..... | 91 |
| FIGURE 37 Exemple de superposition de plis pouvant mener à la configuration du gisement C..... | 93 |
| FIGURE 38 Résultat de la superposition des plis de la phase D ₂ et D ₄ de la figure 37..... | 94 |

LISTE DES PLANCHES

| | Page | |
|------------|--|----|
| PLANCHE 1 | Horizon feldspathique dans le quartzite..... | 24 |
| PLANCHE 2 | Horizon à sillimanite (alumineux) dans le quart- zite..... | 24 |
| PLANCHE 3 | Laminés de magnétite (en gris) dans le quartzite | |
| PLANCHE 4 | Quartzite ayant une texture granoblastique iné- quigranulaire..... | 25 |
| PLANCHE 5 | Quartzite ayant une texture polygonale aplatie.. | |
| PLANCHE 6 | Rubannement du gneiss quartzeux décrivant des plis ouverts..... | 35 |
| PLANCHE 7 | Foliation crénulée..... | 35 |
| PLANCHE 8 | Veine de quartz plissée avec une foliation de plan axial..... | 36 |
| PLANCHE 9 | Horizon quartzitique dans le gneiss quartzeux, l'horizon est boudiné et les boudins sont légè- rement tordus..... | 50 |
| PLANCHE 10 | Quartzite ayant un pourcentage de minéraux acces- soires supérieur à 1% avec une texture granoblas- tique isogranulaire, mais une fine granulométrie (champ = 15 mm)..... | 50 |
| PLANCHE 11 | Plans de fracture ayant un placage en hématite.. | 55 |
| PLANCHE 12 | Quartzite affecté par une microfracturation dis- | |

| | Page |
|--|------|
| continue avec un placage en oxyde de fer..... | 58 |
| PLANCHE 13 Brèche de faille dans le quartzite, elle se com- pose de fragments de quartz anguleux dans une matrice composée de poudre de quartz très fine et à l'occasion d'oxyde de fer..... | 58 |

LISTE DES TABLEAUX

| | Page |
|---|------|
| TABLEAU I Coupe type de la Formation de la Galette, tirée de Rondot (1979)..... | 8 |
| TABLEAU II Fréquences des contacts entre les diverses li- thologies..... | 11 |
| TABLEAU III Fréquences cumulatives des teneurs en Al ₂ O ₃ du gisement C..... | 68 |
| TABLEAU IV Fréquences cumulatives des teneurs en Fe ₂ O ₃ du gisement C..... | 70 |
| TABLEAU V Normalisation du nombre de valeurs anormales par 100 mètres de forages traversant le quartzite... | 75 |

LISTE DES ANNEXES

| | Page |
|---|------|
| ANNEXE I Description pétrographique des quartzites..... | 102 |
| ANNEXE II Tableau des classes de qualité de quartzite de la compagnie Soquem..... | 116 |
| ANNEXE III Interprétation des couches d'isoteneurs le long des forages..... | 118 |

L I S T E D E S C A R T E S

Géologie régionale: Plan 21-25, blocs D à G, 5 à 9

Plan 21-26, blocs D à G, 10 à 14

Plan 21-27, blocs H à K, 5 à 9

Secteur du lac des Ilets

Gisement C : Carte des analyses chimiques du gisement
C, axe C L6+00, L11+00, ech. 1:1 000

REMERCIEMENTS

Je tiens à remercier toutes les personnes qui m'ont permis de mener à bien ce projet. Notamment: M. Denis W. Roy, mon directeur de thèse, pour ses nombreux conseils et encouragements, ainsi que les professeurs Gérard Woussen et Erich Dimroth (membre du comité de thèse) pour leurs critiques constructives.

Je tiens également à remercier M. Marcel Vallée, ing., chef géologue de la mise en valeur à la compagnie SOQUEM et membre du comité de thèse, et M. Jean Gilbert, géologue (SOQUEM), pour les discussions et les nombreux conseils qu'ils m'ont prodigués pendant la réalisation de cette recherche. Ainsi que la compagnie SOQUEM pour toute l'aide qu'elle m'a apportée.

Finalement, je tiens à souligner la coopération de tout le personnel du département des sciences de la terre de l'Université du Québec à Chicoutimi qui fut d'une aide très précieuse.

INTRODUCTION

Le quartz sert à la fabrication de silicium métallique, de ferrosilicium, de carbure de silicium, s'utilise comme fondant et entre dans la composition du verre. Son abondance dans la croûte terrestre (12%) en fait une ressource quasi-inépuisable. Toutefois l'exploitation commerciale se limite aux gîtes les plus purs car les usagers imposent des normes de qualité très rigoureuses. Par exemple, le pourcentage de silice doit être supérieur à 95% lorsqu'on l'utilise comme fondant, et supérieur à 99% pour la plupart des autres utilisations. Certains éléments comme le fer, l'aluminium, le chrome, le calcium, le cobalt, le phosphore et l'arsenic doivent autant que possible être absents.

La région de Charlevoix recèle des quartzites de haute pureté. Leur découverte remonte à 1946 (Rondot, 1979). En 1965, Leeds Metals estime un gisement à 33 millions de tonnes près du lac de la Tour (secteur des gisements du sud). A la fin des années 1960, Rondot (1966, 1969, 1971, 1972) met en évidence de nouvelles bandes de quartzite et souligne leur intérêt économique, ce qui amène des prospecteurs à effectuer des travaux dans la région. En 1974, Rondot évalue un des gîtes à plus de 50 millions de tonnes métriques de silice facilement exploitable. Faisant suite à ces travaux, la compagnie Baskatong Quartz débute une exploitation en 1976 pour le compte de

SKW (Lamarche 1976), tandis que Rondot et Marleau (1977) évaluent le potentiel en silice de la région. Finalement, depuis 1979, la compagnie SOQUEM effectue divers travaux de mise en valeur sur les masses de quartzite de la Galette et c'est dans le cadre de ces travaux que nous proposons une étude de la distribution et de la configuration des bandes et gisements de silice de haute pureté.

La qualité des gisements de la Galette est exprimée selon la variation des teneurs des éléments fer (Fe_2O_3) et aluminium (Al_2O_3). Leur distribution revêt donc une grande importance dans une éventuelle exploitation. Les présents travaux ont pour but de mieux connaître la distribution de ces éléments et par conséquent la configuration géométrique des horizons de haute teneur en silice ainsi que leur continuité et les contrôles qui jouent sur la distribution du fer et de l'aluminium.

Pour ce faire, nous proposons une analyse structurale régionale suivie d'une analyse structurale et chimique d'un des gisements afin d'identifier le rôle des déformations sur la configuration des couches de haute teneur en silice.

CHAPITRE I

SYNTHESE GEOLOGIQUE REGIONALE

A. GEOLOGIE REGIONALE

1. Situation géographique et géologique

Les gisements de silice de Charlevoix se situent dans le secteur de la Galette à environ 140 km au nord-est de la ville de Québec (Fig. 1). Les gîtes se constituent de niveaux quartzitiques qui font partie d'une séquence paragneissique plissée et métamorphisée. Cette séquence de paragneiss se trouve à l'intérieur des Terrains Granulitiques Centraux (Central Granulite Terrain) de la province géologique du Grenville (Fig. 1) (Wynne Edwards, 1972). Rondot (1979), que nous résumons ci-bas, décrit l'ensemble de la région comme des groupes métasédimentaires et métavolcaniques qui apparaissent en enclaves et lambeaux plus ou moins continus dans une zone d'intrusions charnockitiques et anorthositiques.

La séquence paragneissique de la Galette et ses niveaux de quartzites font partie du Groupe des Martres (tableau 1). Cette séquence paragneissique est fortement plissée et le métamorphisme atteint le faciès amphibolitite supérieur à granulite. Elle décrit un grand synforme lui-même courbé autour de l'extrémité nord du massif d'anorthosite de St-Urbain. Des roches charnockitiques occupent le cœur du synforme et bordent la séquence à l'ouest et au nord (Fig. 2). Le dernier événement tectonique majeur qui joue sur la séquence occasionne des systèmes de failles de direc-

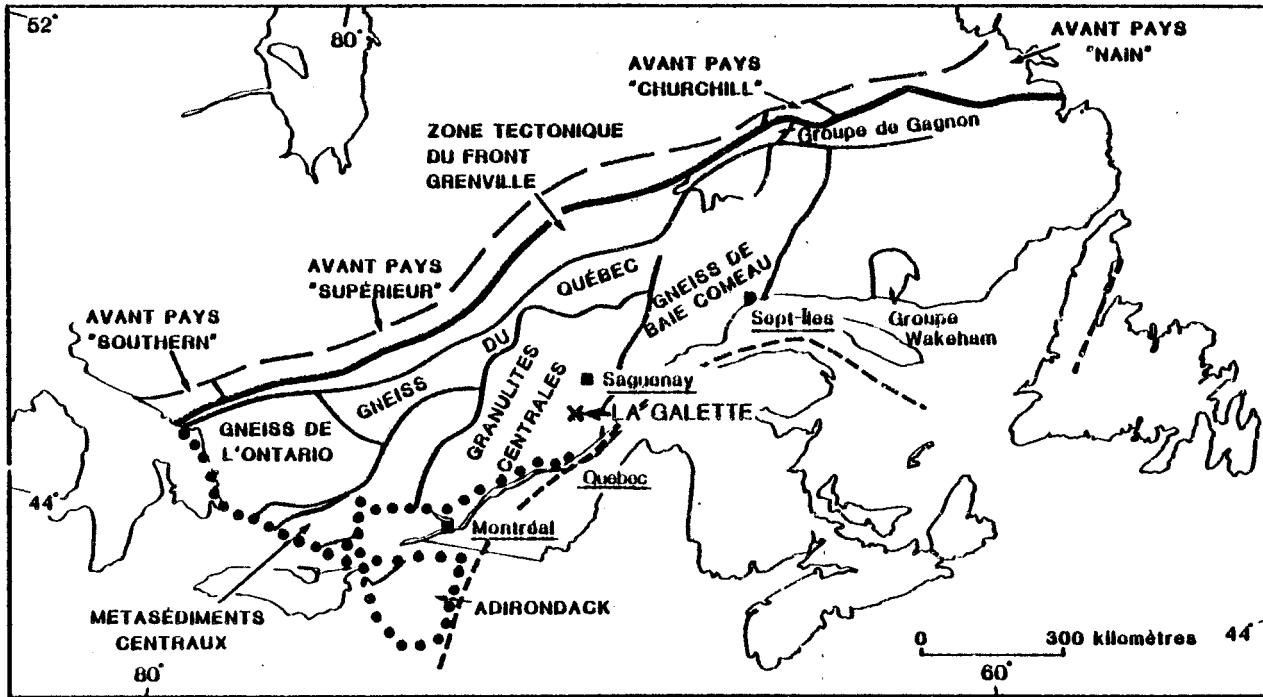


FIGURE 1: Localisation géographique et géologique (modifié de Wynne Edwards, 1972).

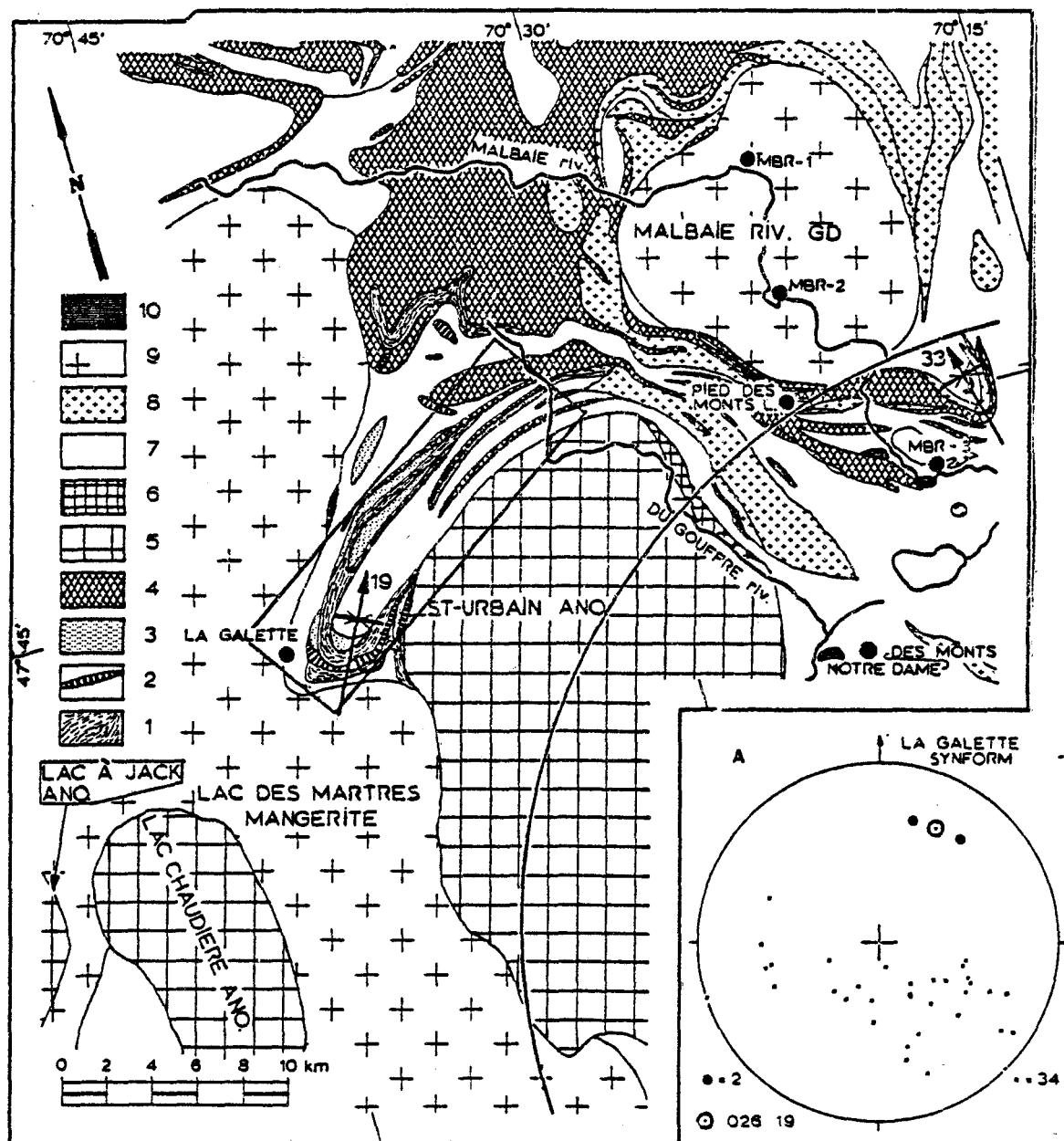


FIGURE 2: Géologie régionale, tirée de Roy (1978), le secteur étudié est encadré.

- Légende:
- 1) paragneiss
 - 2) amphibolite
 - 3) quartzite et gneiss quartzeux
 - 4) gneiss granitique et migmatites
 - 5) anorthosite
 - 6) norite
 - 7) gneiss charnockitique
 - 8) Charnockite intrusive
 - 9) massif charnockitique intrusif
 - 10) roche sédimentaire ordovicienne

tion nord et nord-est. Finalement une partie de la région et de la séquence de paragneiss est couverte de dépôt meuble relié à l'événement glaciaire de St-Narcisse (Lasalle et al., 1977).

2. Synforme périphérique

La montée à l'état solide du massif d'anorthosite provoquerait le retroussement des paragneiss en synforme périphérique selon Rondot (1979). La trace axiale du synforme s'oriente nord-est sud-ouest à son extrémité ouest et se courbe régulièrement autour de l'anorthosite (Fig. 2). Les foliations mesurées à la charnière du synforme suggèrent un axe de plis orienté 020-42 (Fig. 3). Cette orientation correspond à la détermination antérieure de Roy (1978).

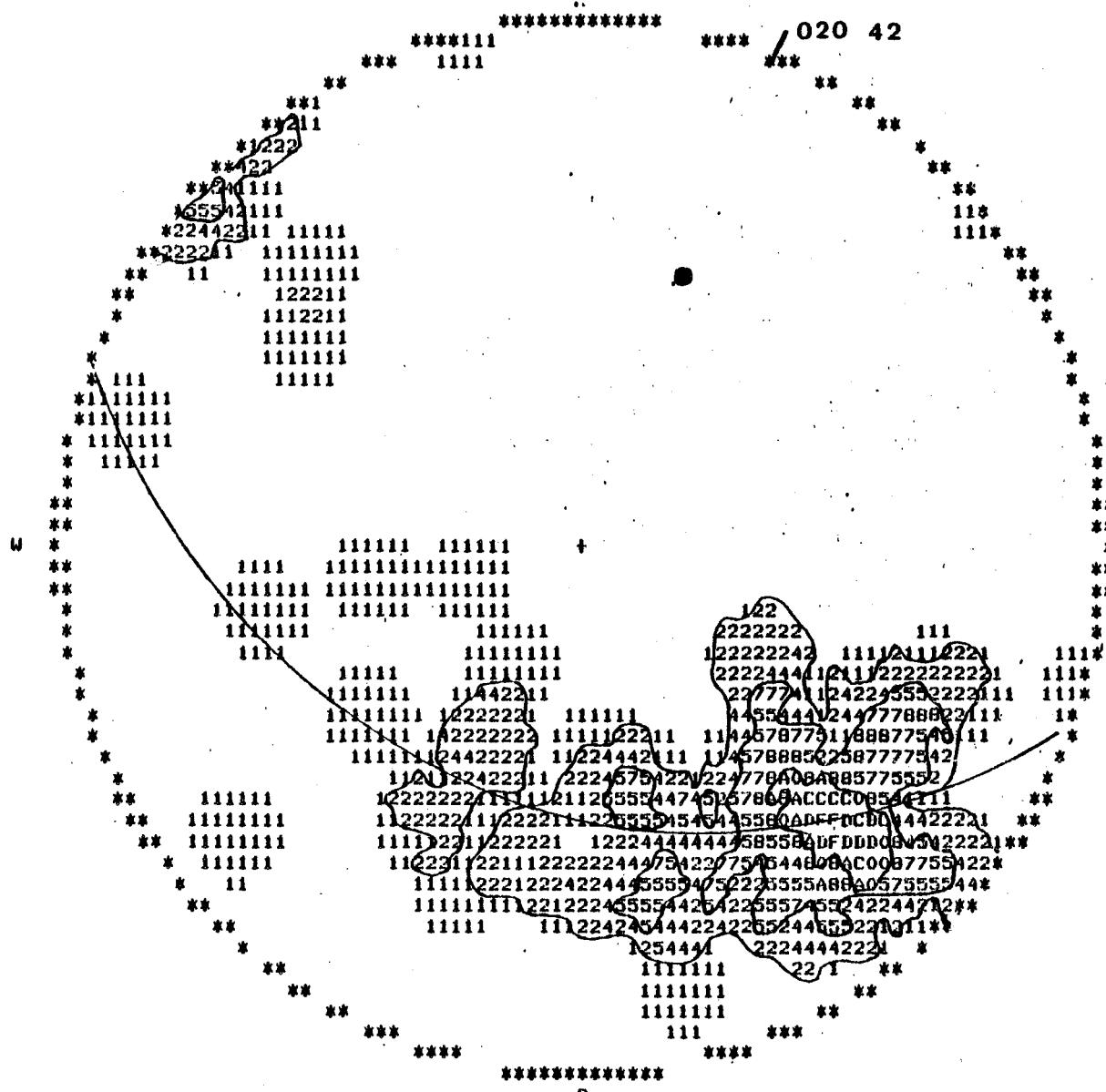
B. DESCRIPTION DE LA SEQUENCE PARAGNEISSIQUE

1. Le Groupe des Martres

En résumé, la séquence paragneissique de la Galette fait partie du Groupe des Martres défini par Rondot (1979). Selon ce dernier, ce groupe date du Protérozoïque et se divise en deux parties (tableau 1) soit:

- a) l'unité inférieure qui contient de la base vers le sommet, un conglomérat surmonté par des migmatites et finalement des amphibolites (pyribolite);
- b) la formation de la Galette qui se caractérise par les quartzites et des gneiss quartzeux. Cette formation contient aussi des amphibolites, des roches calcsilicatées, des gneiss riches en alumino-silicates et finalement des migmatites.

Les quartzites représentent le point d'intérêt de notre étude.



LEVE STRUCTURAUX
LA GALETTE
QUANTITE DE POINTS 68.00

PLANS DE FOLIATION LAC DES ILETS

PROJECTION/BCHMIDT (SURF.EGALE)
HEM. INF., PROGRAMME-DENIS W. ROY
SCI/TERRE, UNIV.QUE. CHICOUTIMI
AUTOMNE 82, PROJET G.TREMBLAY

FIGURE 3: Projection stéréographique des pôles de plans de foliations à la charnière du synforme périphérique.

TABLEAU I

| UNITES (du sommet à la base) | EPAISSEUR |
|---|-----------|
| FORMATION DE LA GALETTE (870 m) | |
| <i>Membre supérieur (410 m)</i> | |
| - gneiss quartzeux; niveaux de quartzite à grenat et feldspath potassique..... | 50 m |
| - gneiss à grenat et sillimanite | 150 |
| - gneiss à grenat, sillimanite et graphite | 10 |
| - gneiss à grenat | 50 |
| - gneiss à hornblende et pyroxènes; grain grossier | 20 |
| - gneiss quartzeux, stratification oblique | 20 |
| - gneiss à grenat, sillimanite (gneiss quartzeux)..... | 100 |
| <i>Quartzite du Petit lac Malbaie (260 m)</i> | |
| - quartzite pure (gisement C, épaisseur maximum) | 260 |
| <i>Membre inférieur (200 m)</i> | |
| - gneiss quartzeux à sillimanite; graphite au sommet | 80 |
| - gneiss à scapolite, diopside, sphène, carbonate | 20 |
| - gneiss à sillimanite, biotite, cordiérite, spinelle | 10 |
| - amphibolite, gneiss à hornblende .. | 20 |
| - gneiss à sillimanite, grenat, gneiss rouillé | 70 |
| UNITE INFÉRIEURE (plus de 500 m) | |
| - amphibolite (pyribolite) massive .. | 250 |
| - migmatites roses à grenat et amphibolite envahies par les roches charnockitiques du complexe du Parc des Laurentides | 250 |
| - conglomérat, non en place, à galets de compositions variées (gneiss et roches intrusives) à 1 km au SW du Petit lac Malbaie | |

TABLEAU I Coupe type de la Formation de la Galette tirée de Rondot (1979).

Jusqu'à maintenant, une dizaine de gisements ont été mis à jour (Fig. 4).

Le gisement A fait déjà l'objet d'une exploitation et les autres gisements possèdent un potentiel en silice très intéressant. Rondot (1979) considère qu'il y a un seul niveau de quartzite dans la séquence, et que ce niveau apparaît à plusieurs endroits par répétition tectonique.

2. Séquence stratigraphique

2.1 Introduction

A la section précédente, nous avons brièvement décrit le Groupe des Martres que nous subdivisons pour cette étude en six ensembles lithologiques. Les unités retenues que nous décrivons plus loin sont: les charnockites, les gneiss quartzo-feldspathiques, les gneiss quartzueux, les calcsilicates, les quartzites et les amphibolites concordantes, à cela s'ajoutent des dykes d'amphibolites, des veines de quartz et des veines pegmatitiques. L'ordre stratigraphique de ces lithologies peut se déduire à partir des relations de terrain, de l'analyse de la fréquence des contacts et des coupes lithologiques effectuées à travers la séquence.

2.2 Analyse de la fréquence des contacts

Le tableau II nous donne un estimé de la fréquence des contacts entre les diverses lithologies. Les quartzites, les amphibolites concordantes et les calcsilicates ont des contacts très fréquents avec le gneiss quartzueux et sont adjacents très rarement ou jamais avec les autres lithologies. Sur la carte, ces lithologies apparaissent comme des masses discontinues dans la séquence de paragneiss. Les contacts fréquents de ces lithologies avec le gneiss quartzueux indiquent qu'elles peuvent correspon-

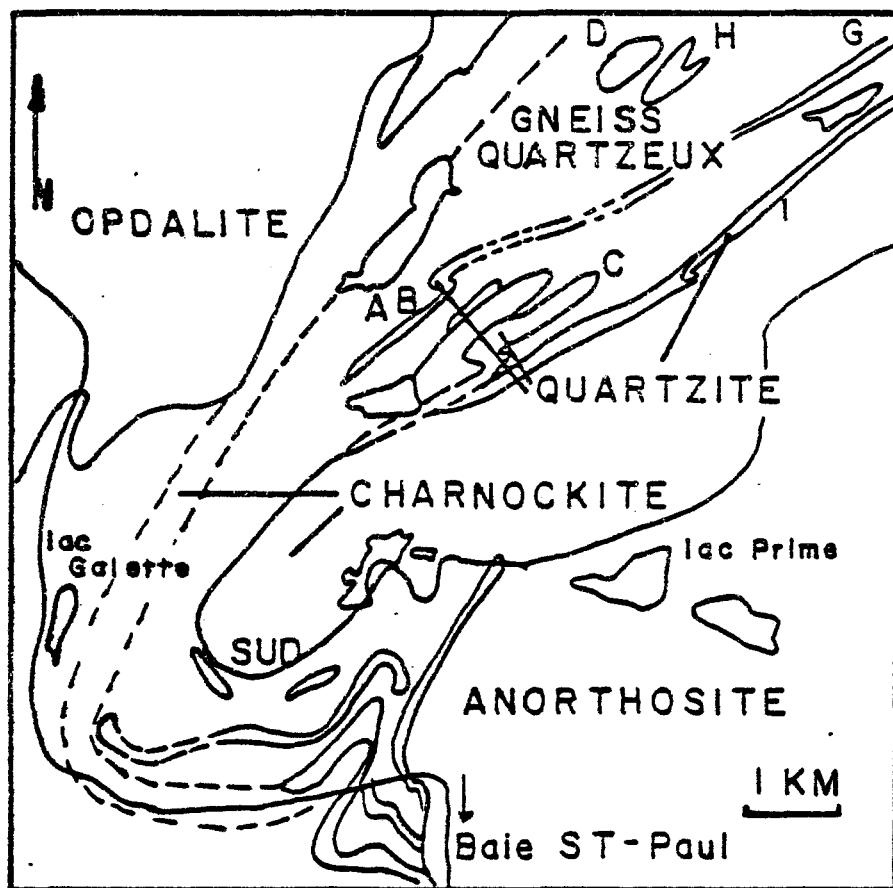


FIGURE 4: Géologie de la séquence de paragneiss et localisation des gisements (tirée de Rondot et Marleau 1977).

TABLEAU II

| | amphi-bolite | gneiss quartzeux | quartzite | calc-silicates | charnoc-kite | gneiss QZ FF |
|------------------|--------------|------------------|-----------|----------------|--------------|--------------|
| amphi-bolite | | fréquent | rare | — | rare | — |
| gneiss quartzeux | fréquent | | fréquent | fréquent | rare | fréquent |
| quartzite | rare | fréquent | | — | — | rare |
| calc-silicates | — | fréquent | — | — | — | — |
| charnoc-kite | rare | rare | — | — | | fréquent |
| gneiss QZ FF | — | fréquent | rare | — | fréquent | |

— contact non observé

TABLEAU II Fréquence des contacts entre les diverses lithologies

dre à des lentilles ou à des niveaux dans une épaisse séquence de gneiss quartzeux. Les gneiss quartzo-feldspathiques sont fréquemment en contact avec les gneiss quartzeux et les charnockites. Par contre, les contacts entre ces deux dernières lithologies se font plus rares. Cela suggère que les gneiss quartzo-feldspathiques se trouvent entre les deux autres lithologies.

Comme les charnockites occupent le cœur du synforme, que forment les gîtes A, B et C (section 1B 2c), nous les plaçons au sommet structural de la séquence. Puis en dessous se placent successivement les gneiss quartzo-feldspathiques et enfin une épaisse séquence de gneiss quartzeux dans laquelle se trouvent des lentilles ou niveaux d'amphibolites concordantes, de métaquartzites et de roches calcsilicatées. De rares dykes d'amphibolites, des veines de quartz et des veines pegmatitiques recoupent le tout. A cela, il faut ajouter les charnockites présentes à l'extérieur du grand synforme périphérique (Rondot, 1971) qui n'ont pas été visitées dans le cadre de ce projet.

2.3 Coupe géologique

La séquence stratigraphique déduite à partir de l'analyse de la fréquence des contacts se trouve confirmée par les coupes géologiques AA' (Fig. 5) et BB' (Fig. 6). La coupe AA' a une direction de 330° et se situe dans le secteur des gîtes A, B et C (Carte D-G, 5 à 9 et H-K, 5 à 9)*, tandis que la coupe BB' a une direction de 355° et traverse les gisements I, E, D et H (carte D-G, 5 à 9 et H-K, 5 à 9)*. Les déformations qui apparaissent sur ces coupes tiennent compte des observations de terrain, de l'orientation

* La position des coupes AA' et BB' est aussi indiquée à la figure 36.

des éléments structuraux, de la géologie à l'échelle de la séquence et seront traitées dans une section ultérieure.

Le long de la coupe AA' nous retrouvons du sud-est vers le nord-ouest la séquence suivante: charnockite, gneiss quartzeux, amphibolite, gneiss quartzeux, quartzite, gneiss quartzeux, gneiss quartzo-feldspathique et charnockite. L'amphibolite située au sud-est de la coupe constitue une charnière d'antiforme et vers le nord-ouest, la séquence se répète, ce qui indique la présence d'un synforme. Les gîtes A, B et C représentent donc le même niveau quartzitique de part et d'autre d'un synforme déversé vers le sud-est. En considérant que les charnockites occupent le cœur du synforme périphérique et constituent par conséquent un sommet structural, la suite stratigraphique du sommet vers la base devient la suivante: charnockites gneiss quartzo-feldspathiques, gneiss quartzeux avec à l'intérieur de cette dernière unité des niveaux d'amphibolites concordantes et des quartzites.

La coupe BB' (Fig. 6) montre une section de la séquence paragneise-sique en passant par les gisements I, F, D et H (carte D-G, 5 à 9 et H-K, 5 à 9). Plusieurs déformations compliquent la stratigraphie dans cette partie de la séquence et permet un dédoublement de certaines unités. Mais la suite stratigraphique que l'on peut déduire à partir de cette coupe est la suivante: de la base vers le sommet on retrouve, gneiss quartzeux, amphibolite, quartzite, amphibolite discontinue, gneiss quartzeux contenant un niveau calcsilicaté et un niveau de quartzite discontinue, amphibolite et finalement du gneiss quartzeux.

Complétant à l'aide de la coupe AA', on obtient la séquence suivante (Fig. 7). Le tout est recoupé par des dykes d'amphibolites, des veines de quartz et des veines pegmatitiques.

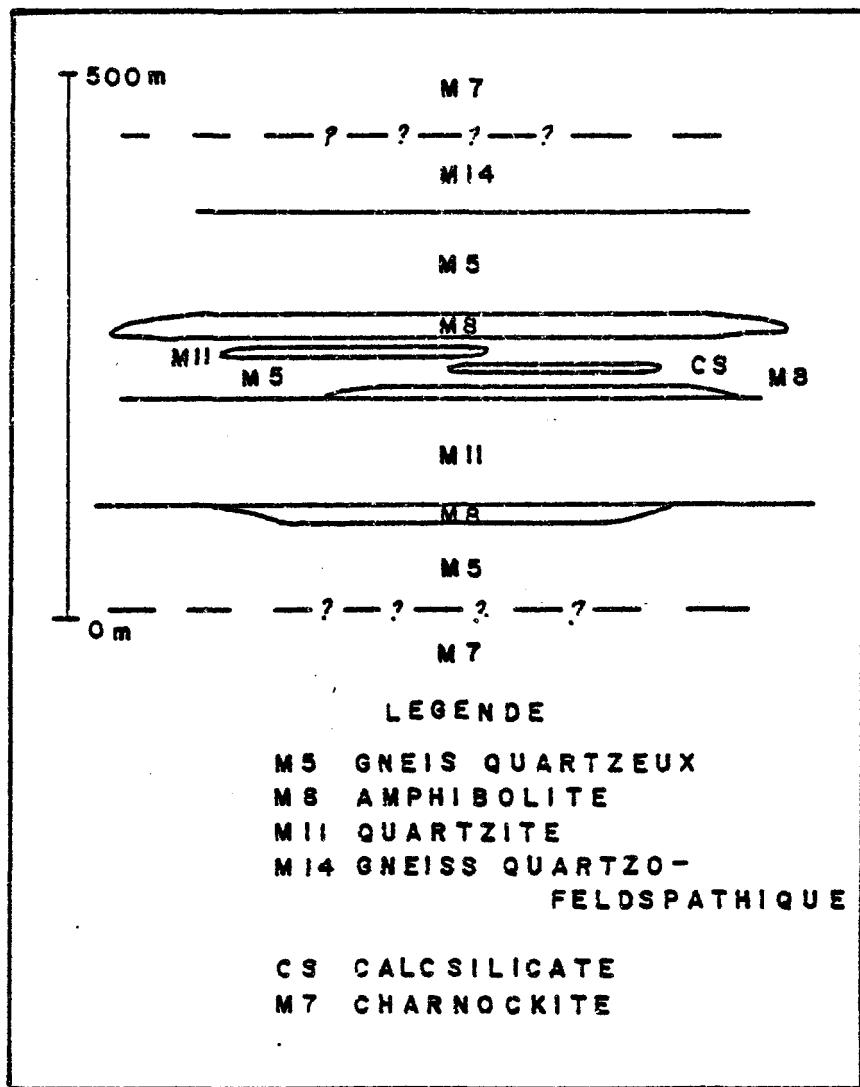


FIGURE 7: Séquence stratigraphique retenue d'après l'analyse de la fréquence des contacts et les coupes géologiques.

