[redacted]

UNIVERSITE DE MONTREAL

Etude minéralogique, interprétation structurale et estimation des conditions de pression et de température des roches encaissantes et minéralisées de l'open-pit de STRATMIN GRAPHITE, province du Grenville, Lac-des-Iles, QUEBEC,

Par

Sandrine Cadéron

Département de Géologie
Faculté des Arts et Sciences

Mémoire présenté à la Faculté des Etudes Supérieures
en vue de l'obtention du grade de

Maître ès sciences (M.Sc.)

en Géologie

Juin, 1997

@ Sandrine Cadéron, 1997

QE
3
U54
1998
b.001

UNIVERSITE DE MONTREAL

Ce mémoire, intitulé:

Etude minéralogique, interprétation structurale et estimation des conditions de pression et de température des roches encaissantes et minéralisées de l'open-pit de STRATMIN GRAPHITE, province du Grenville, Lac-des-Iles, QUEBEC,

présenté par:

Sandrine Cadéron

a été évalué par un jury composé des personnes suivantes:

John Stix: président-rapporteur,
Walter Trzcienski: directeur de recherche,
Ghislain Deschênes: co-directeur,
Jamie Bourne: membre du jury.

Mémoire accepté le: 05.12.1997

Etude minéralogique, interprétation structurale, et estimation des conditions de pression et de température des roches encaissantes et minéralisées de l'open-pit de STRATMIN GRAPHITE, province du Grenville, Lac-des-Iles, QUEBEC.

A mes parents, à ma soeur et mon frère,
à tous ceux qui ont cru en moi...

REMERCIEMENTS

Beaucoup de personnes ont contribué à la réalisation de cette maîtrise. Aussi, je m'excuse d'en omettre car cela serait involontaire. Il faut noter que STRATMIN GRAPHITE n'avait jamais fait l'objet d'une coopération avec une université. Cette maîtrise a permis d'ouvrir les portes d'une entreprise au monde de la recherche.

La première personne que je viens remercier est Pierre Daniellou, directeur de STRATMIN lors de mon arrivée, à qui je dois la découverte de la mine. En effet, il a été le premier contact que j'ai eu avec l'exploitation. C'est grâce à lui que j'ai obtenu l'autorisation d'effectuer cette maîtrise sur le site. Après lui, je viens remercier Talal Soweif qui a remplacé Pierre à la direction en Janvier 1995.

J'en arrive à Ghislain Deschênes, chef-géologue de STRATMIN et co-directeur de cette thèse, que j'ai vite surnommé Gigi. Il est difficile pour moi de trouver les mots justes pour souligner l'importance qu'il a eue au cours de cette maîtrise. Il serait trop long d'énumérer toutes ses qualités: générosité, patience, minutie. Plus qu'un géologue, il a été un professeur permanent qui a su me faire comprendre toutes les responsabilités d'une géologue de mine. Il m'a ouvert ses connaissances théoriques et pratiques. Cela est important car l'université nous apporte la théorie mais la réalité du métier de géologue est souvent bien différente et, toute apprentie-géologue a tout à apprendre. Il est donc important d'avoir un bon professeur. Gigi l'a été et sa pédagogie ainsi que son attention permanente m'ont permis d'appréhender les multiples facettes du métier. Il a également su comprendre les besoins d'une étudiante en me confiant un emploi d'été. Merci pour sa grande complicité tout au long de cette maîtrise. Pour tout cela, je lui ai demandé d'être le co-directeur de ce projet car personne mieux que lui ne pouvait assumer ce rôle.

Je remercie également André Morin et Didier Bezard qui m'ont confié de multiples problèmes à résoudre. J'espère avoir réussi à répondre à leurs attentes.

Il faut ensuite mentionner tout le personnel de la mine. Merci aux arpenteurs: France Trépanier et Nathaniel Chouinard. Ensuite, je viens rendre hommage à Marcel Duchêne, à Jean-Pierre Pelletier, à Ghislain Racicot, à Joao Cardoso, à tout le personnel de l'usine, du laboratoire et de la fosse. Grâce à eux, j'ai pu naviguer sur la propriété sans aucune difficulté. Je viens remercier également le privilège qu'ils m'ont offert en me laissant manoeuvrer un 35 tonnes.

Enfin, pour ce qui est de l'administration, je viens saluer tout le personnel des bureaux: Joanne, Francine, Claudine et Christine. Merci pour leur sourire permanent et leur acceuil plus que chaleureux à une petite française perdue au coeur des Laurentides.

Du côté de l'université, mes plus grands remerciements vont à Walter E. Trzcienski Jr., directeur de cette thèse. C'est la seconde fois que je viens saluer ce professeur qui m'a secondée lors de mon P.F.E. Une fois encore, je voudrais souligner tout le potentiel humain de Walter. Toujours disponible et à l'écoute permanente de ses étudiants, il a su me faire comprendre que tout n'est pas acquis et que la meilleure façon d'apprendre est de tenter de résoudre ses problèmes seule. Toujours un support moral. Plus qu'un puits de connaissances, il a été un guide. Merci d'avoir été un père scientifique et spirituel. Je le remercie aussi de m'avoir laissée naviguer au gré de mes idées et de mes ambitions sans jamais m'imposer les siennes. Merci de m'avoir soutenue tout au long de ces recherches et d'avoir fait de cette entreprise qui, au départ, pouvait sembler irréalisable car trop vaste, une réalité prometteuse.

J'en profite pour remercier Jamie Bournes pour ses précieux conseils. Enfin, je viens remercier Normand Goulet pour la partie structurale.

Je voudrais aussi remercier le personnel du département: je viens saluer Line, Margeret, Louise, et Michelle. Merci pour vos sourires, votre bonne humeur et votre soutien moral. Bien que cela ne soit pas de coutume, je remercie certains de mes amis et complices étudiants qui m'ont aidée à surmonter des moments parfois difficiles pour une expatriée. Merci pour tous vos fous rires et pour tous ces bons moments passés ensembles.

Merci à vous tous de m'avoir redonné, peut-être inconsciemment, une famille.

Enfin, cette thèse me permet de souligner le rôle important joué par ceux qui restent trop souvent dans l'ombre, ceux qui sont loin mais qui restent toujours présents dans l'arrière-plan de tout ce travail: mes parents. Grâce à eux, j'ai pu aller jusqu'au bout de cette maîtrise. Leur apport matériel a été crucial mais bien moins important que leur soutien moral. Ils m'ont toujours encouragée à réaliser mes ambitions, sans jamais tenter de me retenir au pays. Et, même si nous sommes séparés par cette flaque d'eau, ils ont toujours su trouver les mots pour motiver mes recherches et tracer ma route. C'est dans leur fierté que j'ai puisé mon énergie et mon courage. Je vous aime.

Ainsi s'achèvent mes remerciements et, même si ces quelques mots ont tenté de mettre en avant le rôle joué par chacun dans cette entreprise, sachez qu'ils ne peuvent pas traduire toute la reconnaissance que je garde en souvenir au fond de moi pour vous tous.

Citation...

Dans son livre '*RAMSÈS II, la véritable histoire*', Christiane Desroches Noblecourt écrit: *« le livre, conforme à la réalité historique connue à ce jour, ne vise pas l'évocation d'une vie journalière de l'Égypte au temps de Ramsès, où l'imagination prend trop souvent le pas sur le réel (...). Ainsi, l'apport de ces longues années d'étude m'a permis de réunir, et par là même d'ajouter quelques pierres à l'édifice déjà élevé à cette grande figure de proue. Point n'est besoin de faire un appel-évidemment plus aisé- à l'imagination pour reconstituer l'existence d'une des plus étonnantes personnalités du monde de la Haute Antiquité. Quoi qu'il en soit, ce serait, dans ce cas, en quelques sorte, le trahir. Certes, des plages d'ombre subsistent, mais l'écrasante réalité de la vie de Ramsès, et l'attrait passionnant qu'elle suscite, dépassent, on le verra, toutes les fictions, aussi brillantes soient-elles, qui pourraient surgir du cerveau d'un romancier ».*

Réponse à l'auteur...

Le géologue doit, en quelque sorte, retracer la biographie de notre planète. Plus qu'un historien, il est aussi un archéologue à l'affût de tout témoignage géologique. La terre incarne un personnage qui, à travers ses cicatrices géologiques, nous a laissé des traces de son histoire. Son testament ne connaîtra peut-être jamais de point final car elle reste en évolution constante. Comme un grand monarque, elle a connu des épisodes marquants et décisifs au sein de sa maturité. Ramsès II a construit « le Temple des Millions d'Années: le Ramesseum » comme la signature de sa magnificence et de sa grandeur sur soixante-sept années de règne. Notre planète, de par ses Milliards d'années d'évolution, nous a également élevé un temple géologique: ses enveloppes internes et externes. Le géologue doit respecter chaque élément de cet édifice. Son histoire peut être une véritable fiction pour le 'géopoête'. Cependant, la respecter, c'est tenter de retracer la vérité.

Cette étude, limitée à une superficie restreinte de la province du Grenville, tentera, le plus possible, de rester objective. La Science doit suivre une règle: celle de la rigueur et si le géologue doit souvent faire preuve d'imagination, il doit le faire à bon escient. Violer cette règle, c'est aussi trahir cet héritage géologique que nous a laissé notre vieille planète au cours du temps. Tout biographe doit s'appuyer sur des faits concrets.

Cette Maîtrise est loin d'expliquer les mystères du Grenville. Elle tente uniquement d'en éclaircir quelques uns. Une étude d'un an et demi reste si éphémère par rapport aux Millions d'années d'histoire des roches de cette province. Malgré les nombreuses énigmes géologiques qui demeurent sur cette partie du globe, cette étude restera, je l'espère, digne de la confiance des personnes qui m'ont aidée à approcher la vérité par une interprétation aussi objective que possible. Le Grenville nourrit encore la curiosité de nombreux géologues. La biographie de notre planète est loin d'être terminée et les volumes s'accumulent dans nos bibliothèques. Son évolution constante ne fait que retarder l'apposition du point final de son existence. Il y aura-t-il un jour un

géologue qui atteindra cette récompense ultime qui couronnera les travaux de milliers de chercheurs?

Bienvenu à:

INTRODUCTION

Le terrain étudié se situe dans la ceinture métasédimentaire du Supergroupe du Grenville dans le Bassin de Mont-Laurier. Il est localisé sur la propriété de STRATMIN GRAPHITE, Lac-des-Iles, à 25 km au sud de la ville de Mont-Laurier. On y accède par la route 309 reliant Mont-Laurier à Ottawa. Notre terrain d'étude est délimité par les murs de la carrière en exploitation. Cette fosse s'étend sur une longueur de 750 m pour une largeur de 350 m. Le graphite constitue le minerai exploité.

Cette étude se compose de plusieurs points. Une interprétation structurale du site étudié a été effectuée. Puis, les conditions métamorphiques ayant affecté ces roches ont été estimées. Enfin, des hypothèses sont proposées pour tenter de retracer l'origine du graphite. Une étude poussée sur la pétrographie des roches encaissantes de la fosse (étude macroscopique et microscopique) a été effectuée et se retrouve en annexe à la fin de ce mémoire.

Aucune étude géologique n'avait été entreprise sur la propriété. Le sujet de cette thèse a donc été cerné par le géologue en chef de STRATMIN selon les besoins immédiats de l'exploitation.

La caractérisation minéralogique des roches encaissantes et des lithologies minéralisées a permis une meilleure estimation des impuretés présentes dans le minerai. Ainsi, une amélioration du traitement-usine pourra être entreprise. L'interprétation structurale a entraîné une compréhension de la morphologie du l'horizon graphiteux, cela en vue de l'ouverture d'une nouvelle fosse, située au nord de l'excavation actuellement exploitée. Les conditions métamorphiques de ces roches est venue compléter cette étude afin d'agrandir les connaissances géologiques du Bassin de Mont-Laurier.

La plus grande étude déjà effectuée sur cette partie de la province du Grenville a été effectuée par Wynne-Edwards *(1966, 1972)*. Ce travail à grande échelle incluait Mont-Laurier et Kempt Lake. Plus tard, Indares *(1982)* effectuait l'étude

de la région de Maniwaki, localisée sur la bordure ouest du Bassin de Mont-Laurier, et porteuse de minéralisations zincifères.

SOMMAIRE

La propriété de STRATMIN GRAPHITE est localisée dans le Bassin de Mont-Laurier et appartient à la ceinture métasédimentaire de la province du Grenville. Les unités lithologiques caractéristiques sont constituées de métapélites (gneiss à grenat et/ou à biotite), de marbres dolomitiques et/ou graphiteux (minerai), et de quartzites. Ces unités sont recoupées par des dykes de pegmatites.

Une étude minéralogique au microscope polarisant et à la microsonde électronique nous a permis de définir chaque assemblage minéralogique présent au sein de ces lithologies. Des minéraux rares comme les humites ont été reconnus. Chaque roche a été observée sur lame mince afin de dresser un inventaire des minéraux la constituant. Ainsi, nous avons pu diviser le minerai exploité en quatre catégories définies, chacune ayant une minéralogie caractéristique et une teneur en graphite différente. Cette remarque est importante du point de vue économique.

Suite à cela, nous avons effectué une analyse structurale de la fosse. Les roches de la fosse ont subi une tectonique polyphasée. Seules les lithologies compétentes ont gardé des traces de ces plissements. Les marbres graphiteux ont été totalement recristallisés et ne présentent aucune structure particulière. Trois périodes de plissement peuvent être observées. Le premier plissement P1 représente la période de déformation la plus ancienne. Elle marque la foliation majeure S_1 présente dans les lithologies les plus compétentes de la fosse. Elle montre un ensemble de plis semblables isoclinaux en « Z » couchés et déversés. Un deuxième plissement P2 montre des structures de plis droits ouverts et dessine de larges antiformes et synformes au sein de la fosse. Le plissement P2 est coaxial au premier plissement. De plus, il semble responsable de deux zones de cisaillement qui traversent la fosse dans toute sa longueur. Enfin, une troisième phase de plissement P3 est marquée par des plis qui dessinent de larges

ondulations de faible amplitude et de grande longueur d'onde au sein du mur est de la fosse. Cette déformation tardive reste mineure au sein des lithologies et elle pourrait être interprétée comme une phase de réajustement des lithologies après une phase de forte compression. On peut donc l'associer à une phase « d'extension », ou encore de décompression. Cependant, l'hypothèse d'un phase de plissement tardive de faible amplitude peut aussi être avancée.

Pour l'étude du métamorphisme, des assemblages à grenat-plagioclase-quartz-sillimanite (GASP) et à grenat-plagioclase-orthopyroxène-quartz, nous ont permis de définir deux géobaromètres au sein des métapélites (gneiss à grenat avec occurrence locale de sillimanite et d'orthopyroxène). Les autres lithologies ne contiennent pas d'assemblages utilisables pour estimer la pression. Ces baromètres ont donné des valeurs de pression comprises entre 450 MPa et 600 MPa pour GASP et 700 MPa pour l'orthopyroxène. La pression la plus basse (450 MPa) nous a été donnée par la bordure d'un grenat, tandis que la plus élevée (600 MPa) résulte de l'analyse du coeur de ce même grenat. On observe donc une décompression au sein de ces gneiss.

La température a pu être évaluée pour toutes les lithologies selon la distribution de Fe et Mg entre les minéraux suivants: grenat-biotite, grenat-orthopyroxène, biotite-orthopyroxène, et biotite-olivine. Elle est égale à 700±50°C. Seuls les marbres graphiteux présentent une température plus élevée due à la circulation de fluides mixtes. On peut donc dire que les roches de STRATMIN ont subi un métamorphisme isothermal.

Les pegmatites présentent un assemblage minéralogique pouvant refléter une suite charnockitique « incipient ». La température obtenue (795°C) pour l'assemblage biotite-orthopyroxène, correspond aux valeurs publiées pour ce type de lithologie anhydre.

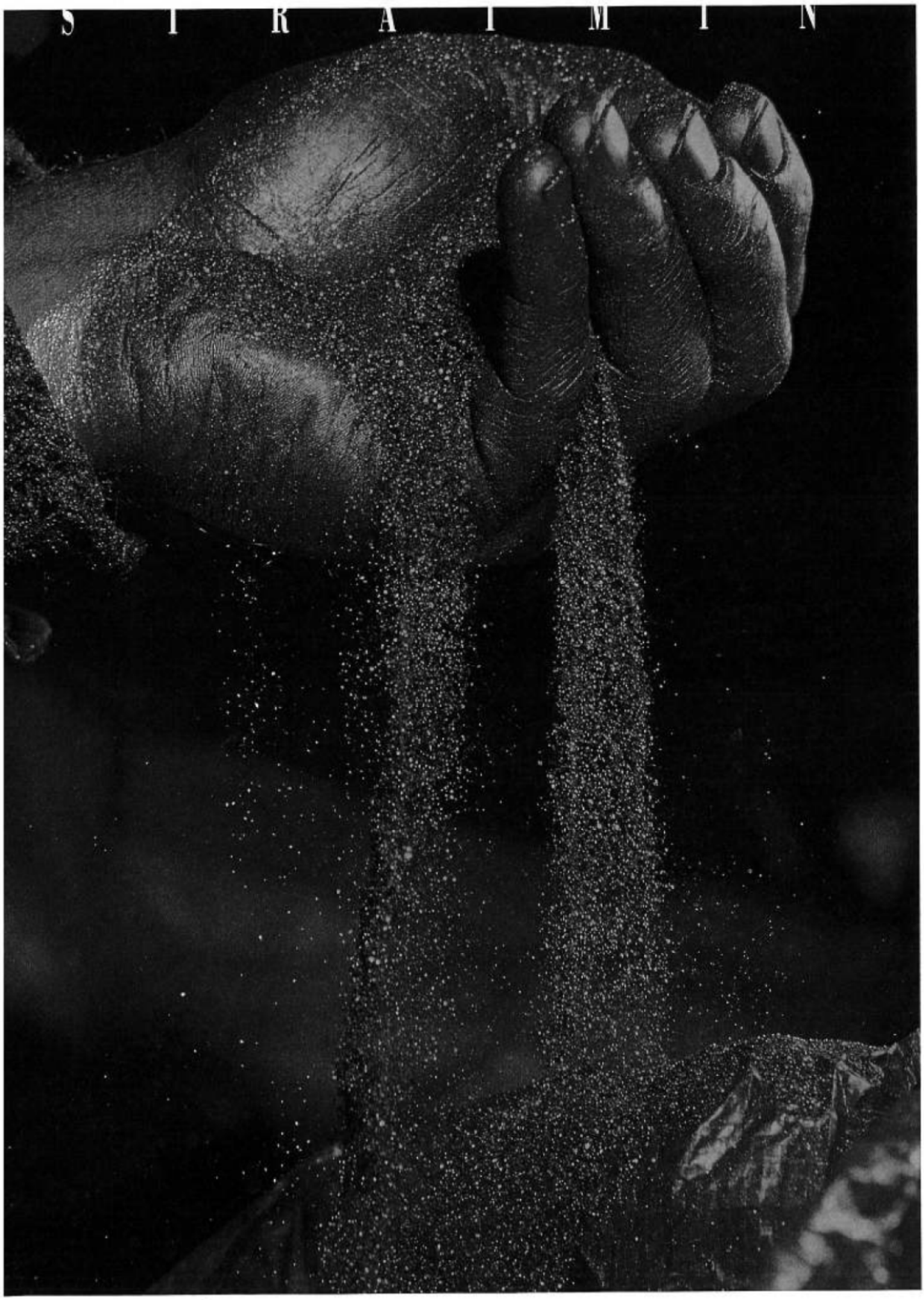

S T R A I M I N

TABLE DES MATIERES

Remerciements ii
Citation v
Introduction ix
Sommaire xi
Table des Matières xiii
Liste des Tableaux xix
Liste des Figures xxi
Liste des Photos xxviii
Liste des Schémas xxxvi

PROLOGUE 1

A- Histoire de la découverte de Stratmin Graphite 1
B-Propriétés physiques et chimiques du graphite 13
C-Dénominations industrielles 14
D-Usages du graphite naturel 16

GEOLOGIE REGIONALE 20

A- LOCALISATION ET CHOIX DU SITE ETUDIE 20
B- TRAVAUX ANTERIEURS 26
C- GEOLOGIE REGIONALE 28
D- LE METAMORPHISME 35

PARTIE I: ETUDE STRUCTURALE *41*

CHAPITRE I: ETUDE STRUCTURALE DE LA FOSSE 42

A- OBSERVATIONS 42

A.1- PLISSEMENT P1 *42*
A.1.1- Description 42
A.1.2- Analyse stéréographique 45
A.1.3- A l'échelle de la fosse 48
A.2- PLISSEMENT P2 *50*
A.2.1- Description 50
A.2.2- Analyse stéréographique 50

A.2.3- Zones de cisaillement 50
A.3- PLISSEMENT P3 *57*
A.4- PLIS EN FOURREAUX *57*

B- INTERPRETATION **63**

B.1- LES MARBRES DOLOMITIQUES *63*
B.2- LE MINERAI: LES MARBRES GRAPHITEUX *70*
B.3- LES PEGMATITES *74*

C- DISCUSSION **74**

PARTIE II: ETUDE METAMORPHIQUE ***92***

CHAPITRE II: ETUDE DES CONDITIONS P-T **93**

A- METHODOLOGIE **93**

A1- ANALYSE EN MICROSONDE *93*
A2- TRAITEMENT DES DONNEES *93*
A3- REACTION D'ECHANGE *95*
A4- REACTION DE « NET TRANSFER » *97*

B- CONDITONS P-T DES ROCHES DE LA FOSSE **99**

B1- LES GNEISS A GRENAT *99*
B1.1- COEUR du grenat / BORDURE de la biotite 102
B1.1.1- Points sélectionnés *102*
B1.1.2- Estimation P-T *102*
B1.2- Biotite de la MATRICE/BORDURE de grenat 107
B1.2.1- Points sélectionnés *107*
B1.2.2- résultats *107*
B.1.3- BORDURE du grenat/BORDURE de la biotite 110
B.1.3.1- Points sélectionnés *110*
B.1.3.2- Résultats *110*
B1.4- Assemblage à GRENAT et ORTHOPYROXENE 113
B1.4.1- Points sélectionnés *113*
B1.4.2- Résultats *116*
B2- LES GNEISS A BIOTITE *118*
B2.1- Points sélectionnés 118
B2.2- Résultats 121

B3- LES MARBRES DOLOMITIQUES 121
B3.1- Points sélectionnés 123
B3.2- Résultats 125
B4- LES MARBRES GRAPHITEUX: LE MINERAI 125
B4.1- Points sélectionnés 125
B4.2- Résultats 128
B5- LES PEGMATITES 131
B5.1- Thermomètre BIOTITE/ORTHOPYROXENE 131
B5.1.1- Points sélectionnés 131
B5.1.2- Résultats 133

C- CONCLUSIONS 135

C1- GNEISS A GRENAT 135
C2- LES MARBRES GRAPHITEUX: LE MINERAI 138
C3- LES PEGMATITES 140
C3.1- Thermomètre BIOTITE/ORTHOPYROXENE 140
C3.1.1- Définitions 142
C3.1.2- Profondeur de formation 145
C4- CONCLUSION GENERALE 147

D- DISCUSSION 150

PARTIE III: LES ORIGINES DU CARBONE 154

CHAPITRE III: LES ORIGINES PRESUMEES DU GRAPHITE 155

A- LE GRAPHITE BIOTIQUE 155

A.1- PROCESSUS D'ACCUMULATION DES MATIERES ORGANIQUES 156
A.2- MATURATION DES MATIERES ORGANIQUES 156
A.3- PROCESSUS DE GRAPHITATION 157

B- GRAPHITE ABIOTIQUE 159

B.1- FLUIDES 159
B.2- L'EAU 160
B.3- LE DIOXYDE DE CARBONE 160

C- CRISTALLISATION DU GRAPHITE 165

C.1- A PARTIR DE MELANGE DE FLUIDES 165

C.2- A PARTIR D'AUTRES ELEMENTS 167

D- ISOTOPES 168

D.1- GRAPHITE BIOTIQUE 168
D.2- GRAPHITE ABIOTIQUE 168

E- ETUDE ISOTOPIQUE DE G. J. SIMANDL (1992) POUR LA RECONNAISSANCE DES GITES DE GRAPHITE DE LA REGION DE LA GATINEAU 169

E.1- REMARQUES 171
E.2- LES MARBRES 172

CONCLUSION GENERALE 179

PERSPECTIVES D'AVENIR 182

BIBLIOGRAPHIE 185

ANNEXES *xxxvii*

ANNEXES I, II, III, IV

ETUDE PETROGRAPHIQUE xxxviii

ANNEXE I - LES METAPELITES xxxix

LES GNEISS à GRENAT xl

A1- DESCRIPITION MACROSCOPIQUE *xl*
A2- DESCRIPTION MICROSCOPIQUE *xlii*
A2.1- MINÉRALOGIE xlii
A2.2- PARAGENESES xlii
A2-3- DESCRIPTION DES MINERAUX xliv

LES GNEISS à BIOTITE lvi

B1- DESCRIPTION MACROSCOPIQUE *lvi*
B2- DESCRIPTION MICROSCOPIQUE *lvii*
B2.1- MINÉRALOGIE lvii

B2.2- PARAGENESES lix
B3.3- DESCRIPTION DES MINÉRAUX lxi
B3.3.1- Gneiss sans pyroxène lxi
B3.3.2- Le gneiss à pyroxènes lxvi

ANNEXE II - LES MARBRES DOLOMITIQUES lxxiii

A- DESCRIPITION MACROSCOPIQUE lxxiv
B- DESCRIPTION MICROSCOPIQUE lxxxi
B1- MINÉRALOGIE lxxxi
B2- PARAGENESES lxxxiii
B3- DESCRIPTION DES MINERAUX lxxxv

ANNEXE III - LE MINERAI c

A- DESCRIPTION MACROSCOPIQUE ci
B- DESCRIPTION MICROSCOPIQUE cvi
B1- MINERALOGIE cvi
B2- PARAGENESES cvii
B3- DESCRIPTION DES MINERAUX cix
B3.1- Minerai granoblastique cx
B3.2- Minerai porphyroblastique cxv
B3.3- Minerai à amphibole cxix
C- DISCUSSION cxxiii

ANNEXE IV - LES PEGMATITES
- DYKE INTRUSIF cxxvi

LES PEGMATITES cxxvii

A- DESCRIPTION MACROSCOPIQUE cxxxii
A1- SUITE CHARNOCKITIQUE cxxxii
A2- PEGMATITES DE PROFONDEUR cxxxii
B- DESCRIPTION MICROSCOPIQUE cxxxiii
B1- MINERALOGIE cxxxiii
B2- PARAGENESES cxxxiii
B3- DESCRIPTION DES MINÉRAUX cxxxv
B3.1- Pegmatite à orthopyroxène (premier type) cxxxv
B3.2- Pegmatite de profondeur cxl
C- DISCUSSION cxlv

DYKE intrusif au sein des marbres dolomitiques cxlvi

A- DESCRIPTION MACROSCOPIQUE cxlvi
B- DESCRIPTION MICROSCOPIQUE cxlviii

ANNEXE V- Mesures structurales **cxlix**

ANNEXE VI- Analyses en Microsonde (Disquette) **cl**

LISTE DES TABLEAUX

Tableaux I et II: Wynne-Edwards, 1969 **76**
Tableau I: *table of Formations in Mont Laurier and Kempt Lake Map-areas.*
Tableau II: *rocks in granulite Facies, Mont Laurier and Kempt Lake Map-areas.*

Tableaux III: points sélectionnés pour l'étude P-T coeur du grenat/bordure de la biotite (lame 595-4). **103**
Tableau III-a: Grenat 17.
Tableau III-b: Biotite 11.
Tableau III-c:Plagioclase 4.

Tableaux IV: points sélectionnés pour l'étude P-T biotite dans la matrice/bordure du grenat (lame 595-4). **108**
Tableau IV-a: Grenat 15.
Tableau IV-b: Biotite 8.
Tableau IV-c: Plagioclase 1.

Tableaux V: points sélectionnés pour l'étude des conditions P-T bordure du grenat/bordure de la biotite (lame 595-4). **111**
Tableau V-a: Grenat 14.
Tableau V-b:Biotite 11 (identique au tableau III-b).
Tableau V-c: Plagioclase 4 (identique au tableau III-c).

Tableaux VI: points sélectionnés pour l'étude P-T des gneiss à grenat et orthopyroxène (lame ZF-4). **114**
Tableau VI-a: Grenat A9.
Tableau VI-b: Biotite A3.
Tableau VI-c: Plagioclase B10.
Tableau VI-d: Orthopyroxène B3.

Tableaux VII: points sélectionnés pour l'estimation de la température dans les gneiss à biotite (lame SM-2). **119**
Tableau VII-a: Biotite 10.
Tableau VII-b: Orthopyroxène 11.

Tableaux VIII: points sélectionnés por l'étude P-T des marbres dolomitiques (lame EO-6BP291). **124**
Tableau VIII-a: Phlogopite EO1
Tableau VIII-b: Olivine EO1.

Tableaux IX: points sélectionnés pour l'étude des conditions de température au sein des marbres graphiteux (lame SM1-2). ____ **127**
Tableau IX-a: Phlogopite 2.
Tableau IX-b: Clinopyroxène 4.

Tableaux X: ponts sélectionnés pour l'étude de température des pegmatites. Thermomètre utilisé: biotite/orthopyroxène (lame sag1-13). ____**132**
Tableau X-a: Biotite 4.
Tableau X-b: Orthopyroxène 3.

Tableau XI: valeurs P-T obtenues pour les différentes lithologies____**136**

Tableau XII (bas de page)**:** analyses isotopiques du graphite et de la calcite des marbres de la région de la Gatineau *(G. J. Simandl, 1992)*____ **170**
A: Graphite Asbury Québec Inc., H: prospect Hartwell, L: région de Lost-River, I: Lac-des-Iles.
MG: Marbre Granoblastique, MP: Marbre Porphyroblastique.
Gp: Graphite, Cpx: Clinopyroxène, préh.: Préhnite.
Standard utilisé: carbone: PDB, eau: SMOW.

Tableau XIII (haut de page): évaluation de la température d'équilibre isotopique entre le graphite et la calcite des marbres de la région de la Gatineau *(G. J. Simandl, 1992)*____ **177**

Tableau XIV: paragenèses observées au sein du gneiss à grenat____ **xlv**

Tableau XV: paragenèses observées au sein du gneiss à biotite____ **lx**

Tableau XVI: paragenèses observées au sein des marbres dolomitiques____ **lxxxiv**

Tableau XVII: paragenèses observées au sein des différents types de minerai____ **cviii**

Tableau XVIII: paragenèses observées au sein des pegmatites____ **cxxxiv**

LISTE DES FIGURES

Figure 1: localisation et accès de la propriété *(G. Deschênes, 1992)* 2

Figure 2: Anomalies géophysiques électromagnétiques sur la propriété de STRATMIN GRAPHITE *(G. Deschênes, 1992)* 3

Figure 3: Localisation des anomalies en héliporté dans la région du Lac-des Iles *(G. Deschênes, 1993)* 5

Figure 4: Anomalies géophysiques, fosse 16, et trous forés en 1989 *(G. Deschênes, 1992)* 7

Figure 5: nomemclature et classification commerciale des concentrés de graphite naturels *(G. Simandl, 1992)* 17

Figure 6: plan géologique et localisation de la propriété de STRATMIN GRAPHITE *(G. Deschênes, 1992)* 21

Figure 7: géologie régionale et localisation de STRATMIN GRAPHITE *(G. Simandl, 1992)* 22

Figure 8: plan de la fosse 16 *(G. Deschênes, 1996)* 24

Figure 9: répartition des lithologies au sein de la fosse 16, localisation des échantillons et des mesures structurales (d'après le plan de *G. Deschênes, 1996*) 27

Figure 10: métamorphisme dans la région de Hull-Lachute-Mont-Laurier *(G. Simandl, 1992)* 29

Figure 11: colonne lithostratigraphique de la région de Hull-Lachute-Mont-Laurier *(G. Simandl, 1992)* 33

Figure 12: localisation du terrain de Gauthier et Indares (Maniwaki) et de STRATMIN GRAPHITE *(G. Simandl, 1992)* 38

Figure 13: conditions de température et de pression dans la région de Hull-Lachute-Mont-Laurier *(G. Simandl, 1992)* 39

Figure 14: tendances rétrogrades enregistrées à proximité du complexe de Morin *(G. Simandl, 1992)* 40

Figure 1.1: projection stéréographique montrant les pôles des mesures de linéations P1(●) numérotés de 1 à 6. Le grand cercle représente le plan axial des plis P1 47

Figure 1.2: projection stéréographique montrant les pôles des linéations P2 (●) numérotés de 1 à 9. La ligne E-W représente le cercle de dispersion de ces pôles de linéations 52
■: représente le pôle de ce cercle.