La stratigraphie de la séquence paragneissique retenue dans nos travaux diffère de celle que présente Rondot (1979) et ce du point de vue lithologique et stratigraphique. Du point de vue lithologique, les conglomérats de l'unité inférieure n'ont pas été observés et nous pouvons difficilement confirmer leur présence dans la séquence. D'un autre côté, les besoins de notre étude ne nécessitent pas la distinction entre un gneiss à grenat et un gneiss à sillimanite, tous les gneiss ayant une prédominance en quartz et contenant des aluminosilicates ont été regroupés dans une même lithologie. D'ailleurs, ce sont tous des gneiss quartzeux ($qz > 50\%$) avec des quantités variables d'aluminosilicates.

Du point de vue stratigraphique, Rondot (1979) situe les migmatites (gneiss quartzo-feldspathique) à la base de la séquence et décrit un seul niveau quartzitique qui réapparaît par répétition tectonique. L'analyse de la fréquence des contacts et les coupes géologiques ont démontré que les gneiss quartzo-feldspathiques se situent vers le sommet de la séquence et qu'il y a deux niveaux de quartzites distincts, ceux-ci pouvant être discontinus. Finalement, la séquence établie dans nos travaux montre: trois niveaux d'amphibolites, dont deux se situent immédiatement au dessous et au-dessus d'un des niveaux quartzitiques et un mince niveau calcsilicaté, les deux dernières lithologies apparaissent parfois comme discontinues à l'intérieur d'une masse de gneiss quartzeux.

C. DESCRIPTION DES UNITES

1. Les charnockites

Les roches charnockitiques occupent le cœur du synforme périphérique de la Galette et aussi la fosse d'un ensellement du synforme présent

entre les gîtes A,B et le gîte C (Fig. 5). La minéralogie de cette unité contient des feldspaths potassiques (40-50%), des pyroxènes (hyperstene) (15-20%), des plagioclases (15-20%), de la biotite (5-10%) et des opaques (<1%). La granulométrie de ces minéraux varie de 0.1 à 2 cm et la texture est granoblastique. À l'occasion les feldspaths sont porphyriques et montrent une texture oeillée. Généralement, cette lithologie présente une foliation marquée par l'alignement des minéraux mafiques et dans certains cas par l'étirement des feldspaths. Le plus souvent, cette foliation sera parallèle au contact avec les autres lithologies. C'est-à-dire parallèle à l'orientation générale de la séquence paragneissique. Les charnockites tronquent les lithologies au sud-est du gisement I.

2. Les gneiss quartzo-feldspathiques

Sur le terrain, ces roches étaient désignées comme des migmatites. Les pourcentages minéralogiques de cette lithologie varient beaucoup, ainsi les gneiss contiennent de 20% à 60% de quartz, 10% à 50% de feldspaths potassiques et peuvent contenir des quantités variables de grenat (<20%), de biotite (<5%), de sillimanite (<5%), de cordiérite (<5%) et d'opaques (<2%). Ces minéraux n'apparaissent pas tous en même temps et ne sont pas toujours présents dans la roche. La granulométrie des grains se situe autour du millimètre et la texture est granoblastique.

Les feldspaths potassiques ont presque toujours des figures d'exolution et à l'occasion, des textures de symplectites se formant entre les sillimanites et les biotites ainsi qu'entre les feldspaths et les quartz. Cette unité présente une foliation plus ou moins bien développée, marquée par l'alignement de la biotite et des minéraux alumineux, ou encore par la

formation de rubans de quartz millimétrique en largeur et centimétrique en longueur.

L'assemblage minéralogique de cette lithologie ressemble beaucoup à celui des gneiss quartzeux. Cependant, on y retrouve une plus grande proportion de feldspaths potassiques et les minéraux accessoires ne sont pas toujours présents. De plus, les gneiss quartzo-feldspathiques se trouvent stratigraphiquement coincés entre le gneiss quartzeux et les charnockites. Par conséquent, il est possible que ces gneiss quartzo-feldspathiques dérivent des gneiss quartzeux, dû à la présence des roches charnockitiques.

3. Les gneiss quartzeux à grenat, sillimanite et cordiérite

Le gneiss quartzeux à grenat, sillimanite et cordiérite (que nous appellerons simplement gneiss quartzeux) est l'unité la plus abondante de la séquence de paragneiss, soit environ 50%. Cet ensemble lithologique regroupe les gneiss quartzeux, les gneiss à sillimanite et les gneiss à grenat et sillimanite que Rondot (1979) décrit à l'intérieur de sa coupe type de la Formation de la Galette. En somme, ces roches ont toutes une composante dominante en quartz et contiennent des quantités variables de feldspath, de biotite et d'aluminosilicate d'où le regroupement dans un même ensemble lithologique.

Cette unité englobe les masses de quartzite, les amphibolites et les roches calcsilicatées. Occasionnellement, elle sera interlitée avec le quartzite pour former un contact graduel. Ces gneiss peuvent former de minces horizons décimétriques à métriques à l'intérieur des masses quartziques. Des horizons plus épais, d'environ une dizaine de mètres sont parfois coincés entre deux masses d'amphibolites concordantes.

Le quartz constitue 50% à 80% de la roche, les autres minéraux sont: les feldspaths potassiques ($\leq 10\%$), la biotite (5-10%), les plagioclases (<10%), le grenat (5-10%), la sillimanite (5-10%), la cordiérite (<5%) et des opaques (<3%). La texture est granoblastique et la granulométrie se situe autour du millimètre. Les grenats, la cordiérite et la sillimanite sont parfois porphyroblastiques. A l'occasion la sillimanite peut atteindre une dimension supérieure à 5 centimètres. Dans ce cas, les cristaux peuvent montrer des extrémités tordues. Cette lithologie présente généralement un bon rubannement marqué par l'alternance d'horizons très quartzeux avec des horizons qui contiennent beaucoup de biotite, de sillimanite et autres minéraux qui composent cette roche. L'épaisseur des horizons varie de 0.1 à 2 cm et la proportion d'horizons quartzeux peut atteindre 50%.

L'étude de cette lithologie revêt une grande importance pour l'analyse structurale régionale, car elle est extrêmement plissée et les sillimanites soulignent généralement une bonne linéation. Dans plusieurs cas, les sillimanites s'orientent parallèlement aux axes de plis et de crénulations contenues dans la roche. La croissance des minéraux prismatiques se faisant souvent en relation avec les déformations, les sillimanites deviendront par conséquent un bon indicateur de déformations antérieures importantes.

4. Les calcsilicates

Les calcsilicates représentent une unité peu développée à l'intérieur de la séquence paragneissique. Nous retrouvons cette unité juste au nord du gisement D, où elle forme une couche facilement érodable. Les calcsilicates forment un horizon peu épais (≈ 20 m) pris en sandwich dans le gneiss

quartzéux.

La minéralogie des calcsilicates comprend du diopside (30-40%), de la scapolite (25-30%), des carbonates (15-20%), du sphène (3-5%), des plagioclases (<2%), du quartz (<5%) et des feldspaths potassiques (2-3%). La granulométrie varie de 0.5 à 3 millimètres et la texture est granoblastique. Un rubannement que nous croyons d'origine primaire est bien développé dans la roche et se présente sous forme d'horizons de carbonate alternant avec des niveaux calcsilicatés et dont l'épaisseur varie de 0.5 à 3 centimètres.

5. Les amphibolites

La séquence paragneissique contient deux types d'amphibolites qui diffèrent par leur nature et leur composition; le premier type que nous traiterons est de nature intrusive et forme de rares dykes qui recoupent les diverses lithologies de la séquence. Le deuxième type forme des masses ou amas globalement concordants à la séquence paragneissique.

Les amphibolites intrusives se présentent sous forme de dykes d'épaisseur décimétrique à métrique, souvent les dykes seront plissés et boudinés. De la hornblende verte (50-60%), des plagioclases (40-60%) avec de rares biotites et minéraux opaques composent ces dykes. Ils occupent un très faible pourcentage de la séquence et recoupent toutes les lithologies.

Les amphibolites concordantes occupent environ 5 à 10% de la séquence paragneissique. Elles forment des masses ou amas ayant jusqu'à soixante-quinze mètres de puissance (extrémité sud-ouest du gîte I) et des

masses moins importantes ailleurs dans la région. A certains endroits, des gneiss quartzeux se trouvent coincés dans des amphibolites. L'analyse de la fréquence des contacts et des coupes géologiques AA' et BB' montrent que ces amphibolites forment des horizons ou des lentilles dans une séquence de gneiss quartzeux, comme nous l'avons discuté précédemment.

La minéralogie de ces amphibolites concordantes se compose d'amphiboles (hornblende verte) (40-60%), de pyroxène (hyperstène) (10-30%) et des plagioclases (30-40%). La granulométrie de cette roche varie de 1 à 10 millimètres et la texture est granoblastique. L'alignement des minéraux mafiques marque souvent une foliation et ces minéraux pourront parfois constituer une linéation.

6. Les quartzites

Le quartzite de la Galette est une roche à peu près massive. De rares impuretés dans la roche peuvent faire varier leur teinte de rouge, rouille, rosé à gris et blanc. Ces deux dernières teintes sont les plus couramment observées dans l'ensemble des gîtes. Le quartz constitue généralement plus de 99% de la roche et s'accompagne de minéraux accessoires tels que: sillimanite, rutile, biotite, fuchsite, muscovite, chlorite, magnétite, pyrite, ilménite, hématite et pyrrhotine. Ces minéraux n'apparaissent pas tous en même temps dans le quartzite et ceux présents constituent rarement plus de 3% de la roche (annexe 1).

Ces minéraux accessoires se présentent de deux façons distinctes dans le quartzite:

- a) quelques minéraux tels que la magnétite, les micas, la sillimanite,

manite et les feldspaths potassiques se retrouvent à l'intérieur de minces horizons discontinus de 1 à 30 millimètres d'épaisseur. Les feldspaths potassiques et les micas pourront constituer entièrement ces horizons (planche 1). Tandis que la sillimanite s'y retrouve dans une proportion de 50 à 60% avec du quartz (20-30%), de la biotite (<10%) et des opaques (<2%) (planche 2). La magnétite et les autres minéraux ferrifères forment plutôt de fines lames (planche 3) ou bien des alignements de grains;

b) les minéraux accessoires énumérés précédemment se retrouvent aussi disséminés dans le quartzite. Cependant, leur distribution n'est pas homogène et il se forme des horizons de quartzites très purs (minéraux accessoires <1%) alternant avec d'autres qui contiennent de 1 à 3% de minéraux autres que le quartz.

Le quartzite peut avoir une texture granoblastique inéquigranulaire (planche 4) ou encore polygonale aplatie (planche 5). Ces deux coupes peuvent paraître comme deux sections perpendiculaires d'une même roche, toutefois, l'étude de plusieurs échantillons de quartzite montre la présence de plusieurs types de textures. La grosseur des grains de quartz varie de 1 à 50 millimètres et possiblement plus gros.

D. DESCRIPTION DES GISEMENTS DE QUARTZITE

Dix masses de quartzites sont présentement connues dans le secteur de la Galette. Ces quartzites forment généralement des masses allongées de quelques dizaines à quelques centaines de mètres de largeur et ont jusqu'à trois kilomètres de longueur (Fig. 4). Ces masses sont isolées les unes des autres et dessinent parfois des formes plissées. Toutefois, des corrélations



PLANCHE 1 Horizon feldspathique dans le quartzite

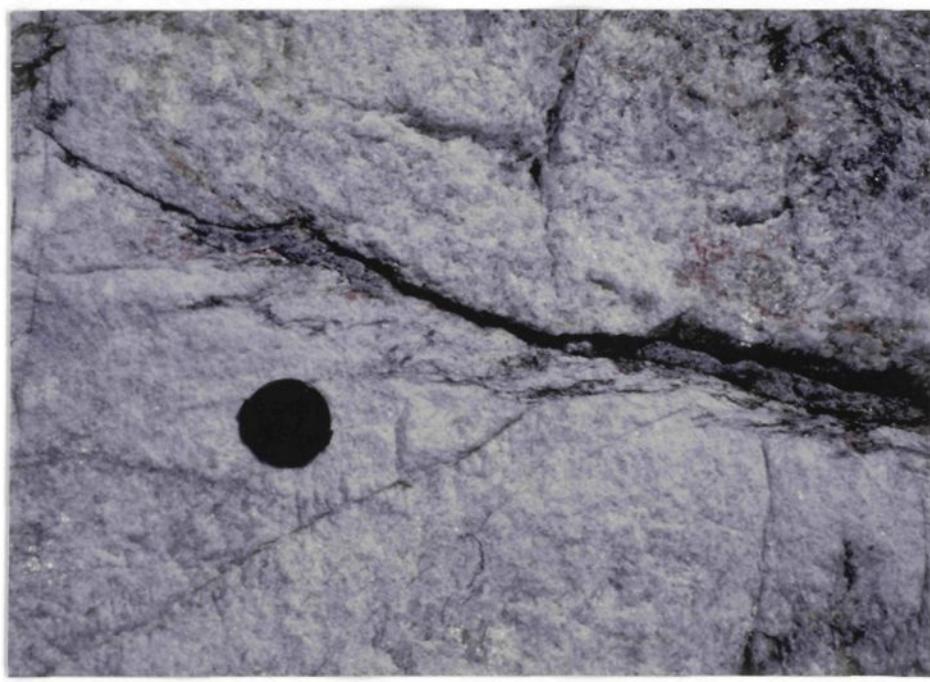


PLANCHE 2 Horizon à sillimanites (alumineux) dans le quartzite



PLANCHE 3 Lamines de magnétite (en gris) dans le quartzite

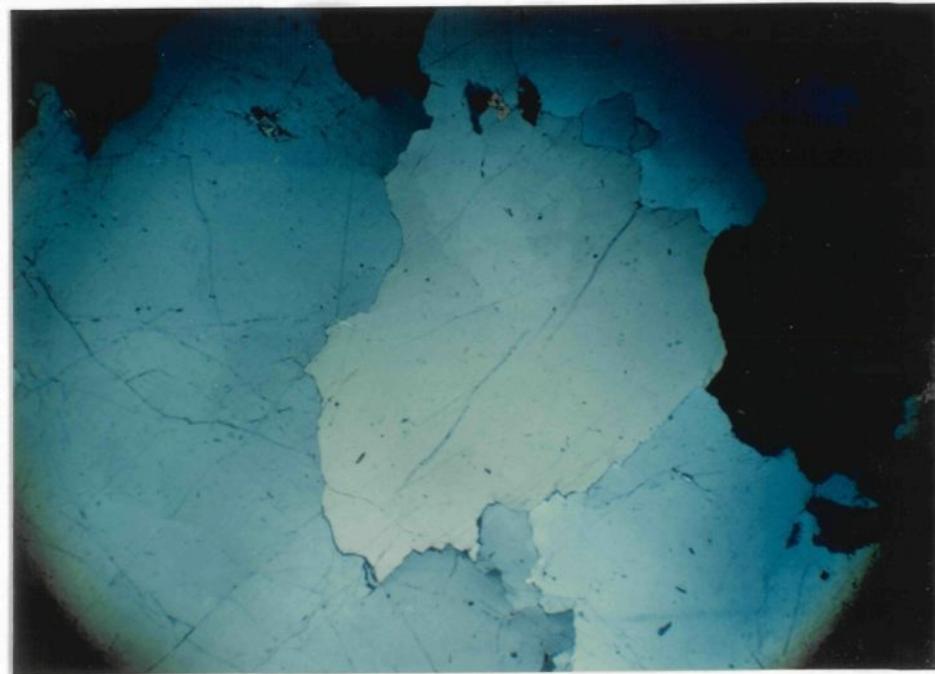


PLANCHE 4 Quartzite ayant une texture granoblastique inéquigranulaire (champ = 15 mm)

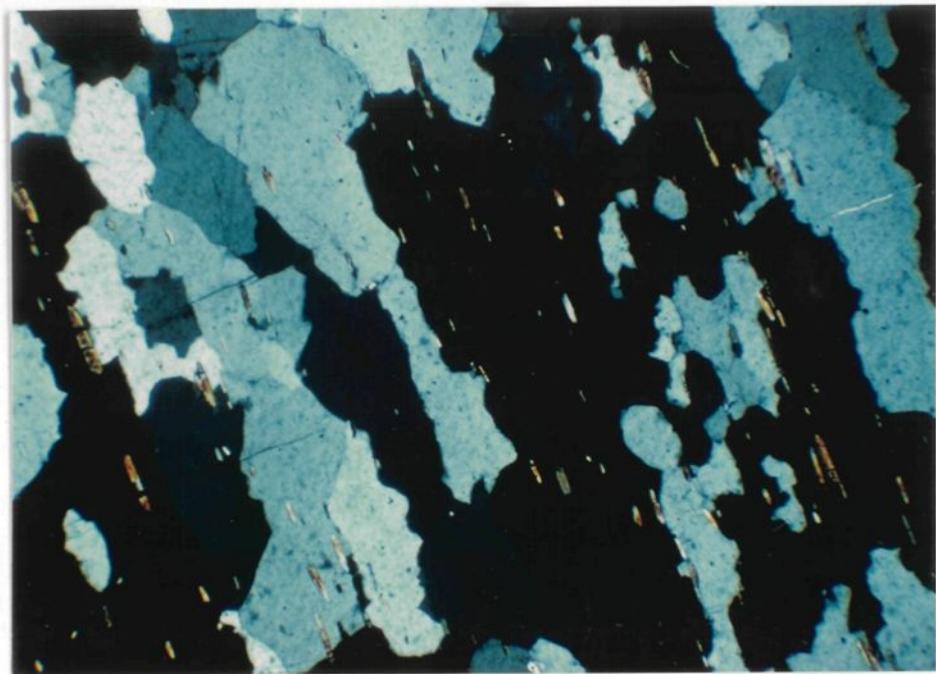


PLANCHE 5 Quartzite ayant une texture polygonale aplatie
(champ = 6.0 mm)

peuvent se faire entre certaines masses quartzitiques.

Ces gisements présentent un intérêt économique, cependant certains ont fait l'objet de travaux plus détaillés et de forages. Cette section présente une brève description de chacun des gisements, la codification des gisements est celle employée par la compagnie SOQUEM dans leurs travaux.

1. Gisements A et B

Ces deux gisements se situent près du petit lac Malbaie. Le gisement A fait présentement l'objet d'une exploitation par la compagnie Baskatong Quartz (pour le compte de SKW). Ils forment une bande de quartzite d'environ 125 mètres de large et de direction nord-est sud-ouest. Cette bande décrit un pli de type S autour du lac de la Mine plongeant au sud-ouest. Vers le nord-est, cette bande de quartzite rejoint le gisement K. Nous possédons peu d'information sur l'aspect de ce quartzite mais il semble similaire à ceux rencontrés dans la région.

2. Gisement C

Ce gisement de quartzite est très prometteur de par les teneurs et le volume de silice qu'il contient. Il se situe près du lac des Cavernes et a une puissance de 300 mètres par 2 400 mètres environ. Il forme une masse allongée dans la direction nord-est sud-ouest, et les épontes ont un pendage vers le nord-ouest. L'extrémité nord-est se bute sur une faille tandis que l'extrémité sud-ouest décrit un pli de type S plongeant dans cette direction. La queue sud-est de ce gisement s'aligne avec des affleurements de quartzite au sud du lac de la Baie, ce qui en augmente la puis-

sance. Une faille importante (faille du lac des Cavernes) recoupe le gisement et trois systèmes de fractures parfois hématitisées affectent ce dernier.

Le quartzite de ce gisement peut être de couleur blanche, grise, rouge ou rouille et les minéraux accessoires qu'il contient sont les suivants: sillimanite, grenat, biotite, fuchsite, magnétite, hématite, rutile, ilménite et parfois des feldspaths potassiques. Le pourcentage de ces minéraux accessoires dans la roche dépasse rarement plus de 3%. Ces minéraux se concentrent pour former de minces horizons (10 à 30 mm) ou bien sont disséminés dans le quartzite. La quantité de ces minéraux accessoires varie dans le quartzite et ceux-ci forment des bandes de différentes compositions de quelques mètres d'épaisseurs.

La présence de ces minéraux accessoires est grandement responsable des teneurs en fer et aluminium du quartzite qui varient de 0.075 à 6.00% Fe₂O₃ et 0.105 à 15% Al₂O₃. A l'image de la distribution des minéraux accessoires, ces teneurs forment des horizons. C'est-à-dire qu'elles forment des couches d'isoteneurs en Al₂O₃ et Fe₂O₃ qui se suivent à travers le gisement.

Les contacts du quartzite se font avec le gneiss quartzeux et fréquemment ils sont graduels. Parfois ils se font par une alternance de lits quartzeux et d'horizons gneissiques, d'autrefois il y a une augmentation de la quantité d'impuretés dans le quartzite.

3. Gisement D

Le gisement D se trouve au sud-ouest du lac Gugy, il est de forme

ovoïde allongée dans la direction est-nord-est. Sa puissance est de 500 mètres par 1 500 mètres. Ce quartzite a surtout une couleur grise, mais cette couleur peut aussi varier de blanc à rouge. Les mêmes minéraux accessoires que sur le gîte C s'y retrouvent et les teneurs connues en Fe_2O_3 variant de 0.043 à 3.72% et celles en Al_2O_3 de 0.18 à 3.58%. Quelques horizons alumineux plissés sont présents ce qui permet de supposer que les différentes déformations affectent également la structure interne de ce gisement.

4. Gisement F

Localisé entre les gisements H et I, ce gisement se compose de deux horizons quartzitiques de 30 mètres et 150 mètres d'épaisseur (épaisseur apparente). Sa direction est est-nord-est ouest-sud-ouest et les épontes ont un pendage vers le nord-ouest. Le prolongement de ce gîte vers le nord-est, rencontre des affleurements de quartzite à quelque cent mètres au nord-ouest du lac de la Grosse Femelle. De plus, il se prolonge jusqu'au gisement G. Vers le sud-ouest, il s'aligne avec le gisement K. Toutefois, la faille du lac des Cavernes et celle de l'extrémité du gîte C perturbent la continuité entre des deux gîtes.

Une bande de gneiss quartzeux d'environ 30 mètres d'épaisseur sépare les deux bandes. Les contacts se font d'une façon graduelle avec cette lithologie et le quartzite présente les mêmes caractéristiques que ceux décrits précédemment. Les teneurs rencontrées sur ce gisement vont de 0.014% à 238% pour le Fe_2O_3 et de 0.15 à 2.49% pour l' Al_2O_3 .

5. Gisement G

Le gisement G est une petite masse de quartzite d'environ 50 mètres de largeur, qui se trouve à environ 600 mètres au nord du lac de la Grosse

Femelle. Le quartzite a surtout une couleur blanche et contient les minéraux accessoires déjà cités pour les autres gîtes. Mais celui-ci contient également des mégacristaux de feldspath de plus de 10 centimètres de diamètre. Le quartzite est en contact avec le gneiss quartzeux et possède une forme allongée dans la direction nord-est sud-ouest avec un pendage vers le nord-ouest. L'extrémité nord-est se termine par une alternance de gneiss et de quartzite. Vers le sud-ouest, il peut se relier avec le gisement F.

6. Gisement H

Ce gisement se situe à une centaine de mètres au sud du gisement D, il a une allure de pli isoclinal aux flancs tronqués. La coupe géologique BB' montre qu'il s'agit d'un antiforme plongeant vers le sud-ouest et déversé au sud-est. Ce gîte est en contact avec le gneiss quartzeux et les amphibolites concordantes, ces contacts se font graduellement par alternance des lithologies.

Le quartzite de ce gîte ressemble beaucoup à celui des gîtes précédents, c'est-à-dire, quartzite blanc à rouge qui contient des alumino-silicates, des micas et des feldspaths potassiques. Ceux-ci se concentrent dans des horizons parfois plissés ou encore se distribuent dans le quartzite. Les teneurs en Fe_2O_3 rencontrées sur ce gisement sont de 0.035% à 1.21%, tandis que celles de l' Al_2O_3 vont de 0.22% à 3.49%.

7. Gisement I

Le gisement I se situe au sud du lac de la Grosse Femelle. Il forme une bande de quartzite orientée nord-est sud-ouest et peut se suivre sur plus de trois kilomètres de long. Son épaisseur maximale est de 100 mètres (épaisseur apparente), à l'extrémité sud-ouest et son épaisseur mini-

male de 10 mètres au nord-est. Les épontes du gîte ont un pendage au nord-ouest.

Nous retrouvons sur ce gisement, les mêmes caractéristiques minéralogiques et structurales que sur les autres gîtes. Mais, en plus, l'extrême sud-ouest du gîte décrit un pli dont le flanc sud-est semble tronqué par les charnockites. Les contacts se font surtout avec le gneiss quartzeux et parfois d'une façon graduelle. Des petites masses de cette dernière lithologie peuvent même se retrouver coincées dans le quartzite.

Cet horizon quartzitique devient discontinu à partir du lac Geai Bleu, et se poursuit jusqu'à la rivière du Gouffre, où il atteint son épaisseur minimale. A cet endroit, il contient de nombreux horizons feldspathiques de 1 à 10 centimètres d'épaisseur, plissés isoclinalement et parfois repris par une deuxième déformation. Les teneurs observées sur cet horizon varient de 0.018% à 7.00% pour le Fe_2O_3 et de 0.17% à 10.57% pour l' Al_2O_3 .

8. Gisement K

Ce gîte se trouve environ 500 mètres au nord du lac des Cavernes. C'est un horizon de quartzite d'une épaisseur d'environ 75 mètres (épaisseur apparente) de direction nord-est sud-ouest avec un pendage au nord-ouest. Le quartzite est semblable à ceux décrits précédemment; ce gisement se situe dans le prolongement vers le nord-est des gisements A et B et apparaît comme la continuité du gisement F (Fig. 4). Les teneurs en Fe_2O_3 de ce gisement varient de 0.063% à 0.80% et celles en Al_2O_3 de 0.26% à 1.20%.

9. Le bloc SUD

Les gisements dits du bloc sud, se trouvent au sud-est du lac des

Ilets. Ils peuvent facilement se relier au gisement de la Leeds Metals près du lac de la Tour. Ces niveaux quartzitiques suivent la courbure du synforme périphérique et l'interprétation régionale permet de les relier au gîte C ([voir carte secteur du Lac des Ilets](#)). Les épontes du gisement ont une orientation de 260-65 et les contacts se font surtout avec le gneiss quartzeux. Le quartzite qu'on y retrouve est de même nature que ceux décrits précédemment et les teneurs observées sont de 0.043% à 0.11% pour Fe₂O₃ et de 0.22% à 1.07% pour l'Al₂O₃.

CHAPITRE II

ANALYSE STRUCTURALE

A. DEFORMATIONS DUCTILES

1. Plissement régional

1.1 Introduction

Les lithologies décrites précédemment ont toutes subi des déformations ductiles. Ces déformations dont les effets sont visibles par le plissement des diverses unités, jouent sur la configuration de l'ensemble des paragneiss de même que sur la structure interne des gisements. Si comme suggéré à la section précédente, les minéraux accessoires ont une distribution en relation avec la distribution primaire des impuretés, les horizons qu'ils caractérisent doivent représenter de bons marqueurs de déformations. Comme les minéraux accessoires sont responsables des teneurs en fer et en aluminium des quartzites, la distribution de ces teneurs doit permettre de suivre la géométrie des déformations internes des gîtes, ce qui est le but principal de cette étude.

Pour parvenir à la compréhension de ces distributions, nous proposons une analyse des mésostuctures à l'échelle régionale et à l'échelle des gîtes qui sera ensuite comparée aux distributions géochimiques.

1.2 Style de plissement

i) la foliation

Les lithologies décrites précédemment présentent toutes, soit une

foliation, soit un rubannement souvent bien développé. Ces structures décrivent fréquemment des plis ouverts et fermés dont l'amplitude et la longueur d'onde varient du décimètre au mètre (planche 6). Les foliations peuvent aussi être crénulées (planche 7), l'amplitude et la longueur d'onde de ces crénulations sont d'ordre centimétrique. Dans les gneiss quartzeux, l'axe du plissement sera fréquemment marqué par l'alignement d'aiguilles de sillimanite.

ii) Dykes et veines

Les dykes d'amphibolites, les veines de quartz et les veines pegmatitiques subissent eux aussi les effets du plissement et du boudinage. Ces dykes et veines décrivent à l'occasion des plis isoclinaux et plus fréquemment, des plis variant de ouverts à fermés avec une foliation de plan axial (planche 8). Les dykes d'amphibolites peuvent se boudiner et il arrive que ces boudins se transposent parallèlement au plan axial et à la foliation (Fig. 8).

Certains de ces horizons peuvent montrer les effets de deux déformations. La Fig. 9 présente un mince horizon feldspathique qui se trouve dans l'amphibolite concordante, plissé isoclinalement avec des flancs repris par un petit pli ouvert.

1.3 Compilation des éléments structuraux

i) foliations et plans axiaux

La projection stéréographique des pôles des plans de foliation (Fig.10) montre un maximum de points qui indiquent que les foliations ont un pendage au nord-ouest. Ce maximum de points correspond à celui formé par les pôles des plans axiaux (Fig. 11) indiquant un déversement des plis au sud-est. Ces foliations sont aussi parallèles à la trace axiale du synforme périphérique et aux divers contacts observés.



PLANCHE 6 Rubannement du gneiss quartzzeux décrivant des plis ouverts



PLANCHE 7 Foliation crénulée



PLANCHE 8 Veine de quartz plissée avec une foliation de plan axial

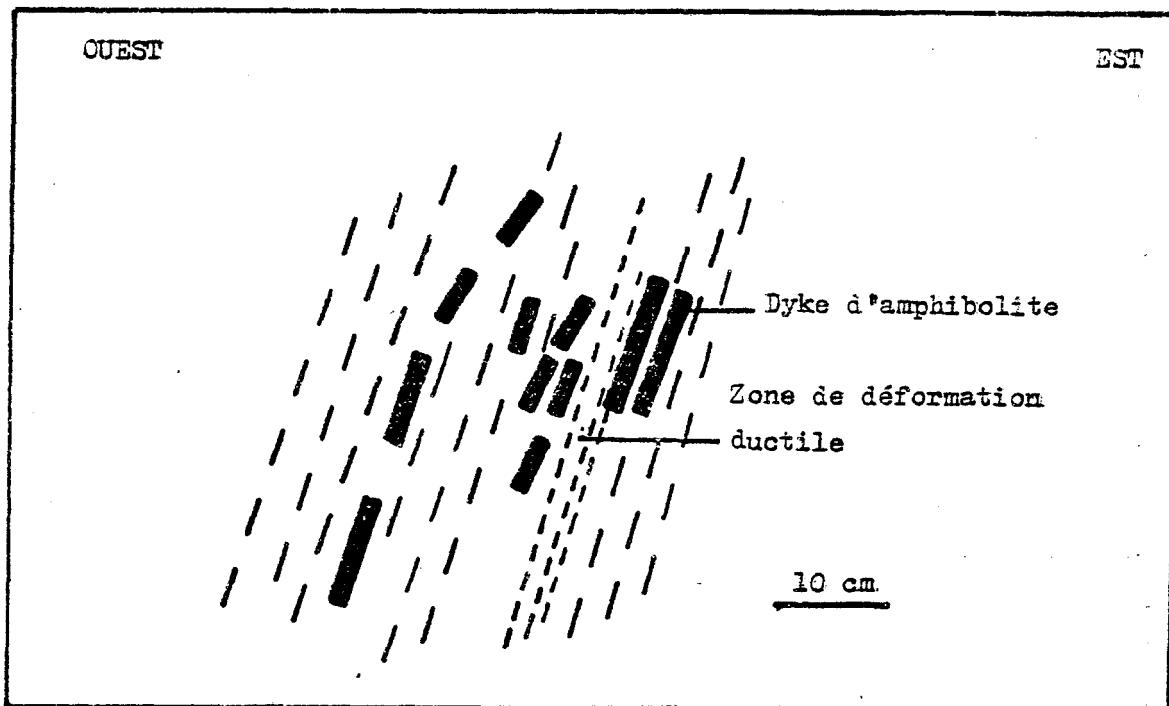


FIGURE 8: Dyke d'amphibolite plissé et boudiné, les boudins transposent parallèlement au plan axial.