Figure 1.3: projection stéréographique: la coaxialité des plissements P1 et P2 53
+: pôles des linéations P1
): grand cercle du plan axial des plis P1
●: pôles des linéations P2
—: cercle de dispersion des pôles de linéations P2
■: pôle du cercle de dispersion P2

Figure 1.4: stérénet montrant les grands cercles des deux zones de cisaillement 55
+: pôles des deux grands cercles.

Figure 1.5: projection stéréographique montrant le lien entre les zones de cisaillements et le plissement P2 56
): grands cercles des deux zones de cisaillement
+: pôles de ces grands cercles
●: pôles des linéations P2
■: pôle du cercle de dispersion de ces linéations.

Figure 1.6: section est-ouest (N10750). Le minerai dessine un mégapli qui pourrait se refermer vers le nord *(G. Deschênes, 1993)* 62

Figures 1.7 et 1.8: sections transversales de la fosse 16 *(G. Deschênes, 1993)* 71
Figure 1.7(première page): section N10500.
Figure 1.8 (deuxième page): section N10800.

Figures 1.9 et 1.10: *Wynne-Edwards, 1969* 77
Figure 1.9 (première page): *principal foliation, axial plane, and folds axis orientations in Mont Laurier and Kempt Lake map-areas.*
Figure 1.10 (deuxième page): *structural map of Mont Laurier and Kempt Lake map-areas showing main fold hinge lines of the Hudsonian and Grenville « orogenies ».*
● (S): localisation de Stratmin Graphite.

Figure 1.11: *stereogram of linear elements in Mont Laurier and Kempt Lake map-areas (113 beta poles and lineation maxima taken from πS diagrams, density contours at 2, 4, and 8 per cent). The inferred Hudsonian and Kenoran trends intersect the northeast axial planes of the Grenville orogeny (S^1) in the two lineation maxima (Wynne-Edwards, 1969)* 79

▓ (S) : localisation des pôles des éléments structuraux de Stramin Graphite.

Figures 1.12 et 1.13: *Wynne-Edwards, 1969.* 80

Figure 1.12 (première page): *pattern of tectonic overprinting by seuperimposed events of the Kenoran, Hudsonian, Elsonian and Grenville orogenies in Mont Laurier and Kempt Lake map-areas. Each pattern and its letter symbol signifies one of these events, and the number of symbols is the number of events affecting that rock unit in that place.*

Figure 1.13 (deuxième page): *a simplified version of* figure 29 *showing where the effects of the different tectonic events are dominant.*

● (S): localisation de Stratmin Graphite.

Figure 1.14: carte de la province du Grenville avec la localisation de l'« Allochthonous Polycyclic Belt » et de l'« Allochthonous Monocyclic Belt » *(T. Rivers et al, 1989)* 83

Le terrane étudié ici (Mont-Laurier Terrane) se situe dans l'« Allochthonous Monocyclic Belt » divisé en:

-MT: Morin Terrane,

-MLT: Mont-Laurier Terrane,

C: coupe de la figure 6.17.

Figure 1.15: section schématique à travers la province du Grenville *(T. Rivers et al., 1989).* Localisation de la coupe sur la figure 6.16 84

MT: Terrane de Morin, MLT: Terrane de Mont-Laurier, BT: Terrane de Baskatong, CT: Terrane de Cabonga, RDT: Terrane du Réservoir Dozois, SPP: Province du Supérieur, MBBZ: Monocyclic Belt Boundary Zone, ABT: Allochton Boundary Thrust, GF: Front du Grenville, X-T: Terrane.

Figure 1.16: carte structurale de la province du Grenville (Québec ouest) avec la localisation des lignes seismiques (52, 53, 54) du projet Lithoprobe superimposées sur les terrains géologiques majeurs *(J. Martignole et A. J. Calvert, 1996)* 87

Figures 1.17 et 1.18: *J. Martignole et A. J. Calvert, 1996* 88

Figure 1.17 (première page): interprétation des structures principales d'après les profils de réfelexion sismique.

Figure 1.18 (deuxième page): identification des unités crustales majeures.
AP: limite Archéen-Protérozoïque, UD: Upper Decollement, LD: Lower Decollement, BR: Rampe de Baskatong, MA: Anorthosite de Morin, M: reflective lower crust, A/P: Archéen ou Protérozoïque, LSZ: Labelle Shear Zone, MSZ: Morin Shear Zone, BA: Anorthosite de Bouchette, GF: Front du Grenville, GFZ: Grenville Front Zone, SP: Province du Supérieur.

Figure 1.19: *L. B. Harris et al., 1997* ____ **90**
Cette figure montre le chevauchement le long de la zone de cisaillement de Cabonga (CSZ) et la compression illustrée par un mouvement d'aplatissement le long de la zone de cisaillement Labelle (LKSZ).

Figure 2.1: courbes P-T coeur grenat/bordure biotite ____ **105**
1- thermomètre GASP,
2- baromètre biotite/grenat.

Figure 2.2: courbes P-T biotite de la matrice/bordure de grenat ____ **109**
1- thermomètre GASP,
2- baromètre biotite/grenat.

Figure 2.3: courbes P-T bordure du grenat/bordure de la biotite ____ **112**
1- thermomètre GASP,
2- baromètre biotite/grenat.

Figure 2.4: courbes P-T du gneiss à grenat et orthopyroxène ____ **117**
Significations des abréviations utilisées pour les réactions:
- Alm: almandin, Gr: grossulaire, Py: pyrope,
- En: enstatite, Fsl: ferrosillite,
- Ann: annite, Phl: phlogopite,
- An: anorthite,
- aQz: alpha-quartz,
- aOp: oxyde peralumineux.

Figure 2.5: courbe de température des gneiss à biotite et orthopyroxène ____ **122**
Signification des abréviations utilisées:
- Fsl: ferrosillite, En: enstatite, - Phl: phlogopite, Ann: annite.

Figure 2.6: courbe de température des marbres dolomitiques ____ **126**
Signification des abréviations utilisées:
- Fa: fayalite, Fo: Forstérite,
- Phl: phlogopite, Ann: annite.

Figure 2.7: gas species in the gas phase at 2 kb in equilibrium with water and graphite when hydrogen and oxygen fugacities are externally controlled by water and a mineral association as a buffer (here, quartz + fayalite + magnetite), (Winkkler, H. G. L., 1979, after Eugster and Skippen, 1967). **129**

Figure 2.8: courbe de température dans les marbres graphiteux **130**
Signification des abréviations:
- Hed: hédenbergite, Diop: diopside,
- Phl: phlogopite, Ann: annite.

Figure 2.9: courbe de température selon le thermomètre biotite/orthopyroxène dans les pegmatites de premier type **134**
Signification des abréviations utilisées:
- Fsl: ferrosillite, En: enstatite,
- Phl: phlogopite, Ann: annite.

Figure 2.10: évolution des conditions P-T exprimées par le coeur et la bordure du grenat **137**

Figure 2.11: *plot of a log f_{O2} versus mole fraction (X_i) for C-O-H-S fluids equilibrium with graphite. Note that CO_2 is the dominant species at high f_{O2}, H_2O is dominant at intermediate f_{O2}, and CH_4 is dominant at low f_{O2}. (Spear, 1993, adapted from Ohmoto and Kerrick, 1977)* **139**

Figure 2.12: *plot of P_{fluid} versus temperature, showing contours of the maxima H_2O content in C-O-H fluids in equilibrium with graphite. (Spear, 1993, from Ohmoto and Kerrick, 1977)* **141**

Figure 2.13: diagramme de pression-température montrant les conditions de formation des charnockites dans la baie de Lützow-Holm, Antarctique *(Santosh and Yoshida, 1992a)*, dans la ceinture de Khondalite-Kerala au sud de l'Inde *(Chako and al., 1987)*, et au Sri Lanka *(Burton and O'Nions, 1990)*. En comparaison, les conditiond P-T pour les granulites des Adirondacks aux E.U *(Lamb and al., 1987)* **144**

Figure 2.14: colonne stratigraphique de la croûte terrestre *(Caron et al., 1992)* **146**

Figure 2.15: modèle schématique de la formation des charnockites « incipient ». *(Yoshida and Santosh, 1993)* **149**

Figure 2.16: conditions métamorphiques obtenues dans la région de Maniwaki *(Indares, 1982)* 153

-1- gradient rétrograde enregistré par l'association cordiérite-grenat-sillimanite-quartz,
-2- gradient rétrograde enregistré par l'association great-plagioclase-sillimanite-quartz (GASP),
-3- gradient rétrograde enregistré par l'association clinopyroxène-grenat-plagiocalse-quartz.

Les valeurs obtenues pour STRATMIN, selon le thermomètre grenat/biotite et le baromètre GASP, dans les gneiss à grenat ont été rajoutées:

-a- bordure grenat/bordure biotite,
-b- biotite de la matrice/bordure grenat,
-c- coeur grenat/bordure biotite.

Figure 3.1 : schéma structural de graphitation *(G. Simandl 1992)* 158

a: kérogène au stage du commencement de la formation de l'huile. L'arrangement régulier des couches aromatiques peut donner lieu à des diffractions.
b: progression dans l'organisation structurale après le traitement thermique à 1000°C.
c: structure du graphite bien ordonnée.

Figure 3.2 : *pressure-temperature diagram showing the fields of equilibration of charnockites in the Lützow-Holm Bay region of East Antarctica, Kerala Khondalite Belt in the southern India, and Sri Lanka. Also Shown is the P-T field for the Adirondack granulites in N.Y state, U. S. A. for omparison (Santosh et Yoshida, 1994)* 162

Figure 3.3 : *schematic model of incipient charnockite formation in association with fractures, CO_2 fluid streaming, and alkaline-subalkaline magmatic rocks (Yoshida et Santosh 1994)* 163

Figure 3.4 : système (C-H-O) à 3.5 kbars et 600°C, illustrant la précipitation possible du graphite par mélange de fluides *(G. Simandl, 1992)* 166

Figure 3.5 (haut de page): localisation des échantillons de marbres prélevés pour les analyses isotopiques du graphite et de la calcite *(G. J. Simandl, 1992).* 170

Figure 3.6: relation entre le $\delta^{13}C$ de la calcite et le $\delta^{13}C$ du graphite provenant des échantillons localisés à la figure 8.5 *(G. J. Simandl, 1992)* 175

Figure 3.7 (bas de page): évaluation de la température d'équilibre isotopique dans la région de la Gatineau *(G. J. Simandl, 1992)*_____ **177**

Figure A.II: solvus calcite-dolomie *(L. M. Anovitz, E. J. Essene, 1987)*_____ **lxxxvi**
The heads of the arrows show the final compositions, and the direction of the arrow gives the direction of the compositional shift. Experimental pressures corrected to 2kb using the correction of Goldsmith & Newton (1969).The points near the dolomite limb represent natural dolomite coexisting with calcite analyzed by Sobol (1973), Bowman (1978), Newbitt (1979), Valley (1980), and Treiman & Essene (1983). The two points at low temperatures on the calcite limb are natural calcites whose equilibrium temperatures were estimated from fluid inclusion data by Talantsev (1976).

LISTE DES PHOTOS

Photos 1p et 2p: vues panoramiques vers le nord des installations de la propriété de STRATMIN.GRAPHITE. Les photos ont été prises du haut de la halde à stérile (1995)_____ **9**

Photo 1 (première page): à droite: fosse 16 actuellement exploitée, à gauche: le broyeur et l'usine.

Photo 2 (deuxième page): à droite: le broyeur et l'usine, à gauche: le parc à résidus.

Photo 3p: vue panoramique de la fosse 16 (1995)_____ **23**

Photos 1 et 2: plis en « Z » dans le mur est. La foliation S_{n-1} est exprimée par l'alignement de la biotite (lits foncés) au sein des gneiss à biotite_____ **43**

Photo 3: plis en « Z » dans les gneiss à grenat, au sein du mur ouest_____ **44**

Photo 4: filons de pegmatite plissés au sein du mur nord. On remarque les plis P1 isoclinaux couchés dessinés par l'allure des filons de couleur blanche, au NW et au NE de la photo. Au centre de la photo, entre les plis P1, les pegmatite dessinent l'allure des plis P2 ouverts_____ **46**

Photos 5 et 6: charnière de pli P1 dans le mur sud_____ **49**

Photo 5 (haut de page): lits de couleur blanche (quartzo-feldspathiques) dessinent des plis centimétriques couchés.

Photo 6 (bas de page): vue rapprochée. La crénulation est soulignée par les lits quartzo-feldspathiques contenant desgrenats éclatés.

Photo 7: foliation S_2 au centre de la fosse. A gauche de la photo, un horizon graphiteux. A droite, des « quartzites » (gneiss à biotite très silicifiés). Entre les deux types de lithologies, la foliation S_2 est bien développée____ **51**

Photo 8: larges ondulations dues au plissement P3 au sein du mur est_____ **59**

Photo 9 et 1e: structure ovale dessinée par des bandes de micas_____ **60**

Photo 9 (haut de page): sur l'affleurement.

Photo 1e (bas de page): vue rapprochée sur échantillon avec alternance de micas (phlogopite) et de serpentine (noire).

Photo 2e: géode à micas (phlogopite) à l'extérieur et à feldspath-graphite au centre de la structure_____ **61**

Photos 10 et 11: contact marbre dolomitique/gneiss à biotite. ____ **67**
Photo 10 (première page): pli en « Z » au contact marbre dolomitique/gneiss à biotite dans le mur est de la fosse.
Photo 11 (deuxième page): vue rapprochée du contact plissé. A gauche de la photo: le marbre dolomitique. A droite, le gneiss à biotite.

Photos 3e et 1l: contact serpentinisé marbre dolomitique/gneiss à biotite (échantillon ZB-6)____ **68**
Photo 3e (haut de page): en blanc: marbre dolomitique. En noir: serpentinite.
Photo 1l (bas de page): fibre de chrysotile orientée parallèlement au contact (ZB-6, LP).

Photo 1m: photo microsonde. On observe la sillimanite (grise foncée) à l'intérieur du grenat (couleur blanche)____ **101**

Photo 2m: photo microsonde. Localisation respective des points 17, 11 (biotite: grise claire), et 1 (plagioclase (couleur grise foncée)____ **104**

Photos 3m et 4m: photos microsonde____ **115**
Photo 3m: lame ZF-4, points 9 (grenat, couleur blanche) et 3 (biotite, grise claire)
Photo 4m: lame ZF-4, points 3 (orthopyroxène, altéré), et 10 (plagioclase).

Photo 5m: photo microsonde de la lame SM-2. Le point 10 nous situe la biotite, tandis que le point 11 localise l'orthopyroxène____ **120**

Photos 11 et 4e: litage exprimé par des lits de fusion partielle composés de feldspath, quartz et grenat (1996)____ **xli**
Photo 11 (haut de page): litage dans le mur ouest de la fosse, affleurement situé au sud-ouest. Le litage apparaît nettement en haut à droite de la photo. Il est interrompu par une faille.
Photo 4e (bas de page): litage à l'échelle d'un échantillon (no ZE-4) prélevé au sud-ouest de la fosse.

Photos 12 et 5e: grenats centimétriques avec couronne de quartz____ **xliii**
Photo 12 (haut de page): affleurement au sud-ouest de la fosse.
Photo 5e (bas de page): échantillon (ZE-2), sud-ouest de la fosse.

Photos 2l et 3l:____ **xlvii**
Photo 2l (haut de page): biotite orientée à l'intérieur du grenat (ZF-4). Photo prise en LN (Lumière Naturelle).
Photo 3l (bas de page): inclusions de biotite orientée et de quartz

globuleux dans le grenat (ZF-3). Photo prise en LP (Lumière Polarisée).

Photo 4l: porphyroblastes d'orthose et myrmékites (ZF5-2, LP)_____ **l**

Photos 5l et 6l:_____ **liii**
Photo 5l (haut de page): association à opx + felds-K + Gr + biot + qrtz. L'opx apparaît sous forme porphyroblastique (ZE-4, LP).
Photo 6l (bas de page): tourmaline et biotite.

Photo 6e: litage marqué par la biotite et excroissances d'orthopyroxène (échantillons prélevés au sein du mur est de la fosse)_____ **lvii**

Photo 7l: biotite et feldspath-K. Remarquez les fines aiguilles de rutile à l'intérieur du porphyroblaste de feldspath-K (ZH-3, LP)_____ **lxii**

Photo 8l: feuillets de biotite avec porphyroblastes d'orthose perthitiques. Remarquez l'abondance des sulfures associés à la biotite (ZH-3, LP)_____ **lxiv**

Photos 9l et 10l:_____ **lxvii**
Photo 9l: orthopyroxène divisé par des feuillets de biotite orientés et par du quartz (ZI-2, LN).
Photo 10l: orthopyroxène avec inclusions de biotite, d'apatite, et de quartz. Notez l'altération à l'intérieur et aux contours du cristal d'orthopyroxène (ZI-2, LP).

Photo 11l: lits à clinopyroxène (diopside). Remarquez leur altération. Les plagioclases sont zonés (ZI-2, LP)_____ **lxxi**

Photos 13 et 14: localisation des marbres dolomitiques au sein des murs ouest et est de la fosse_____ **lxxv**

Photos 15 et 16: lits de minéraux silicatés au sein des marbres dolomitiques dans le mur ouest_____ **lxxvi**
Photo 15 (haut de page): les lits sont plissés.
Photo 16 (bas de page): vue rapprochée des lits de la photo 8. On observe de la serpentine, de l'olivine (vert à noire), de la chondrodite (orange), et de la phlogopite (brun miel).

Photos 7e et 8e: lits plissés de minéraux silicatés dans des échantillons_____ **lxxvii**
Photo 7e (haut de page): chondrodite (orange), phlogopite (brun-miel), spinelle (grains violets), et apatite (grains bleus).
Photo 8e (bas de page): les lits plissés sont constitués de phlogopite (brun-miel), les autres lits sont constitués d'olivine (vert).

Photos 9e et 10e: marbre dolomitique (mur ouest)_____ **lxxviii**
Photo 9e (haut de page): échantillon ZB-2: marbre dolomitique « pur ». On observe quelques paillettes de graphite et des grains de chondrodite disséminés.
Photo 10e (bas de page): échantillon ZB-4: serpentine-olivine (vert) et phlogopite (brun-miel).

Photos 11e et 12e: marbre dolomitique (mur ouest)_____ **lxxix**
Photo 11e (haut de page): échantillon ZB-8d: lits de chondrodite en plages (orange), et de serpentine-olivine (vert). Les grains noirs représentent des grains de serpentine à magnétite.
Photo 12e (bas de page): échantillon ZA-7: la chondrodite se retrouve en grains disséminés (orange) avec du spinelle.

Photos 13e et 14e: marbre dolomitique dans le mur est et ouest de la fosse_____ **lxxx**
Photo 13e (haut de page): échantillon ZB-7: lits de serpentine (noire), d'olivine (vert), et présence d'orthopyroxène (bronzite, marron). Mur est.
Photo 14e (bas de page): échantillon ZJ-1: spinelle (violet), et olivine (vert). Mur ouest.

Photos 15e et 16e: contacts NE et SE marbre dolomitique/gneiss à biotite_____ **lxxxii**
Photo 15e (haut de page): échantillon ZA-9: : contact NE. On observe:
-brun-miel: phlogopite,
-vert: diopside et exsolution de spinelle dans la phlogopite,
-blanc et rose: amphiboles et exsolutions de spinelle dans ces amphiboles (pargasite et « ferro-tchermackite »).
Photo 16e (bas de page): échantillon ZB-9: contact SE. On observe:
-blanc: marbre dolomitique à phlogopite,
-brun-miel: phlogopite, celle-ci tend à disparaître plus on se rapproche du contact,
-noir: serpentine.

Photos 12l et 13l:_____ **lxxxviii**
Photo 12l (haut de page): forstérite + spinelle + calcite + dolomie (ZJ-1, LP).
Photo 13l (bas de page): forstérite en voie de serpentinisation + phlogopite + calcite + dolomie (ZB-4, LP).

Photos 14l et 15l:_____ **xci**
Photo 14l (haut de page): humites + calcite + dolomie +phlogopite + spinelle. Remarquez le pléochroïsme dans les jaunes d'or des humites (ZA-7, LN).
Photo 15l (bas de page): vue rapprochée de la photo 13l. On observe

les humites mâclées. Ce sont des chondrodites.

Photos 16l et 17l: ____ **xcii**

Photo 16l (haut de page): humites + calcite + dolomie + phlogopite + pargasite. Toujours le pléochroïsme jaune d'or des humites (ZA-7, LN).

Photo 17l (bas de page): même vue que sur la photo 16l. On observe des chondrodites, des clinohumites et des humites.

Photos 18l et 19l: ____ **xciii**

Photo 18l (haut de page): serpentinisation des humites (ZB-8A, LP). Présence de phlogopite, de spinelle, et de carbonates.

Photo 19l (bas de page): couronne d'humite (jaune or) autours des olivines (forstérite, bleu clair).Spinelle et phlogopite.

Photos 20l et 21l: ____ **xciv**

Photo 20l (haut de page): association d'humite + apatite + phlogopite + carbonates (ZB-8A, LP).

Photo 21l (bas de page): forme particulière prise par les humites. Présence de carbonates (ZB-8A, LP).

Photos 22l et 23l: ____ **xcv**

Photo 22l (haut de page): association de forstérite + diopside + carbonates. Notez la forme caractéristique globuleuse du diopside (ZJ-1, LP).

Photo 23l (bas de page): association de bronzite + carbonates + phlogopite. L'orthopyroxène a un relief très fort (côté gauche de la photo, ZB-7, LP).

Photos 24l et 25l: ____ **xcvii**

Photo 24l (haut de page): contact NE marbre dolomitique/gneiss à biotite. Les pyroxènes du marbre (orthopyroxènes et clinopyroxènes) sont très altérés. A gauche, la serpentinite (ZB-9, LP).

Photo 25l (bas de page): feuillets de phlogopite plissés (ZB-9, LP).

Photo 26l: orthopyroxène moins altéré en contact avec la phlogopite (ZB-9, LP)_ **xcviii**

Photos 27l et 28l: ____ **xcix**

Photo 27l (haut de page): exsolution de spinelle dans la phlogopite et dans l'amphibole (ZA-9, LN).

Photo 28l (bas de page): même vue que sur la photo 26l en lumière polarisée.

Photos 17e et 18e: marbre granoblastique contenant 4 à 8% de graphite_____ **cii**
Photo 17e (haut de page): minerai granoblastique riche en phlogopite.
Photo 18e (bas de page): échantillon ZG-2: minerai moins riche phlogopite.

Photos 19e et 20e:_____ **civ**
Photo 19e (haut de page): minerai porphyroblastique.
Photo 20e (bas de page): amphibolite.

Photos 21e: minerai pegmatitique. Remarquez les porphyroblastes de diopside (vert) sur l'échantillon de droite. L'échantillon de gauche présente un cristal porphyroblastique d'augite (noir)_____ **cv**

Photos 29l et 30l:_____ **cxii**
Photo 29l (haut de page): minerai pauvre en phlogopite. On observe le diopside sous forme globuleuse, parfois craquelé (ZG-2, LP). La calcite et la dolomie sont également présentes. Le graphite ne présente aucune orientation préférentielle. Les sulfures sont présents en plages xénomorphes.
Photo 30l (bas de page): minerai pauvre en phlogopite. On observe de la forstérite et de petits globules de diopside (ZG-2, LP). La calcite est plus abondante. Le graphite se retrouve souvent au contact de la forstérite. L'apatite est présente.

Photos 31l et 32l:_____ **cxiii**
Photo 31l (haut de page): association de phlogopite + diopside + forstérite + calcite + dolomie (ZG-1, LP). Le minerai est plus riche en phlogopite.
Photo 32l (bas de page): phlogopite + forstérite + diopside + carbonates + scapolite. Le graphite n'a aucune orientation préférentielle. Le minerai est également plus riche en phlogopite (ZG-1, LP).

Photos 33l et 34l:_____ **cxvii**
Photo 33l (haut de page): porphyroblastes de diopside craquelés et altérés. Ils possèdent des inclusions de graphite et de sulfures. La phlogopite est totalement absente. La calcite est présente. Le graphite est étroitement lié aux diopsides (ZF-1, LP).
Photo 34l (bas de page): porphyroblastes de diopside (orange et bleu) et d'hypersthène (gris). La calcite se retrouve entre les pyroxènes. Le graphite se trouve autours du diopside et les sulfures sont présents au sein des cristaux des deux types de pyroxènes. La phlogopite est absente (ZF-1, LP).

Photos 35l et 36l: cxxi

Photo 35l (haut de page): porphyroblaste de diopside altéré avec inclusions de sulfures. L'amphibole se retrouve en bordure du diopside avec les paillettes de graphite (Amp1. LP).

Photo 36l (bas de page): porphyroblastes de diopside avec inclusions de sulfures et de graphite. On y observe également de petits grains de diopside et de forstérite (Amp1, LP).

Photos 37l et 38l: cxxii

Photo 37l (haut de page): on remarque l'amphibole pléochroïque. Le graphite forme des « rosettes » et des plages xénomorphes. Il ne posséde aucune orientation préférentielle (Amp1, LN).

Photo 38l (bas de page): même vue que la photo 37l en lumière polarisée. L'amphibole est entourée par du diopside, de la forstérite et des carbonates. L'apatite est également présente.

Photo 17: filons de pegmatite qui serpentent le long du mur nord. Ces pegmatites représentent une suite charnockitique cxxviii

Photo 18: contact pegmatite/minerai au sud de la fosse cxxix

Photo 22e: échantillon ZA-8: pegmatite à orthopyroxène affleurant en surface. On observe des porphyroblastes de sphène (marron) et de diopside (vert) cxxx

Photo 23e: échantillon 30/11: pegmatite dépourvue d'orthopyroxène se retrouvant surtout en profondeur au sein du minerai cxxxi

Photos 39l et 40l: cxxxvi

Photo 39l: (haut de page): scapolite au contact pegmatite/minerai.

Photo 40l (bas de page): diopside et graphite remobilisés au contact.

Photos 41l et 42l: cxxxviii

Photo 41l (haut de page): petits cristaux de plagioclase orientés perpendiculairement au contact pegmatite/ « quartzite ». Des petits grains de biotite, de quartz et de calcite sont également présents (ZF-2a, LP).

Photo 42l (bas de page): diopside + sphène + apatite. Le diopside est très altéré (rose). On remarque le produit d'altération des pyroxènes entre les cristaux de sphène et d'apatite (ZF-2b, LP).

Photos 43l et 44l: cxl

Photo 43l (haut de page): association de feldspath-K + orthopyroxène hypersthène + plagioclase + quartz + biotite. L'orthose est perthitique. La biotite, le quartz et le plagioclase se

retrouvent entre les porphyroblastes d'orthose et d'hypersthène (ZF-2a, LP). Cette association pourrait représenter une suite charnockitique.

Photo 44l (bas de page): les porphyroblastes d'orthose et d'hypersthène sont encore séparés par de petits cristaux de quartz et de plagioclase (suite charnockitique). La calcite est également présente (ZF-2a, LP).

Photo 45l: pegmatite de profondeur. Le diopside est très altéré et est entouré de porphyroblastes d'orthose également altérés. Le zircon se retrouve en inclusion dans les porphyroblastes d'orthose (30-1-1, LP)_____ **cxliv**

Photo 24e: échantillon ZB-11: contact supérieur dyke quartzitique (gris)/marbre dolomitique_____ **cxlvii**

LISTE DES SCHEMAS

Schémas 1 et 2: mise en place des marbres dolomitiques_____ **65**

Schéma1: charriage des marbres dolomitiques sur les gneiss sous-jacents selon P1.

Schéma 2: plissement P2 et érosion glaciaire.

PROLOGUE

La propriété se situe en plein coeur des Laurentides, à 25 km au sud de Mont-Laurier (cf. figure 1).

A- Histoire de la découverte de Stratmin Graphite

Nous allons ici tenter de retracer l'histoire de Stratmin et de sa découverte.

Les régions de Saint-Jovite-Labelle étaient connues pour leurs gisements de graphite en veines. Il sagissait de graphite de remplissage de fractures de forme allongée et de haute teneur. Ces veines ont été minées durant la fin des années 1800, début des années 1900. La méthode de minage était artisanale et de faible importance. La région de Notre-Dame du Laus était aussi connue pour son graphite. Dans les faits, une mine de graphite était en exploitation. Au début des années 1980, une campagnie fait de l'exploration sur la propriété Ortwell (maintenant Graphicor). Du décapage et des sondages au diamant furent effectués pour délimiter ce gisement.

Les travaux de Wynne-Edwards, dans les années 1960-1970 sur la région ont également montré la présence de graphite dans les roches Grenvilliennes. A partir de ces informations, le gouvernement du Québec a financé une campagne de relevés géophysiques aéroportés dans les régions de Buckingham-Notre-Dame du Laus, Saint-Jovite-Labelle, et Mont-Laurier, Lac-des-Iles. Les coûts associés à ces travaux ne sont pas connus. Le survol des régions concernées date de 1982 et les cartes résultantes de 1984. Dès lors, plusieurs corps minéralisés, orientés N-S, ont été découverts, comme on peut le constater sur la figure 2.

Figure 1: localisation et accès de la propriété du Lac-des Iles *(G. Deschênes, 1992).*

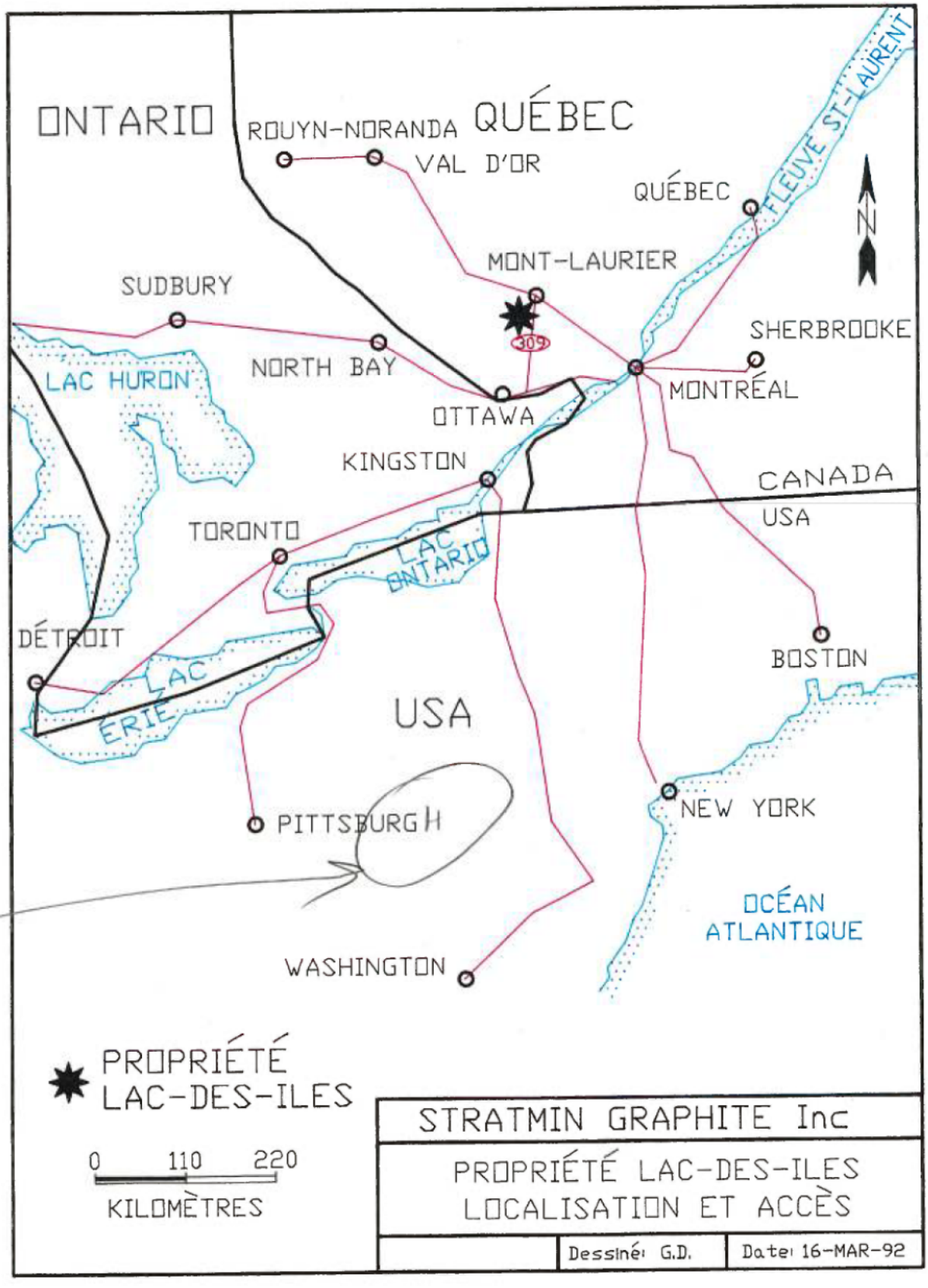
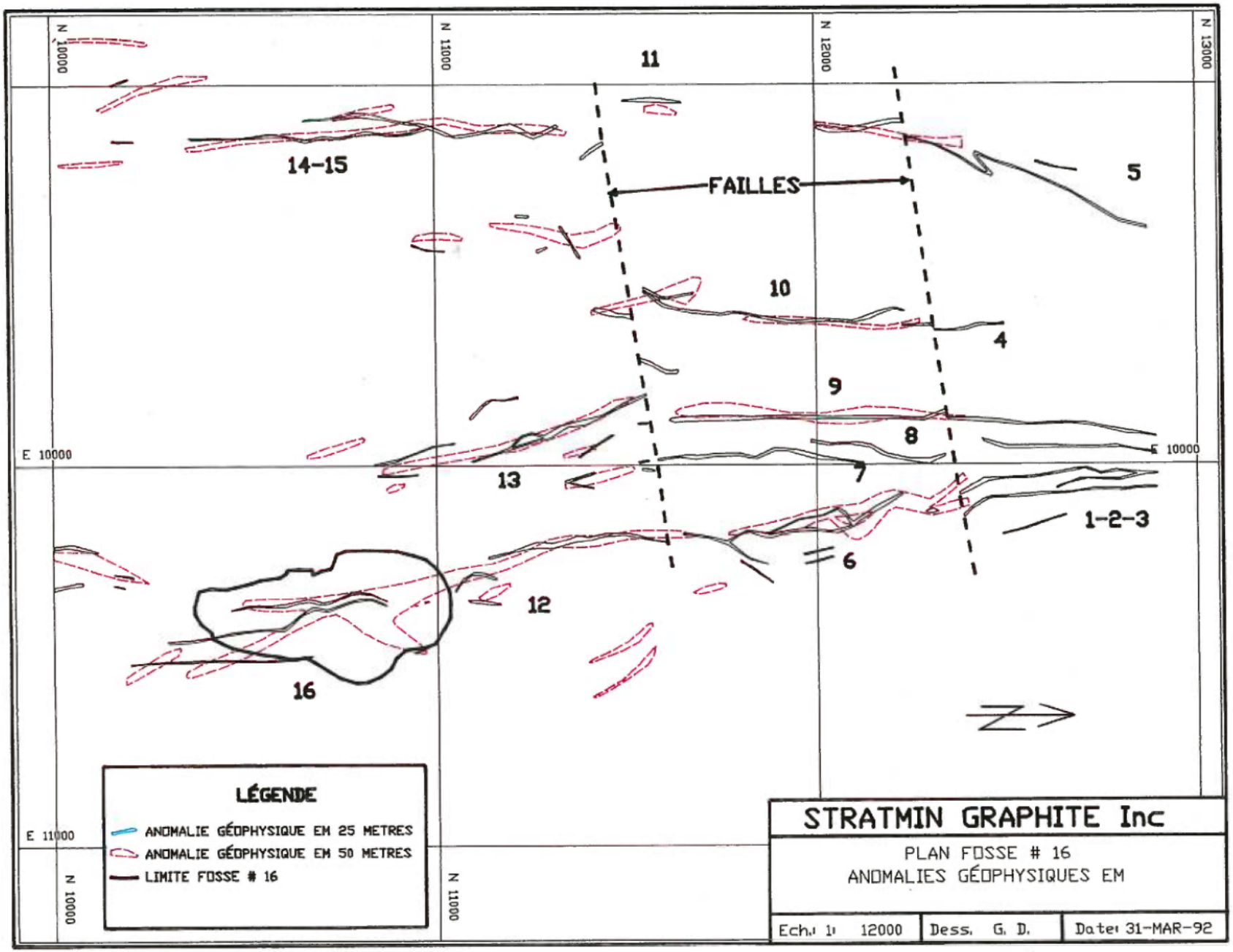