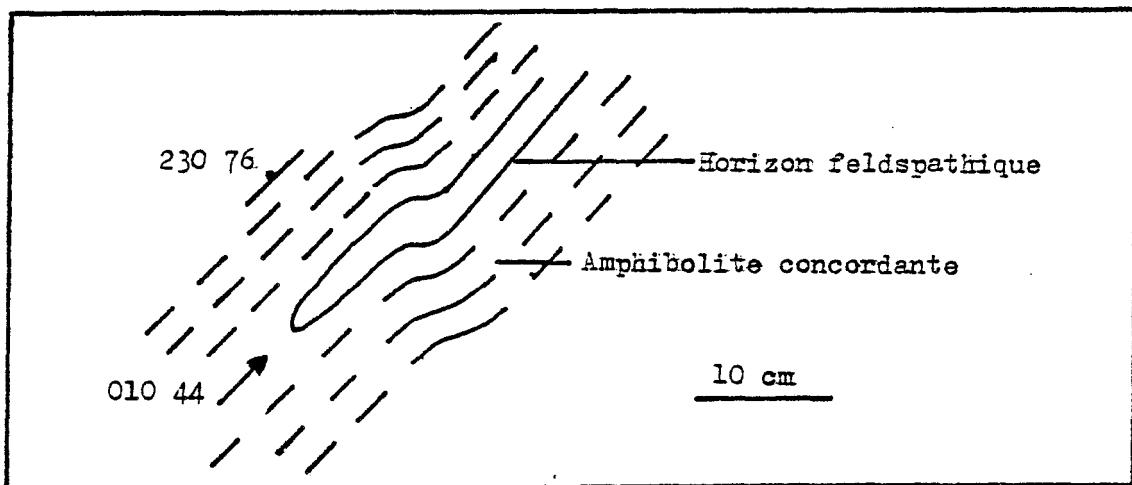
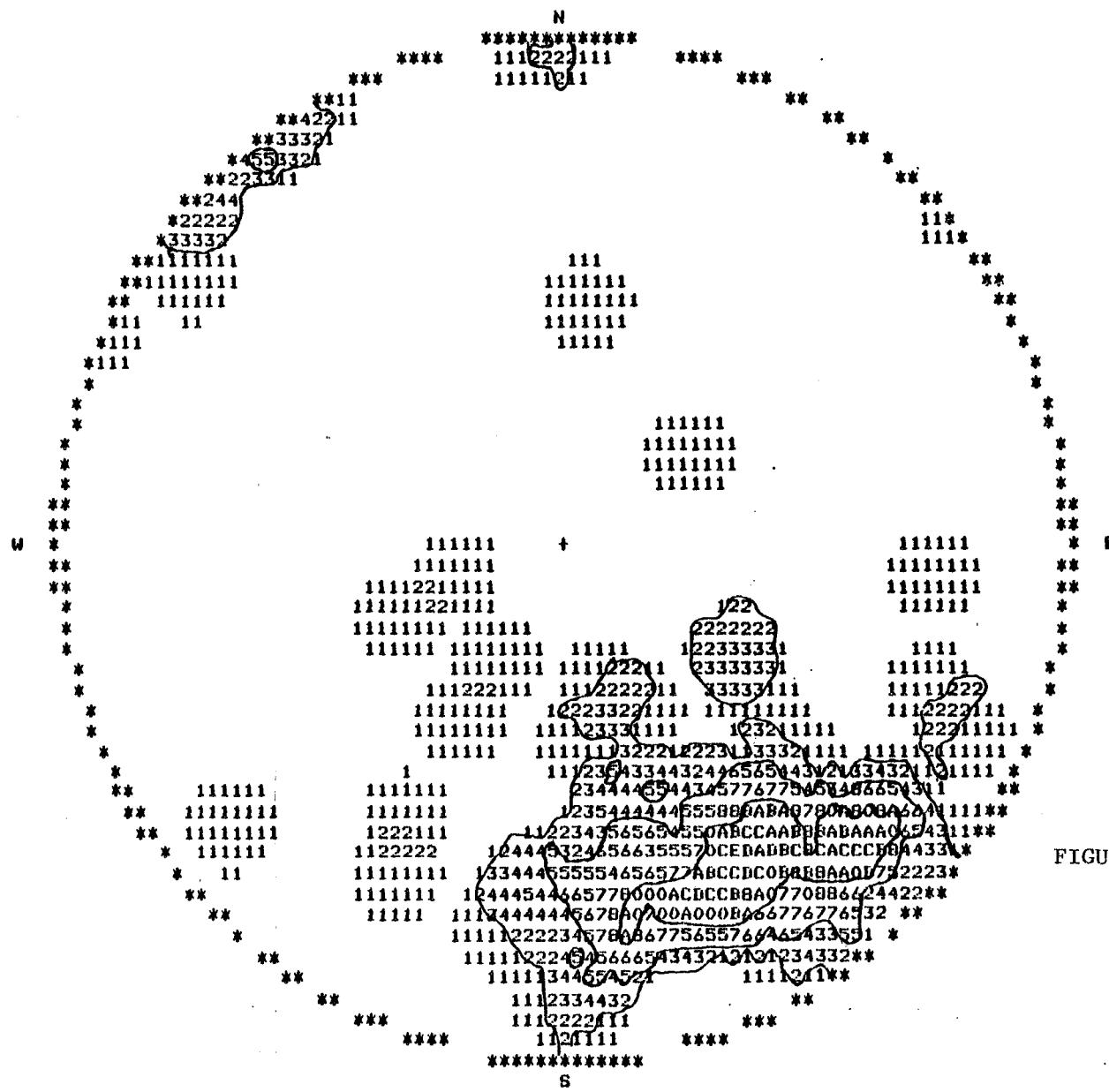


FIGURE 9: Horizon feldspathique dans l'amphibolite concordante plissé isoclinalement et repris par une deuxième déformation.



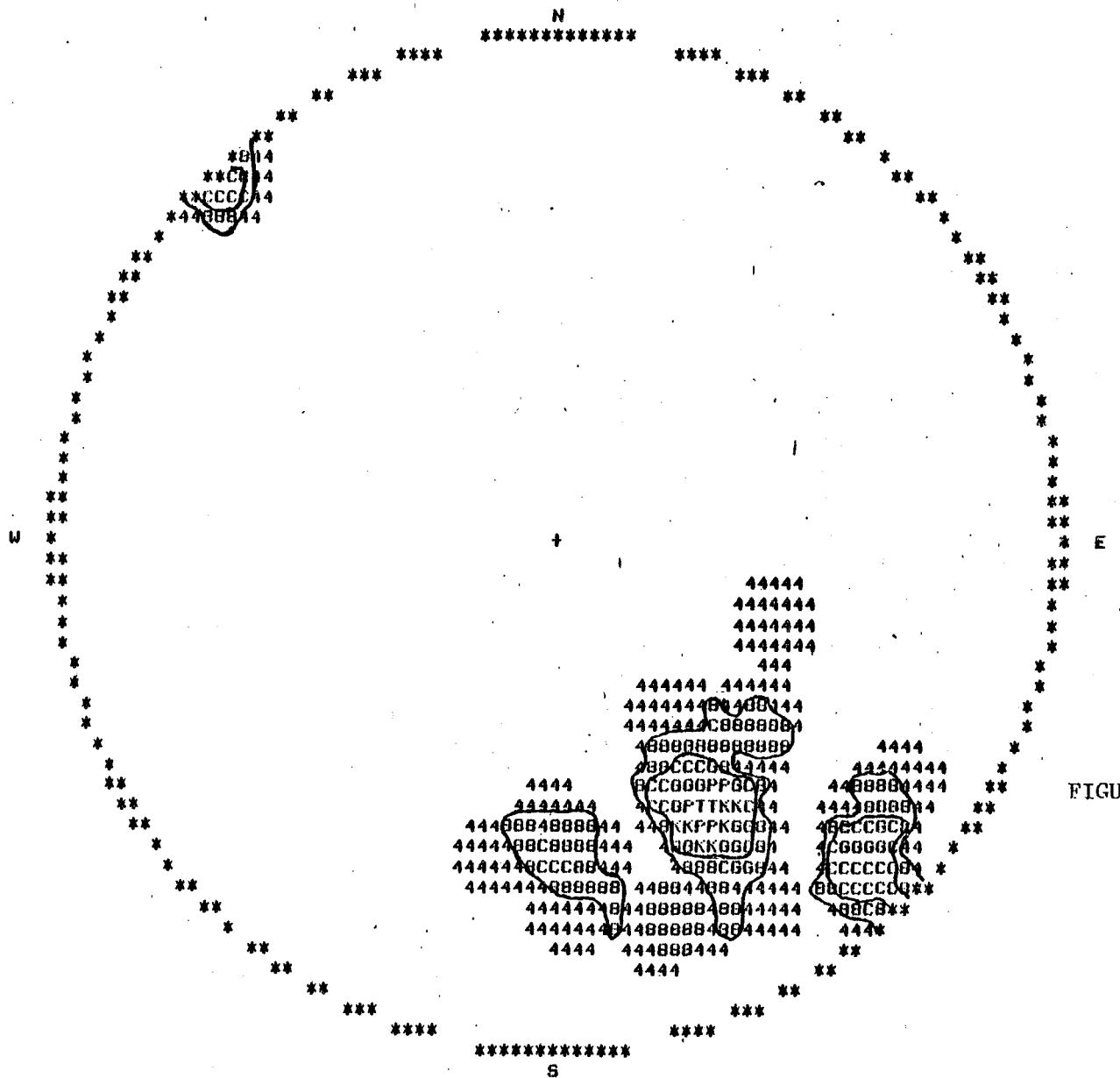


FIGURE 11: Projection stéréographique des pôles de plans axiaux.

ii) axes de plis et crénulations

La projection stéréographique des axes de plis et axes de crénulations (Fig. 12) présente un groupement autour de l'axe 0 32-32. Tandis que les autres mesures se dispersent sur deux grands cercles d'orientation nord-est, sud-ouest et nord-sud.

iii) linéations minérales

La projection stéréographique des linéations minérales (Fig. 13) a un groupement de points autour de l'axe 036-52 et les mesures ont le même patron de dispersion que les axes de plis et axes de crénulations. Les deux grands cercles sont toutefois mieux définis et sont de direction nord-est, sud-ouest et nord-sud.

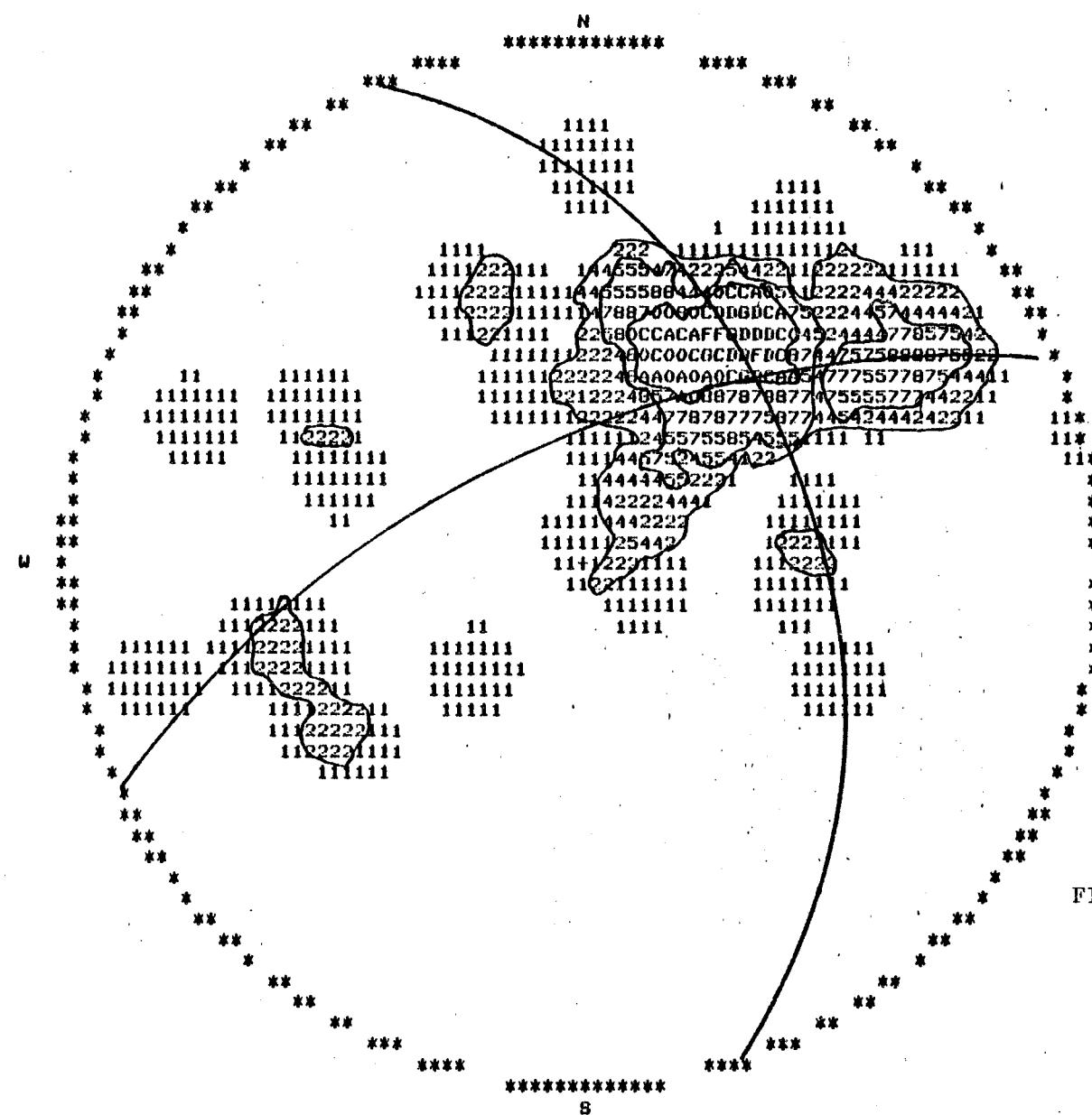
2. Déformation ductile des quartzites

2.1 Introduction

Les déformations qui affectent la séquence de paragneiss jouent sur la configuration des masses de quartzites ainsi que sur leur structure interne. Cette section traite des effets des déformations sur l'ensemble des gisements suivie d'une étude des déformations à l'intérieur des gisements C et I. Finalement, ces déformations peuvent provoquer du boudinage et affecter les microtextures des quartzites.

2.2 à l'échelle des gisements

Les gisements A, B et C forment de grands plis de type S qui plongent vers le sud-ouest. L'extrémité sud-ouest du gisement I décrit elle aussi un pli, ce petit pli est bien souligné par la présence des gneiss quartzeux et des amphibolites: le flanc sud-est de ce pli est tronqué par la masse charnockitique. Le gisement D a une forme ovoïde allongée et est juxtaposée au gisement H. Ce gisement H décrit un antiforme déversé vers le sud-est et plongeant au sud-ouest. La charnière de ce pli est bien enveloppée par du gneiss quartzeux et



LEVE STRUCTURAUX

LA GALETTE

QUANTITE DE POINTS 67.00

AXES DE CRENULATIONS

LA VALEUR DU CENTRE EST 1

PROJECTION/SCHMIDT (SURF.EGALE)
HEM. INF., PROGRAMME-DENIS W. ROY
SCI/TERRRE, UNIV.QUE. CHICOUTIMI
AUTOMNE 82, PROJET B.TREMBLAY

FIGURE 12: Projection stéréographique des axes de plis et des axes de crénulations de la séquence de paragneiss.

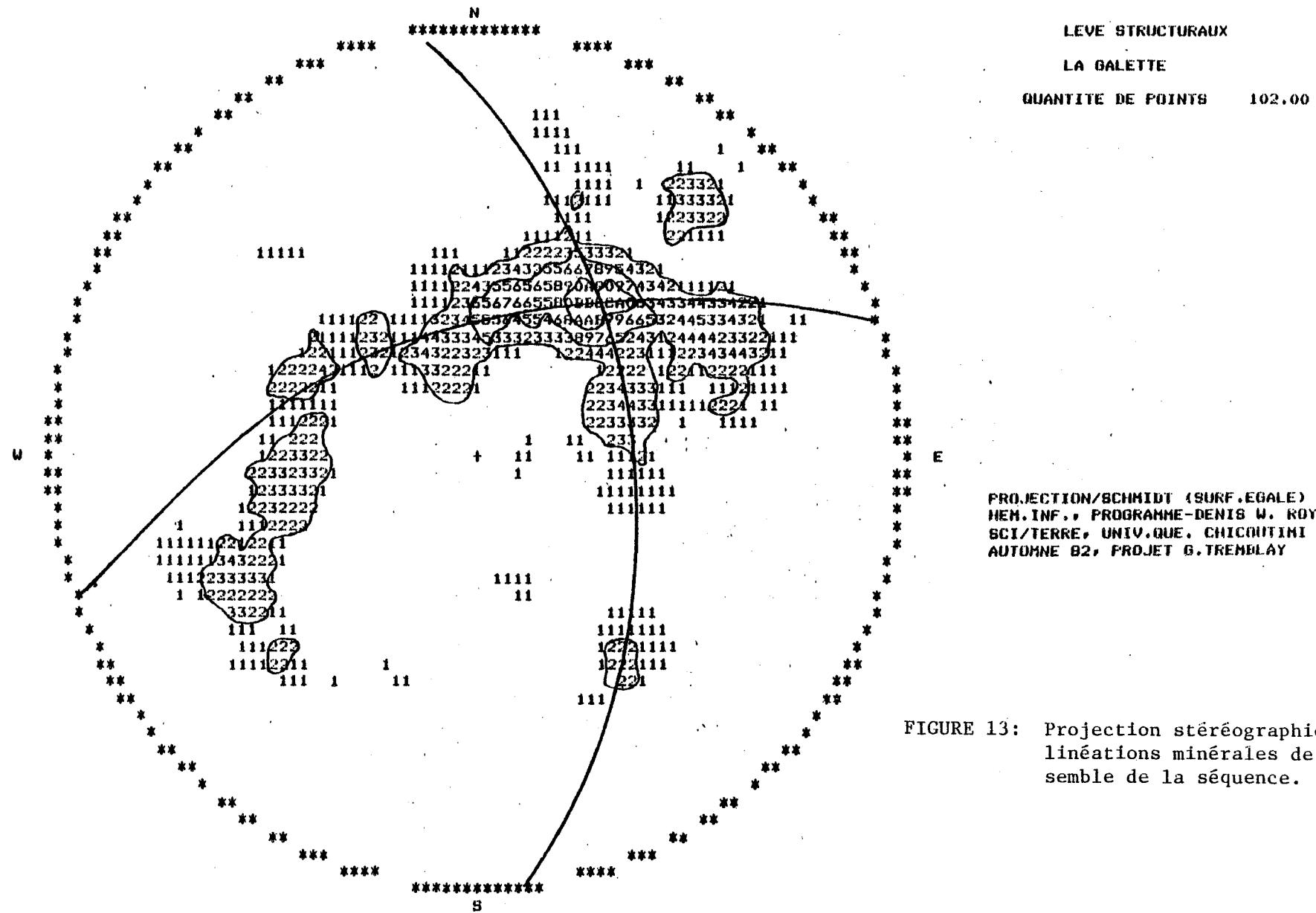


FIGURE 13: Projection stéréographique des linéations minérales de l'ensemble de la séquence.

de l'amphibolite (**carte D-G, 5 à 9**). Les traces axiales de ces plis sont toutes orientées parallèlement ou subparallèlement à celle du grand synforme périphérique, soit de direction nor-est, sud-ouest.

Les gisements K, F, G ne décrivent pas de figures particulières mais se situent tout de même en continuité avec d'autres gisements et s'englobent bien dans la structure régionale.

2.3 mésostuctures des gisements C et I

Sur le gisement C, plusieurs structures traduisent à leur façon les déformations internes du quartzite. Dans la demie sud-ouest (AXE C, LO + 00 - L11 + 00) un grand nombre de ces mésostuctures a pu être observé (Fig. 14a). Ce sont principalement des horizons alumineux qui décrivent des plis ouverts à légèrement fermés et dont l'amplitude et la longueur d'onde varient de décimétrique à métrique. Ces horizons alumineux contiennent des sillimanites millimétriques généralement orientées parallèlement à l'axe de pli et des sillimanites centimétriques qui sont, soit parallèles, soit discordantes à l'axe de plis et, à l'occasion, avec les extrémités tordues.

Les éléments structuraux de la demie sud-ouest du gisement C forment un domaine d'une centaine de mètres de largeur (Fig. 14a), la coupe longitudinale de ce domaine de direction nord-est, sud-ouest (Fig. 14b) montre une ondulation des plongées des axes de plis. Cette variation des plongées se conforme aux dispersions obtenues sur la projection stéréographique des axes de plis et linéations minérales mesurées à l'intérieur du gisement (Fig. 15). Ces dernières se dispersent sur deux grands cercles d'orientation nord-sud et est-ouest. La projection des pôles des plans formés par les horizons alumineux montre une dispersion sur un grand cercle d'orientation quasi nord-sud (Fig. 16).

Le gîte I possède lui aussi plusieurs horizons plissés, généralement

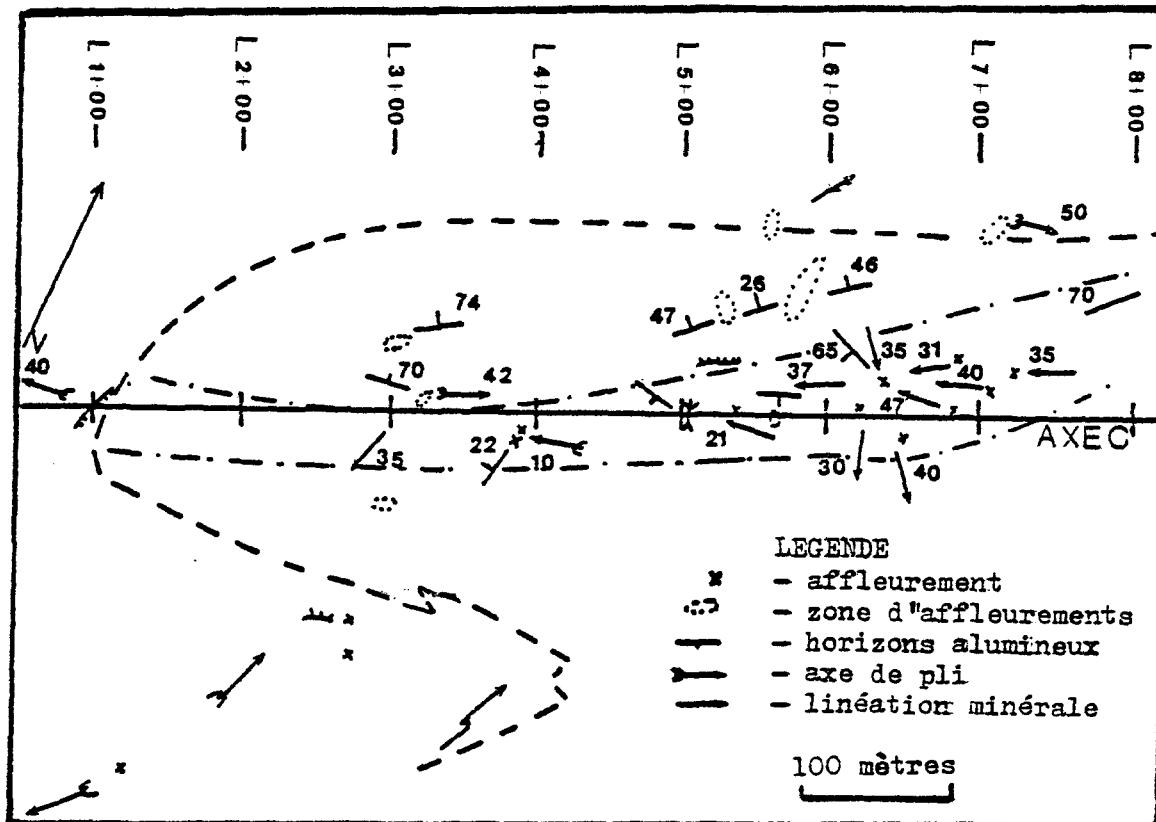


FIGURE 14a: Localisation des mésostuctures observées dans la demi sud-ouest du gisement C.

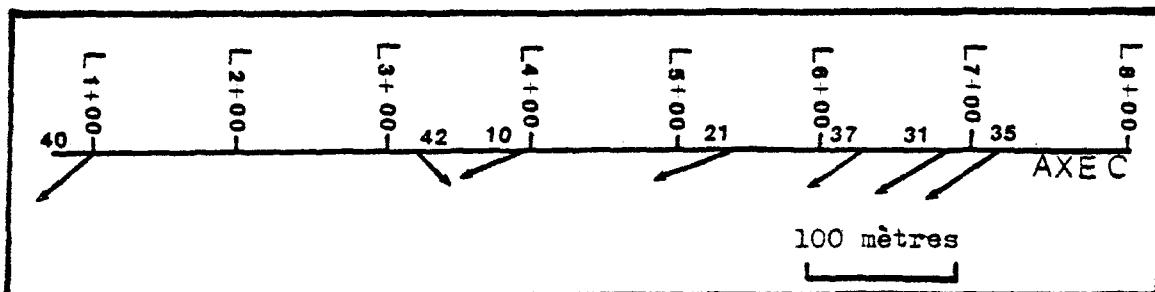


FIGURE 14b: Coupe longitudinale de la demie sud-ouest du gîte C. Les flèches représentent des axes de plis ou des axes de linéations minérales.

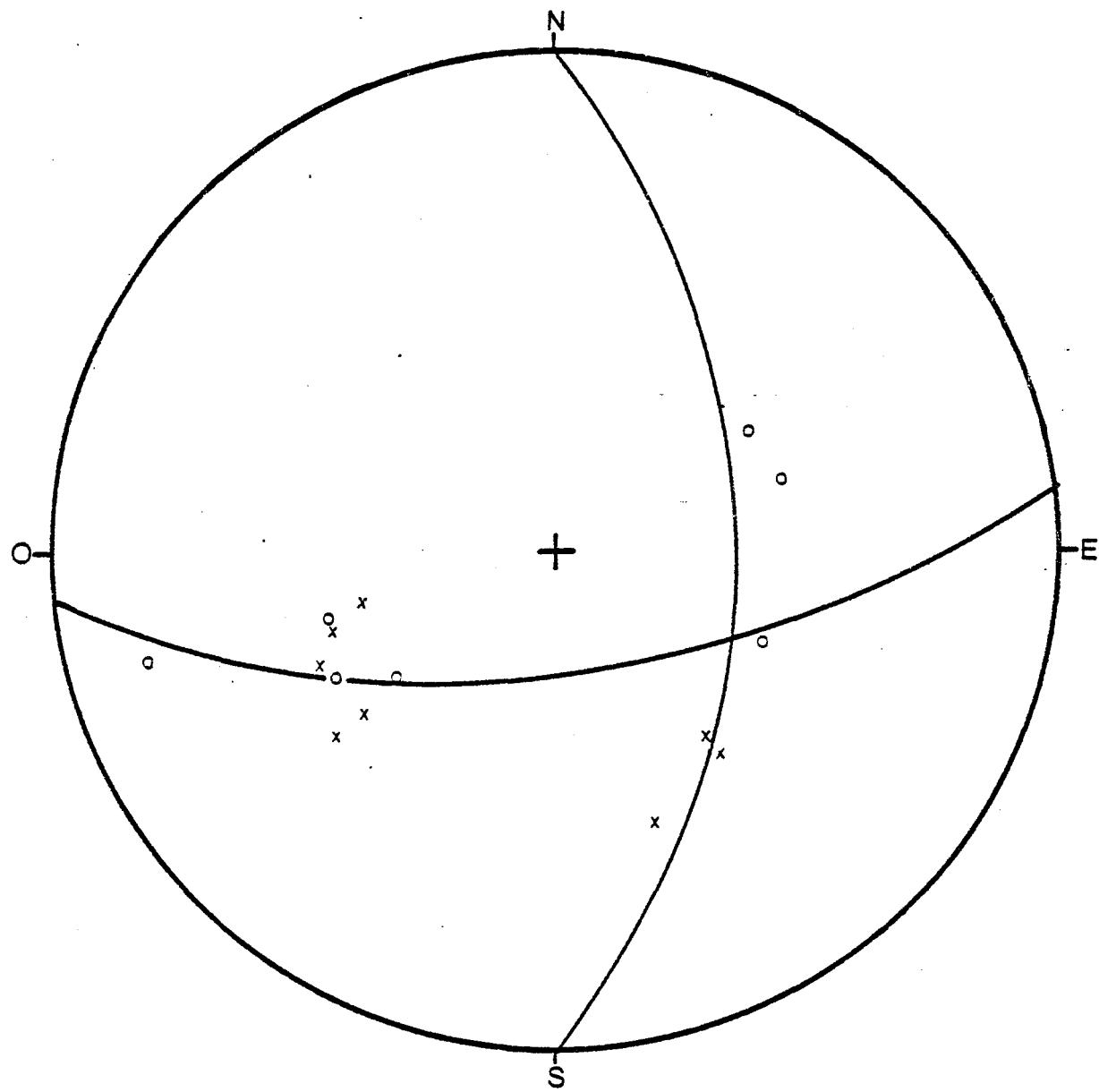


FIGURE 15: Projection stéréographique des axes de plis (0) et linéations minérales (x) mesurés sur le gisement C.

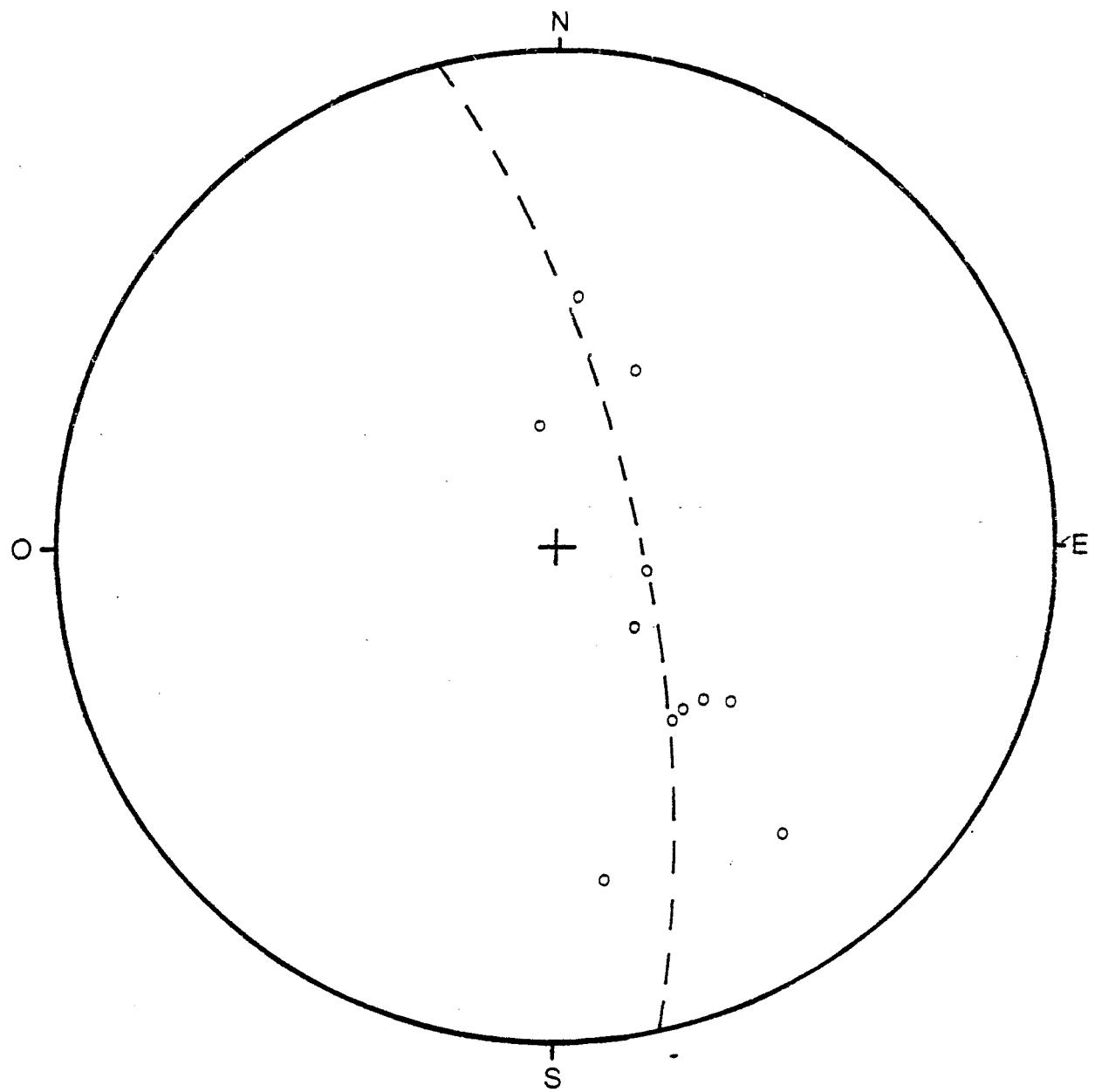


FIGURE 16: Projection stéréographique des pôles des plans formés par les horizons alumineux.

alumineux mais occasionnellement feldspathiques. Les horizons alumineux forment le même type de pli, ouvert à légèrement fermé que sur les autres gîtes tandis que les horizons feldspathiques peuvent former des plis isoclinaux ou serrés (planche 1). Un de ces horizons feldspathiques plissés montre des flancs repris par une deuxième déformation (Fig. 17).

La projection stéréographique des axes de plis et linéations minérales mesurés sur ce gîte montre une dispersion sur deux grands cercles de direction nord-est et est-ouest (Fig. 18).

2.4 Le boudinage

De minces niveaux quartzitiques sont présents dans la séquence de gneiss quartzeux et du boudinage peut affecter certains de ces niveaux. Par exemple, en bordure du gisement C, une bande de quartzite d'environ dix centimètres d'épaisseur est boudinée. Les boudins ont environ 0.5 mètres de longueur et sont légèrement tordus (planche 9). La présence de ce phénomène à une échelle restreinte suggère que le même phénomène peut se produire à une plus grande échelle. D'ailleurs, sur la carte régionale (Fig. 4), nous pouvons voir que les différents gîtes représentent des masses de quartzite discontinues et qu'un alignement existe entre plusieurs de ces masses.

2.5 Textures des quartzites

La texture et la granulométrie du quartzite varient beaucoup à l'intérieur d'un même gîte. Les grains de quartz ont de 5 à 50 millimètres de grosseur et celle des minéraux accessoires est de l'ordre du millimètre.