ONTARIO
QUÉBEC
ROUYN-NORANDA
VAL D'OR
QUÉBEC
FLEUVE ST-LAURENT
N
MONT-LAURIER
SUDBURY
309
SHERBROOKE
NORTH BAY
LAC HURON
MONTRÉAL
OTTAWA
KINGSTON
CANADA
USA
TORONTO
LAC ONTARIO
DÉTROIT
BOSTON
LAC ERIE
USA
PITTSBURGH
NEW YORK
OCÉAN ATLANTIQUE
WASHINGTON
PROPRIÉTÉ LAC-DES-ILES
0 110 220
KILOMÈTRES
STRATMIN GRAPHITE Inc
PROPRIÉTÉ LAC-DES-ILES
LOCALISATION ET ACCÈS
Dessiné: G.D.
Date: 16-MAR-92

Figure 2: Anomalies géophysiques électromagnétiques sur la propriété de STRATMIN GRAPHITE *(G. Deschênes, 1992)*


N 10000
N 11000
N 12000
N 13000
E 10000
E 11000
11
14-15
FAILLES
5
10
4
9
8
13
7
1-2-3
6
12
16
LÉGENDE
ANOMALIE GÉOPHYSIQUE EM 25 METRES
ANOMALIE GÉOPHYSIQUE EM 50 METRES
LIMITE FOSSE # 16
STRATMIN GRAPHITE Inc
PLAN FOSSE # 16
ANOMALIES GÉOPHYSIQUES EM
Ech.: 1: 12000
Dess. G. D.
Date: 31-MAR-92

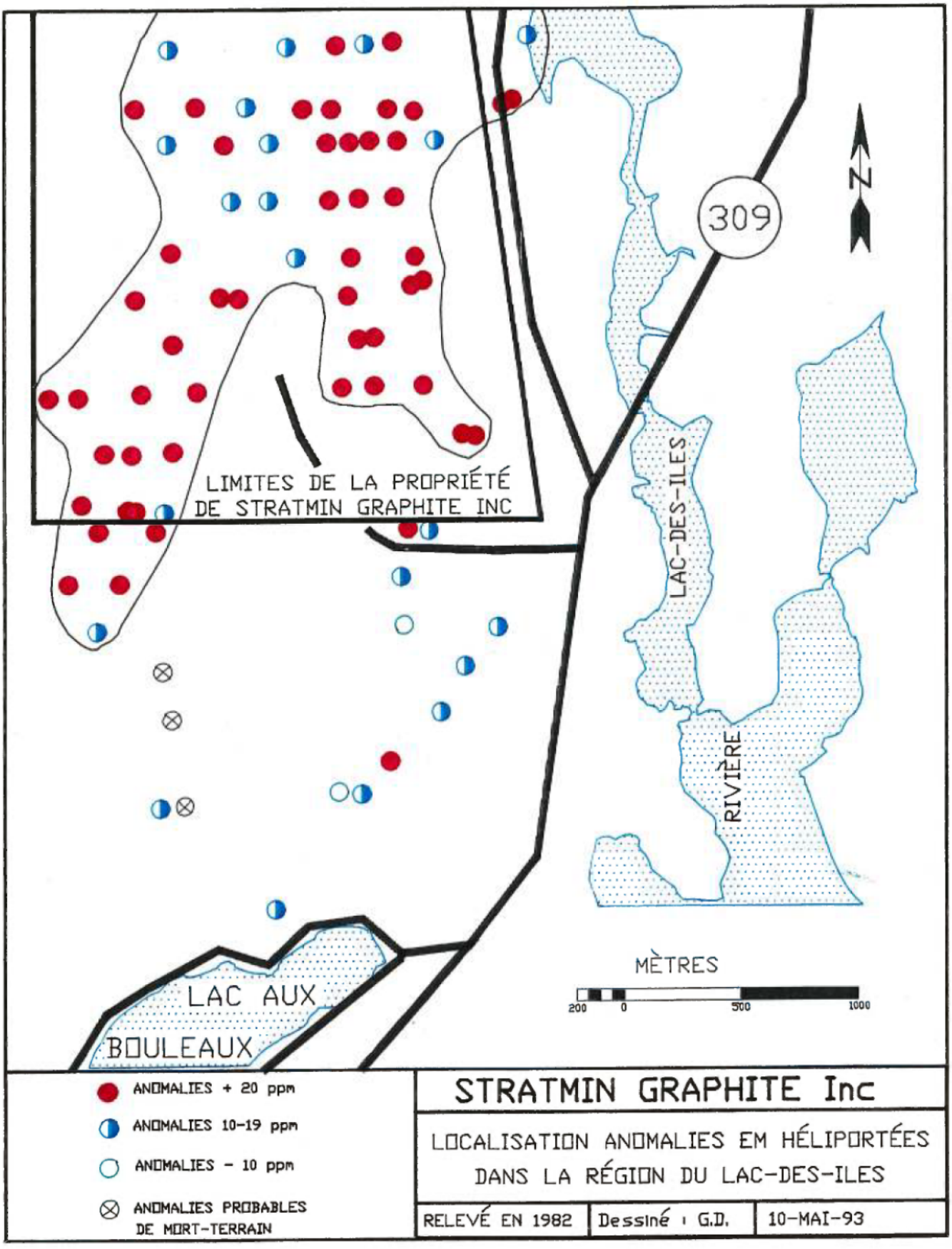
La compagnie Ressources Sainte-Geneviève s'est lancée durant les années 1984-86 dans l'exploration pour le graphite. Les prix étaient alors assez élevés dans ces années-là. La compagnie possédait environ dix propriétés sur lesquelles elle a exploré, allant jusqu'à effectuer des forages au diamant. Les résultats obtenus étaient plutôt décevants. Un jour, un des administrateurs de Ressources Sainte-Geneviève a mis la main sur le rapport du gouvernement montrant des régions avec des séries de points plus ou moins remplis Le survol dans la région de Notre-Dame du Laus passait au-dessus de la mine alors en exploitation. La densité et le remplissage des points de la région du Lac-des-Iles versus Notre-Dame du Laus montraient l'existence probable d'un gisement de graphite encore plus important (cf. figure 3).

Par la suite, la compagnie Ressources Sainte Geneviève fit des démarches dans le but de faire de la géophysique de surface, de la cartographie et des forages au diamant sur la propriété. Après avoir mis à jour un gisement à teneurs très économiques et selon l'expansion du marché du graphite alors en plein essort, la propriété a été rachetée par la compagnie Stratmin. Depuis, Stratmin Graphite a ouvert ses portes et exploite une gisement en open-pit au coeur des Laurentides.

Le prospect du Lac-des Iles est le dernier sur lequel la compagnie tentait de l'exploration car les neufs autres ayant donné des résultats plutôt décevants, les sources de financement se tarissaient. La géophysique de surface date de l'été 1986.

Figure 3: Localisation des anomalies en héliporté dans la région du Lac-des Iles

(G. Deschênes, 1993)



STRATMIN GRAPHITE Inc

LOCALISATION ANOMALIES EM HÉLIPORTÉES DANS LA RÉGION DU LAC-DES-ILES

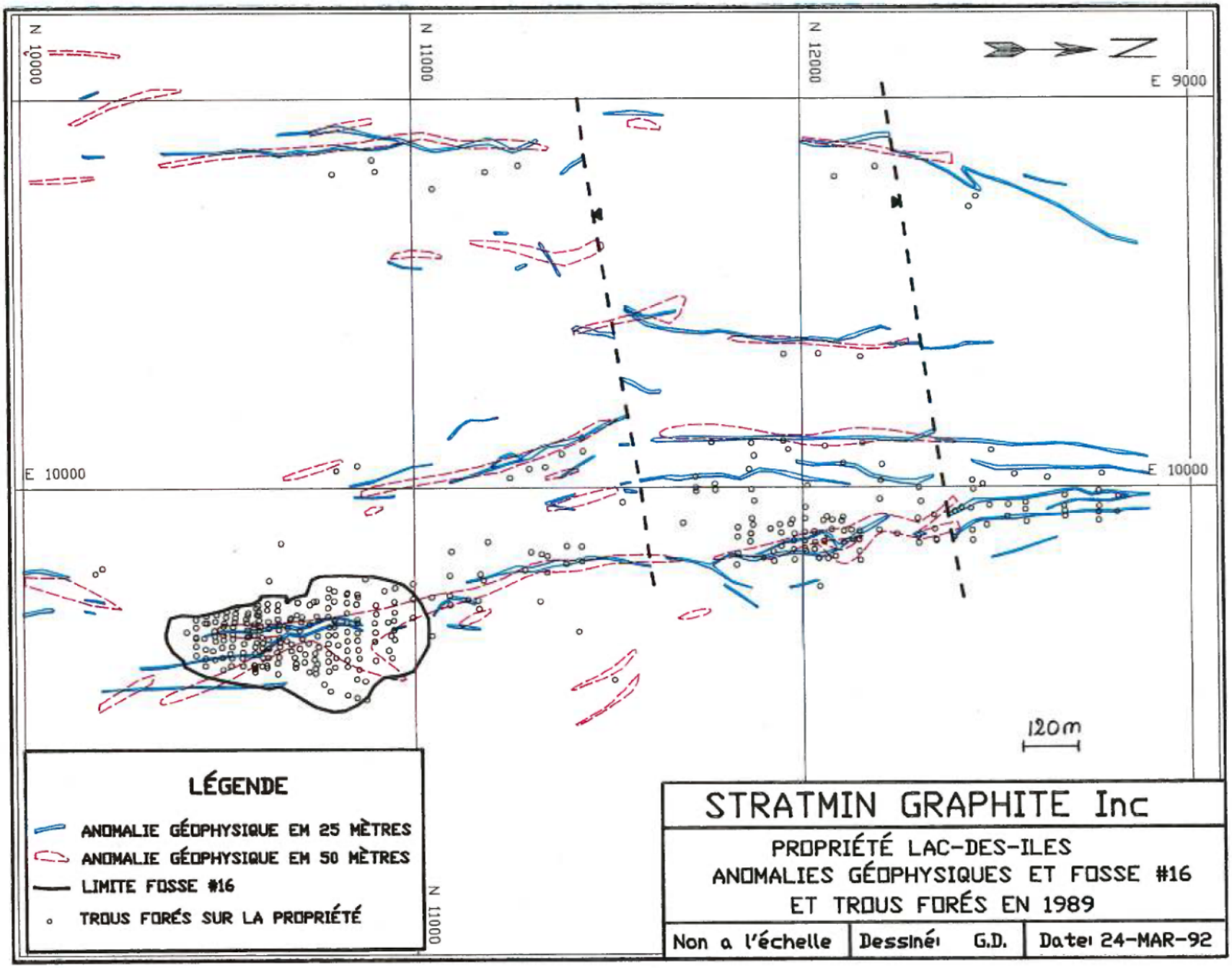
RELEVÉ EN 1982	Dessiné : G.D.	10-MAI-93

Les premiers forages ont eu lieu la même année dans la zone 6 (au nord de la zone 16, actuellement exploitée, cf. la figure 2).Une autre petite campagne date de 1987. Les forages visaient à définir la raison d'être de toutes les anomalies.

Après avoir reçu du financement, une campagne de forages d'envergure s'est déroulée durant l'année 1988. Quelques forages ont été effectués dans les zones 6 et 2 (au nord et à l'ouest de la zone 16, cf. figure 1 pour la localisation des zones et la figure 4). La majorité des sondages se retrouvaient dans la zone 16. Les longueurs des sondages étaient plutôt courtes car le but était de découvrir un gisement de faible profondeur.

La campagne de forages se termina au mois de mars 1989. Des réserves géologiques et minières, une conception de fosse ainsi qu'une étude de faisabilité furent réalisées de sorte que le 28 février 1989, le premier sautage eut lieu dans la fosse 16. Ce premier sautage contenait du minerai. Depuis, la même fosse continue de fournir du graphite. Elle est exploitée par échelons de 6m. Le niveau atteint actuellement est le niveau 240. Le dernier niveau avant la fermeture de la fosse sera le niveau 104. Orientée Nord-Sud, elle s'étend sur une longueur de 750m pour une largeur de 350m. Actuellement, on sait que tous les corps graphiteux repérés par géophysique et/ou forages constituent des réserves pour 75 ans. L'usine de Notre-Dame du Laus fut louée en 1989 en attendant la construction de l'usine actuelle sur le site de Stratmin. Le minerai était chargé à la pelle, puis transporté à Notre-Dame du Laus pour y être traité. Il faut dire que l'exploitation a été rapidement ouverte car les prix atteignaient à l'époque,1600$

Figure 4: Anomalies géophysiques, fosse 16, et trous forés en 1989 *(G. Deschênes, 1992).*


N 10000
N 11000
N 12000
N
E 9000
E 10000
E 10000
N 11000
120m
LÉGENDE
ANOMALIE GÉOPHYSIQUE EM 25 MÈTRES
ANOMALIE GÉOPHYSIQUE EM 50 MÈTRES
LIMITE FOSSE #16
TROUS FORÉS SUR LA PROPRIÉTÉ
STRATMIN GRAPHITE Inc
PROPRIÉTÉ LAC-DES-ILES
ANOMALIES GÉOPHYSIQUES ET FOSSE #16
ET TROUS FORÉS EN 1989
Non a l'échelle
Dessiné: G.D.
Date: 24-MAR-92

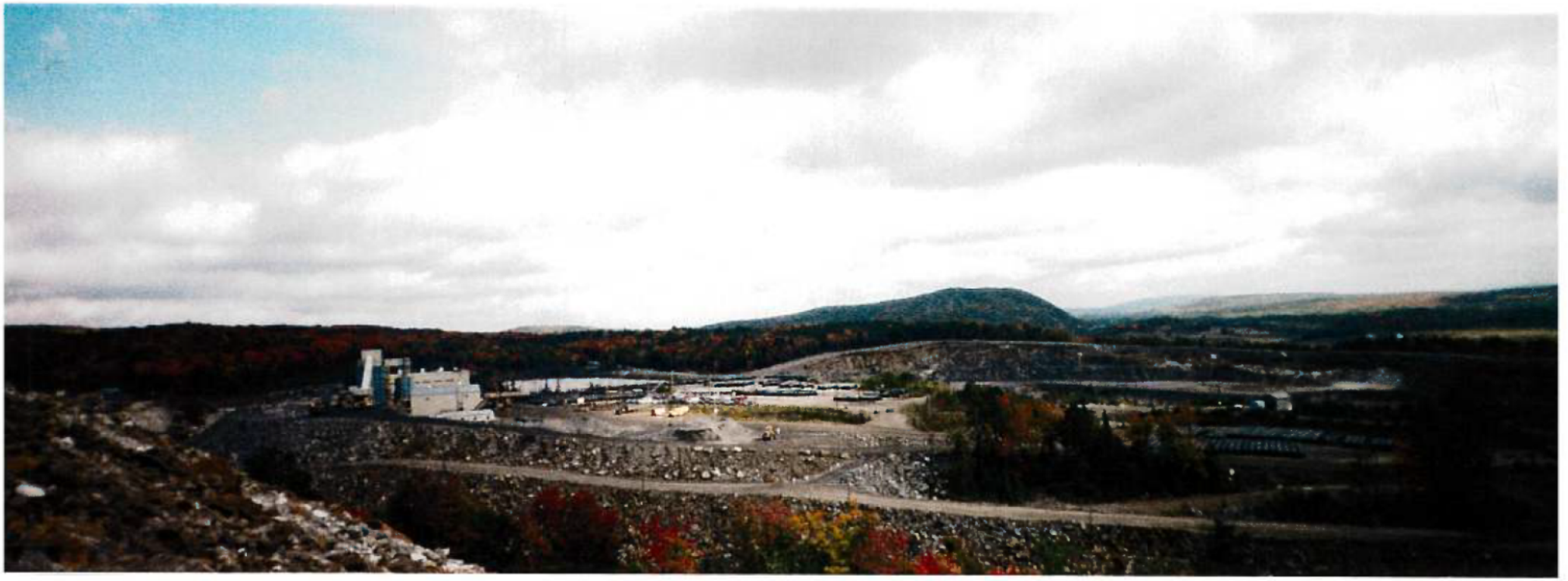
la tonne selon la qualité du graphite extrait (contre 600$ la tonne aujourd'hui). La construction de l'usine sur le site, pouvant traiter 500 tonnes métriques par jour, a commencé au printemps 1989. Il fut difficile de trouver l'emplacement idéal de l'usine vu le nombre important d'anomalies géophysiques dues au graphite. Vers le mois de septembre 1989, il fut décidé de modifier l'usine pour qu'elle puisse traiter 1000 tonnes métriques de minerai par jour. Toutes les annexes (concasseur, garage, entrepôt, magasin, expédition...) furent construites pendant la même période (cf. photos p1 et p2). En parallèle, de la formation fut donnée aux futurs empoyés de l'usine. Le traitement du graphite semble simple mais il possède quelques secrets complexes pour atteintre de très fortes teneurs à la sortie d'usine. Le rodage de l'usine débuta en février 1990 et se prolongea jusqu'à l'automne de la même année.

Depuis ce temps, les compétences du personnel (environ 100 employés travaillent sur le site) et les performances de l'usine augmentent. Par contre, la concurrence extérieure (Chine, Madagascar, Brésil, Afrique, Sri-Lanka) reste féroce et fait descendre les prix. Stramin Graphite reste rentable par la qualité de son minerai à haute teneur en carbone. Actuellement le produit fini peut être pur à 98% en carbone en petites et/ou en grosses paillettes. L'expérience de son personnel fait de l'exploitation une entreprise compétitrice marginale avec une clientèle spécifique. La plus grande partie du produit fini est exportée aux Etats-Unis. Il faut espérer que les objectifs fixés pour un avenir proche (produit pur à 99.5% en carbone) par la compagnie soient atteints pour qu'elle puisse tenir sa

Photos p1 et p2: vues panoramiques vers le nord des installations de la propriété de STRATMIN.GRAPHITE. Les photos ont été prises du haut de la halde à stérile (1995).

Photo p1 (première page): à droite: fosse 16 actuellement exploitée, à gauche: le broyeur et l'usine.

Photo p2 (deuxième page): à droite: le broyeur et l'usine, à gauche: le parc à résidus.



place sur le marché mondial. En effet, la pureté du minerai à la sortie de l'usine est capitale pour son utilité au sein de l'industrie. Comme nous allons le voir, le graphite, de par ses propriétés physiques et chimiques, entre dans la fabrication d'objets multiples.

Une Formation originale

Je voudrais ici expliquer la formation du personnel de fosse car elle me semble unique de par son originalité. Comme nous le savons, le personnel technique et les chauffeurs de la machinerie des mines n'ont pas suivi d'études en géologie. Aussi, il leur est difficile de distinguer les différentes lithologies présentes au sein de la fosse. Or, à Stratmin, cela est indispensable car le ratio minerai/stérile reste élevé (1:3.5 respectivement). Vous pouvez penser qu'il semble facile de repérer une roche graphiteuse, de par sa couleur, sur un terrain. Mais, lorsque la pluie, la neige, et/ou la poussière de graphite recouvre les lithologies après un dynamitage, toutes les roches ont le même aspect gris sâle. Alors, imaginez-vous en haut d'un camion ou d'une chargeuse à trier ces roches. Des méthodes ingénieuses ont été mises au point par le géologue de l'exploitation:

> L'une consiste à se repérer selon le bruit fait par la roche lorsqu'elle tombe dans la benne des trucks. En effet, le bruit et la raisonnance produits par la roche seront différents selon sa dureté. Un marbre graphiteux entraînera un bruit sourd et pourra même rebondir s'il est extrêmement riche en carbonates et en graphite. Une roche très silicatée

comme un gneiss, une quartzite ou une pegmatite, fera un bruit plus aigu. Une autre consiste à se fier au découpage de la roche. Le minerai se divise en blocs arrondis, tandis que les roches siliceuses présentent des angles aigus et pointus. Le triage des blocks peut donc se faire.

Une dernière méthode fait appel à une formation directe et pédagogique. C'est en fait un cours de géologie qui porterait ce titre: *« comment repérer et distinguer différentes lithologies perché au volant d'un truck et/ou d'une chargeuse? »*. Pour cela, vous prenez un chauffeur de machinerie lourde et vous lui donnez une formation de géologue. Le géologue de Stratmin a formé le personnel. Installé à bord des trucks et/ou des chargeuses, il a patiemment délivré un cours de caractérisation des roches au personnel de fosse. Cela semble original mais les chauffeurs perchés sur leurs engins doivent être capables d'effectuer le triage sans faire descendre sur les affleurements ou faire appel sans cesse au géologue. Cela évite une perte de temps et minimise les problèmes au broyeur.

Bien sûr, cela n'empêche pas le géologue de descendre quotidiennement dans la fosse pour répartir les tâches et vérifier le triage effectué.

Cet intermède me semblait nécessaire car cette formation semble unique et ingénieuse. Cela est peut-être dû au fait que Stratmin reste la seule exploitation de graphite au Canada. Son efficacité est remarquable car moi-même, débutante sur le site, j'ai appris à distinguer le minerai du stérile de cette façon. Les

lithologies se ressemblent beaucoup car la poussière de graphite donne à l'ensemble des roches une couleur grise graphiteuse.

Un autre point à noter est que plus le minerai est riche en graphite, plus il pose problème au concasseur. Cela semble illogique et antagoniste mais imaginez-vous que lors de son premier passage au découpage, ce minerai reste et rebondit dans les dents du concasseur. Cela est dû à l'effet savon du graphite. En effet, le graphite est un minéral luisant et gras. Aussi, lorsque les dents du concasseur se referment sur les blocs, ceux-ci rebondisent et ne passent pas à travers. Encore une fois, Stratmin a eu recours à son ingéniosité pour forcer le minerai à passer. C'est le même phénomène que lorsque vous échappez le savon dans votre douche. Heureusement, cela ne se produit pas constamment et ce phénomène reste épisodique même si l'exploitation souhaiterait que le minerai présente des fortes teneurs un peu plus souvent.

Cette remarque semble sans intérêt mais elle reste peu banale car elle fait référence aux problèmes de traitement du minerai qu'il ne faut pas négliger au sein d'une exploitation. En effet, étudier la géologie d'un gisement reste primordiale mais l'exploitation et le traitement du minerai constituent les points les plus importants après la compréhension lithologique. Aussi, nous tenterons au cours de ce mémoire de faire le lien géologie/problème au traitement-usine lorsque cela nous semblera nécessaire. Ce rapprochement permettra à cette étude de rester au maximun objective et de pouvoir expliquer dans la mesure du possible les problèmes techniques rencontrés par l'exploitation. Ce point a été

souligné par la direction et le géologue lors des objectifs fixés pour cette étude universitaire. En effet, pour une exploitation, la géologie reste souvent synonyme de « géopoésie » car les études ne répondent pas directement aux questions et aux problèmes concrêts posés par les besoins miniers. Il faut savoir fondre la théorie et la recherche à la pratique pour former une équipe complète et efficace.

Après le concassage, le broyeur à boulets constitue la seconde étape du traitement-usine. Une étude effectuée par St-Amand *(1996)* sur des roches qui restent prisonnières du broyeur et bloquent son fonctionnement, révèlent que la moitié de ces roches sont en fait des pegmatites. Nous verrons plus loin qu'elles en sont les raisons.

Le graphite est séparé par plusieurs bains de flottation qui font appel aux différences de densité existantes entre le graphite et les impuretés. Les produits utilisés ne peuvent pas être cités ici (secrets professionnels). D'autres étapes se succèdent jusqu'à l'obtention du produit final sous forme de paillettes dont la taille varie selon la demande du client. La machinerie utilisée à l'usine ne peut être explicitée en détails car les divers procédés utilisés restent confidentiels.

B-Propriétés physiques et chimiques du graphite

Le graphite est un minéral opaque, de couleur gris-noir, à éclat métallique, au toucher onctueux, sectible, avec une densité variant entre 2.09 et 2.23 g/cm^3 *(Simandl, 1992)*. les cristaux individuels ont la forme typiques de lamelles

hexagonales *(Roberts et al., 1974)*. Il est classé comme minéral industriel.

Les propriétés physiques les plus apparentes du graphite consistent en ce qu'il est éminemment réfractaire, mou, sectible, bon conducteur d'électricité et de chaleur lorsqu'il est pur, et inattaquable par les réactifs. De plus, il possède une haute résistance au choc thermique *(Cooper et al., 1985)*.

Deux formes cristallographiques du graphite sont reconnues *(Weast, 1986)*: la forme α et la forme β. La forme α est hexagonale, tandis que la forme β est rhomboédrique. Le graphite β peut être obtenu à partir du graphite α par des traitements mécaniques. L'inverse est aussi possible: la forme β, à des températures inférieures à 1000°C, se transforme en forme α.

Les points de fusion et de sublimation du graphite correspondent à peu près à 3550°C et 3567°C respectivement *(Weast, 1986)*.

Les autres formes naturelles et allotropiques du carbone sont le carbone amorphe et les minéraux lonsdaleite, chaoite et le diamant *(Roberts et al., 1974)*.

Selon son origine, le rapport isotopique (δC^{13}) du graphite varie entre -5 et -40 ‰. Nous aborderons les différentes hypothèses proposées actuellement pour la genèse du graphite (origine organique ou inorganique?) à la fin de ce mémoire.

C-Dénominations industrielles

Il existe différentes nominations pour décrire les différents types de produits au sein de l'industrie. On trouve ainsi: le graphite cristallin, amorphe, en morceaux, et en poussière.

Le graphite exploité à Stratmin Graphite appartient au graphite cristallin. Il se présente en paillettes de dimensions inférieures à 10 mailles. Ces paillettes peuvent être grosses, moyennes ou fines. La compagnie est esclave du marché, c'est-à-dire que les industries peuvent réclamer des paillettes à dimensions précises selon leurs usages. Or, il est difficile de prévoir la taille des paillettes de graphite car elle dépend directement du minerai présent au sein de la fosse en exploitation et la nature ne suit pas les caprices de l'offre et de la demande. Certains producteurs ont bien essayé d'amalgamer plusieurs petites paillettes pour en faire des grosses (la Chine, notamment) mais cela fut un échec *(Gigi, communication personnelle)*. Les exigences des industries varient selon l'utilisation du graphite.

Le graphite amorphe est microcristallin *(Bourassa, 1983)*. Il peut aussi résulter du traitement du graphite cristallin ou en morceaux. Il regroupe les particules de faible dimension (inférieure à 200 mailles).

Enfin, le graphite en morceaux représente le minerai à haute teneur qui provient des veines de graphite. La taille des fragments individuels varie entre 0.5 et 0.8 cm. Certaines veines contiennent le graphite cristallin et microcristallin. Une veine d'une épaiseur de 20 cm contenant du graphite de ce type a été découverte à Stratmin Graphite en juillet 1995. Des paillettes pluricentimétriques étaient visibles. Cependant, ce type de veine reste extrêmement rare à Stratmin et semble représenter des fractures de remplissage. Aucune autre découverte de ce genre n'a été observée depuis cette date. Pour mieux situer les différents types

de produits, on peut se référer à la figure 5.

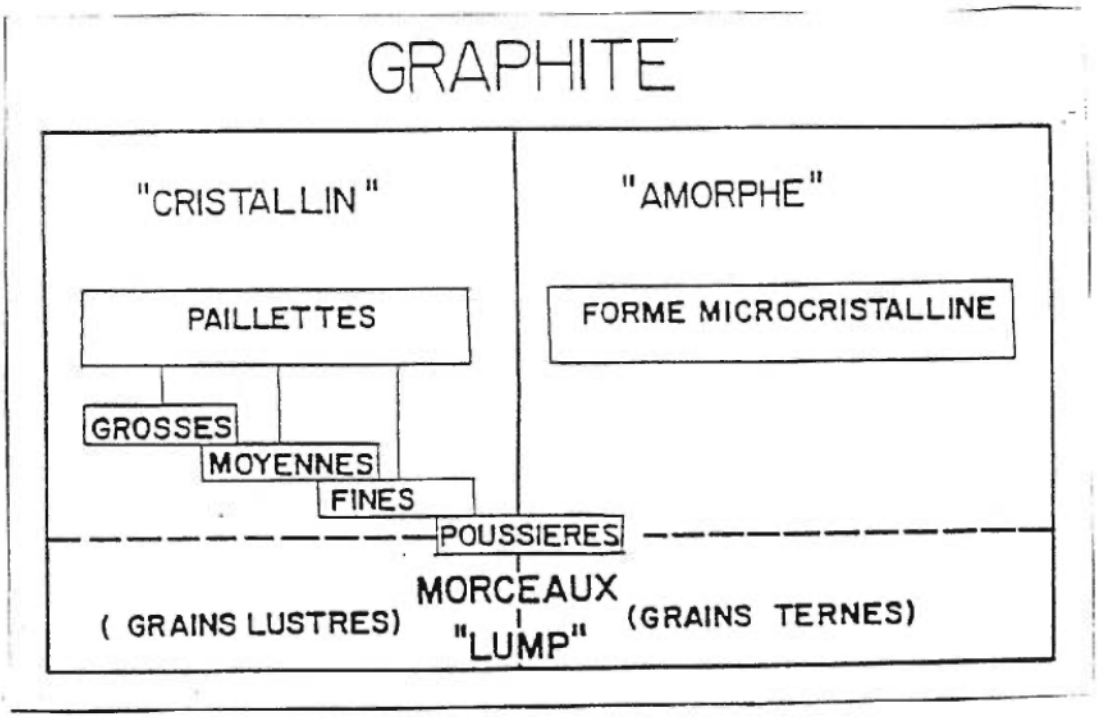
D-Usages du graphite naturel

Les emplois principaux du graphite naturel se trouvent dans la fabrication des creusets pour les acieries, des balais de moteurs électriques, des lubrifiants, des crayons, des enduits de fonderie, des peintures, de la pâte à fourneaux, des batteries électriques sèches (piles sèches), des modérateurs nucléaires, des briques carbone-magnésie, et bien d'autres. De plus petites quantités sont utilisées pour l'électrotypie, le détartrage des chaudières, la recarburation de l'acier et pour badigeonner les moules dans les fonderies *(Hugh et al., 1921, Paré, 1982, Bourassa, 1983, Robbins, 1984, Simandl, 1992).*

Il existe également du graphite artificiel, fabriqué à partir du charbon anthracite ou du coke (produit de la calcination de la houille). Le graphite naturel peut être remplacé par le graphite artificiel dans la fabrication des piles sèches; par le coke dans la production de l'acier; par une mixture d'olivine et de coke dans certains types de matériaux réfractaires et par la molybdénite comme lubrifiants secs *(Taylor, 1990, Simandl, 1992).*

Il faut noter que Simandl *(1992)* annonçait déjà une possible baisse dans les prix du graphite cristallin. En effet, après une augmentation progressive des prix jusqu'en 1990-1991, le marché du graphite cristallin s'est effondré.