La texture et la granulométrie montrent une relation avec la distribution des minéraux accessoires. Lorsque ceux-ci sont presque absents (planche 4) le quartzite possède une texture granoblastique inéquigranulaire et une granulométrie grossière. Par contre si les minéraux accessoires sont présents ($\approx 1\%$) (planche 10), le quartzite peut avoir une granulométrie plus fine et des grains de quartz granoblastiques isogranulaires. Avec un pour-

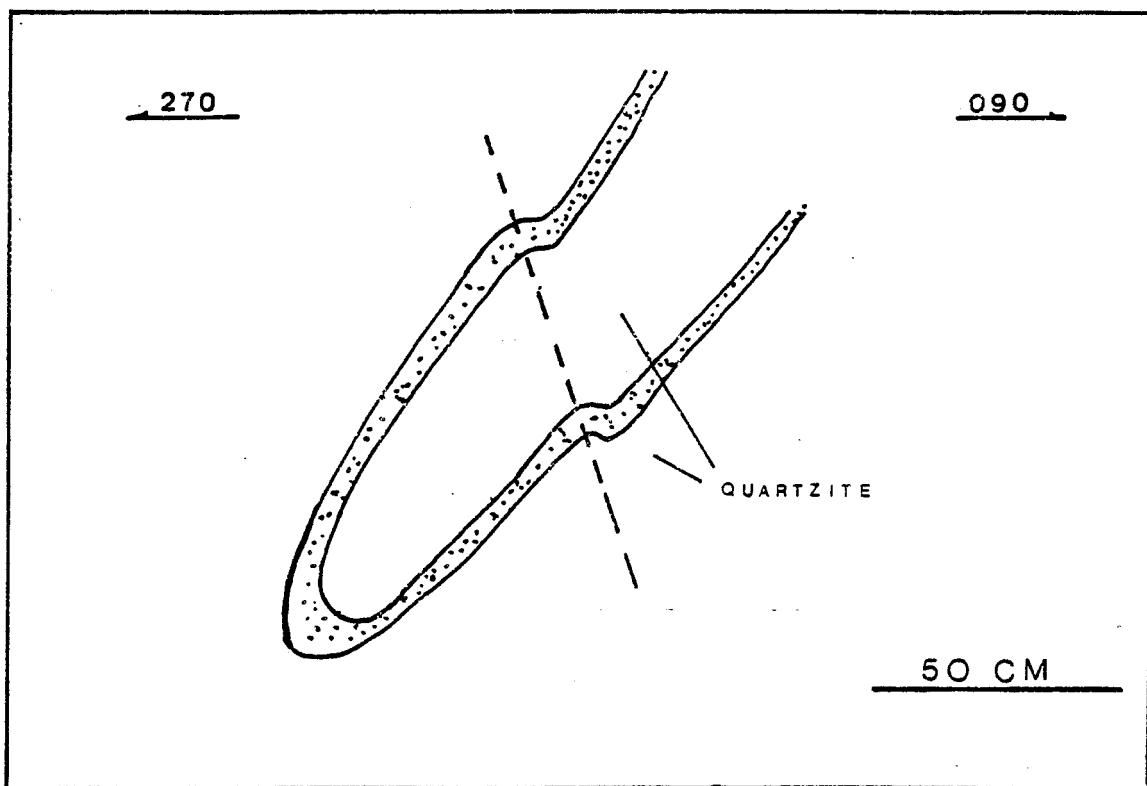


FIGURE 17: Horizon feldspathique (pointillé) du gisement I montrant les effets de deux déformations.

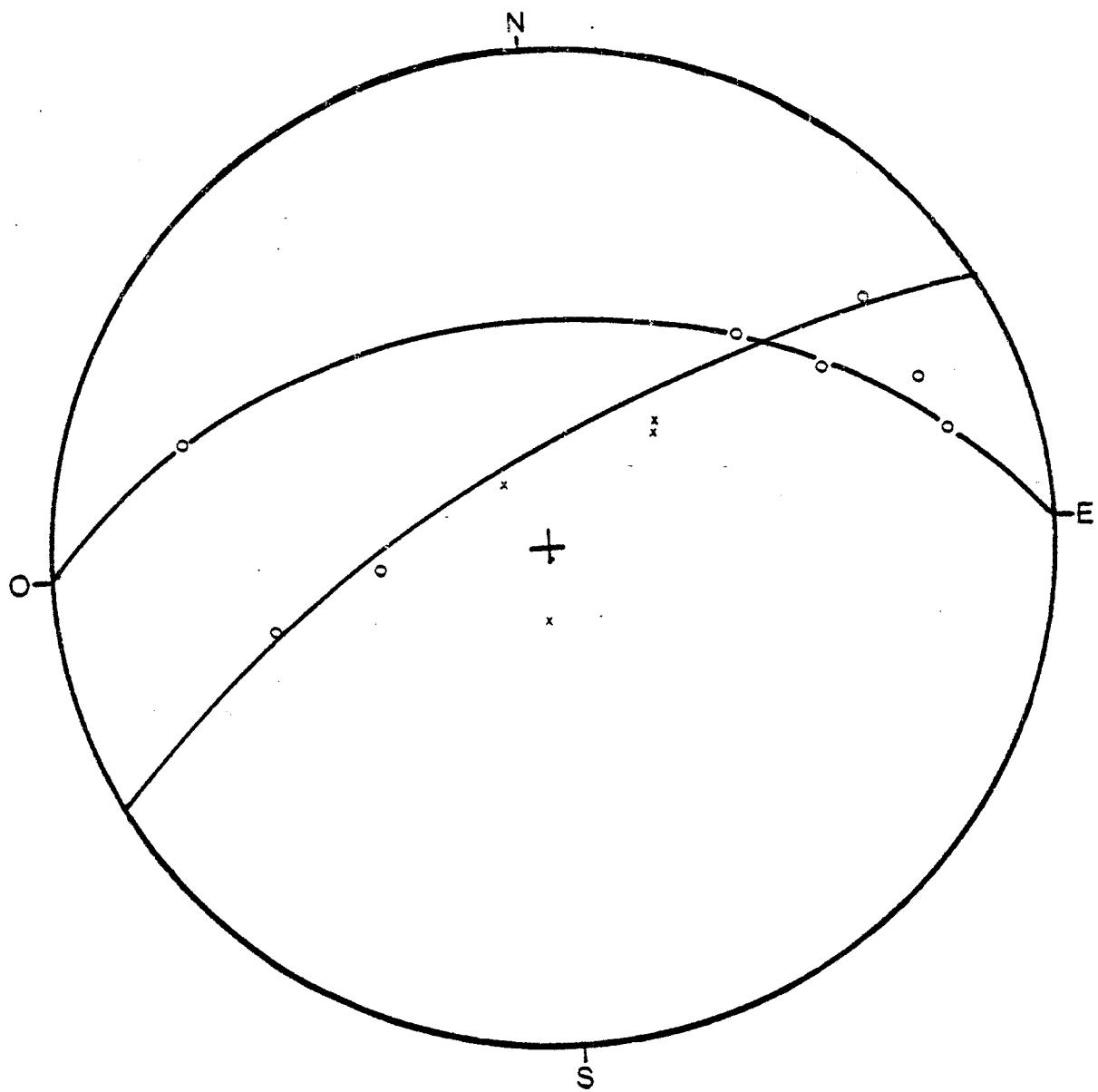


FIGURE 18: Projection stéréographique des axes de plis (0) et linéations minérales (x) mesurés sur le gisement I.

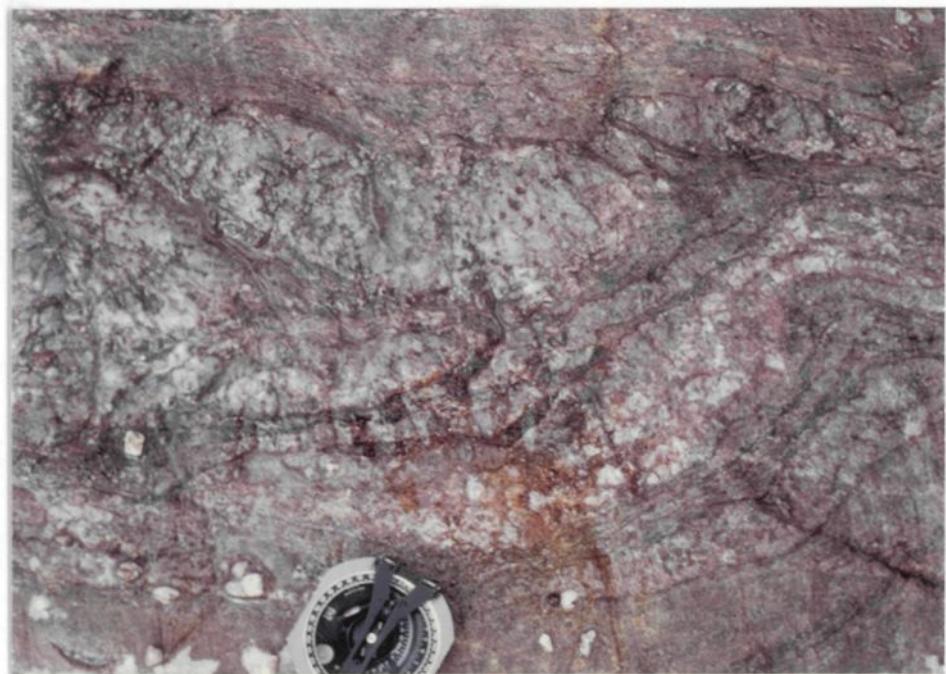


PLANCHE 9 Horizon quartzitique dans le gneiss quartzeux,
l'horizon est boudiné et les boudins sont lé-
gèrement tordus.



PLANCHE 10 Quartzite ayant un pourcentage de minéraux accessoires
supérieur à 1% avec une texture granoblastique iso-
granulaire, mais une fine granulométrie (champ = 15 mm).

centage de minéraux accessoires relativement élevé (2-3%), le quartzite a une texture polygonale aplatie assez près de la texture granulite (planche 5). L'intersection des grains de quartz avec le plan de coupe de la roche donne une linéation parallèle à l'alignement des minéraux prismatiques. Ce qui est en accord avec les travaux de Ransom (1971) et Wilson(1973) qui ont démontré, que la présence d'impuretés dans la roche limite la croissance des grains de quartz et que ceux-ci croissent parallèlement aux minéraux prismatiques.

Finalement, la plupart des grains montre une extinction ondulante, cependant, il arrive que des grains de fine granulométrie n'aient pas ce genre d'extinction. Ce qui implique que certains quartz ont effectué une recristallisation post-déformation.

3. Synthèse et interprétation

L'analyse structurale à l'échelle régionale indique: que la séquence paragneissique décrit un grand synforme plongeant à 020-42 en bordure du massif d'anorthosite de St-Urbain, que les gîtes A,B et C forment de grands plis de type S plongeant vers le sud-ouest et sont contraires au sens de rotation du synforme périphérique. Les traces axiales du petit pli à l'extrémité du gisement I et du pli décrit par le gisement H sont de direction nord-est, sud-ouest, soit subparallèles à la trace axiale du grand synforme. Cette étude a aussi montré que les diverses lithologies sont foliées et que cette foliation peut à son tour être plissée. La direction générale des foliations est; nord-est, sud-ouest avec un pendage au nord-ouest. Finalement, les dykes et les veines sont eux aussi plissés.

La projection stéréographique des pôles de plans de foliation confirme que cette dernière est plissée et la projection des pôles des plans axiaux indique un déversement des plis vers le sud-est. La compilation des éléments linéaires montre une distribution des axes de plis et linéations minérales sur deux grands cercles. Cette dispersion peut résulter d'un patron

de déformation du type dômes et bassins ou encore de croissants et champignons. Ces mêmes patrons de dispersion se retrouvent à l'intérieur des gîtes C et I. Cependant, la coupe longitudinale de la demie sud-ouest du gîte C (Fig. 14b) et l'ondulation des axes de plis suggère qu'un patron du type dômes et bassins est responsable de la dispersion des éléments linéaires.

La foliation plissée, la présence de grosses sillimanites tordues dont l'orientation varie de discordante à parallèle aux axes de plis, indiquant que ces sillimanites ont subi une rotation et la présence de plis isoclinaux dont les flancs sont repris par de petits plis ouverts, indiquent que plusieurs déformations affectent la séquence de paragneiss et les niveaux de quartzites.

B. DEFORMATIONS CASSANTES

1. Introduction

Les déformations de type cassant jouent un rôle important sur la séquence paragneissique et sur les gisements de quartzite: des failles occasionnent des zones de broyages ainsi que des zones de cisaillements et, une fracturation pénétrante affecte toutes les masses de quartzite. Cette section présente une étude de la fracturation sur le gisement C et une étude des failles à l'échelle régionale.

2. Fracturation et microfracturation dans les quartzites

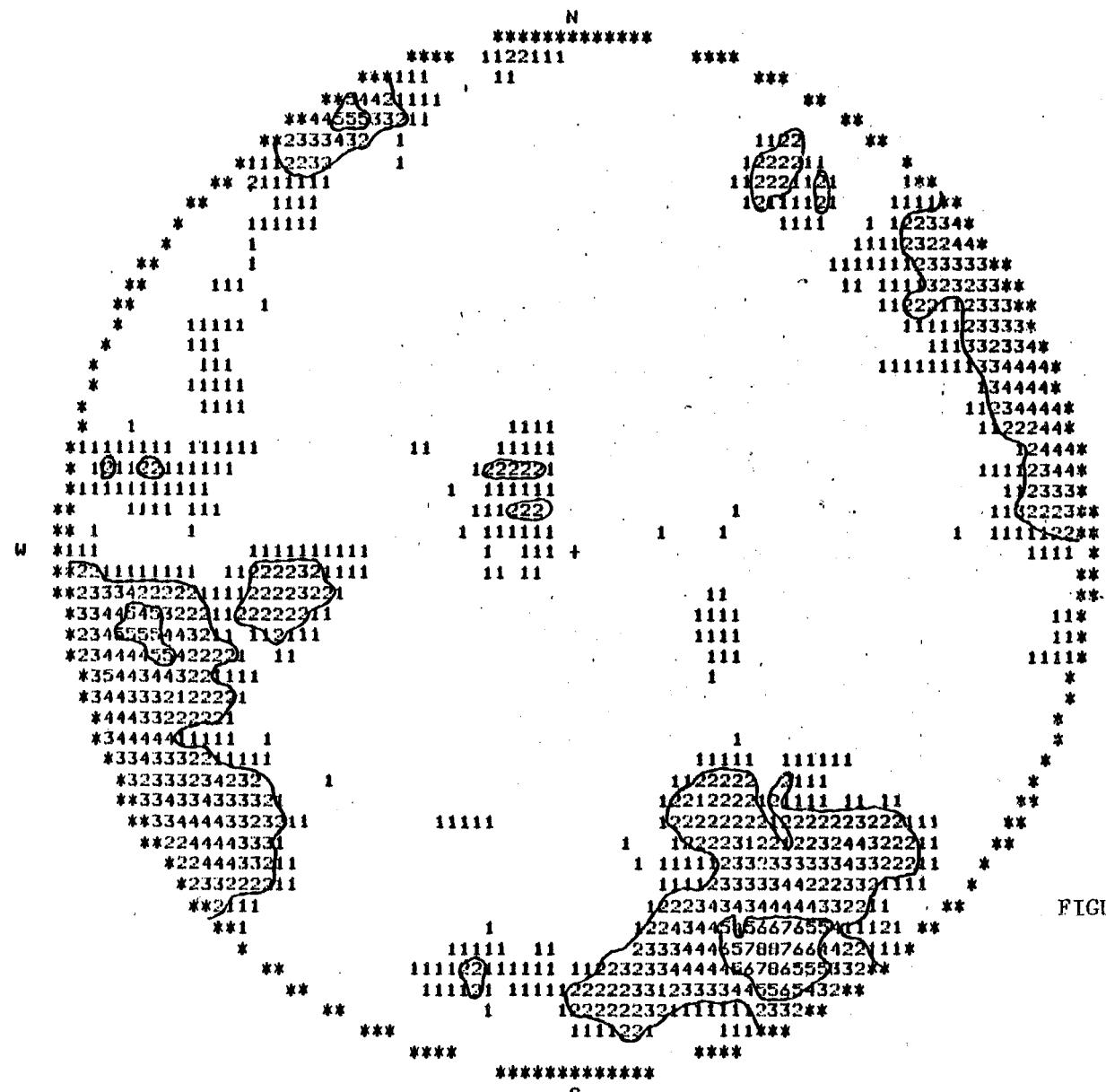
En plus de la fracturation du quartzite reliée aux failles régionales, il y a une fracturation pénétrante dans tous les gîtes de quartzites. Sur le gisement C, l'espacement entre les fractures varie du millimètre au décimètre.

La compilation stéréographique des pôles des plans de fractures (Fig. 19) montre qu'il y a trois orientations suborthogonales de fracturation. Deux systèmes de joints sont subverticaux et ont des directions nord-est et nord-ouest, tandis que le troisième est subhorizontal. Ces systèmes de joints se trouvent subparallèles et subperpendiculaires à l'allongement du gisement. Ces fractures sont généralement discontinues et cette discontinuité permet au quartzite de conserver une bonne tenacité. Elles présentent à l'occasion un léger placage de minéraux micacés et plus régulièrement un placage en hématite (planche 11). Cette hématitisation n'affecte pas toutes les fractures et ne semble pas caractériser un système de joint en particulier (Fig. 20).

L'analyse microscopique des quartzites révèle que la fracturation peut être importante à cette échelle aussi. La planche 12 montre un quartzite affecté par une microfracturation discontinue dans laquelle de l'oxyde de fer a pris place. Cette microfracturation tend à diminuer la granulométrie du quartzite mais la discontinuité des fractures permet au quartzite de conserver une bonne tenacité.

3. Zones broyées et cisaillées dans les quartzites

Les zones de broyages et de cisaillements observées sur les quartzites montrent généralement une relation avec les failles régionales. Les zones broyées sont en fait des brèches de failles d'épaisseur millimétrique, elles se composent de fragments de quartz anguleux dans une matrice de pouddre de quartz très fine et à l'occasion d'oxyde de fer (planche 13). La pouddre de quartz fait prendre une teinte blanc laiteux aux brèches, ce qui



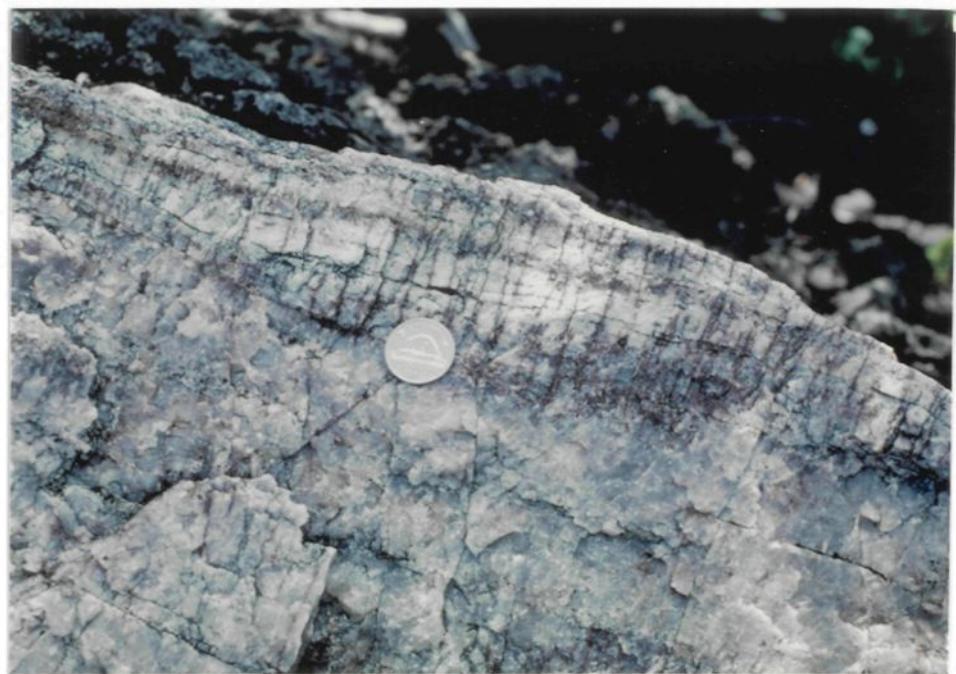


PLANCHE 11 Plans de fractures ayant un placage en hématite

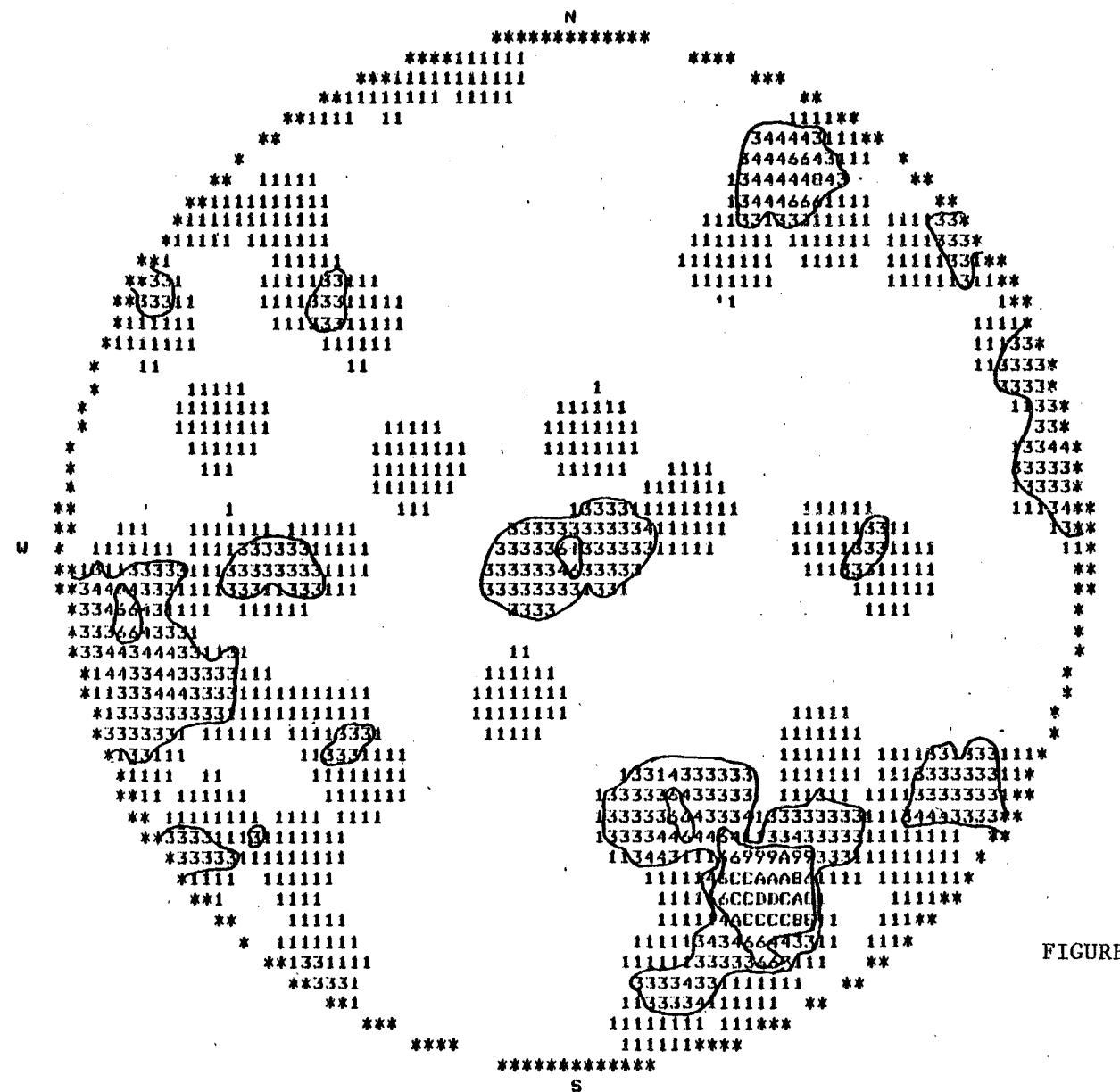


FIGURE 20: Projection stéréographique des pôles des plans de fractures affectés par de l'hématitisation.

facilite l'observation sur le terrain et le long des forages.

Les zones cisaillées représentent des endroits où le quartzite montre une intense fracturation. Le quartzite cisaillé se brise aisément et a souvent une teinte rouille causée par la présence d'oxyde de fer.

Les zones de cisaillement s'observent particulièrement près des zones de failles.

4. Les failles régionales

i) faille du lac des Cavernes

Le lac des Cavernes se situe en partie sur le gisement C. C'est un lac allongé dans la direction nord-est, sud-ouest et il s'aligne avec trois petits lacs dans le secteur des gisements D et H, ainsi qu'avec un ruisseau fortement encaissé au bout du gisement F (carte D-G, 5 à 9 et H-K, 5 à 9), ce qui constitue un linéament d'importance suggérant la présence d'une faille. Sur le terrain, quelques indices viennent en confirmer la présence. Par exemple, le gisement F semble être la prolongation des gîtes A,B et K, cependant, la continuité de ces gîtes est légèrement décalée par le linéament d'environ 50 mètres à droite. Cette faille occasionne aussi un décalage dextre d'environ 40 mètres des contacts de part et d'autre du lac des Cavernes.

Finalement de nombreux indices de failles se rencontrent à l'intérieur du gisement C. La faille brise la continuité structurale du gisement (section III E.2) et bréchifie le quartzite. De nombreuses zones bréchiques et fortement fracturées s'observent le long des forages et la projection orthogonale de ces brèches et zones d'intense fracturation (Fig. 21) permet d'estimer le pendage de la faille à 50 degrés vers le nord-ouest et de supposer

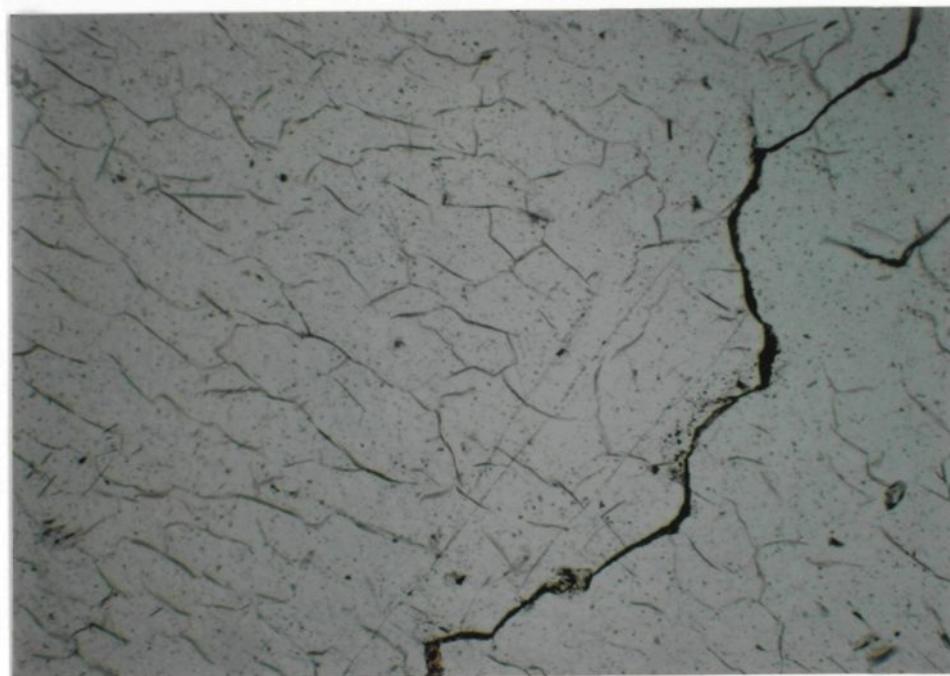


PLANCHE 12 Quartzite affecté par une microfracturation discontinue avec un placage en oxyde de fer (champ = 6.0 mm).

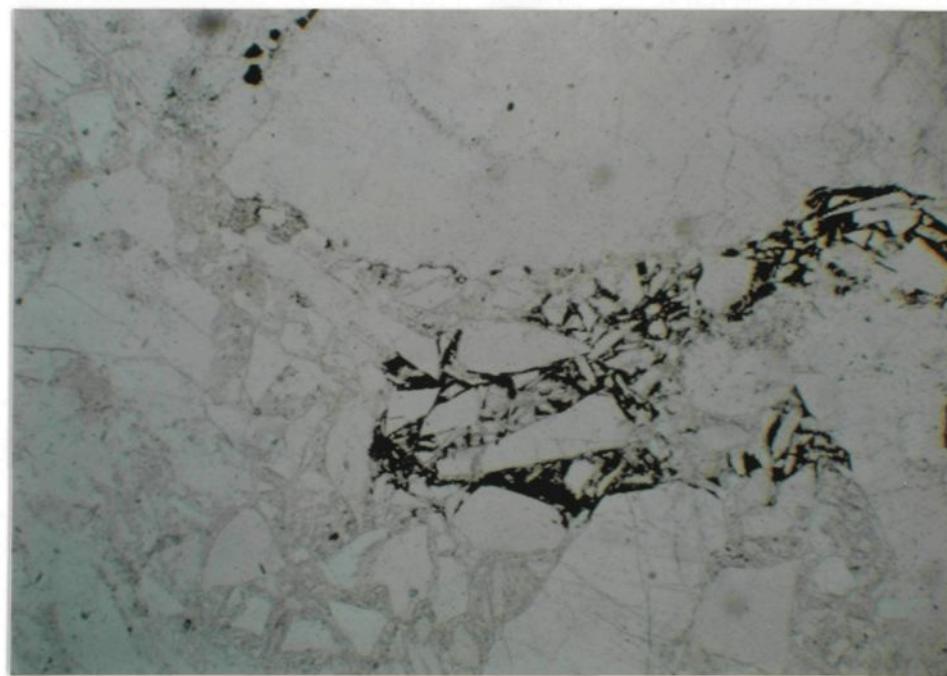


PLANCHE 13 Brèche de faille dans le quartzite, elle se compose de fragments de quartz anguleux dans une matrice composée de poudre de quartz très fine et à l'occasion d'oxyde de fer (champ = 6.0 mm).

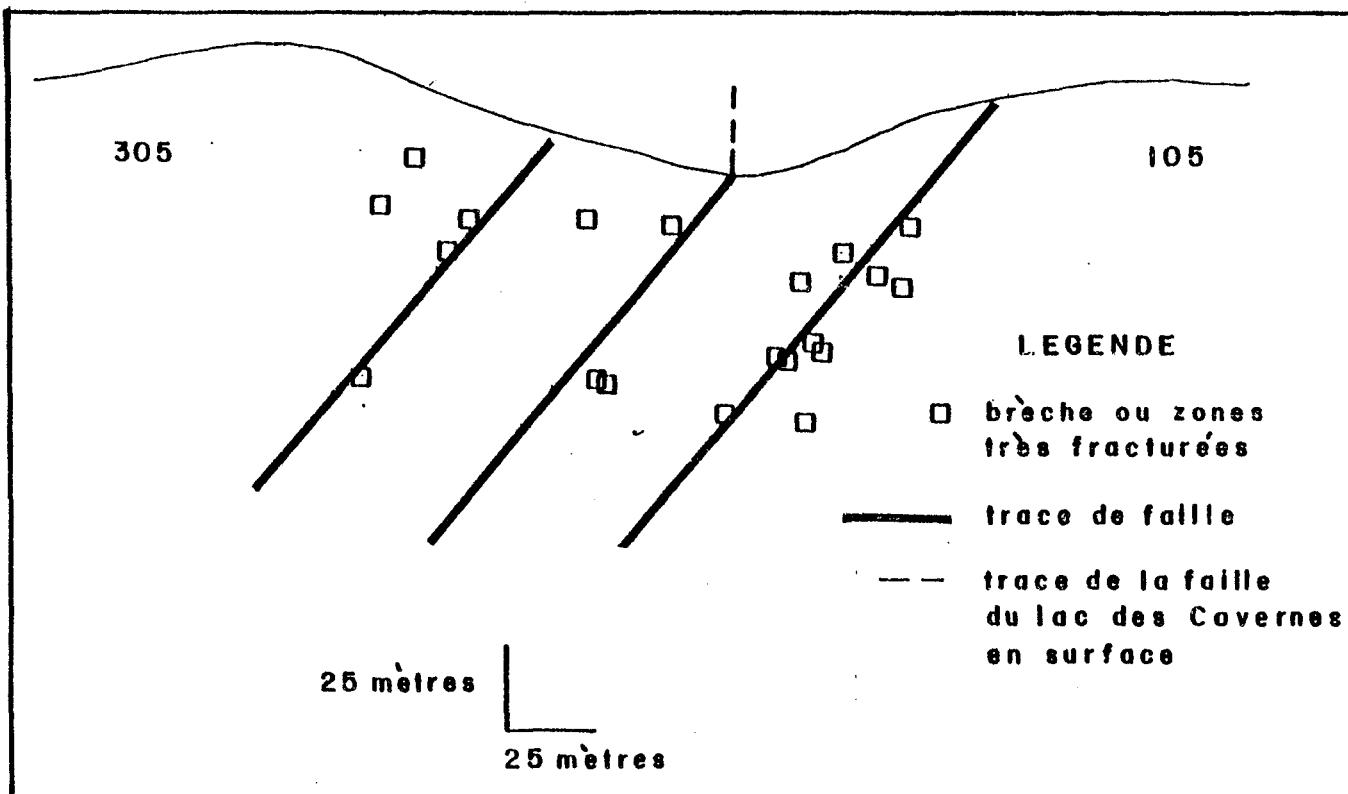


FIGURE 21: Projection orthogonale à la faille du lac des Cavernes, des brèches et zones d'intense fracturation dans le quartzite du gisement C.

la présence de failles composites. La faille influence aussi la structure interne du gîte ainsi que la distribution des teneurs en fer et aluminium (section III E.2).

ii) faille du gisement I

Cette faille est marquée sur le terrain par une légère dépression topographique ainsi que par la présence de stries de cisaillements abrupts et de brèches sur certains affleurements. La direction de cette faille est nord-sud et les contacts du gisement dans ce secteur semblent assez rectilignes indiquant que la composante directionnelle du rejet est faible.

iii) faille nord-sud

Une série de linéaments de direction nord-sud suggère la présence de failles dans cette direction. Un de ces linéaments présente des indices de failles, soit celui situé au bout du gisement C (FNS sur fig. 22). Un affleurement situé le long de ce linéament montre un contact gneiss quartzeux, amphibolite ayant un décalage directionnel dextre d'une dizaine de mètres. La direction de cette faille à cet endroit est de 186 degrés. Cette faille recoupe aussi la prolongation du gisement F vers le K et semble se terminer sur la faille du lac des Cavernes (Fig. 22).

iv) faille de la rivière du Gouffre

La rivière du Gouffre coule dans une dépression topographique importante, Rondot (1971) a observé le long de la rivière des zones mylonitiques. D'un autre côté, l'intersection du gîte I avec la rivière montre un décalage senestre de quelques mètres et en plus le quartzite à cet endroit

est très cisaillé. Cette faille a une direction nord-ouest, sud-est.

v) autres failles et linéaments

D'autres failles mais de moindre importance sont visibles sur le terrain. Elles montrent de petits décrochements senestres ou dextres de l'ordre décimétrique. A l'occasion on pourra observer des zones mylonitiques ou encore du remplissage de matériel pegmatitique. Ces petites failles ont des directions allant de nord-ouest, sud-est à nord-est, sud-ouest.

D'autres linéaments topographiques marquent le secteur (Fig. 22); ce sont, le linéament du Petit lac Malbaie de direction nord, nord-est et un autre qui se situe au sud du lac de la Grosse Femelle qui est de direction nord-sud. Leur interprétation comme trace de faille ne peut cependant être confirmée faute d'observation d'indices de failles appropriés.

5. Synthèse et interprétation

Les déformations de type cassant, apparaissent comme les dernières déformations qui affectent la séquence paragneissique. Elles occasionnent une fracturation pénétrante dans tous les gîtes et faillent la séquence.

Sur le gisement C, trois réseaux suborthogonaux de fractures affectent le quartzite. Ces réseaux se trouvent subparallèles et subperpendiculaires aux épontes du gisement. L'espacement entre les fractures varie du millimètre au décimètre, mais elles sont généralement discontinues, ce qui laisse une bonne tenacité aux quartzites. Cependant, une telle fracturation aura tendance à diminuer la grosseur des blocs de quartzite lors du dynamitage et lors du broyage. Les trois réseaux de fractures peuvent mon-

trer un placage en hématite donc servent de canaux pour la remobilisation du fer.

L'étude des failles à l'échelle régionale (Fig. 22) montre un réseau important de failles de direction nord-est, sud-ouest avec un réseau de petites failles relais, de direction nord-sud. A une échelle plus restreinte, de petites failles de direction similaire sont présentes et des mylonites ainsi que du matériel pegmatitique accompagnent souvent ces dernières.

A l'échelle des masses de quartzites, ces failles jouent un rôle important car elles déplacent des contacts, brisent la continuité structurelle de certains gisements (section III E.2) bréchifient le quartzite et servent de canaux pour la remobilisation du fer. Par ailleurs les failles ne représentent pas la seule cause de discontinuité des gisements comme nous le discuterons plus loin.

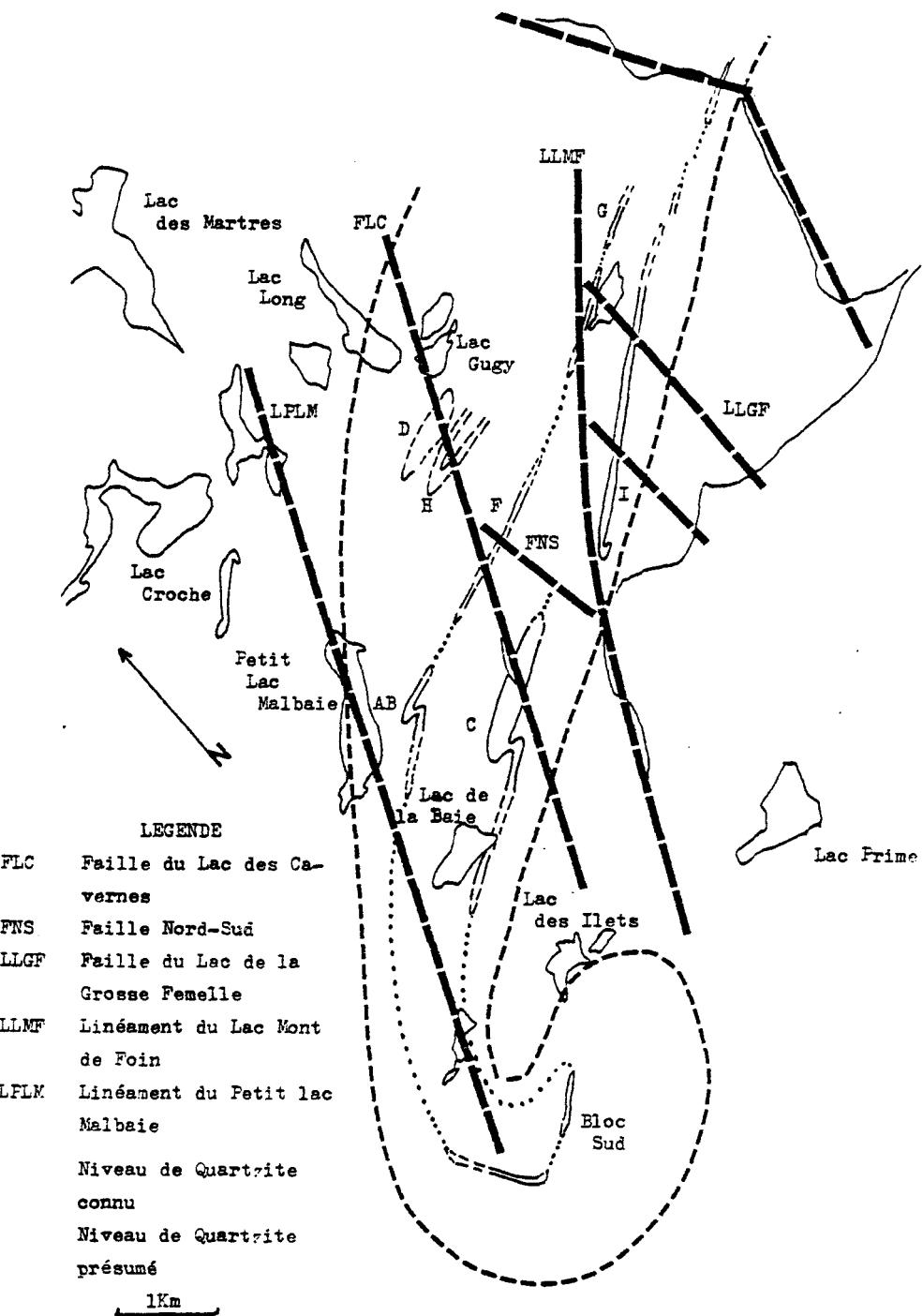


FIGURE 22: Localisation des failles et linéaments à l'échelle de la séquence paragneissique.

CHAPITRE III

ANALYSE CHIMIQUE ET GEOMETRIQUE

A. INTRODUCTION

Selon une étude de préfaisabilité du projet silice, seule la production de quartzite pour la fabrication de silicium et de carbure de silicium s'avère rentable (Gilbert, 1982). Or, les normes de qualité pour ces utilisations demandent des teneurs en $\text{Al}_2\text{O}_3 < 0.35\%$ et des teneurs en $\text{Fe}_2\text{O}_3 \leq 0.10\%$. (annexe III). La mise en valeur d'un gisement de quartzite exige donc de connaître les teneurs et la distribution de ces éléments. Cette section présente une étude statistique et géométrique du gisement C qui permet de mieux connaître la distribution de la silice de haute qualité et les contrôles qui influencent la distribution des minéraux indésirables.

B. DISTRIBUTION DE L'ALUMINIUM (Al_2O_3)

1. Occurrence et distribution statistique

Plusieurs des minéraux accessoires que l'on rencontre dans les quartzites de la Galette possèdent de l'aluminium dans leur structure atomique. Ce sont, par ordre des teneurs en Al_2O_3^1 : les feldspaths ($\approx 20\%$), les grenats ($< 25\%$) (Deer et al., 1963, v.1), les micas ($< 38\%$) et les sillimanites ($\approx 68\%$) (Bliss, 1979). La proportion de ces minéraux varie d'un endroit à l'autre dans le quartzite, ce qui explique la variation des teneurs en Al_2O_3 .

La compilation statistique des teneurs en Al_2O_3 indique qu'elles

¹ pourcentage poids

suivent une distribution lognormale, ce que montre l'histogramme des fréquences (Fig. 23) et la droite de Henry (Fig. 24). Selon celle-ci, la moyenne des teneurs en Al_2O_3 est de 0.35%. Le tableau III présente les fréquences cumulatives de ces teneurs et indique que près de 45% du quartzite échantillonné présente des teneurs en Al_2O_3 qui satisfont les normes pour la fabrication de silicium et de carbure de silicium.

Les teneurs en Al_2O_3 du gisement C s'étalent de 0.105% à 15%, les faibles teneurs s'expliquent facilement par la présence d'une faible quantité de minéraux secondaires contenant de l'aluminium dans le quartzite. Cependant, le quartzite de la Galette contient rarement plus de 3% de minéraux accessoires disséminés, ce qui n'explique pas la présence des fortes teneurs en Al_2O_3 .

Les minéraux accessoires alumineux se trouvent disséminés dans le quartzite ou encore forment de minces horizons. La présence de ces horizons dans les échantillons analysés demeure la cause la plus probable pour expliquer les fortes teneurs car il est surprenant qu'un quartzite ayant rarement plus de 3% de minéraux alumineux, ait de telles valeurs en Al_2O_3 .

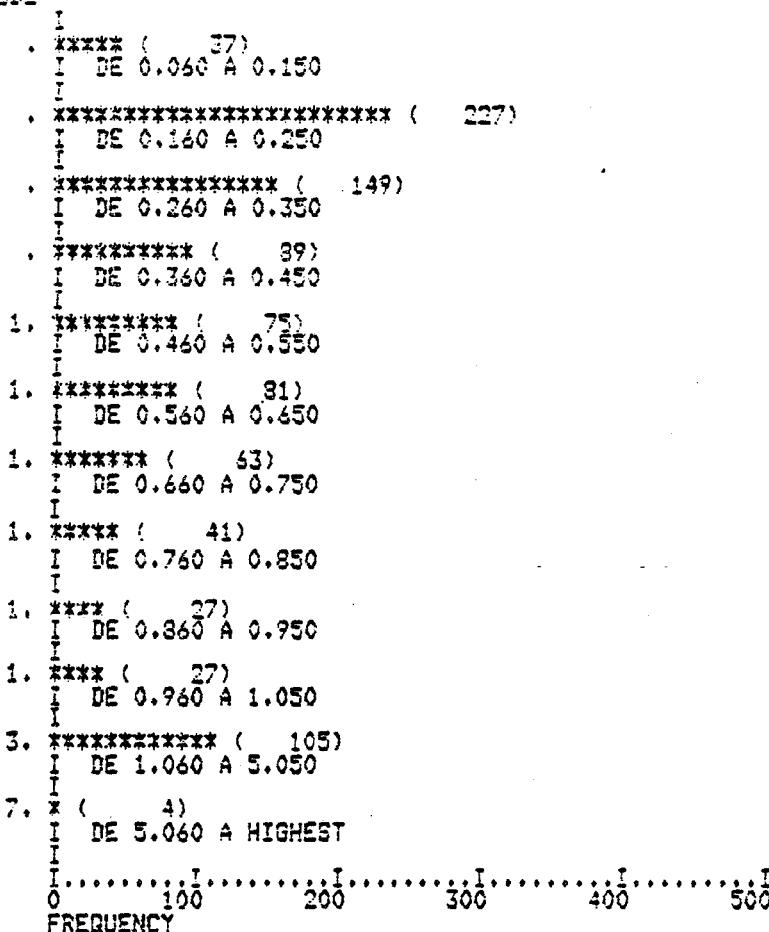
2. Valeur stratigraphique de l'aluminium

Les teneurs en aluminium sont reliées à la présence de minéraux accessoires alumineux dans le quartzite. Par conséquent, les teneurs en Al_2O_3 doivent avoir une distribution similaire à celle de ces minéraux. Ces derniers se concentrent dans de minces horizons millimétriques à centimétriques ou encore, forment des bandes de différentes épaisseurs dans lesquelles

xc

POURCENTAGE D'ALUMINIUM

CODE



| MEAN | .753 | STD ERR | .032 | MEDIAN | .411 |
|---------------------|----------------------|---------------|-------|--------------------------|---------|
| MODE | .205 | STD DEV | .259 | VARIANCE | .210 |
| KURTOSIS | 9.005 | SKEWNESS | 2.732 | RANGE | .955 |
| MINIMUM | 105 | MAXIMUM | 7.060 | SUM | 696.725 |
| C.V. PCT | 127.242 | .95 C.I. | .391 | TO | .815 |
| VALID CASES | 925 | MISSING CASES | 0 | | |
| ANALYSE GEOCHIMIQUE | | | | 62/12/22, 10.16.03, PAGE | 2 |
| FILE - NONAME | (CREATED - 62/12/22) | | | | |

FIGURE 23: Histogramme des fréquences des teneurs en Al_2O_3 du gisement C.

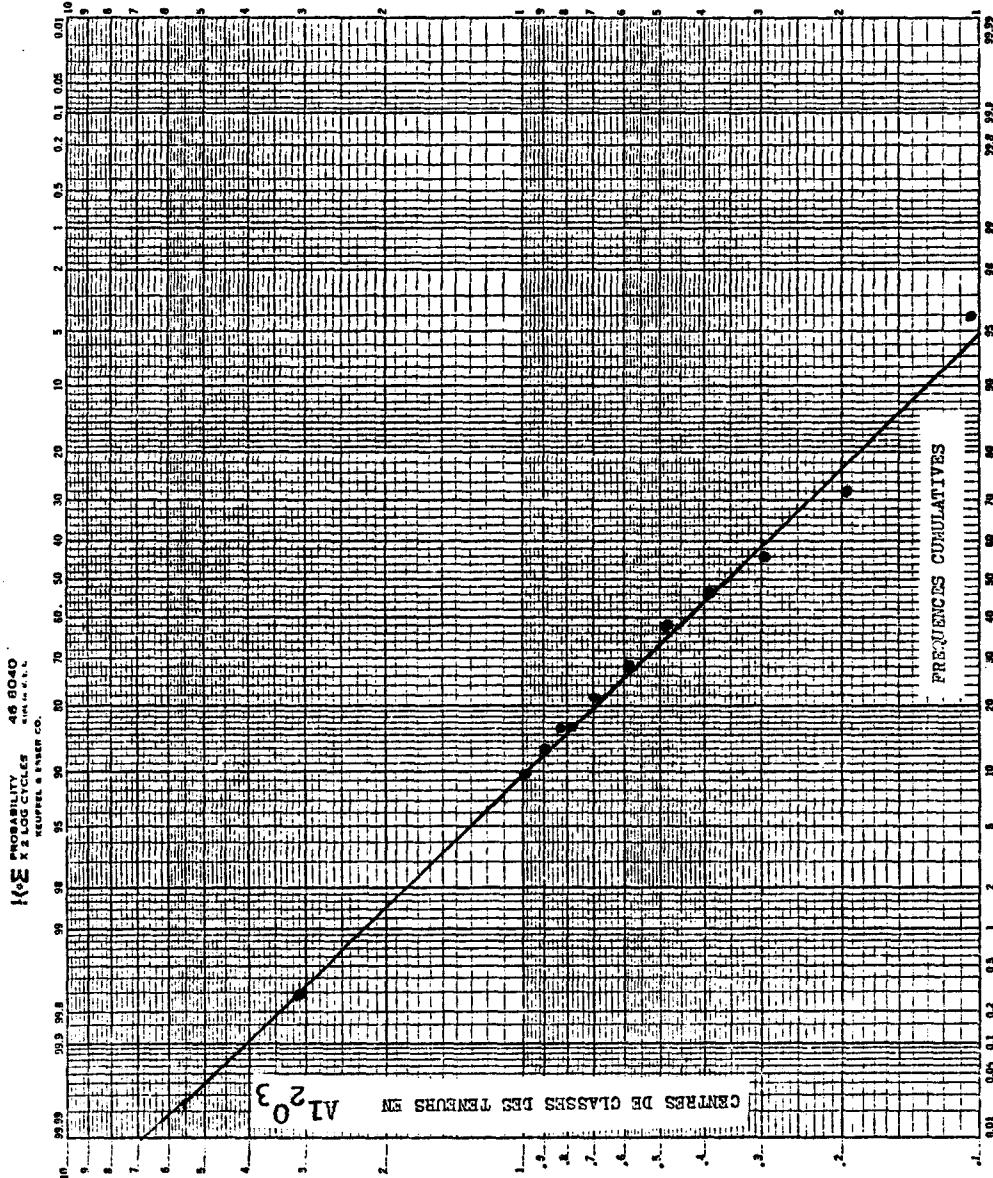


FIGURE 24: Droite de Henry des teneurs en Al_2O_3 du gisement C.

TABLEAU III

X2 POURCENTAGE D'ALUMINIUM

| CATEGORY LABEL | CODE | ABSOLUTE FREQ | RELATIVE FREQ (PCT) | ADJUSTED FREQ (PCT) | CUM FREQ (PCT) |
|--------------------|------|---------------|---------------------|---------------------|----------------|
| DE 0.060 A 0.150 | . | 37 | 4.0 | 4.0 | 4.0 |
| DE 0.160 A 0.250 | . | 227 | 24.5 | 24.5 | 28.5 |
| DE 0.260 A 0.350 | . | 149 | 16.1 | 16.1 | 44.6 |
| DE 0.360 A 0.450 | . | 89 | 9.6 | 9.6 | 54.3 |
| DE 0.460 A 0.550 | 1. | 75 | 8.1 | 8.1 | 62.4 |
| DE 0.560 A 0.650 | 1. | 81 | 8.8 | 8.8 | 71.1 |
| DE 0.660 A 0.750 | 1. | 63 | 6.8 | 6.8 | 77.9 |
| DE 0.760 A 0.850 | 1. | 41 | 4.4 | 4.4 | 82.4 |
| DE 0.860 A 0.950 | 1. | 27 | 2.9 | 2.9 | 85.3 |
| DE 0.960 A 1.050 | 1. | 27 | 2.9 | 2.9 | 88.2 |
| DE 1.060 A 5.050 | 3. | 105 | 11.4 | 11.4 | 99.6 |
| DE 5.060 A HIGHEST | 7. | 4 | .4 | .4 | 100.0 |
| TOTAL | | 925 | 100.0 | 100.0 | |

1 ANALYSE GEOCHIMIQUE 82/12/22. 10.16.03. PAGE 7
FILE - NONAME (CREATED - 82/12/22)

TABLEAU III Fréquences cumulatives des teneurs
en Al_2O_3 du gisement C

le pourcentage de minéraux accessoires varie de 0.5 à 3%.

Cette distribution par couche permet d'émettre l'hypothèse que ces horizons ont une origine sédimentaire et par le fait même que l'aluminium ait une connotation stratigraphique et puisse être employé comme indicateur dans l'analyse structurale des gisements de quartzite.

C. DISTRIBUTION DU FER (Fe_2O_3)

1. Occurrence et distribution statistique

Les minéraux susceptibles de faire varier la teneur en Fe_2O_3 du quartzite de la Galette sont la magnétite, la pyrite, l'ilménite, la pyrrhotine ainsi que l'hématitisation des plans de fractures et l'oxyde de fer qui peut se trouver dans la matrice des brèches de failles.

Les minéraux ferrifères cités précédemment se présentent dans le quartzite sous forme de grains millimétriques et dans une proportion souvent inférieure à 1%. Généralement disséminés dans le quartzite, ils peuvent aussi former de minces horizons millimétriques de quelques mètres de longueur et parfois plissés (planche 3). Le pourcentage de minéraux ferrifères disséminés varie d'un endroit à l'autre dans le quartzite et ceux-ci semblent former des bandes ou horizons de différentes épaisseurs, comme c'était le cas pour l'aluminium.

L'analyse statistique des teneurs en Fe_2O_3 du quartzite du gisement C indique qu'un peu plus de 62% du quartzite échantillonné a une teneur inférieure à 0.105% Fe_2O_3 (tableau IV). Donc la majeure partie du gisement constitue un quartzite pouvant répondre aux normes de qualité pour la fabri-

TABLEAU IV

XE POURCENTAGE DE FER

| CATEGORY LABEL | CODE | ABSOLUTE FREQ | RELATIVE FREQ (PCT) | ADJUSTED FREQ (PCT) | CUM FREQ (PCT) |
|------------------|------|---------------|---------------------|---------------------|----------------|
| DE 0.000 A 0.150 | 0. | 580 | 62.7 | 62.7 | 62.7 |
| DE 0.160 A 0.250 | . | 138 | 14.9 | 14.9 | 77.6 |
| DE 0.260 A 0.350 | . | 72 | 7.8 | 7.8 | 85.4 |
| DE 0.360 A 0.450 | . | 53 | 5.7 | 5.7 | 91.1 |
| DE 0.460 A 0.550 | 1. | 18 | 1.9 | 1.9 | 93.1 |
| DE 0.560 A 0.650 | 1. | 26 | 2.8 | 2.8 | 95.9 |
| DE 0.660 A 0.750 | 1. | 9 | 1.0 | 1.0 | 96.9 |
| DE 0.760 A 0.850 | 1. | 4 | .4 | .4 | 97.3 |
| DE 0.860 A 0.950 | 1. | 7 | .8 | .8 | 98.1 |
| DE 0.960 A 1.050 | 1. | 4 | .4 | .4 | 98.5 |
| DE 1.060 A 5.050 | 3. | 13 | 1.4 | 1.4 | 99.9 |
| DE 5.060 A 6.050 | 6. | 1 | .1 | .1 | 100.0 |
| TOTAL | | 925 | 100.0 | 100.0 | |

1ANALYSE GEOCHIMIQUE 62/12/22, 10.16.03. PAGE 9

TABLEAU IV Fréquences cumulatives des teneurs
en Fe_2O_3 du gisement C

cation de silicium et de carbure de silicium (Gilbert, 1982). Ces teneurs suivent une distribution hyperbolique comme le démontre l'histogramme des fréquence (Fig. 25) et la droite de Henry (Fig. 26).

Les fortes teneurs en fer peuvent avoir diverses origines, dans un premier cas, l'échantillon contenait des horizons avec une forte concentration en minéraux ferrifères ou encore, l'échantillon analysé était affecté par de l'hématitisation tardive, dû à une remobilisation du fer le long des plans de fractures et ce, en supposant que l'échantillon n'ait pas été contaminé.

D'ailleurs, une étude de la distribution des fortes teneurs en fer montre qu'elles se situent pour la plupart près de zones où l'on décrit soit, une intense fracturation souvent accompagnée d'hématitisation, des affleurements où une hématitisation importante est visible ou encore près de brèches de faille.

Une projection orthogonale des fortes teneurs en fer sur une vue en bout de la faille du lac des Cavernes (Fig. 27) indique qu'il y a une concentration de fortes teneurs en fer aux environs de la faille et qu'elles se situent surtout dans les niveaux supérieurs du gisement. Le calcul du nombre de fortes valeurs par 100 mètres de forage traversant un niveau (tableau V) conserve cette dernière relation.

2. Valeur stratigraphique du fer

Puisque l'oxyde de fer se trouve comme un constituant de certaines brèches de failles et que les fractures prennent parfois une teinte rouge, dû à l'hématitisation, il devient évident qu'une remobilisation du fer a dû

X3 POURCENTAGE DE FER

CODE

| | | | | | | |
|----|-----------|------------------|--------|-----|-----|------|
| 0. | I | ***** | (580) | | | |
| | I | DE 0.000 A 0.150 | | | | |
| . | I | ***** (138) | | | | |
| | I | DE 0.160 A 0.250 | | | | |
| . | I | **** (72) | | | | |
| | I | DE 0.260 A 0.350 | | | | |
| . | I | *** (53) | | | | |
| | I | DE 0.360 A 0.450 | | | | |
| 1. | I | ** (18) | | | | |
| | I | DE 0.460 A 0.550 | | | | |
| 1. | I | ** (26) | | | | |
| | I | DE 0.560 A 0.650 | | | | |
| 1. | I | * (9) | | | | |
| | I | DE 0.660 A 0.750 | | | | |
| 1. | I | * (4) | | | | |
| | I | DE 0.760 A 0.850 | | | | |
| 1. | I | * (7) | | | | |
| | I | DE 0.860 A 0.950 | | | | |
| 1. | I | * (4) | | | | |
| | I | DE 0.960 A 1.050 | | | | |
| 3. | I | ** (13) | | | | |
| | I | DE 1.060 A 5.050 | | | | |
| 6. | I | * (1) | | | | |
| | I | DE 5.060 A 6.050 | | | | |
| | I | | | | | |
| 0 | I | 200 | 400 | 600 | 800 | 1000 |
| | FREQUENCY | | | | | |

| | | | | | |
|-----------------------|---------|---------------|-------|----------|---------|
| MEAN | .222 | STD ERR | .014 | MEDIAN | .105 |
| MODE | .075 | STD DEV | .419 | VARIANCE | .175 |
| KURTOSIS | 55.408 | SKEWNESS | 6.596 | RANGE | 5.475 |
| MINIMUM | .075 | MAXIMUM | 5.550 | SUM | 205.220 |
| C.V. PCT | 188.731 | .95 C.I. | .195 | TO | .248 |
| VALID CASES | 925 | MISSING CASES | 0 | | |
| 1 ANALYSE GÉOCHIMIQUE | | | | | |

FIGURE 25: Histogramme des fréquences des teneurs en Fe₂O₃ du gisement C.

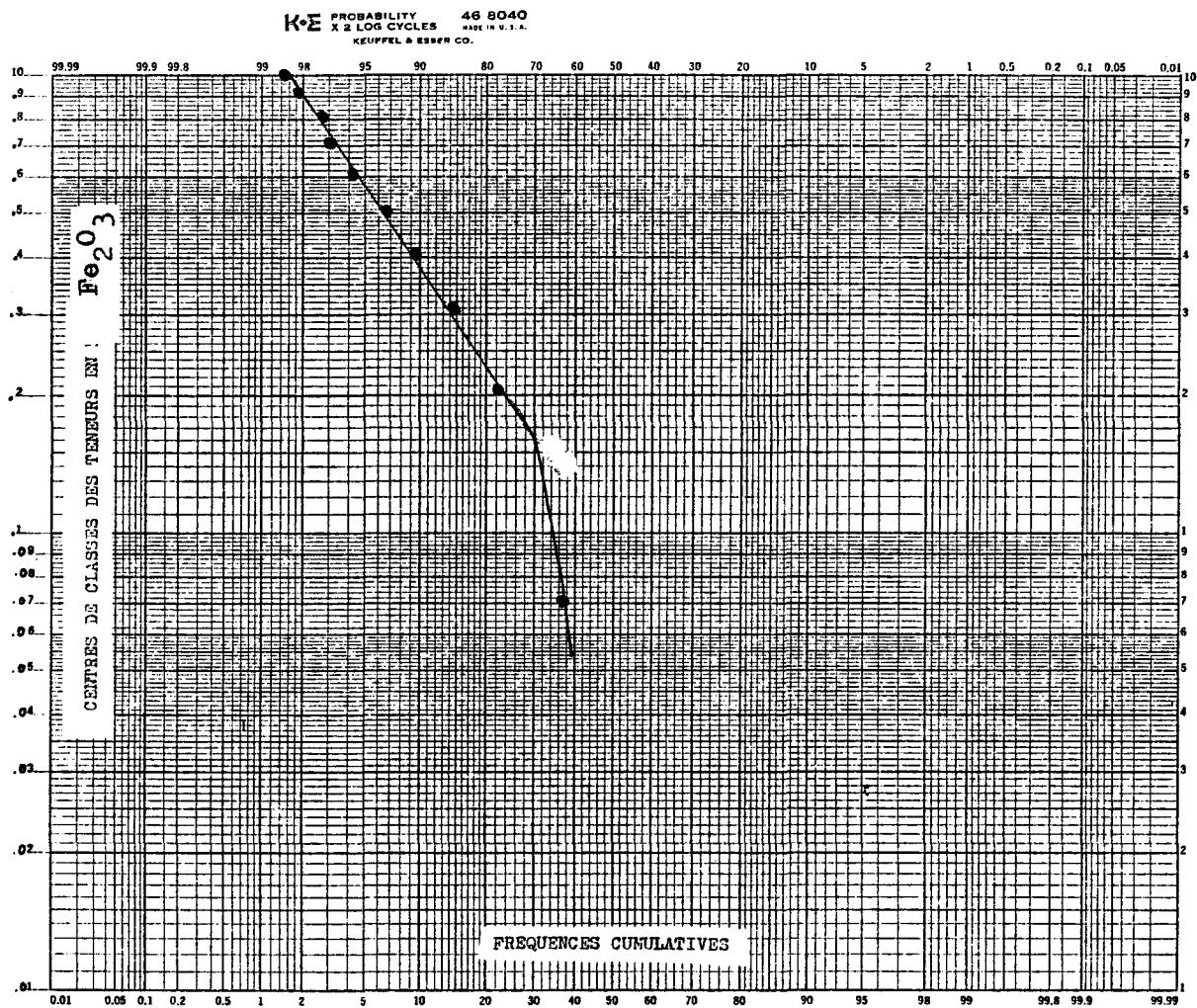


FIGURE 26: Droite de Henry des teneurs en Fe₂O₃ du gisement C.

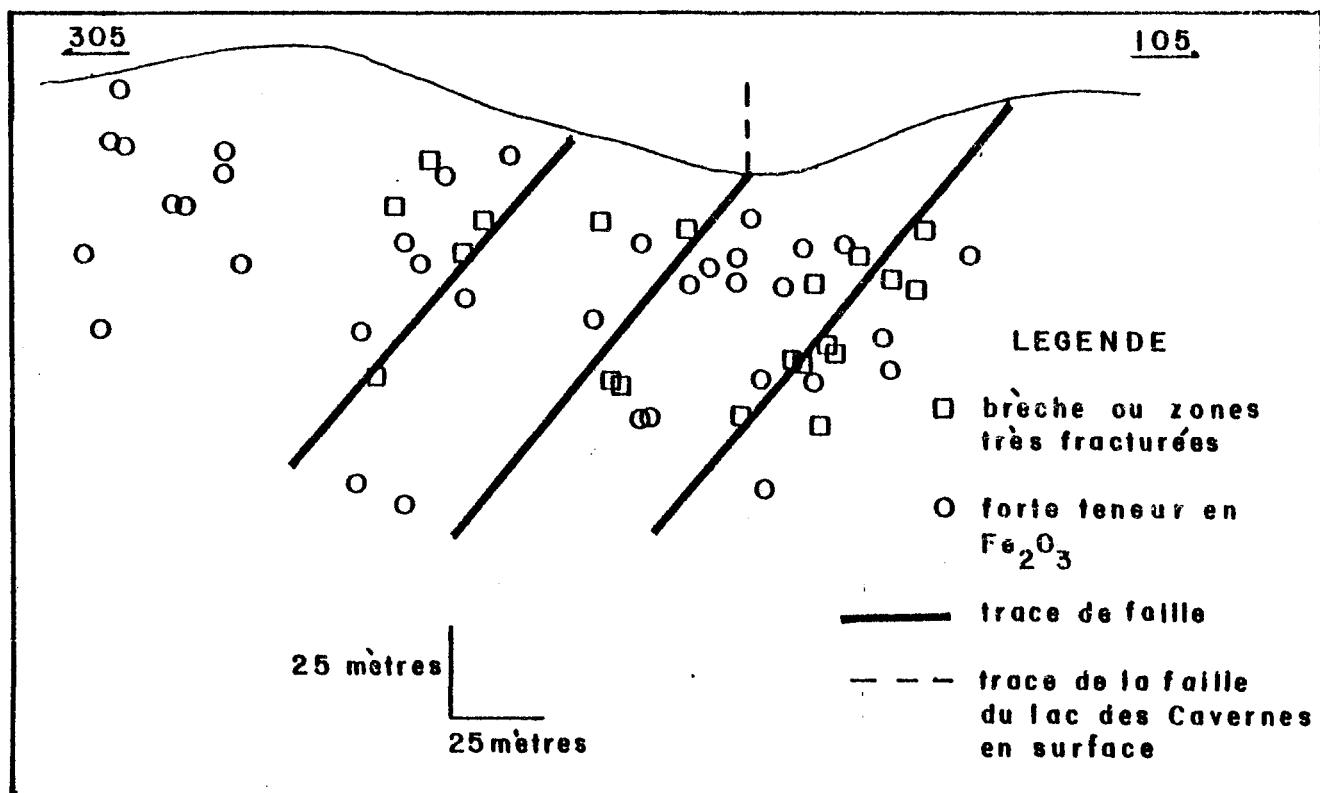


FIGURE 27: Projection orthogonale à la faille du lac des Cavernes des valeurs fortes en fer du quartzite du gisement C.

TABLEAU V

| NIVEAU | LONGUEUR DE FORAGE | Nb DE VALEURS ANORMALES | % | Nb PONDÉRÉ PAR 100 m |
|---------|-----------------------|----------------------------|-------|-------------------------|
| 850-875 | 496.5 | 12 | 21.05 | 1.79 |
| 825-850 | 727.5 | 18 | 31.58 | 3.94 |
| 800-825 | 695.5 | 7 | 12.28 | 1.47 |
| 775-800 | 550.5 | 10 | 17.54 | 1.66 |
| 750-775 | 393.5 | 6 | 10.53 | 0.71 |
| 725-750 | 164.5 | 2 | 3.51 | 0.10 |
| 700-725 | 151.0 | 2 | 3.51 | 0.10 |

Normalisation du nombre de valeurs anormales par 100 mètres
de forages traversant le quartzite.

prendre place dans les quartzites. Mais la remobilisation du fer n'est que partielle car il existe dans les quartzites de minces horizons composés de minéraux ferrifères. Ces horizons sont plissés, ce qui suggère une origine primaire.