Figure 5: nomenclature et classification commerciale des concentrés de graphite naturels *(G. J. Simandl, 1992).*


GRAPHITE
"CRISTALLIN"
"AMORPHE"
PAILLETTES
FORME MICROCRISTALLINE
GROSSES
MOYENNES
FINES
POUSSIERES
MORCEAUX
"LUMP"
(GRAINS LUSTRES)
(GRAINS TERNES)

En 1989, la tonne de graphite produit par Stratmin arborait 1300$ U.S en moyenne, le marché était donc à son meilleur. C'est pour cela que l'exploitation a rapidement ouvert ses portes, avant même qu'une usine ne soit construite sur sa propriété. Actuellement, son prix varie entre 550$ et 600$ U.S. La tonne de graphite en petites paillettes et de basse teneur coûte 100$ U.S, tandis que le graphite pur à 98% en carbone peut atteintre 1500$ U.S la tonne *(Gigi, communication personnelle, 1996)*. Pour cette raison, Stratmin Graphite s'applique chaque jour à produire un minerai de plus en plus pur en carbone.

Selon Russel *(1991)*, l'utilisation du graphite cristallin dans les usages traditionnels devait décroître et les prix devaient diminuer si plusieurs nouvelles mines entraient en production. Malheureusement, cette prédiction s'avère actuellement véridicte. De nombreuses mines ont ouvert leurs portes (en Chine, en Afrique...), tandis que d'autres viennent d'être découvertes et entreront bientôt en production. On peut ici citer l'exemple du Brésil où 340 millions de tonnes de graphite, en surface, viennent d'être découvertes et seront exploitées dès 1997. En Tanzanie, des réserves de graphite sont aussi connues et seront exploitées dans un avenir proche. Il faut surtout noter que les impuretés présentes au sein de ce graphite de Tanzanie ne sont en fait que des pierres précieuses. Aussi, le graphite ne constituera qu'un second produit beaucoup moins rentable que les impuretés.

Cependant, certaines mines ont fermé leurs portes, surtout de petites exploitations artisanales, en Chine notamment. La Chine produisait en 1988,

300.000 tonnes de graphite et en exportait 270.000. Elle s'emparait donc d'une grande part du marché. Actuellement, en 1996, la Chine, avec la même production annuelle, en exporte uniquement 30.000 tonnes par an. Cela vient du fait que son marché intérieur annuel demande 270.000 tonnes de graphite. Cela permet à de petites exploitations comme Stratmin Graphite d'accroître son marché extérieur *(Gigi, communication personnelle)*. Enfin, une remarque importante est à noter: Stratmin Graphite produit un graphite souvent préféré par rapport aux autres produits par certaines industries. En effet, les impuretés du minerai de Stratmin sont constituées de carbonates (calcite), elles sont donc tendres et n'affectent pas par usure la machinerie utilisée pour la transformation du graphite par certaines industries. Cela est capital pour certaines entreprises qui sont prêtes à payer le graphite de Stratmin parfois plus coûteux que les autres minerais sur le marché. Les autres produits provenant de Chine, Madagascar, Sri-Lanka, Afrique, et autres contiennent souvent de la silice (quartz) dans leurs impuretés. Il est difficile d'éliminer cet élément en usine, et le restant constitue un véritable abrasif pour la machinerie industrielle. Les carbonates de Stratmin sont plus faciles à supprimer à la flottation d'usine, ce qui permet de sortir actuellement un produit aussi pur en carbone.

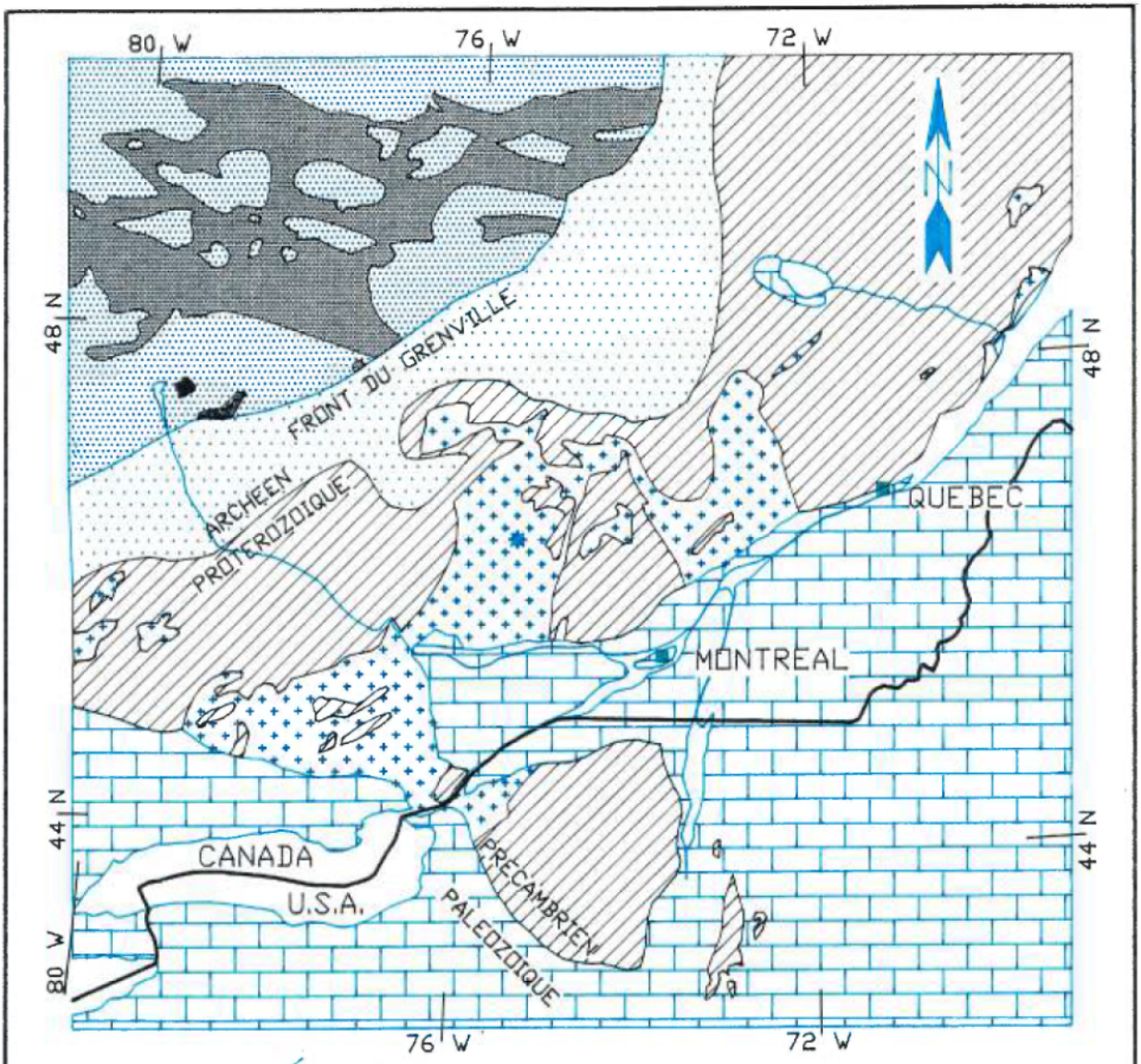
Nous verrons dans une prochaine partie pourquoi le graphite de Stratmin et celui des autres pays concurrents diffèrent au niveau de leurs impuretés. Cela est bien sûr relié directement à la géologie des roches encaissantes et à leur environnement de formation.

GEOLOGIE REGIONALE

A- LOCALISATION ET CHOIX DU SITE ETUDIE

Le gisement de Stratmin Graphite constitue une exploitation à ciel ouvert au plein coeur des Laurentides, près du village de Lac-des Iles, à 25km au sud de Mont-Laurier. On peut s'y rendre par la route 309, reliant Mont-Laurier à Ottawa (cf. figures 6 et 7). La propriété s'étend sur une longueur de 2.7 km et 2 km de large. A elle seule, la fosse constitue une excavation de 750 m de long orientée Nord-Sud, et de 350 m de large dans un axe est-ouest (cf photo p3). En surface, l'élévation du roc varie entre 230 m du côté est et 260 m du Côté Nord. A l'heure actuelle, l'exploitation a atteint l'élévation 203 m et on prévoit exploiter le gisement jusqu'à l'élévation 140 m, soit une dénivellation maximum de 120 m. La rampe d'accès débute sur la paroi ouest et a une pente de 10%. Les murs de la fosse ont une pente moyenne de 50° au Sud à 55° au Nord. Les sautages et l'extraction des stériles et du minerai se font par banc de 6m d'épaisseur et un prédécoupage des murs est effectué afin d'obtenir des parois régulières. La configuration finale des murs après l'extraction est la suivante: mur vertical de 12 m de hauteur et berme horizontale de 10 m ou de 8.40 m de largeur, selon que la pente moyenne est à 50° ou 55° respectivement. Le plan de la fosse est présenté (cf. figure 8).

Figure 6: plan géologique et localisation de la propriété de STRATMIN GRAPHITE *(G. Deschênes, 1992).*



LÉGENDE

- COUVERTURE PALÉOZOIQUE
- PROVINCE DE GRENVILLE (PG)
  - ROCHES SUPRACRUSTALES HÉLIKIENNES
  - SOCLE APHÉBIEN OU ROCHES INTRUSIVES TARDI- OU POST- HÉLIKIENNES
  - SOCLE ARCHÉEN REMOBILISÉ PAR L'OROGÈNE GRENVILLIENNE
- PROVINCE DU SUPÉRIEUR (PG)
  - ROCHES SUPRACRUSTALES ARCHÉENNES
  - SOCLE ARCHÉEN OU ROCHES INTRUSIVES ARCHÉENNES

✸ PROPRIÉTÉ LAC-DES-ILES

STRATMIN GRAPHITE Inc

PLAN GÉOLOGIQUE
PARTIE NORD-EST DE L'AMÉRIQUE DU NORD
PROVINCE DU GRENVILLE

0 Km 50 100 | Dess.: G.D. | Date: 21-MAR-92

Figure 7: géologie régionale et localisation de STRATMIN GRAPHITE *(G. J. Simandl, 1992).*

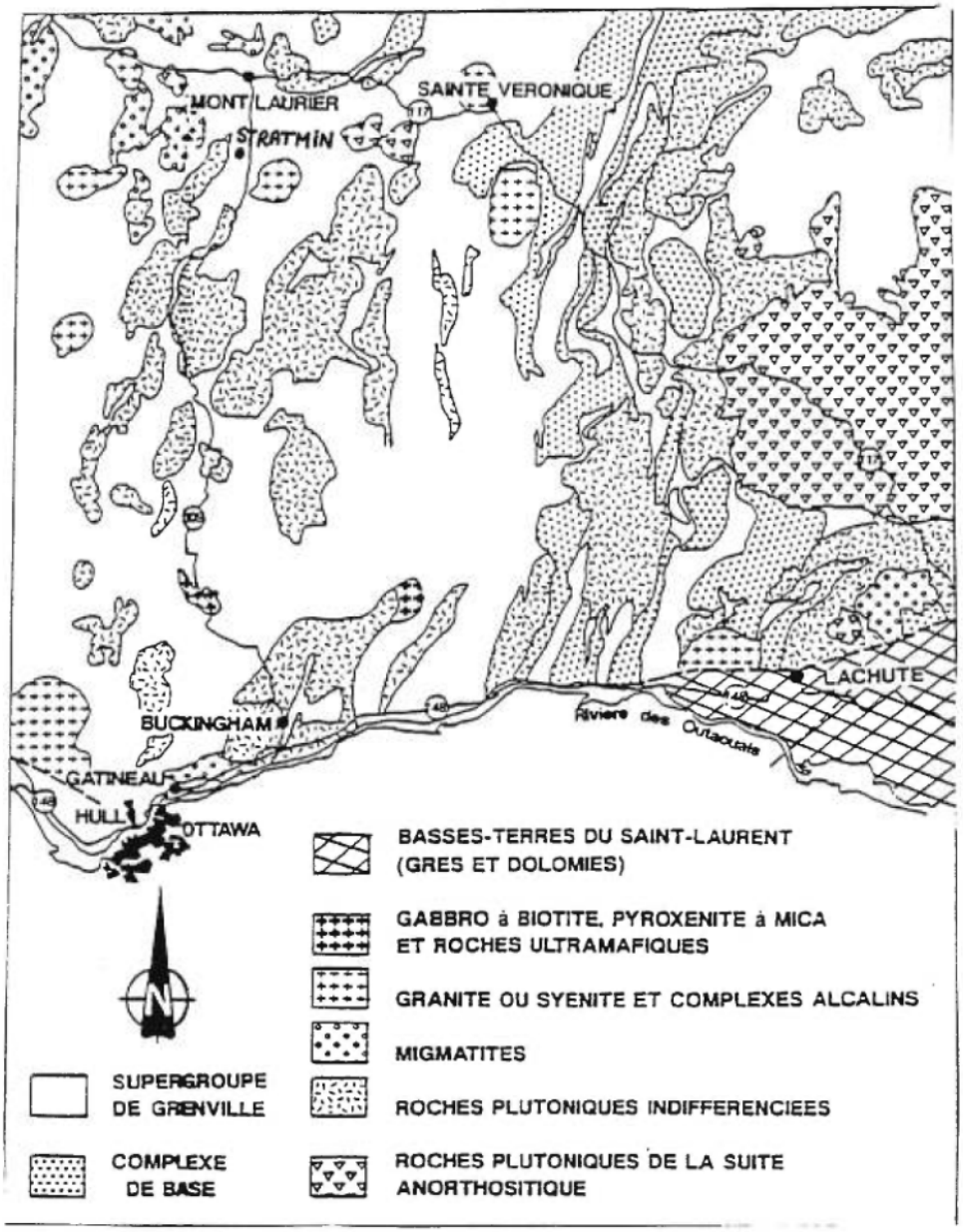

MONT LAURIER
STRATHIN
SAINTE VERONIQUE
LACHUTE
BUCKINGHAM
GATINEAU
HULL
OTTAWA
rivière des Outaouais
BASSES-TERRES DU SAINT-LAURENT (GRES ET DOLOMIES)
GABBRO à BIOTITE, PYROXENITE à MICA ET ROCHES ULTRAMAFIQUES
GRANITE OU SYENITE ET COMPLEXES ALCALINS
MIGMATITES
ROCHES PLUTONIQUES INDIFFERENCIEES
ROCHES PLUTONIQUES DE LA SUITE ANORTHOSITIQUE
SUPERGROUPE DE GRENVILLE
COMPLEXE DE BASE

Photo p3: vue panoramique de la fosse 16 (1995).