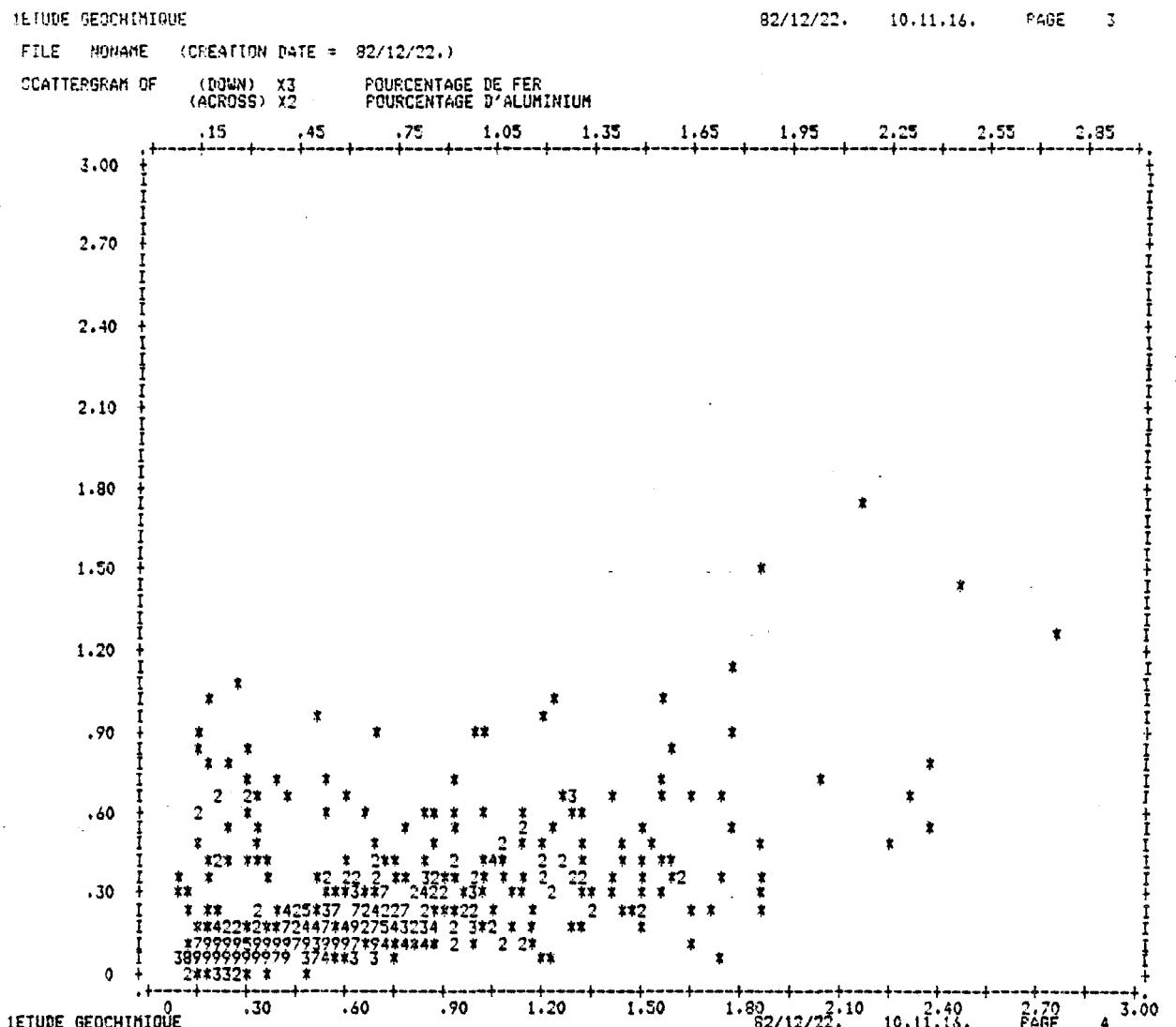
Donc, une partie du fer est d'origine primaire et devrait avoir un comportement similaire à celui de l'aluminium. Ce qui donne au fer une certaine valeur stratigraphique. Mais les indices de remobilisation font de cet élément un indicateur stratigraphique moins sûr que l'aluminium.

D. RELATION ENTRE LE FER ET L'ALUMINIUM

Précédemment, nous avons conféré une certaine valeur stratigraphique aux minéraux ferrifères et alumineux. C'est-à-dire, que l'aluminium et une partie du fer sont d'origine primaire. Dans cette section, nous étudierons s'il existe des relations entre ces deux éléments.

Comme le fer et l'aluminium n'apparaissent pas comme deux éléments qui se substituent l'un par l'autre à l'intérieur d'un même minéral, on ne doit pas s'attendre à avoir de corrélation entre ces deux éléments. D'ailleurs ils suivent des distributions statistiques différentes (Fig. 23) et (Fig. 25), ce qui implique qu'il n'y a probablement pas de corrélation entre les deux. Ce que confirme le calcul du coefficient de corrélation à l'aide du programme SPSS (Nie et al., 1975) (Figs. 28 et 29).

D'un autre côté, si l'on compare les distributions statistiques des deux éléments, il apparaît que la moyenne des teneurs en Al_2O_3 est supérieure à celle des teneurs en Fe_2O_3 . De plus, la très grande partie des teneurs en fer se situe dans les classes inférieures tandis que l'aluminium montre une

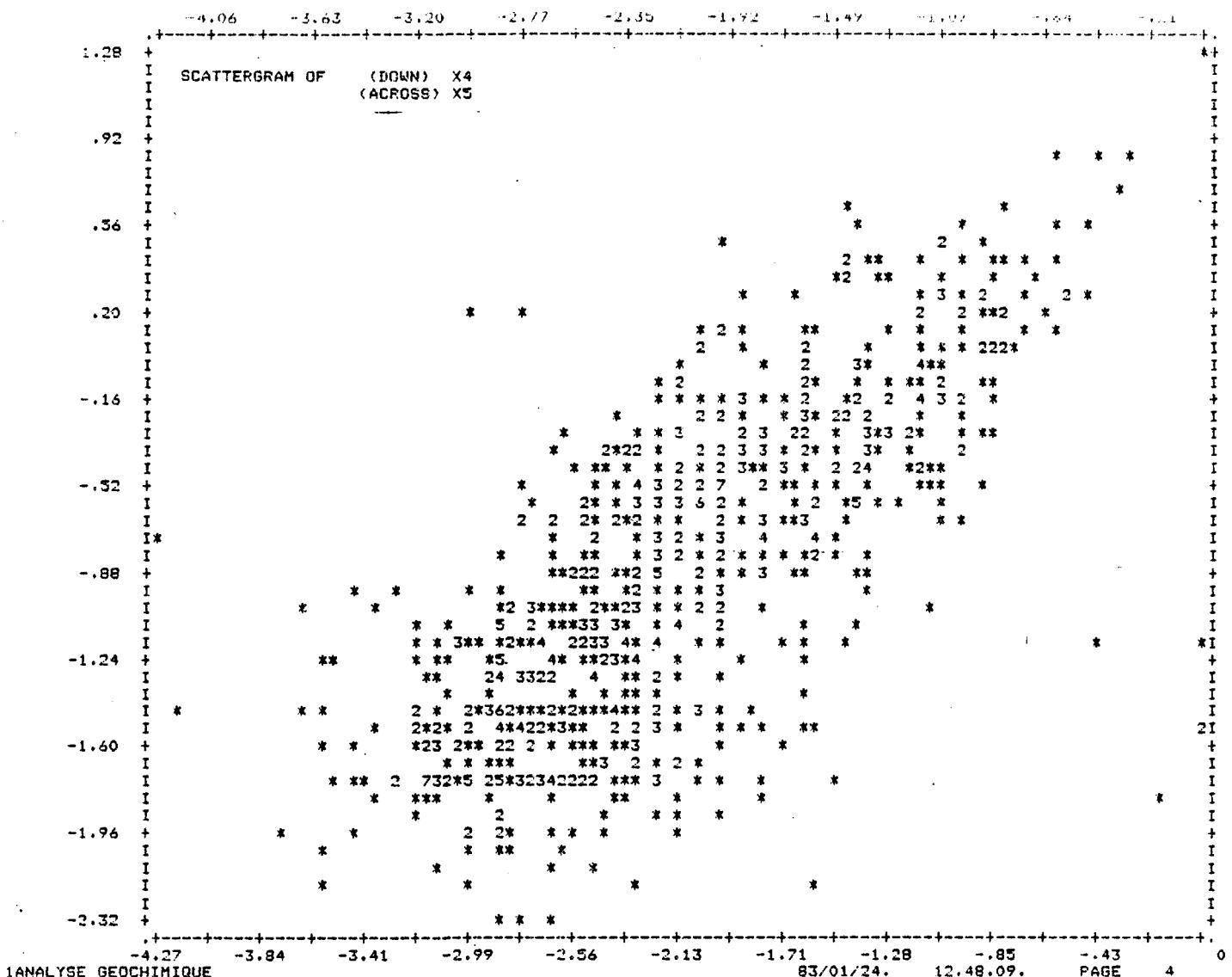


STATISTICS..

| | | | | | |
|------------------|--------|-----------------|--------|------------------|--------|
| CORRELATION (R)- | .60006 | R SQUARED | .36008 | SIGNIFICANCE R - | .00001 |
| STD ERR OF EST - | .15827 | INTERCEPT (A) - | .03452 | STD ERROR OF A - | .00864 |
| SIGNIFICANCE A - | .00004 | SLOPE (B) - | .28951 | STD ERROR OF B - | .01277 |
| SIGNIFICANCE B - | .00001 | | | | |

PLOTTED VALUES - 916 EXCLUDED VALUES - 9 MISSING VALUES - 0

FIGURE 28: Diagramme de corrélation des teneurs en fer (ordonnée) en fonction des teneurs en aluminium (abscisse). Les teneurs se situent dans le secteur à l'ouest de la faille du lac des Cavernes.



STATISTICS..

CORRELATION (R) - .72584 R SQUARED - .52684 SIGNIFICANCE R - .00001
 STD. ERR. OF EST - .45507 INTERCEPT (A) - .56514 STD. ERR. OF A - .05026
 SIGNIFICANCE A - .00001 SLOPE (B) - .6 STD. ERR. OF B - *TERMINATED*

FIGURE 29: Diagramme de corrélation des logarithmes népériens des teneurs en fer en fonction des teneurs en aluminium. Les fortes valeurs en fer sont exclues.

plus grande dispersion.

E. GEOMETRIE DU GISEMENT C

1. Identification d'un bassin structural allongé

Le gisement C regroupe une quantité d'informations qui permettent d'en faire une analyse géométrique et par conséquent d'établir un modèle qui tient compte des déformations, de la distribution des minéraux accessoires et des teneurs en fer et aluminium du gisement.

Les horizons alumineux et ferrifères ont une origine primaire et subissent les effets des déformations. Leur configuration et la distribution des éléments structuraux permettent de présumer qu'un patron de déformation du type dômes et bassins affecte la structure interne du gîte. Le regroupement dans un domaine d'une centaine de mètres de largeur et d'environ 600 mètres de longueur de plusieurs horizons primaires, démontre la possibilité de bassin structural allongé parallèle aux épontes du gisement et légèrement déversé vers le sud-est. A l'échelle régionale, les gisements semblent formés des bassins structuraux allongés NE-SO et déversés au SE dans un système de déformation du type dômes et bassins.

A l'intérieur du quartzite, le pourcentage des minéraux accessoires varie et ceux-ci se distribuent pour former des bandes ou horizons de différentes qualités de quartzite. Le même phénomène s'observe avec la distribution des analyses chimiques. Ces dernières forment des couches d'iso-teneurs de différentes épaisseurs qui se suivent d'un forage à l'autre. Cependant, comme il peut arriver que certains échantillons de quartzite con-

tiennent un surplus de minéraux accessoires et/ou des horizons alumineux et ferrifères, il est possible qu'une couche d'isoteneurs ait des valeurs anormales au niveau des teneurs en Fe_2O_3 et Al_2O_3 . De plus, les couches d'isoteneurs peuvent montrer des variations latérales.

Comme l'aluminium représente un indicateur stratigraphique meilleur que le fer, l'analyse structurale du gisement se fera surtout avec cet élément. L'interprétation présentée ici couvre principalement la partie du gisement C située entre les lignes 6+50 et 12+50, soit au sud-ouest de la faille du lac des Cavernes ([carte des analyses chimiques](#)). La figure 30 montre une coupe transversale au gisement C, les couches d'isoteneurs en Al_2O_3 décrivent un antiforme et deux synformes. Ces structures se répètent d'une section à l'autre (annexe III). Sur la coupe longitudinale du gisement (Fig. 31), il y a une ondulation des couches. La combinaison de ces figures se conforme à un patron structural du type dômes et bassins et il en résulte un bassin structural allongé ondulant de direction nord-est, sud-ouest et déversé vers le sud-est.

On doit s'attendre à ce que le fer donne le même genre de plissement mais avec des couches d'isoteneurs moins bien définies et ce, parce qu'il y a une remobilisation partielle de cet élément.

2. Discontinuité, continuité et extension à l'ensemble du gisement

Le bassin structural du gisement C a une longueur d'environ 750 mètres par une largeur moyenne de 150 mètres. Le coeur du bassin se compose de quartzite dont la teneur en Al_2O_3 est inférieure à 0.25% et la teneur en Fe_2O_3 inférieure à 0.01%. La carence en information au sud-ouest de la

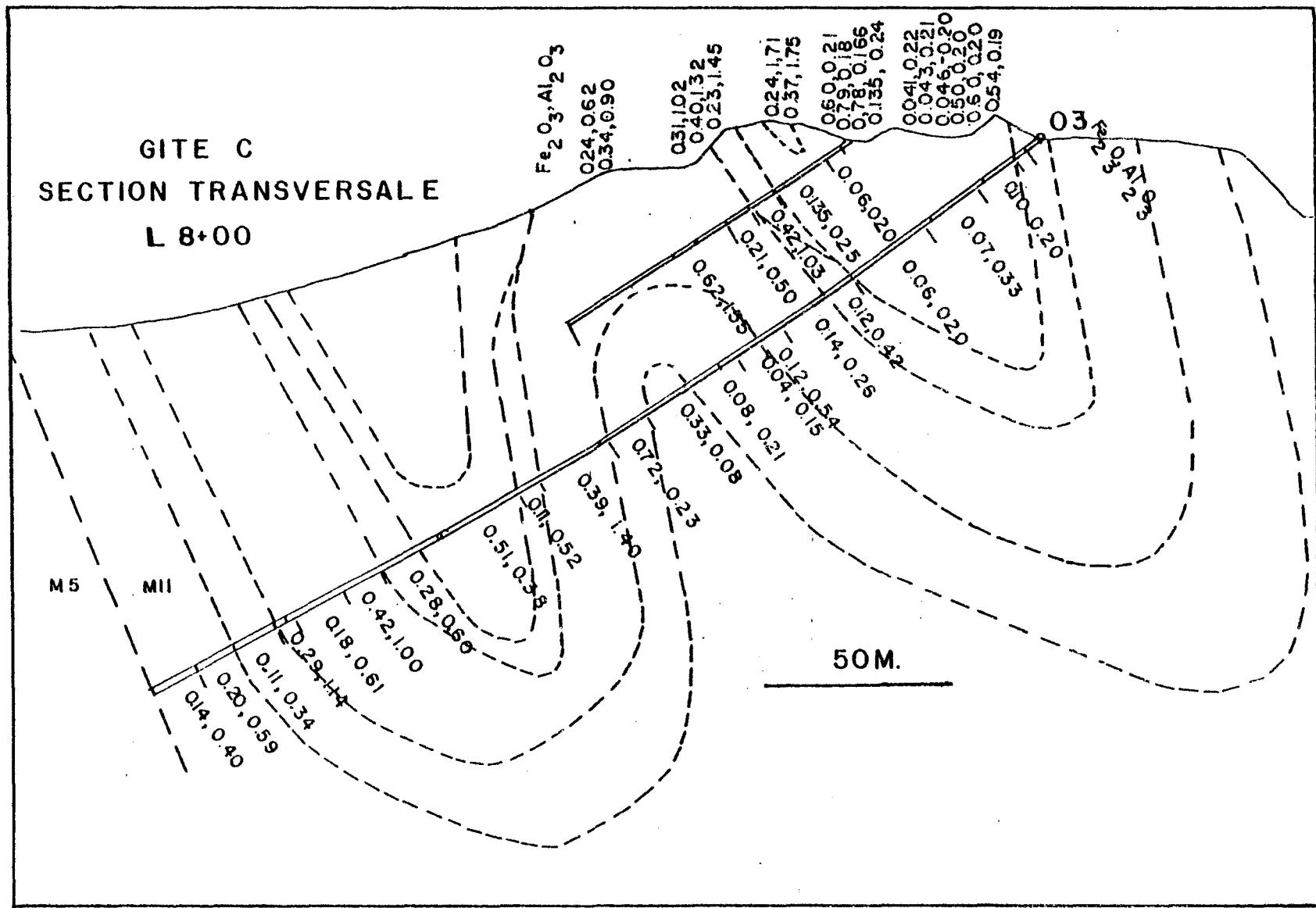


FIGURE 30: Coupe transversale du gisement C (L8+00) montrant le plissement des couches d'isoteneurs en Al_2O_3 .

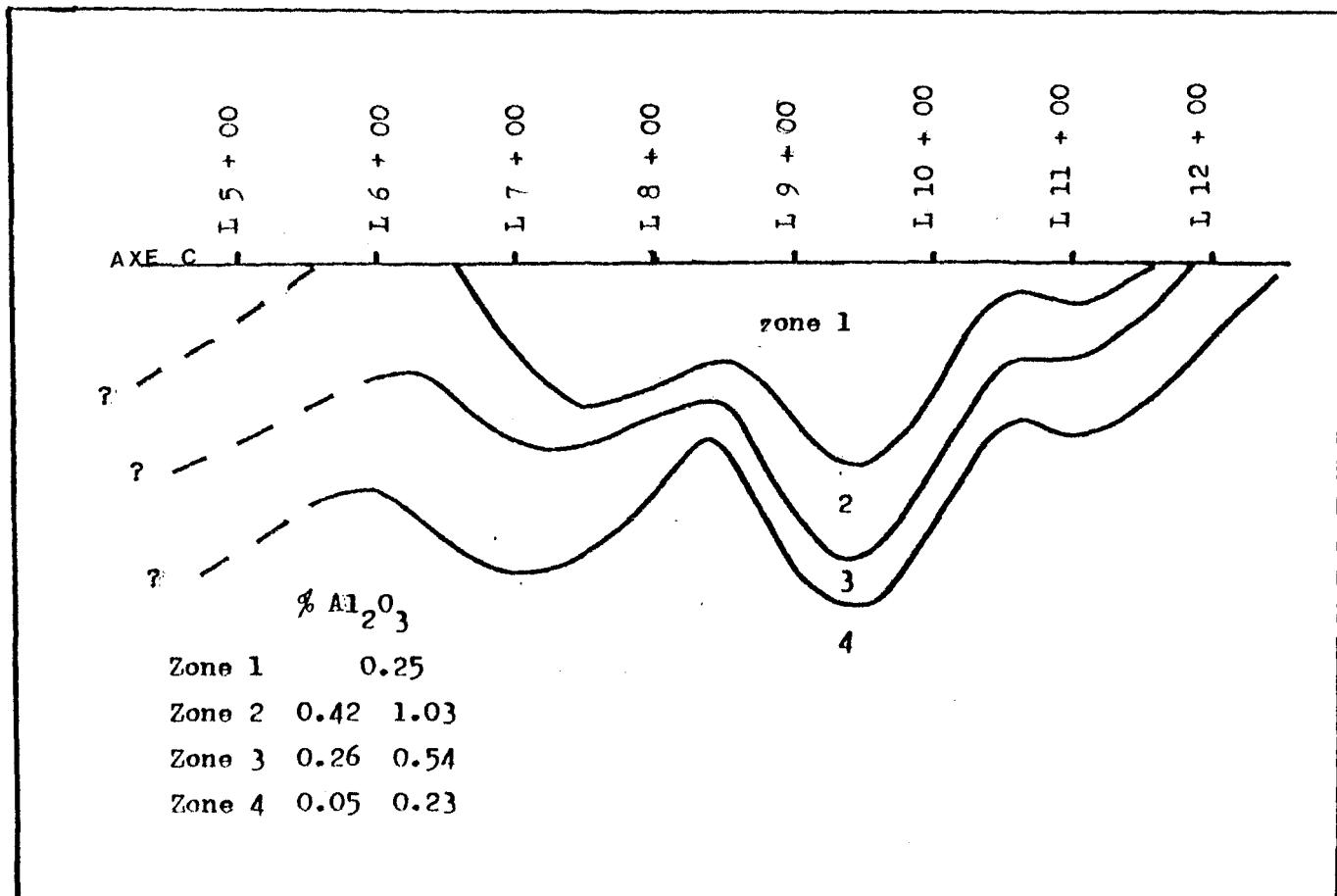


FIGURE 31: Coupe longitudinale du gisement C montrant l'ondulation des couches d'isoteneurs en Al_2O_3 (secteur compris entre les lignes 4.5 et 12.5).

ligne 6+50 rend difficile l'interprétation des couches d'isoteneurs dans cette partie du gisement. La figure 32 montre la position des traces axiales sur le niveau 850 et la configuration sud-ouest du gisement C. Ces traces axiales ondulent et sont discordantes à celles du pli en S du gisement C. Vers le nord-est, le bassin est tronqué par la faille du lac des Cavernes. Cette faille amène d'ailleurs un surplus de valeurs anormales en fer et complique la géométrie du gîte dans son voisinage. Au nord-est de la faille se trouve un autre bassin allongé dont les teneurs en Al_2O_3 se situent entre 0.25 et 0.35 et celles en Fe_2O_3 entre 0.013 et 0.08. Ce bassin peut représenter la continuité de celui décrit précédemment. Dans ce cas, la faille du lac des Cavernes aurait engendré un décrochement directionnel dextre de plusieurs centaines de mètres. Cependant l'information disponible ne permet pas de confirmer cette hypothèse.

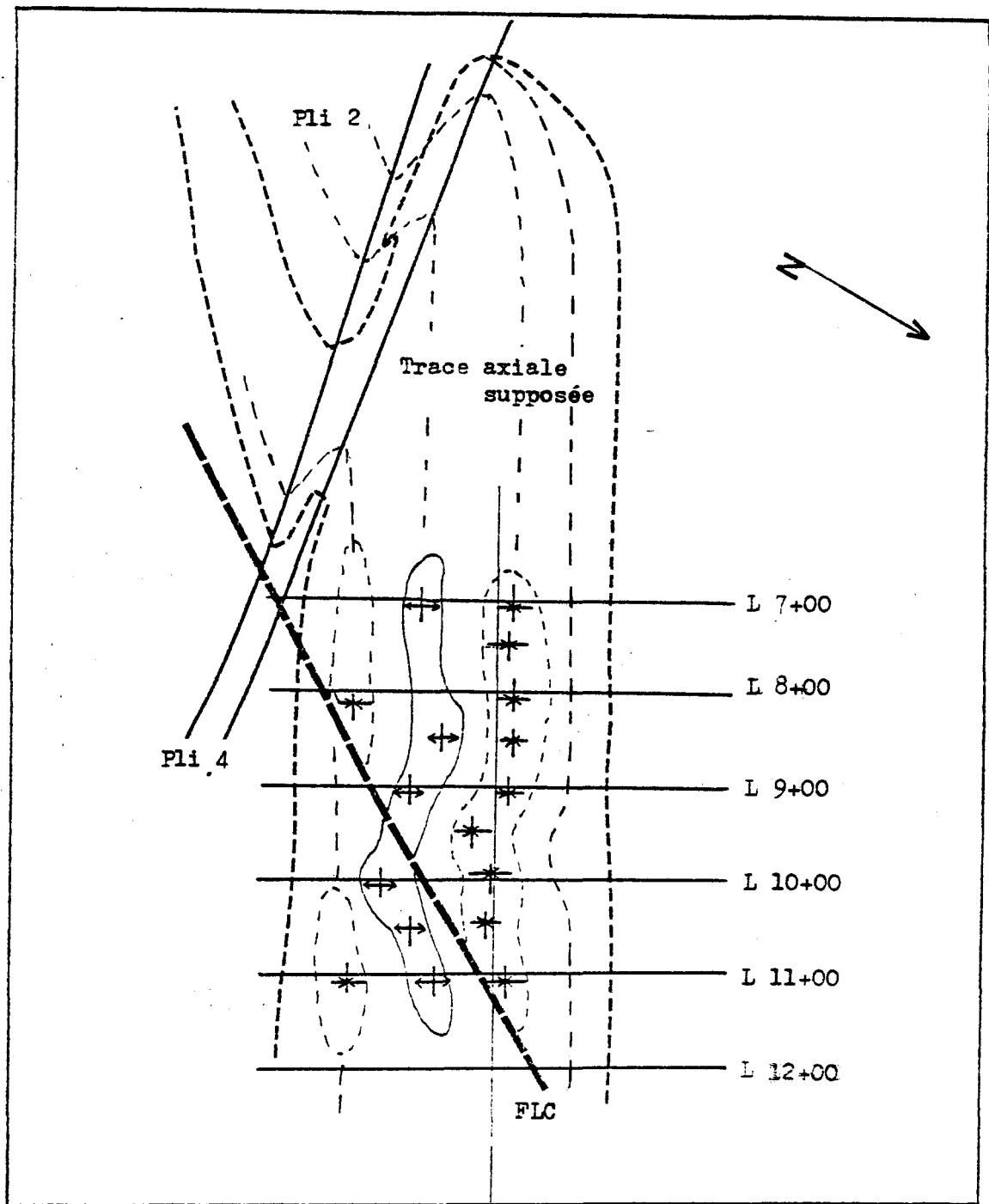


FIGURE 32: Position des traces axiales des dômes et bassins sur le niveau 850 du gisement C.

DISCUSSION

a) Faciès métamorphique

L'assemblage minéralogique quartz-grenat-sillimanite-cordiérite des gneiss quartzeux et l'assemblage pyroxène-hornblende (verte à brune) des amphibolites concordantes suggèrent un faciès métamorphique élevé tel qu'amphibolite supérieure à granulite (Winkler, 1979). Ce faciès métamorphique est corroboré par la paragenèse scapolite-diopside des roches calc-silicatées. Cette paragenèse témoigne du métamorphisme au faciès amphibolite supérieur à granulite de roche sédimentaire calcaireuse impure (Van der Kamp, 1968).

b) Déformation de la séquence de paragneiss de la Galette

La foliation régionale plissée, les plis isoclinaux dont les flancs montrent de petits plis ouverts, les grosses sillimanites discordantes aux axes de plis dont les extrémités sont tordues, les grands plis de type S contraires au sens de rotation du synforme périphérique, indiquent que plusieurs déformations ductiles affectent les paragneiss. Tandis que la présence de failles et d'une fracturation pénétrante dans tous les gisements témoignent que la séquence paragneissique est aussi affectée par des déformations cassantes.

La coupe géologique AA' (Fig. 5) du flanc du grand synforme péri-

phérique dans le secteur des gisements A, B et C permet de mettre en évidence un petit synforme (D_2) repris en crochet par le grand synforme périphérique (D_3) (**carte: secteur du lac des Ilets**). Le cœur de ce synforme est occupé par des roches charnockitiques. Sur les flancs de ce synforme, on retrouve des grands plis de type S, le fait que ces deux plis présentent le même sens de rotation, indique qu'ils ne sont pas en relation avec D_2 et constituent une phase de déformation postérieure. De plus, les plis de type S sont contraires au sens de rotation du synforme périphérique au massif d'anorthosite de St-Urbain. Donc, les plis de type S ne sont pas en relation avec D_3 . Par conséquent, les plis de type S résultent d'une phase de déformation D_4 postérieure à D_2 et D_3 .

Le secteur sud-ouest du gisement I présente une configuration particulière, plissée et enveloppée par du gneiss quartzeux et de l'amphibolite (**carte D-G, 5 à 9**), la même relation se retrouve sur le gisement H, soit de part et d'autre de l'axe du synforme défini sur la coupe AA', cette similitude suggère que la charnière de l'extrémité du gisement I soit la répétition de celle observée sur le gisement H par le synforme D_2 . Cette déformation ductile très précoce (antérieure à D_2 dans la séquence d'événements) représente la déformation D_1 .

En somme, quatre déformations ductiles que nous désignons D_1 , D_2 , D_3 , D_4 affectent la séquence de paragneiss. La première déformation (D_1) plisse la séquence en grands plis isoclinaux couchés (Fig. 33) dont l'axe aurait une orientation de 337 degrés. Les plis isoclinaux observés dans les quartzites et les amphibolites sont probablement reliés à cette déformation. De même que l'orientation d'une première génération de sillimanite.

Par la suite, il y a eu injection des roches charnockitiques qui isole un mégalithe polykilométrique (Fig. 33). Cette injection est suivie de la déformation D_2 qui plisse le bloc. Il résulte un synforme de direction nord-est, sud-ouest, soit celui présent entre les gisements A, B et C et entre les gisements I et H (Fig. 34). On attribue à cette déformation D_2 : les plis ouverts à fermés de la séquence, ceux formés par les couches d'isoteneurs du gisement C et la foliation régionale généralement de direction nord-est, sud-ouest qui affecte aussi les roches charnockitiques. D_2 serait aussi responsable de la deuxième génération de sillimanite qui aurait une orientation parallèle aux axes de plis et de la dispersion sur un grand cercle de direction nord-sud (Fig. 15) des linéations de première phase. Le nuage de points plongeant au SO (Fig. 15) constitue probablement l'axe de cette deuxième phase de déformation.

La troisième déformation (D_3) (Fig. 35) plisse la séquence en un grand synforme en bordure du massif d'anorthosite de St-Urbain. La charnière à l'extrémité sud-ouest de ce grand synforme plonge à 020-42. Cette déformation est attribuable à la montée diapirique de l'anorthosite (Rondot, 1979) (Roy et al., 1972) qui provoque le retroussement des paragneiss.

Finalement, une déformation D_4 de direction NO-SE (Fig. 36) reprend les précédentes et occasionne la formation des plis de type S observés sur les gisements A, B et C. Le sens de rotation de ces plis indique la montée du bloc situé au nord-ouest de la séquence qui peut être causée par la mise en place forcée du massif de mangérite du lac des Martres qui est tardif par rapport à l'anorthosite de St-Urbain (Rondot, 1979). Les dômes et bassins observés dans la séquence de paragneiss et particulièrement ceux du gisement C résultent probablement de la superposition de cette dernière phase de déformation (D_4) avec les plis de la déformation D_2 . Les figures 37 et 38 présentent une hypothèse

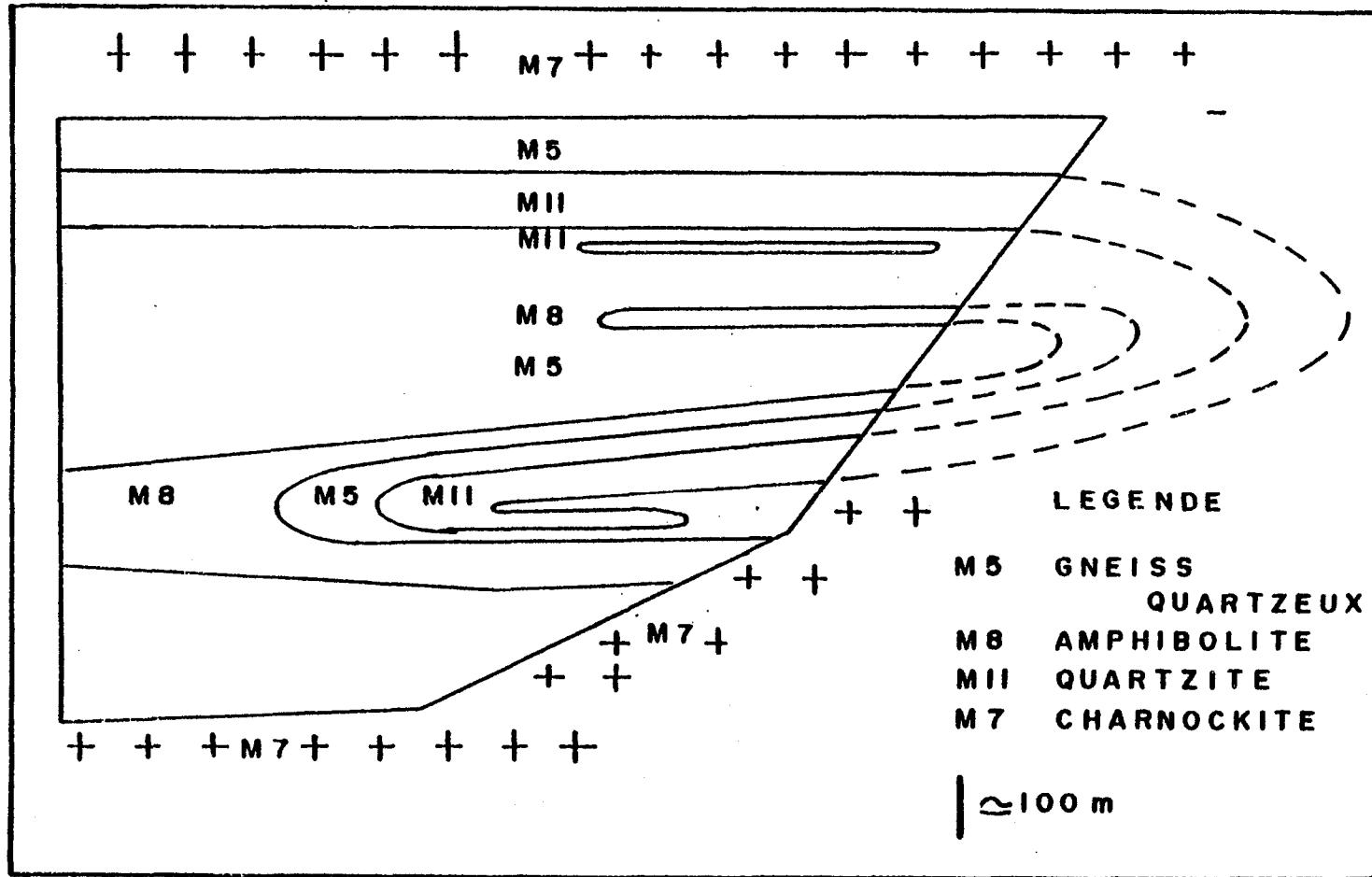


FIGURE 33: Schéma montrant la discontinuité primaire possible des protolithes, l'allure des plis isoclinaux couchés de la phase D₁ et l'isolement d'un bloc de la séquence paragneissique par les roches charnockitiques.

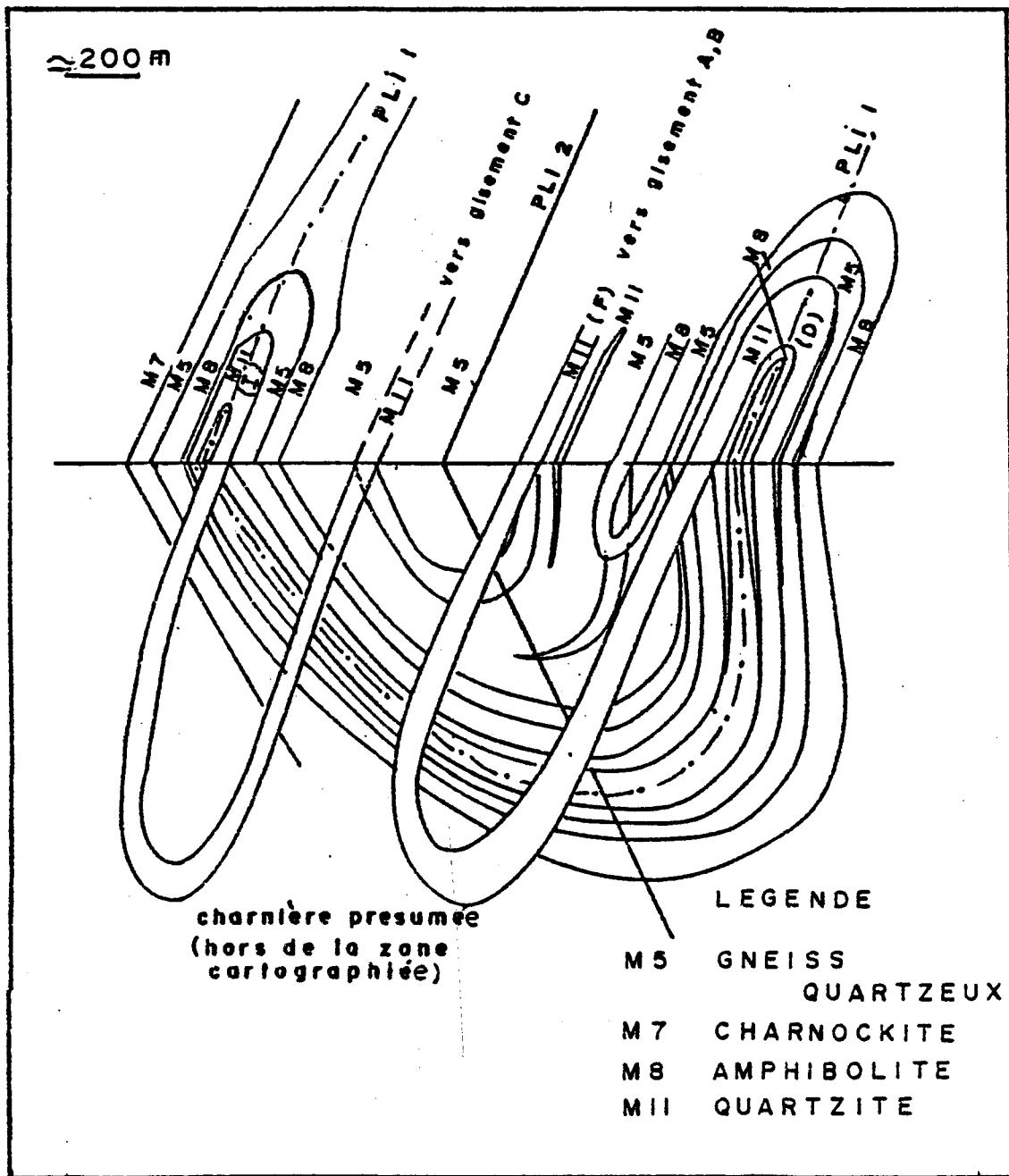


FIGURE 34: Schéma montrant le synforme de la déformation D₂ reprenant et redressant les plis couchés de la phase D₁. Ce modèle présente une coupe quasi nord-sud de la séquence et se situe à la hauteur de la coupe BB' sur la figure 36.

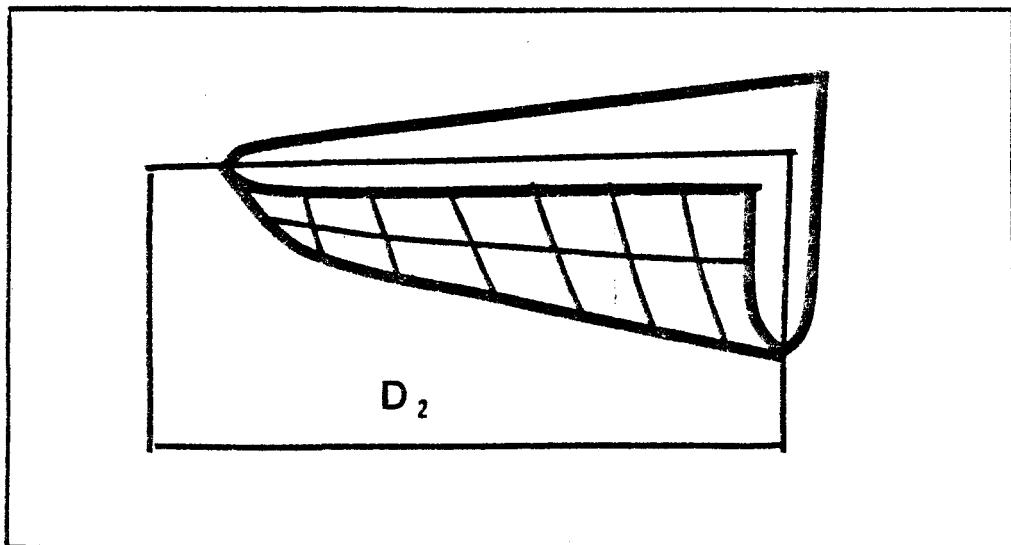


FIGURE 35a: Allure de la séquence paragneissique après après la déformation D₂.

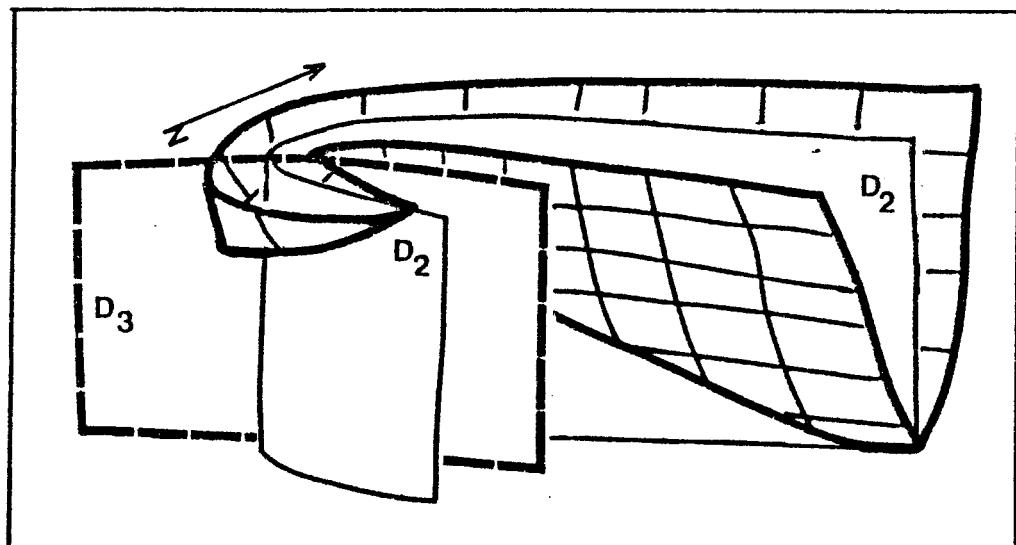


FIGURE 35b: Allure de la séquence paragneissique après la déformation D₃.

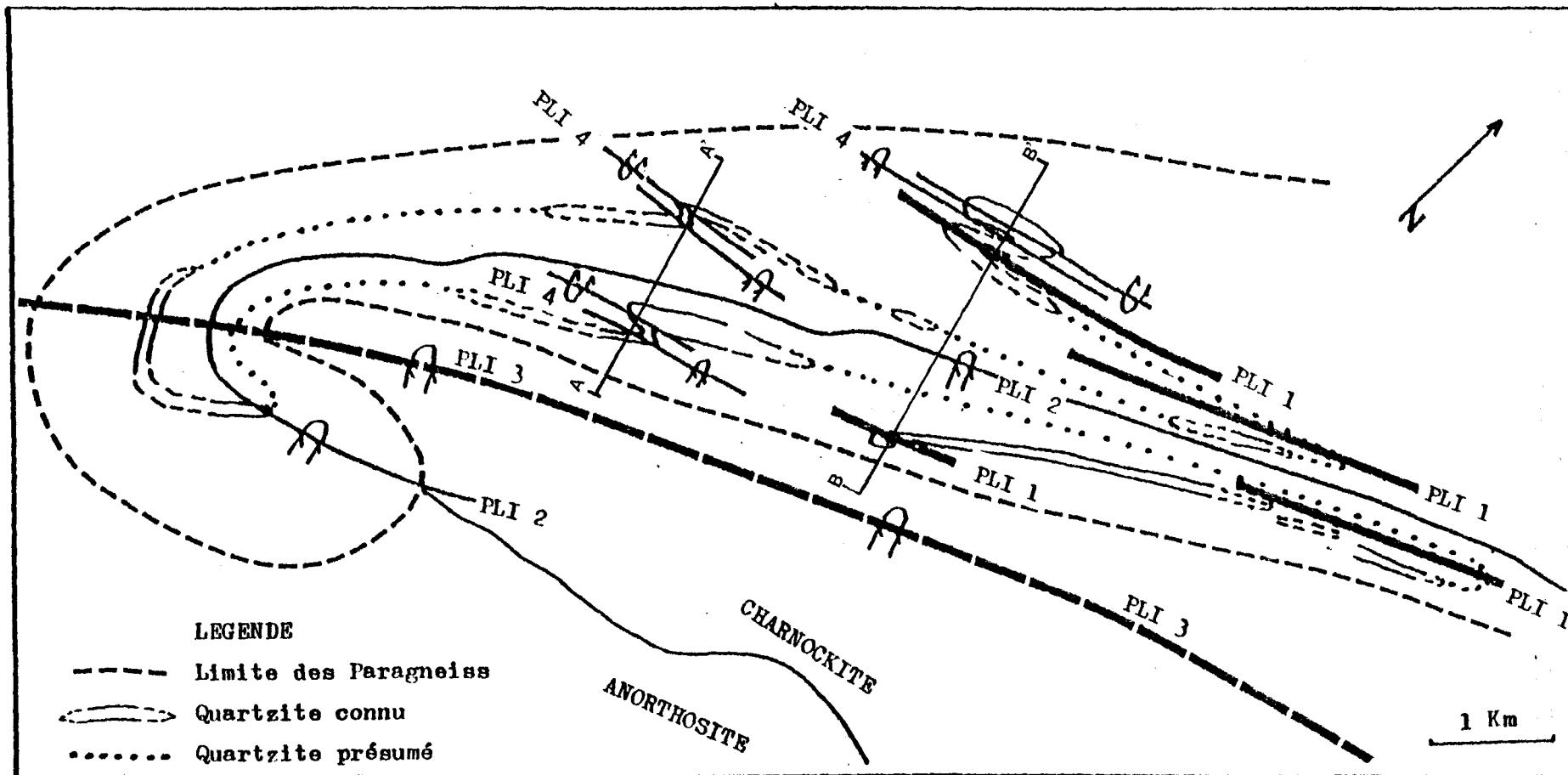


FIGURE 36: Schéma montrant les traces axiales des différentes déformations. Les traces des diverses failles sont omises pour clarifier la figure et les repères ont été replacés dans leur position pré-cisaillement; cette restauration est facilitée par la faible importance des décalages (décamétriques à hectométriques) à l'échelle de cette figure. AA' et BB' représentent la localisation des coupes des figures 5 et 6.

de superposition de plis pouvant mener à la configuration du gisement C. Cette hypothèse met en présence un pli de type S pour la phase D₄ (Fig. 37A) et une série de plis ouverts encore une fois de type S pour la phase D₂ (Fig. 37B). Le profil de pli D₂ est déduit à partir de la carte du niveau 850 (Fig. 32) et de l'interprétation régionale qui prolonge le banc de quartzite en profondeur. Donc une charnière antiforme est postulée au nord-ouest de la dernière charnière synforme (Fig. 32).

Vue en plan, l'interférence entre deux phases de déformation à axes subhorizontaux faiblement divergents donne des dômes et bassins allongés (Ramsey, 1967), ce que suggère l'analyse géométrique de la distribution des horizons géochimiques. Si les directions de transport des deux phases de déformation ne sont pas exactement parallèles, la configuration des dômes et bassins deviendra asymétrique et, si l'angle entre les directions de transport est suffisant, tendra à se courber en forme de croissants. Une vue en coupe de cette situation (axes de déformation et direction de transport formant des angles aigus) se traduira par des interférences analogues à des crochets (Ramsey, 1967).

Dans la simulation des interférences entre les déformations D₂ et D₄ présentée aux figures 37 et 38, c'est l'effet de crochet en coupe qui est démontré; l'ensellement longitudinal des bassins visible à la figure 32 et causé par la divergence entre les axes de déformations des phases D₂ et D₄ est négligé dans la simulation. Comme les plis à l'extrémité sud-ouest du gisement C ont localement une faible plongée sud-ouest, la simulation des figures 37 et 38 constitue un modèle grossier de cet extrémité du gisement. Ce modèle permet d'interpréter une anomalie au contact du flanc court du pli en S du gisement C comme une charnière de pli de deuxième phase courbée par le plissement de quatrième phase.

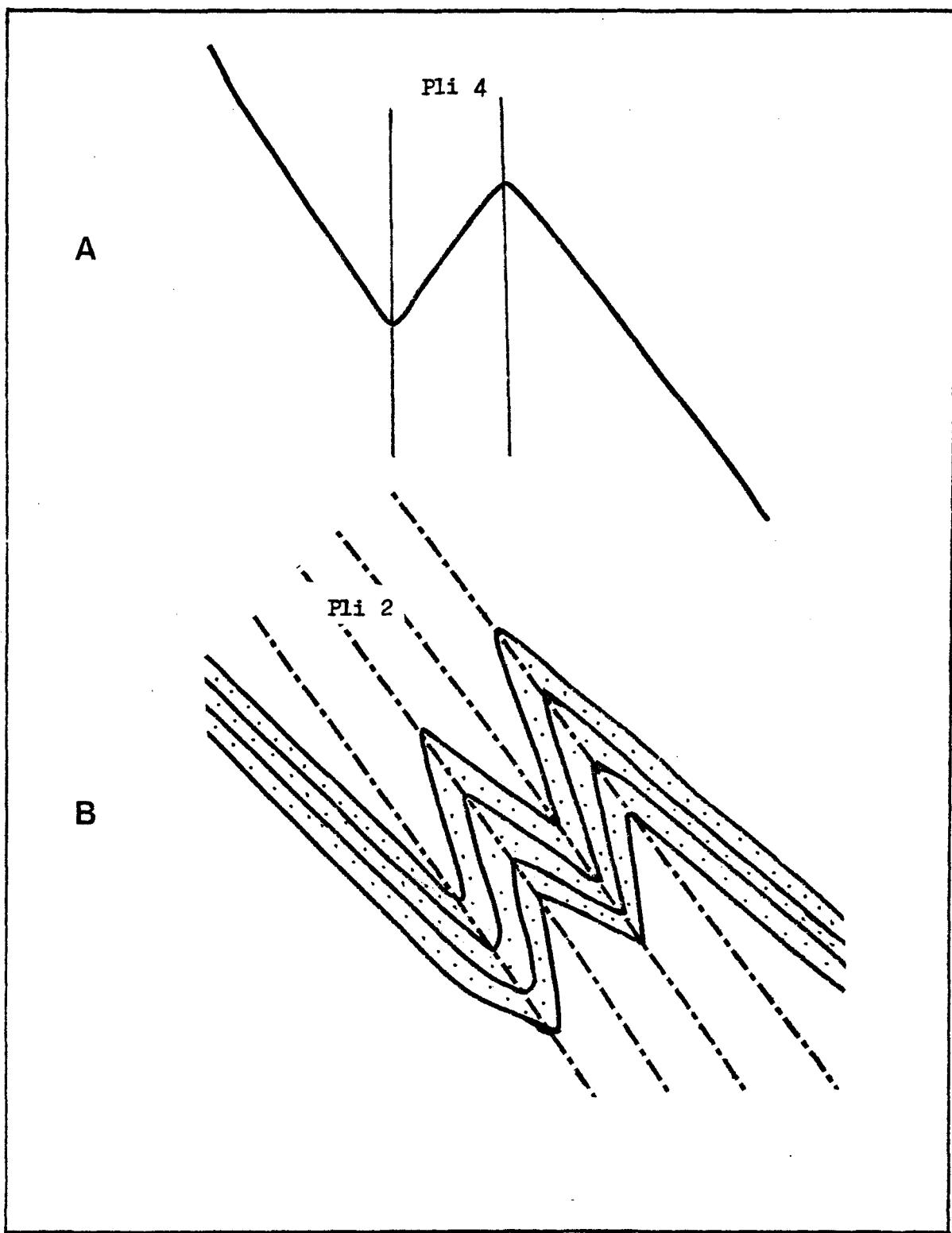


FIGURE 37: Exemple de superposition de plis pouvant mener à la configuration du gisement C.

- A) Allure de la déformation D_4 .
- B) Allure de déformation D_2 .

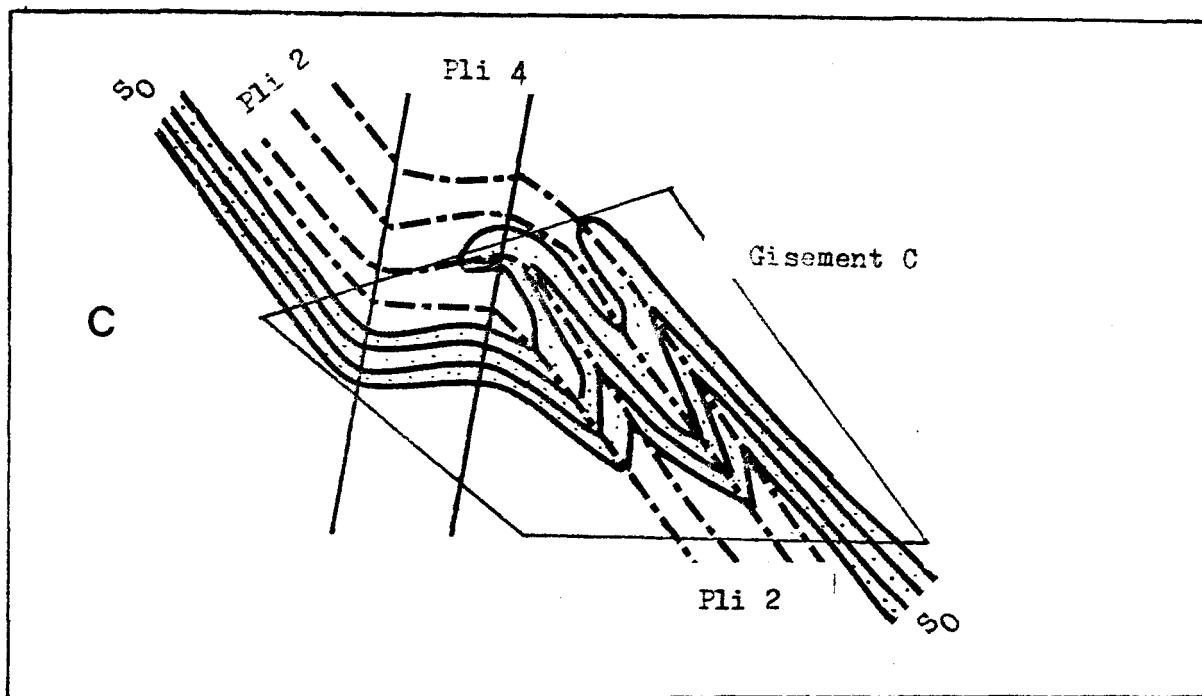


FIGURE 38: Résultat de la superposition des plis de la phase D₂ et D₄ de la figure (37).

Les déformations cassantes apparaissent comme les dernières déformations qui jouent sur la séquence de paragneiss et les quartzites. Elles ont un rôle important dans le développement des gîtes car elles brisent la continuité structurale de certains gisements, amènent des contraintes lors du dynamitage et du transport du quartzite par la formation de fines particules et, les failles de même que les fractures servent de canalisations pour la remobilisation du fer, ce qui influence les teneurs de cet élément. Nous savons que cette remobilisation peut se faire le long des trois systèmes de fractures et il semble que les niveaux supérieurs soient particulièrement affectés. Cependant, la distribution des fractures affectées est encore mal connue et des travaux supplémentaires seraient nécessaires afin de mieux connaître la fréquence des placages en hématite le long des fractures et leur relation avec la profondeur.

c) Protolith du quartzite et des roches environnantes

La présence de petits horizons millimétriques à décimétriques de composition alumineuse feldspathique ou ferrifère, la distribution apparemment stratiforme des teneurs en Al_2O_3 et Fe_2O_3 que montrent les sections construites à partir des forages, la concordance des contacts avec le rubanement du gneiss quartzeux, les contacts graduels entre les quartzites et les gneiss quartzeux, la présence de minces bandes de quartzites dans les gneiss quartzeux, de même que l'allongement considérable des zones d'affleurements à l'échelle régionale, sont toutes des caractéristiques compatibles avec un protolith d'origine sédimentaire pour le quartzite.

A cela il faut ajouter la composition des dépôts (97-100% SiO_2).

Une roche de cette composition ne peut avoir que quelques origines (Best, 1982), par exemple: les quartzites sédimentaires, les dépôts de cherts et les veines de quartz. Le volume de roche nécessaire pour fabriquer une telle quantité de quartz (Best, 1982) et la concordance des quartzites dans la séquence, rendent l'hypothèse de veine de quartz peu probable. De plus, la présence d'aluminosilicates dans une roche est indicateur d'une origine sédimentaire (Miyashiro, 1973), il reste donc les dépôts sédimentaires et les dépôts de cherts.

La composition du gneiss quartzeux dans lequel baigne le quartzite est également très particulière, hétérogène, dominée par le quartz et caractérisée par la présence de grenat, de sillimanite et localement par la cordiérite avec à l'occasion des feldspaths potassiques. Les protolithes les plus probables pour une roche qui contient des aluminosilicates sont des sédiments, soit des grès ou siltstones pélitiques ou encore un chert pélitique (Best, 1982). Les roches calcsilicatées indiquent également une origine sédimentaire, bien que celles-ci peuvent aussi constituer une veine de carbonate. Cependant, les calcsilicates contiennent la paragenèse scapolite-diopside qui dérive généralement du métamorphisme de roche sédimentaire calcaireuse impure (Miyashiro, 1973). La scapolite peut aussi résulter de l'altération des plagioclases (Winkler, 1979) mais l'absence de ces derniers dans cette lithologie exclut cette possibilité.

Une origine sédimentaire apparaît donc possible pour chacune de ces lithologies prises isolément, leur occurrence commune rend cette interprétation très probable et c'est celle que nous avons retenue pour l'interprétation structurale. Et, le fait que l'analyse structurale soit facilitée

par cette interprétation confirme à postériori la valeur de l'interprétation. Nous examinerons plus loin les autres lithologies de la séquence en vue de reconstituer l'environnement de formation du quartzite original.

d) Origine des roches associées au quartzite

Les roches charnockitiques se situent à la base et au sommet de la séquence et lui apparaissent comme subconcordantes. Les textures observées dans la charnockite ne permettent pas de dire si celle-ci est d'origine ignée. Cependant, le fait que la séquence baigne dans une masse charnockitique et que les contacts au sud du gisement I soient tronqués par la charnockite et qu'il n'y ait pas d'évidence de faille dans ce secteur, indique que cette roche est intrusive comme le suggère (Rondot, 1979). Cette charnockite occupe le cœur du synforme présent entre les gîtes A, B et C et elle est foliée. Ces deux événements sont reliés à la deuxième phase de déformation, elle tronque cependant le flanc sud-est du pli de l'extrémité du gisement I. Ce dernier pli résulte de la première déformation, ce qui permet de situer la mise en place de la charnockite entre D₁ et D₂.

Les gneiss quartzo-feldspathiques possèdent une minéralogie parfois similaire au gneiss quartzeux, mais avec une plus grande quantité de feldspaths potassiques. Cette lithologie se situe stratigraphiquement entre les charnockites et les gneiss quartzeux. Elles peuvent donc résulter de la transformation de ces derniers par un apport en potassium dû à la présence des charnockites. Par contre, il pourrait s'agir d'anciennes migmatites remobilisées et les yeux représentent probablement des porphyroclastes dérivant de mobilisat pegmatitique ou encore d'anciennes roches sédimentaires arkosiques.

Les amphibolites concordantes représentent, soit des lentilles de roches basiques (Miyashiro, 1973) ou encore des sills gabbroïques ou de diabases. Dans ce cas, leur concordance stratigraphique générale suggère une mise en place très tôt dans l'histoire géologique régionale et avant les déformations, car ils contiennent de minces horizons feldspathiques plissés isoclinalement.

e) Environnement de déposition des quartzites

Le protolith le plus probable pour les quartzites de la Galette demeure l'orthoquartzite. La formation de cette unité demande un milieu fortement énergétique, par exemple: un milieu désertique nécessaire à la décomposition des feldspaths accompagné d'un triage éolien qui contribue à l'élimination des argiles. Pettijohn et al., (1972), suggère aussi que les orthoquartzites peuvent dériver d'anciens dépôts sédimentaires par une concentration du quartz en milieu de plage ou fluviatile.

Cependant, les quartzites de la Galette contiennent des minéraux alumineux qui dérivent probablement de la transformation de matériel argileux qui se trouvait comme matrice. Les quartzites contiennent aussi de minces lits riches en aluminium interprétés comme d'anciens lits argileux. Or, les lits argileux se forment dans un milieu faiblement énergétique tels les lagunes et un milieu marin sous l'influence des vagues (Ojakongas, 1964). Selon Ojakongas (1964), l'assemblage de lits très riches en quartz accompagnés d'horizons alumineux, peut se former dans un milieu marin ou lacustre qui permet de mélanger les deux niveaux énergétiques, soit par temps calme et lors de tempêtes. On retrouve aussi, associé aux quartzites de la Galette-

te, un niveau carbonaté. De tels horizons indiquent d'un milieu marin peu profond (Ojakongas, 1964).

Les différentes caractéristiques du quartzite et leur association avec des roches pélitiques, d'anciennes roches arkosiques et des carbonates permettent donc de situer le milieu de déposition du quartzite dans un environnement littoral.

f) Les fortes teneurs en fer

Le fait que les fortes teneurs en fer se situent près de zones hématitisées ou près de brèches de faille, démontre bien la relation existante entre ces teneurs élevées et la remobilisation du fer. De plus, la grande concentration des fortes teneurs en fer à proximité de la faille du lac des Cavernes, confirme l'effet de celles-ci dans l'enrichissement en fer (Fig. 27). Les autres teneurs élevées en fer se situent surtout dans les niveaux supérieurs du gisement. Cela pourrait être dû à un plus grand nombre de forages dans ces niveaux mais le calcul du nombre de fortes teneurs par 100 mètres de forages traversant un niveau conserve la même relation (tableau V). Ce surplus de fortes valeurs pourrait provenir d'un lessivage des roches présentes auparavant au-dessus de l'actuel niveau d'érosion; c'est-à-dire que l'enrichissement résulterait d'un processus similaire à l'enrichissement supergène (Levinson, 1974).

g) Isolement des masses quartzitiques

Les gîtes de quartzites apparaissent comme des masses ou amas discontinus dans la séquence paragneissique. Cependant, la cartographie de

la séquence et les coupes géologiques montrent qu'il existe une relation entre les divers gisements et qu'il y a probablement deux niveaux de quartzite qui apparaissent à plusieurs endroits par répétition tectonique.

Plusieurs hypothèses peuvent expliquer l'isolement des masses de quartzites telles que la présence d'un protolith initialement discontinu, l'ondulation des niveaux de quartzite par la présence des dômes et bassins et finalement le boudinage à l'échelle des gisements. Il y a peu d'évidences qui permettent de dire si l'isolement des masses quartzitiques résultent d'un phénomène en particulier, mais il est plus que probable qu'une combinaison des trois en soit responsable. Sans compter que certaines failles peuvent additionner leurs effets aux hypothèses précédentes.

h) Comportement mécanique du quartzite de la Galette

En D₁, il y a formation de plis isoclinaux très serrés dans le quartzite, impliquant vraisemblablement un comportement très ductile. En D₂, D₃, D₄ les plis varient de serrés à ouverts, par conséquent, le quartzite a un comportement moins ductile qu'en D₁. Le fait que les quartzites soient moins ductiles lors des dernières déformations, permet d'expliquer le boudinage des masses quartzitiques. Par conséquent, lors des dernières déformations, le quartzite se trouvait à un niveau structural plus élevé qu'en D₁. Finalement, le quartzite a eu un comportement fragile qui permet la création des failles et d'une fracturation pénétrante à tous les gisements.

CONCLUSION

Les quartzites de la Galette offrent un potentiel minier en silice très intéressant et la connaissance de leur origine et des déformations qui les affectent, représente des facteurs importants dans une éventuelle exploitation des gîtes.

- Les quartzites font partie d'une séquence gneissique qui origine du métamorphisme d'un empilement sédimentaire dans lequel nous retrouvons des niveaux basiques qui peuvent être d'origine volcanique ou encore proviennent du métamorphisme de sills gabbroïques.
- Cette séquence métasédimentaire a subi un métamorphisme élevé qui atteint le faciès amphibolite supérieur à granulite et constitue une enclave à l'intérieur d'une masse charnockitique, mise en place entre les déformations D₁ et D₂.
- Plusieurs déformations affectent la séquence de paragneiss, ce sont:
 - une déformation D₁ responsable de grands plis isoclinaux couchés dont l'axe aurait une direction de 337 degrés et des petits plis isoclinaux observés dans les quartzites et les amphibolites

et possiblement d'une première génération de sillimanites;

- une déformation D_2 qui reprend les plis isoclinaux et amène la formation d'un synforme de direction nord-est, sud-ouest. On attribue à cette déformation, la foliation régionale généralement de direction nord-est, sud-ouest, la formation de plis ouverts à fermés, du plissement des couches d'isoteneurs en Al_2O_3 et Fe_2O_3 du gisement C et, possiblement, de la deuxième génération de sillimanites;
- une déformation D_3 causée par la montée diapirique du massif d'anorthosite de St-Urbain. Cette déformation plisse la séquence en un grand synforme en bordure du massif d'anorthosite.
- une déformation D_4 responsable de la formation de grands plis de type S est-ouest, cette déformation se superpose à D_2 pour amener la formation de plis en crochet et des dômes et bassins. De plus, il se peut qu'elle soit en relation avec la montée forcée de la mangérite du lac des Martres.

L'analyse détaillée d'un des gisements (gisement C) a permis d'établir que:

- l'aluminium, de par sa concentration dans certains horizons et sa distribution par couches dans les quartzites a une origine primaire et peut servir d'indicateur stratigraphique dans l'étude des structures internes des quartzites;

- que le fer, même s'il forme lui aussi de minces horizons et des couches de différentes épaisseurs d'origine primaire, est un indicateur stratigraphique moins certain que l'aluminium, car il présente une certaine mobilité et se déplace le long des failles et divers systèmes de fractures qui affectent le quartzite;
- que les dômes et bassins constituent la structure interne du gisement C. Ces dômes et bassins sont confirmés par l'étude des horizons alumineux observés sur le gisement et, par le fait que les couches d'isoteneurs en aluminium et en fer suivent ce patron;
- que les trois systèmes de joints peuvent servir de canalisation pour la remobilisation du fer et être hématitisés. Cependant, cette hématitisation n'affecte pas toutes les fractures d'un même système.

Les autres masses de quartzites présentent un aspect semblable au gisement C à savoir: la présence de minces horizons alumineux plissés et de nombreux joints et fractures parfois hématitisées. Et il est plus que probable que ces gîtes se comportent de la même façon que le gîte C. Leur similitude de position géométrique régionale appuie cet énoncé.

REFERENCES

- BEST, M.G., 1982. Igneous and Metamorphic Petrology. Freeman, W.H. Co., 630 pages.
- BLISS, N.W., 1979. Sources possibles de matières alumineuses au Québec. Dans: compte rendu, colloque sur La Prospective Minérale du Québec. CRMN, pp. 91-114.
- DEER, W.A., HOWIE, R.A., ZUSMAN, J., 1963. Rock-forming minerals. 5 volumes, Longmans, Green and Co. Ltd.
- GILBERT, J., 1982. Rapport géologique du gisement C. Projet silice 10-743. Rapport interne SOQUEM, 29 pages.
- HOBBS, B.E., MEANS, W.D., WILLIAMS, P.F., 1976. An Outline of Structural Geology. John Wiley & Sons, Inc., 571 pages.
- LAMARCHE, R.Y., 1976. Rapport d'activité dans le territoire des géologues résidents et au-delà. Ministère des richesses naturelles du Québec, DPV 494, 175 pages.
- LASALLE, P., MARTINEAU, G., CHAUVIN, L., 1977. Dépôts morainiques et stries glaciaires dans la région de Beauce, Mont Notre-Dame, Parc des Laurentides. Ministère des richesses naturelles du Québec, DPV 515, 22 pages.
- LEVINSON, A.A., 1974. Introduction to exploration geochemistry applied publishing Ltd, 924 pages.

- MIYASHIRO, A., 1973. Metamorphism and metamorphic belts. George Allen et Unwin Ltd, 492 pages.
- NIE, N.H., HULL, C.H., JENKINS, J.G., STEINBRENER, K., BENT, D.H., 1975. Statistical Package for the Social Sciences. Second edition, McGraw-Hill Inc., 675 pages.
- OJAKANGAS, R.W., 1964. Petrography and sedimentation of the Precambrian Jatulian Quartzites of Finland. Bulletin de la Commission Géologique de Finlande, no 214, 74 pages.
- PETTIJOHN, F.J., POTTER, P.E., SIEVER, R., 1972. Sand and sanstone. Springer-Verlag, 618 pages.
- RAMSEY, J.G., 1967. Folding and Fracturing of Rocks. International Series in The Earth and Planetary Sciences. McGraw-Hill Inc., 568 pages.
- RANSOM, D.M., 1971. Host control of recrystallized quartz grains. Mineralogical Magazine, 38, pp. 83-88.
- ROY, D.W., RONDOT, J., DYMÉK, R.F., 1972. La structure de crypto-explosion de Charlevoix et l'anorthosite de St-Urbain. 24ième congrès géologique international, excursion B-06, 26 pages.
- ROY, D.W., 1978. Origin and evolution of the Charlevoix crypto-explosion structure. Thèse de doctorat, Princeton University, 190 pages.
- RONDOT, J., 1966. Rapport préliminaire sur la région de la Malbaie. Ministère des richesses naturelles du Québec, R.P. 544, 19 pages.
- RONDOT, J., 1969. Géologie de la région de la rivière Malbaie. Ministère des richesses naturelles du Québec, R.P. 576, 31 pages.
- RONDOT, J., 1971. Géologie de la région du lac des Martres. Ministère des richesses naturelles du Québec, R.P. 601, 13 pages.

- RONDOT, J., 1972. Géologie de la région de la rivière du Gouffre, comté Charlevoix. Ministère des richesses naturelles du Québec, R.P. 605, 27 pages.
- RONDOT, J., 1974. Carte au 1:20 000 des quartzites du petit lac Malbaie, comté Charlevoix. Ministère des richesses naturelles, D.P. 258.
- RONDOT, J., 1979. Reconnaissance géologique dans Charlevoix Saguenay. Ministère des richesses naturelles du Québec, C.P.V. 682, 44 pages.
- RONDOT, J., MARLEAU, R., 1977. La silice de Charlevoix. Bulletin de l'Institut Canadien des mines et de la métallurgie, v. 70, pp. 105-115.
- VAN der KAMP, P.C., 1968. Geochemistry and Origin of Metasediments in the Haliburton-Madoc area, Southeastern Ontario. Canadian Journal of Earth Sciences, v. 5, no 6, pp. 1337-1372.
- WILSON, C.J.L., 1973. The prograde microfabric in a deformed quartzite sequence, Mount Isa Australia. Tectonophysics 19, pp. 39-81.
- WINKLER, H.G.F., 1979. Petrogenesis of metamorphic rocks fifth edition. Springer Verlag, 348 pages.
- WYNNE-EDWARDS, H.R., 1972. The Grenville Province, in: Price, R.A. and Douglas, R.J.W. (eds): Variation in tectonic styles in Canada. Geological association of Canada, special paper II, pp. 263-334.

A N N E X E S

ANNEXE I

DESCRIPTION PETROGRAPHIQUE DES QUARTZITES ET
DE CERTAINES ROCHES ASSOCIEES

| No. | Sondage Profondeur | Géologie | | Fe ₂ O ₃ | Al ₂ O ₃ | Quartz | Sillimanite | Biotite | Muscovite | Fuchsite | Grenat | Amphibole | Pyroxène | K-Feldspath | Plagioclase | Opaque | Autre | Quartz Granul. moyen |
|--------|--------------------|--|-------|--------------------------------|--------------------------------|--------|-------------|---------|-----------|----------|--------|-----------|----------|-------------|-------------|-----------|--------|----------------------|
| 107044 | 55.5 | Quartzite blanche avec biotite, hématite et graphite disséminé (<1%) et rutile | 0.27 | 0.45 | 97 | 1-2 | <1 | T | T | | | | | | 1 | | | |
| 107045 | 159.34 | Quartzite grise avec bande de quartzite rouge de l'ordre de 1 cm. Granulométrie fine 95-97 qz, biotite, hématite | 0.26 | 1.51 | 98-99 | 1 | <1 | | | | | | | | <1 | Seri-cite | | |
| 107046 | 276.4 276.7 | Quartzite feldspathique montrant une faible shistosité - grise, grain équigranulaire minéral: mx cristallin ressemblant à de l'apatite/sillimanite - aussi en matériel de dissolution Pyrite, pyrothine, K Feldspaths | 8.54 | 3 | 98 | T | | | | | | | | 1 | T | Seri-cite | 2.5 mm | |
| 107047 | 294.2 | Quartzite rouge avec bandes de quartzite blanche. Oxyde de fer au contact des grains rutile? | 0.21 | 0.56 | Lames minces | 98 | 1 | <1 | | | | | | | <1 | | 5 mm | |
| 107048 | 123-123.1 | Quartzite rose fracturé à 121.05, 23.5° C.A. extrémité de la zone marquée par une concentration de biotite. Allongé perpendiculairement au plan 90° C.A. | 0.065 | 0.24 | | 99 | <1 | 1 | | | | | | | T | | 7.6 mm | |
| 107049 | 129.8-129.9 | Quartzite blanche et rouge avec passé de biotite 131,16-25 Fractures à 131,12 - 134,60 à 60° C.A. 134,90 à 80° C.A.. Plans de fractures altérés à couleur rouille entre 130 et 132,90. Zone d'intenses fracturations (grenailles) 133,94-97 et 135,45-90. Ces zones sont soulignées par une altération blanchâtre à rouge au contact des grains. | 0.10 | 0.47 | 98-99 | <1 | | <1 | | | | | | | <1 | | 5.2 mm | |

| No. | Sondage Profondeur | Géologie | | Fe ₂ O ₃ | Al ₂ O ₃ | Quartz | Sillimanite | Biotite | Muscovite | Fuchsite | Grenat | Amphibole | Pyroxène | K-Feldspath | Plagioclase | Opaque | Autre | Quartz Granulo moyenne |
|--------|--------------------|--|-------|--------------------------------|--------------------------------|--------|-------------|---------|-----------|----------|--------|-----------|----------|-------------|-------------|--------|-------|------------------------|
| 107050 | 199.1,2 | Quartzite blanche assez pure. Biotite et hématite en grain à moins de 190. Légères passées rouges à altérations rouilles. Fractures 40° C.A. à 192,45 - 193,15 Petites aiguilles de rutile? - sillimanite | 0.037 | 0.39 | 98-99 | <1 | | <1 | | | | | | | | <1 | | 6 mm |
| 107051 | 280.35,60 | Quartzite grise à grain moyen et grossier. Bandes de biotite. Biotite disséminée en plus dans la quartzite. Bandes de grenats biotite, hématite à 281,50 072 translucide - inclusion de rutile mx noir en gouttellettes marquant le contour des grains de quartz. Couleur noire rible submélattique. | 0.83 | 1.02 | 98-99 | 1 | <1 | T | | | | | | | | <1 | | 2.1 mm |
| 107052 | 172.75,90 | Quartzite blanche contenant hématite à 5% disséminé et en plaquage. Forte altération rouille interstitielle et dans les plans de fractures. Trace de biotite, muscovite et magnétite disséminées. Concentration de biotite et muscovite dans des passés millimétriques. Zone fracturée 169,72-85 170,24 à 171,04 Fractures 169,15 20° C.A. 172,60 80° C.A. apatite et rutile | 0.14 | 0.37 | 99 | <1 | <1 | | | | | | | | | | | 7.1 mm |
| 107053 | 102.55,57 | Quartzite blanche avec altération rouille (5-10%). Granulométrie variable. Traces de biotite et muscovite. Fractures 97,66 30° C.A. 97,85 20° C.A. 103,20 21° C.A. 104,33 54° C.A. 104,40 90° C.A. Certain grain de qtz ont une couleur jaune. | 0.028 | 0.11 | Lames Minces | 99 | <1 | | | | | | | | | <1 | | 6.2 mm |
| 107054 | 196.75,9 | Quartzite grise et rouge à forte altération rouille 2% de biotite, muscovite en trace. Les deux sont aussi concentrés dans certaines passés millimétriques. Fractures rouges, hématisation peut atteindre 70%. Forte altération rouille accompagnée de zones très fracturées. Surface de dissolution retrouvé dans ces zones. Altération argileuse verdâtre (chlorite?) dans certains plans de fractures de la quartzite grise non altérée. Bande centrale montrant hématisation (+) intense au contact des grains. Petites gouttes en inclusion ds q.z. | 0.44 | 1.05 | 96 | 4 | <1 | | | | | | | | | <1 | T | 3.8 mm |

| No. | Sondage Profondeur | Géologie | | Fe ₂ O ₃ | Al ₂ O ₃ | Quartz | Sillimanite | Biotite | Muscovite | Fuchsite | Grenat | Amphibole | Pyroxène | K-Feldspath | Plagioclase | Autre | Quartz Granulé moyenne | |
|--------|--------------------|--|------------------|--------------------------------|--------------------------------|--------------|-------------|---------|-----------|----------|--------|-----------|----------|-------------|-------------|--------|------------------------|--------|
| 107055 | 291.1, 25 | Gneiss quartzeux à grenats avec altérations en chlorite | | | | 92-93 | <1 | <1 | | | | | | | <1 | Opaque | 0.46 | |
| 107056 | 55.3, 4 | Gneiss à amphibole et biotite - trace de sulfure (pyrothine 1-2%) - présence de grenat à 55 m C.A. 87° à 54,00 68° à 57,25 apatite - altération rouille par endroit | | | | 2 | | | | | | | | | <1 | 3 | | |
| 107057 | 57.0, 1 | Voir 107056 | | | | 5 | | | | | | | | | 10 | | 3.72 mm | |
| 107058 | 74.7, 78 | Quartzite blanche - altération rouille dans les fractures dans les 3 derniers mètres, on trouve une alternance de zone riche en hematite sulfure disséminé | | 0.14 | 0.56 | 99 | | <1 | | | | | | | T | <1 | 3.72 mm | |
| 107059 | 111.35, 45 | Quartzite grise (80%) Quartzite blanche (20%) minéralogie: on trouve principalement de la biotite (2-5%) altération La quartzite est légèrement de couleur rouille. L'ensemble de cette zone est très peu fracturée, nous sommes dans la zone de quartzite - pas de relique du gneiss - C.A. 111.6-14°, 130,00 - 23° 142.2-19°, 147,90 - 19° | Analyse chimique | 0.25 | 1.45 | Lames minces | 97-98 | 2 | <1 | | | | | | <1 | T | Zircon | 6.3 mm |
| 107060 | 177.0, 4 | Quartzite blanche minéralogie: comme impureté: Biotite <1% granulométrie grossière Altération: un peu d'altérations de couleur rouille dans les fractures Zones de fractures 177,20 - 178,10 C.A. 25° | | 0.057 | 0.62 | | 98-99 | <1 | <1 | | | | | | | 1 | | 7 mm |

| No. | Sondage Profondeur | Géologie | | Fe ₂ O ₃ | Al ₂ O ₃ | Quartz | Sillimanite | Biotite | Muscovite | Fuchsite | Grenat | Amphibole | Pyroxène | K-Feldspath | Plagioclase | Opaque | Autre | Quartz Granulatio 6 mm moyenne (mm) |
|--------|--------------------|--|------------------|--------------------------------|--------------------------------|--------------|-------------|---------|-----------|----------|--------|-----------|----------|-------------|-------------|--------|--------------------------|--|
| 107061 | 235.45,6 | Quartzite grise. Il y a aussi une petite zone de quartzite blanche. A 238,00 et 245,7 zone riche en biotite. 230,30 Feldspaths Minéralogie: Quartz biotite (muscovite) (sulfure) (Feldspaths or Granulométrie grossière Altération: rouille | | 0.10 | 0.56 | 98-99 | - | - | T | | | | | | | | | 6 mm |
| 107062 | 268.48,6 | Quartzite rouge et grise Quartzite grise 262,40 - 259,30 Minéralogie Quartz biotite (muscovite, sillimanite) (Feldspaths) Altération - hématisation Altération couleur rouille dans les fractures lisation dans les fractures qui contiennent de la muscovite et sillimanite. | | 0.057 | 0.51 | 99 | 1 | T | | | | | | | | T | | 5 mm |
| 107063 | 43.65 | Gneiss charnockitique Min. qtz 8090 Biotite 10-200 + PRX Altération: très altérée et légère hématisation Granulométrie fine. Couleur verdâtre | Analyse chimique | | | 50 | | 5 | | | | | | | 44 | 1 | | |
| 107064 | 62.55 | Quartzite blanche 9990 et (+) de quartz minéral blanc verdâtre. Très petit de forme circulaire. Quartzite folié 88° C.A. quelque petite biotite orientée sans foliation. | | 0.28 | 0.51 | Lames minces | 98-99 | 1 | 1 | | | | | | 1 | 1 | | 3.7 mm |
| 107065 | 69.95,70 | Quartzite blanche et grise avec passé presque gneissique gneissocité 30° C.A. | | 0.67 | 0.92 | 98-99 | 1 | T | | | | | | <1 | | | carbo- nate zircon | 4 mm |
| 107066 | 151.0,12 | Quartzite blanche passage d'altération rouille (de 177.55 à 141.65) 148.3, 418.5 gneiss quartzeux | | 0.71 | 1.71 | 99-100 | T | T | T | | | | | | T | | 4.4 mm | |
| 107067 | 109.7,8 | Quartzite blanche, couleur rouille donnée par l'altération de série de fractures 20° C.A. | | 0.93 | 0.71 | 98-99 | T | <1 | T | <1 | | | | | T | | 9.5 mm | |

| No. | Sondage Profondeur | Géologie | | Fe ₂ O ₃ | Al ₂ O ₃ | Quartz | Sillimanite | Biotite | Muscovite | Fuchsite | Grenat | Amphibole | Pyroxène | K-Feldspath | Plagioclase | Opaque | Autre | Quartz Granulo moyenne (mm) | |
|--------|--------------------|---|------------------|--------------------------------|--------------------------------|--------------|-------------|---------|-----------|----------|--------|-----------|----------|-------------|-------------|--------|----------------------|-----------------------------|--|
| 107068 | 38.85 | Quartzite blanche + biotite 3-1090 par endroit. Texture embréchitique. Au contact du gneiss c'est plus gneissique. | | 0.41 | 0.96 | 99 | | T | | T | T | | | | 40 | 4 | carbone <1% chlorite | 3.85 mm | |
| 107069 | 49,49.1 | Gneiss à amphibole et biotite plagioclase associé à certaines bandes plus riches en biotite. | | | | 5 | | T | | T | T | 50 | | | | | | | |
| 107070 | 104.55,65 | Quartzite rouge et blanche (90%) (10%) Quartz 98-99% muscovite 1% hématisation intensité passant de moyenne à forte dans les zones les plus rouges. Altération rouille dans les fractures et les grains dans la quartzite blanche | | 0.17 | 0.56 | 98 | 1 | T | T | | | | | | 1 | | | 7 mm | |
| 107071 | 192.0,1 | Quartzite blanche. Quartz 99% -fuschite - muscovite et sillimanite. Une poussière jaune ocre résultat d'altération donne une couleur jaune à la quartzite blanche. | Analyse chimique | 0.035 | 0.47 | 99 | 1 | | T | | | | | | | T | | 6.1 mm | |
| 107072 | 305.5,6 | Amphibolite : - horblende quartz biotite epidote Feldspath | | | | | | | | | | | | | 35 | 25 | 35 | 1 | |
| 107073 | 132.22,4 | Quartzite blanche. Texture granoblastique Quartz ≥ 99% Trace de fuschite, muscovite et biotite. Bandes rouges hématisées à 146.4-146.8 147.8-147.9 | | 0.021 | 0.26 | Lames minces | 99-100 | T | T | | | | | | | T | | 7.1 mm | |
| 107074 | 182.7,8 | Quartzite à alternance blanche et grise La quartzite blanche montre une altération rouille | | 0.12 | 0.79 | 97-98 | 2 | T | | | | | | | <1 | T | | 11 mm | |
| 107075 | 196.6 | Quartzite rouge, grain fin à moyen Qtz > 97% biotite 1% oxyde de fer 2% oxyde concentré dans les fractures de la zone altérée à 195.8 | | 0.22 | 1.30 | 98-99 | <1 | T | | | | | | | <1 | | | 6.6 mm | |

| No. | Sondage Profondeur | Géologie | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|--------|--------------------|---|------------------|--------------------------------|--------|--------------------------------|----|--------|----|-------------|--|---------|--|-----------|--|----------|----|--------|----|-----------|---|----------|----------------|-------------|--|-------------|--|--------|--|-------|--|-----------------------------|--|
| | | | Analyse chimique | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 107076 | 224.8 | Gneiss quartzeux à grenats et sillimanite Quartz (80-90%) biotite (5-10) grenats (5-10) sillimanite 1-5 à 224.9 zones riches en feldspath K 1.5 cm - Petite passée de pegmatite | | Fe ₂ O ₃ | | Al ₂ O ₃ | | Quartz | | Sillimanite | | Biotite | | Muscovite | | Fuchsite | | Grenat | | Amphibole | | Pyroxène | | K-Feldspath | | Plagioclase | | Cpaque | | Autre | | Quartz Granulo moyenne (mm) | |
| 107077 | 11.8 | Quartzite rouge, couleur rouge grain fin à moyen Texture granoblastique - Quartz 97% et plus, biotite (1-3%) oxyde de fer (couleur rouge) rempissant les micro joints (1-2%) - Passée de quartzite grise - Passage progressif d'un type de quartzite à un autre. | 0.38 | 1.33 | 0.8-99 | 1 | T | | | | | | | | | | | T | | | | | | | | | | | | | | | |
| 107078 | 46.35 | Gneiss granitique couleur rose; grain fin à moyen Texture granoblastique Quartz 50-60% K Feldspath 30-40 Biotite 5-10 Contact franc avec la quartzite | | | | Lames minces | 50 | | | 4 | | | | | | | | 10 | 35 | 1 | T | Zircon | Carbo- nate | | | | | | | | | | |
| 107079 | 74.25, 35 | Gneiss à amphibole (amphibolite) vert foncé (surface altérée) à noir(cassure fraîche) grain fin à moyen avec quelque porphy- roblaste d'hornblende (automorphe) Quartz (40-50%) Fedlspath (indéterminé) hornblende (50-60%) biotite 1-5% magnétite 1-2% | | | | | 10 | | 1 | | | | | | | | 30 | 10 | | 44 | 5 | T | Zircon | | | | | | | | | | |
| 107080 | 88.58,68 | Gneiss quartzeux à grenats et sillimanite - gris pâle avec passée au grain rougeâtre grain moyen à grossier Composition: Quartz (70-80%) K Feldspath (1-5%) Grenats (1-5%) Biotite (5-10%) Magnétite (1-5%) | | | | | 88 | | 10 | 2 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |

| No. | Sondage Profondeur | Géologie | | Fe ₂ O ₃ | Al ₂ O ₃ | Quartz | Sillimanite | Biotite | Muscovite | Fuchsite | Grenat | Amphibole | Pyroxène | K-Feldspath | Plagioclase | Opaque | Autre | Quartz Granulé moyen (mm) |
|--------|--------------------|--|------------------|--------------------------------|--------------------------------|--------|-------------|---------|-----------|----------|--------|-----------|----------|-------------|-------------|--------|-------|---------------------------|
| 107081 | 142.44,51 | Quartzite rouge: grain fin à moyen, texture granoblastique Composition: Qtz 97% et plus biotite 1-3% Oxyde de fer en plaquage dans les microfractures Couleur rouge plus intense en bordure des contacts | Analysé chimique | 0.20 | 0.98 | 98 | 2 | 1 | | | | | | | T | | 5 mm | |
| 107082 | 169.44 | Quartzite grise présence de sillimanite sur les plans de fractures (82 C.A.) Légère altération rouille et rouge sur quelques fractures. | | 0.18 | 0.90 | 98-99 | 1 | <1 | | | | | | <1 | | | 5 mm | |
| 107083 | 206.22,31 | Quartzite blanche, grains fins, texture granoblastique Comp: Qtz 98% et plus biotite et hématite rouge 1-2% Une zone de fractures à 225-226 quelques zones de fractures sont remplies de muscovite. K Feldspath en trace. | Lames minces | 0.085 | 0.73 | 99 | ~ 1 | | <1 | | | | | T | | | 7 mm | |

ANNEXE II

NORMES DE QUALITE
SOQUEM

ANNEXE IITABLEAU DES CLASSES DE QUALITE DE QUARTZITE DE LA COMPAGNIE SOQUEM

| Classe | Fe ₂ O ₃ * | Al ₂ O ₃ |
|--------|----------------------------------|--------------------------------|
| 1 | 0.1 | 0.25 |
| 2 | 0.1 | 0.25 x 0.35 |
| 3 | 0.1 | 0.35 x 0.7 |
| 4 | 0.1 x 0.3 | 0.35 |
| 5 | 0.1 x 0.3 | 0.35 x 0.5 |
| 6 | 0.1 x 0.3 | 0.5 x 0.7 |

* Tiré de Gilbert 1982.

ANNEXE III

INTERPRETATION DES COUCHES D'ISOTENEURS
LE LONG DES FORAGES

REINTERPRETATION DES DONNEES
DE SOQUEM

par Guy Tremblay

LEGENDE



SUFFIXES POUR LES MINÉRAUX

| | |
|-----|-------------------------|
| b | biotite |
| c | chlorite |
| g | grenat |
| u | amphibole (indetermine) |
| x | sillimanite |
| y | pyroxene |
| Car | carbonite |
| Cr | chromite |
| Hem | hematite |
| Mt | magnetite |
| Li | limonite |
| Po | pyrrhotine |
| Py | pyrite |
| Ru | rutile |
| Su | sulfures (indetermines) |

SYMBOLES ADDITIONNELS

| | |
|-------|-----------------------------|
| diss. | mineralisation (disseminee) |
| Tr. | mineralisation (trace) |
| C.P. | carotte perdue |
| △ | brechiforme |

ALTÉRATION

| | |
|---|----------------|
| ω | amphibolitisee |
| φ | chloritisée |
| ρ | hematisee |

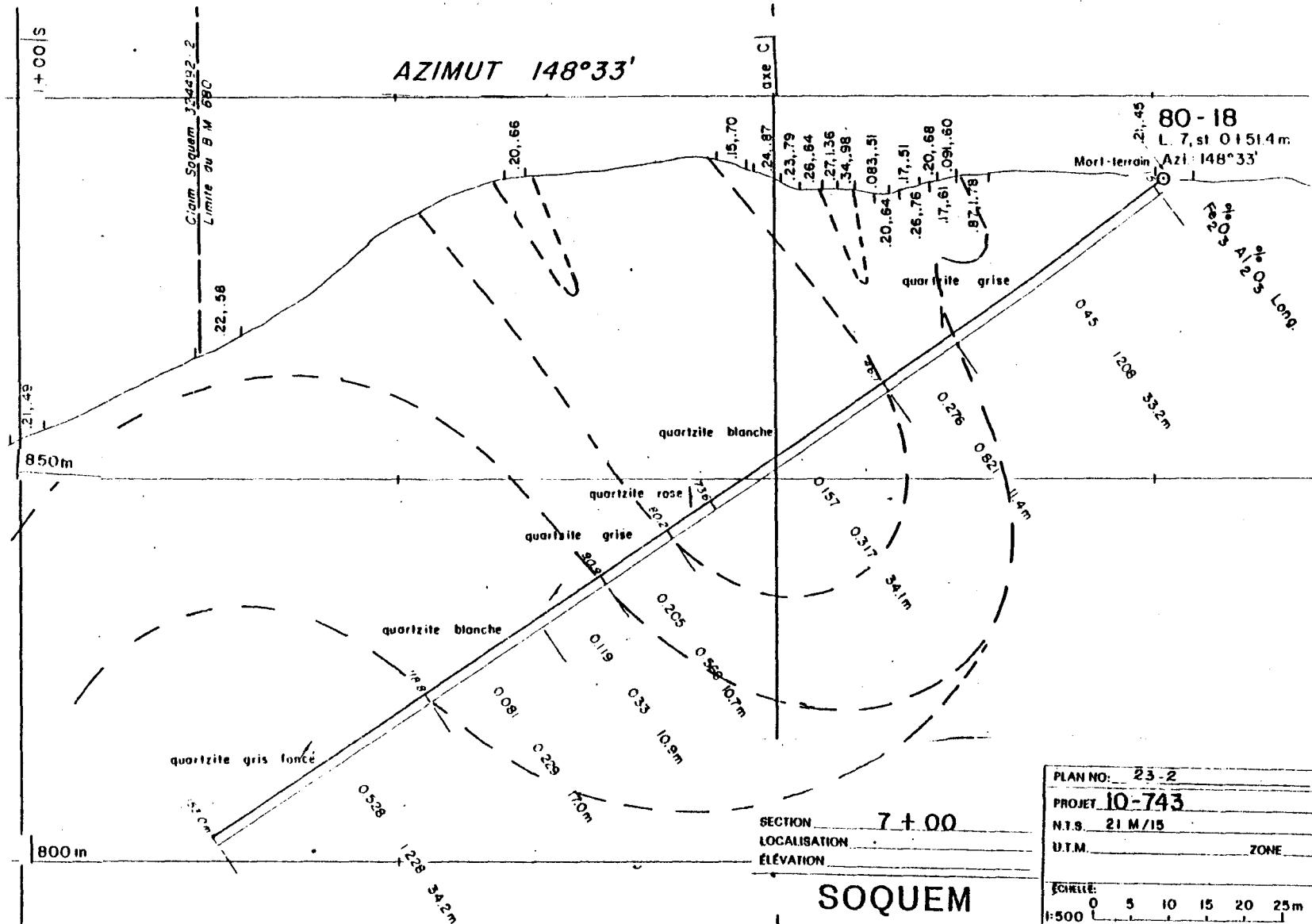
ROCHES METAMORPHIQUES

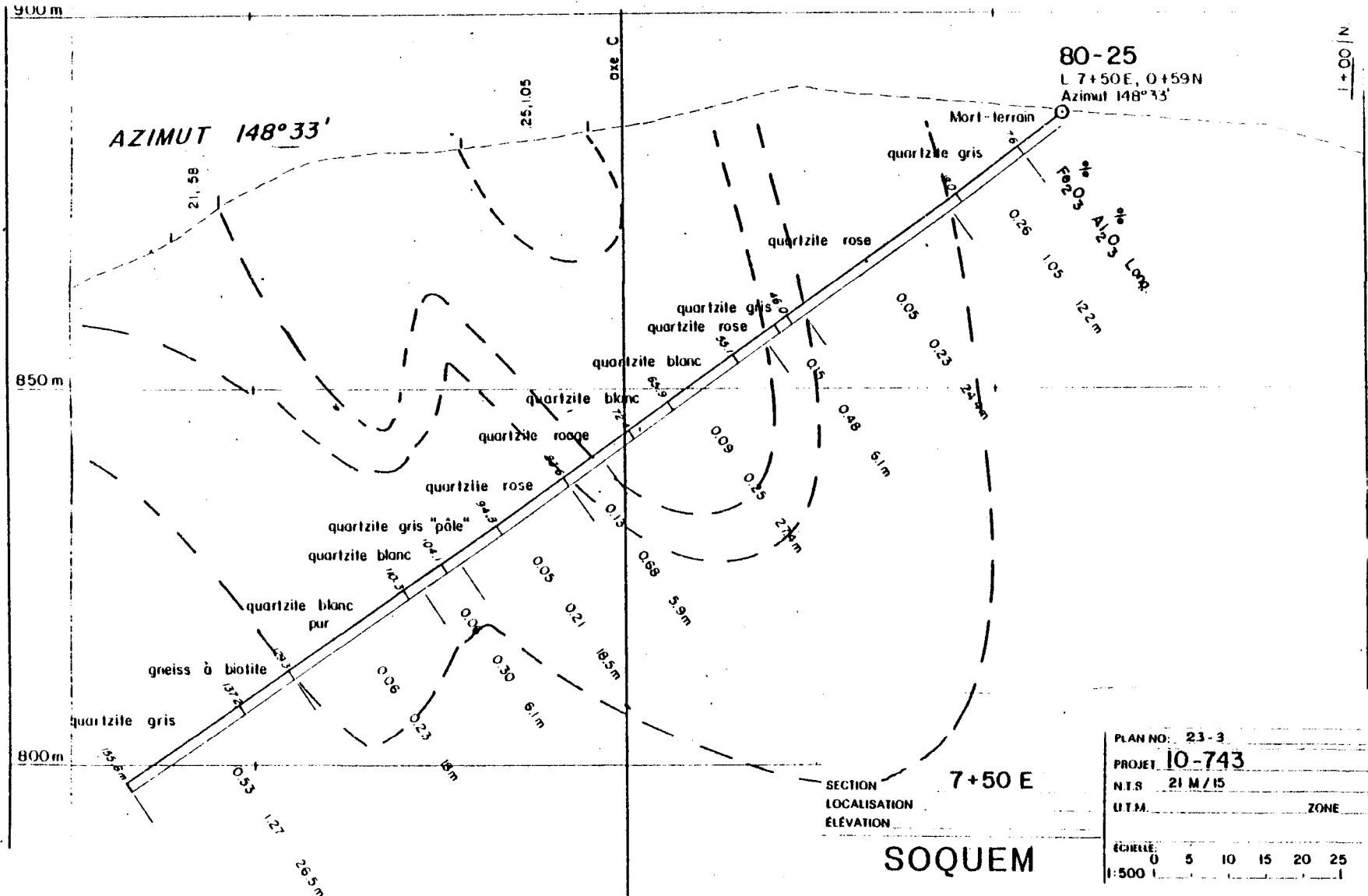
| | |
|-----|-------------|
| M5 | gneiss |
| M8 | amphibolite |
| M11 | quartzite |

SYMBOLES STRUCTURAUX

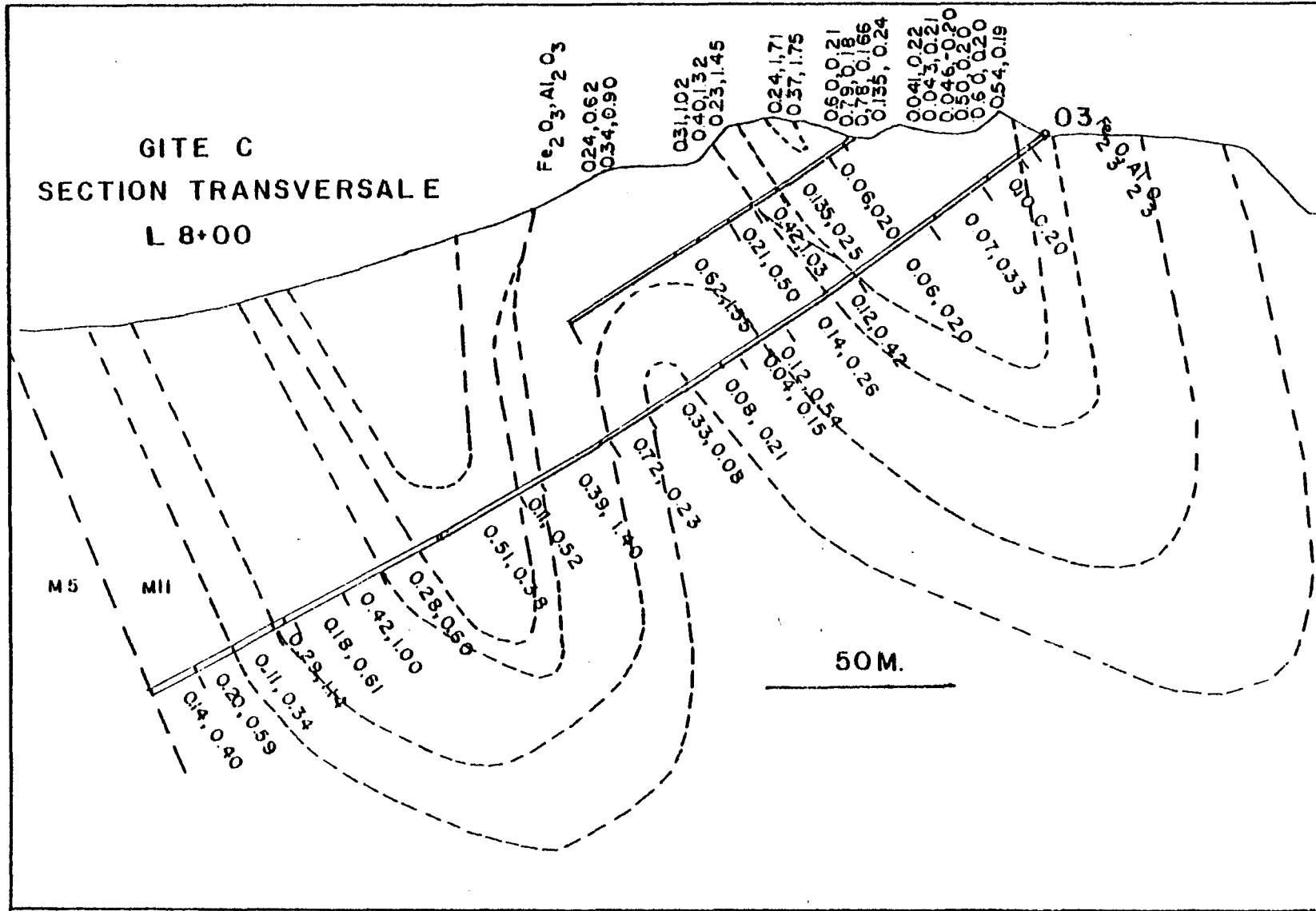
| | | | | |
|--------------|---|---|---|----------------------------------|
| GNEISSOSSITE | + | / | \ | horizontale, inclinée, verticale |
| JOINT | + | / | \ | horizontal, incliné, vertical |

| | |
|---------|---------------------|
| — · — — | faille ou fracture |
| — - - - | limite géochimique |
| — — — — | limite lithologique |





GITE C
SECTION TRANSVERSAL E
L 8+00



AZIMUT $148^{\circ}33'$