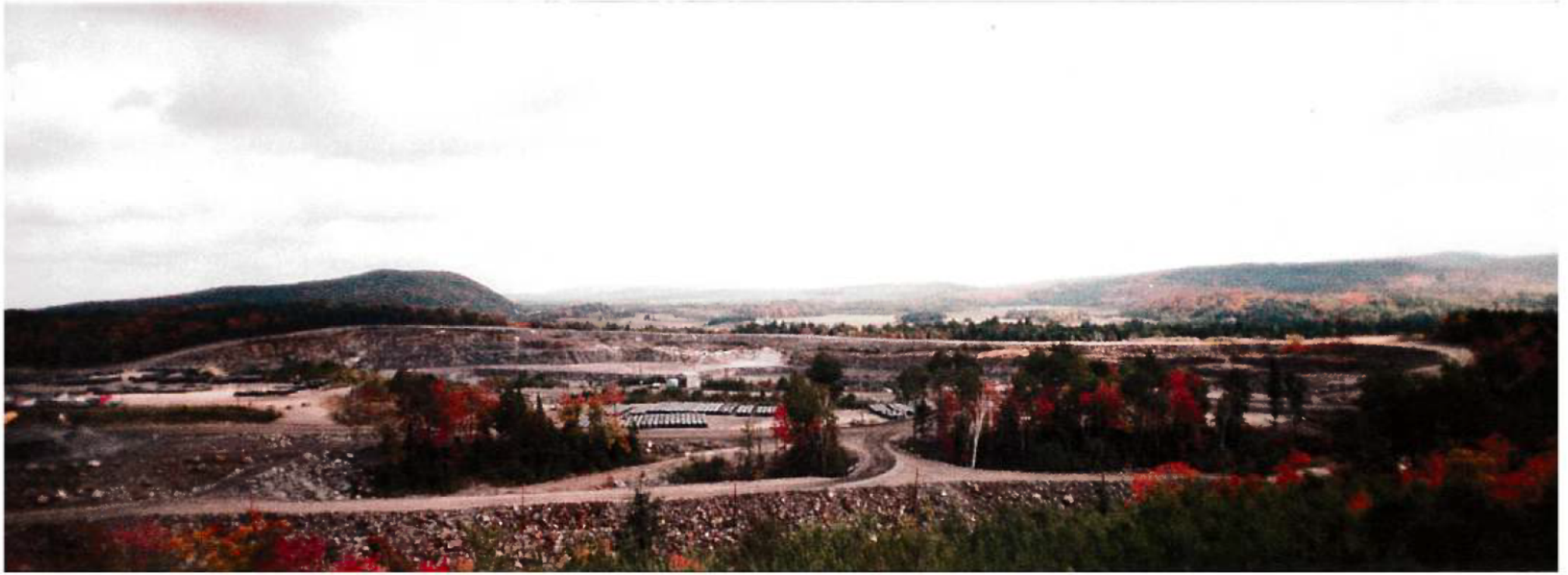
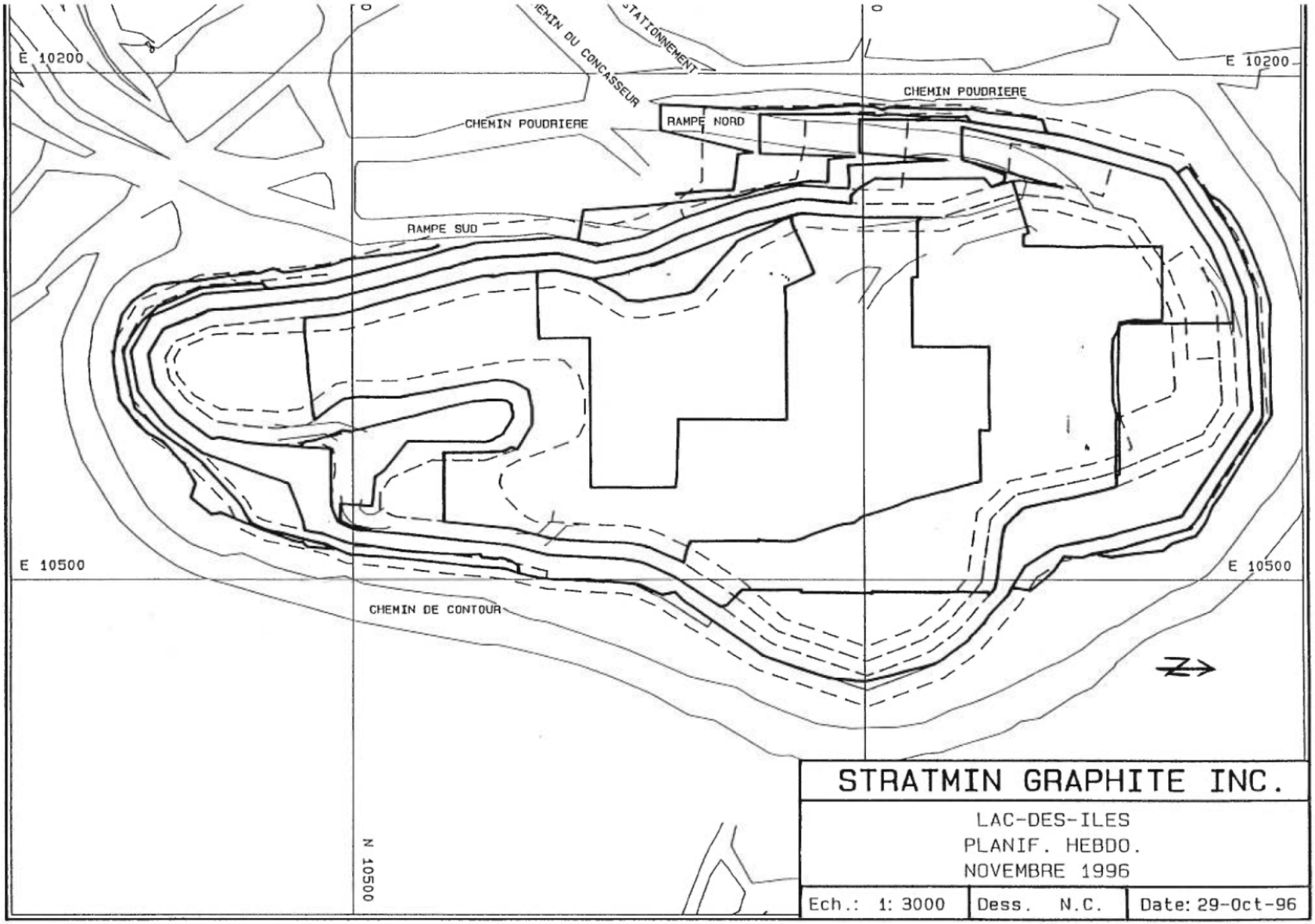


Figure 8: plan de la fosse 16 *(G. Deschênes, 1996)*.



STRATMIN GRAPHITE INC.

LAC-DES-ILES
PLANIF. HEBDO.
NOVEMBRE 1996

Ech.: 1: 3000	Dess. N.C.	Date: 29-Oct-96

site300a.pf

SSI - STRATMIN GRAPHITE INC.

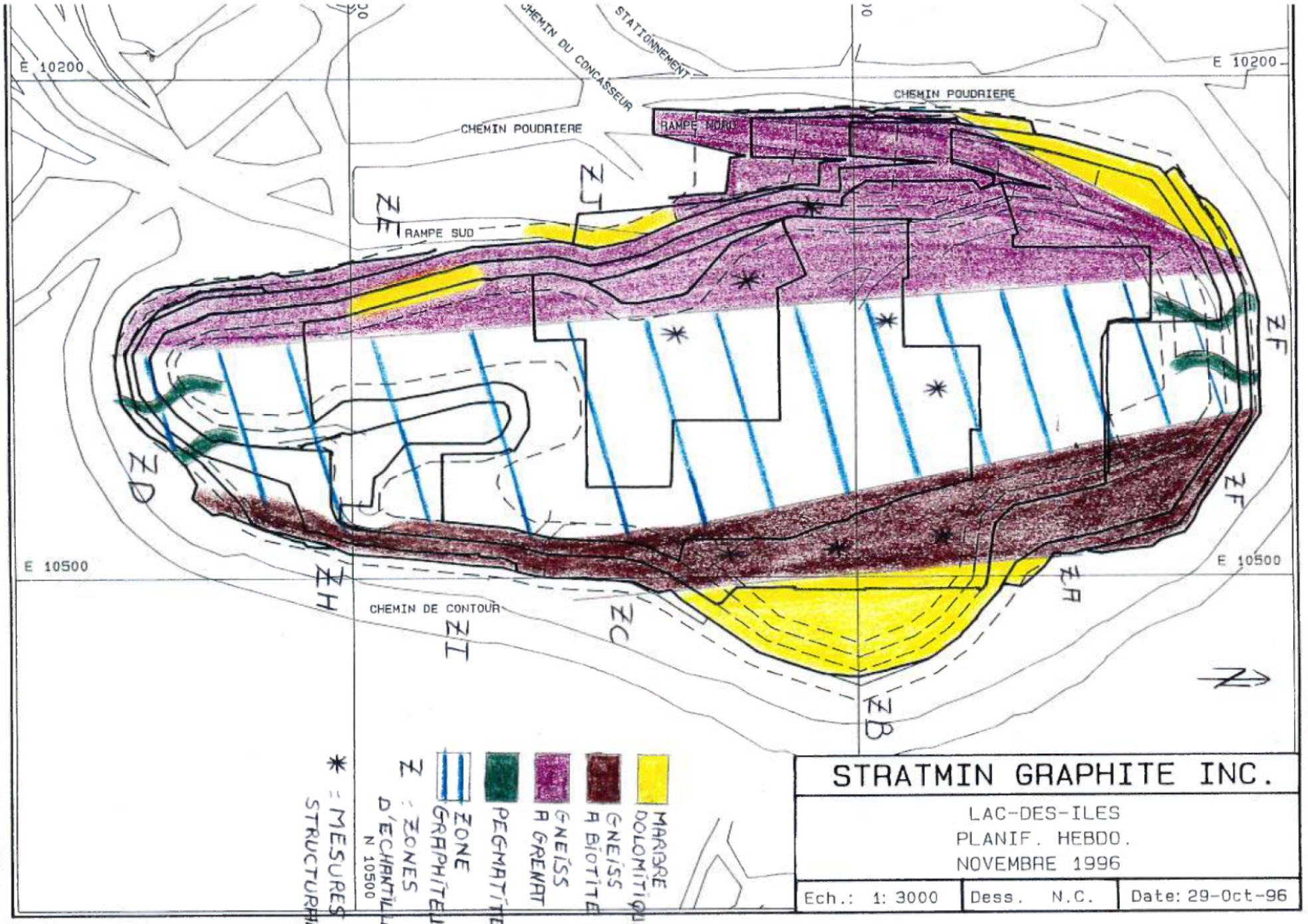
Parce que le site étudié constitue un gisement à ciel ouvert de graphite, il fallait répondre aux besoins miniers immédiats de l'exploitation. Ce projet de maîtrise a deux objectifs principaux fixés au départ par la direction et le géologue de Stratmin: la caractérisation minéralogique des lithologies présentes au sein de la fosse et une étude structurale pour tenter de mieux situer les zones potentielles qui seront ouvertes dans l'avenir (ouverture de la zone 12 prévue en 1998, cf. figure 2 pour la localisation). L'étude pétrographique permettra à la mine d'améliorer le traitement-usine (flottation par un mélange de produits chimiques que l'on ne peut dévoiler ici) du minerai grâce à une meilleure connaissance de la composition chimique des minéraux constituant la gangue des roches graphiteuses. Une connaissance de la géologie structurale devrait entraîner une meilleure récupération du minerai grâce à une meilleure délimitation de la morphologie et de la continuité des zones graphiteuses en surface et/ou en profondeur. Il faut noter que la fosse de Stramin Graphite n'a jamais fait l'objet de cartographie à petite échelle. Les lacunes dans ce domaine a donc soulevé de nombreuses questions. Cependant, avec l'aide de G. Deschênes, géologue en place, nous avons tenté de retracer l'évolution géologique des lithologies actuellement observables. Ces deux points constituent la matière concrête à application directe par l'exploitation. Nous avons profité de ces premières analyses pour aborder une étude plus spécifique sur l'évolution des conditions de température et de pression pendant le métamorphisme ayant affecté les lithologies présentes.

Chacune d'entre elles a été considérée comme une unité individuelle vue sa répartition spécifique au sein de la fosse (cf. figure 9).

B- TRAVAUX ANTERIEURS

Cette région a été étudiée par de nombreux auteurs. Cependant, le site de Stratmin Graphite n'avait jamais fait l'objet d'étude géologique. De nombreux travaux de cartographie et de compilation ont été effectués dans les environs. On retiendra ici l'étude à grande échelle de Wynne-Edwards *(1964, 1966, 1969, 1972),* qui portait surtout sur Mont-Laurier et Kempt Lake, Bourne *(1978)* qui a travaillé sur la partie Occidentale et Martignole *(1969, 1975),* dont la thèse de Doctorat portait sur le précambrien dans le sud du Grenville et, plus particulièrement, sur l'anorthosite de Morin. On peut aussi citer les travaux de Bouillon *(1973)* et Ducrot *(1974),* Barraud *(1977),* et Avramtchev et Piché *(1981).* D'autres travaux par Gauthier ont suivi dans le cadre d'un projet du Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec *(Gauthier 1976, 1978a, 1978b, 1981, 1982, Gauthier et Brown,, 1980a, 1980b, 1986)* qui portait sur les minéralisations zincifères de la région de Maniwaki. Le métamorphisme a été étudié par Martignole et Sisi *(1981).* Le projet de Gauthier a été complété par Indares *(1982)* qui s'est attardée sur les conditions du métamorphisme dans la même région. Cette étude a donné lieu à de nombreux articles d'Indares, A., et Martignole, J., *(1984, 1985a, 1985b, 1985c).*

Figure 9: répartition des lithologies au sein de la fosse 16, localisation des échantillons et des mesures structurales *(d'après le plan de G. Deschênes, 1996).*



site300a.pf

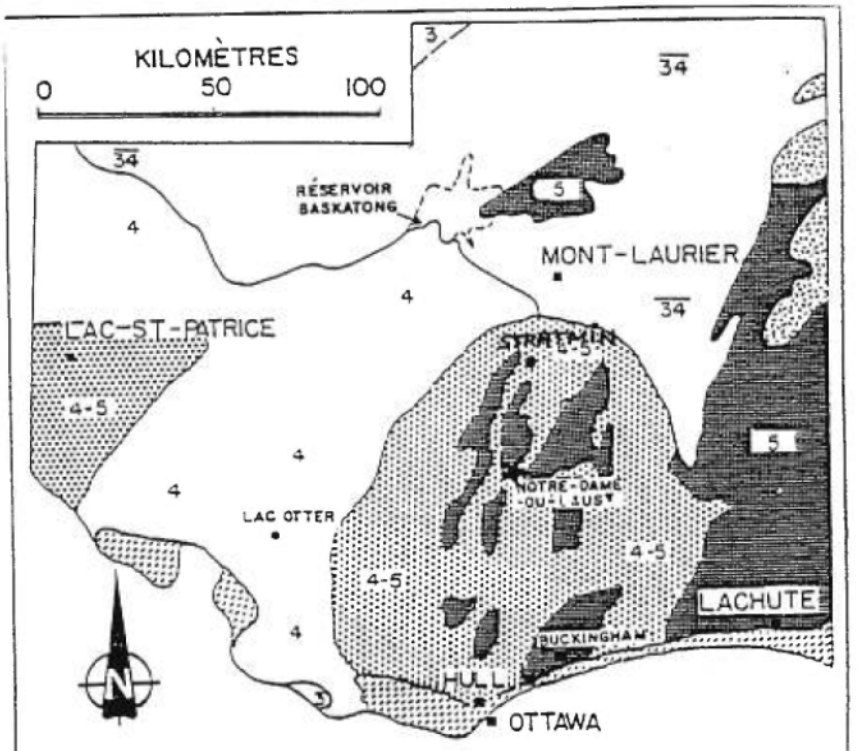
SSI - STRATMIN GRAPHITE INC.

Savoie *(1986)* a défini les déformations dans la région du lac Patibre. Rivers et al. *(1989)* ont redéfini les divisions tectoniques de la province du Grenville. Enfin, l'étude plus récente de Simandl *(1992)*, qui portait sur les gîtes de graphite dans la région de la Gatineau. Les derniers travaux effectués dans le Grenville s'inscrivent au sein du projet Lithoprobe (réflexion sismique) sur lequel de nombreux auteurs ont travaillé. Le terrain de Mont-Laurier a été particulièrement étudié par Martignole et Calvert en 1996.

C- GEOLOGIE REGIONALE

L'exploitation se situe dans la ceinture Métasédimentaire Centrale de la Province du Grenville *(travaux de Wynne-Edwards 1966, 1969, 1972)*. Cependant, on peut actuellement dénommer cette ceinture comme « l'Allochthonous Monocyclic Belt », *(Rivers et al., 1989)*. Le site de Stratmin Graphite se situe au coeur du Terrane de MONT-LAURIER (MLT, *Rivers et al., 1989)*. Ce terrane est délimité à l'est, par une discontinuité appelée la ceinture de cisaillement de Labelle *(Indares et Martignole, 1985)*. Cette ceinture le sépare du terrain granulitique central (cf. figure 10). Les roches de la ceinture Métasédimentaire Centrale se seraient mises en place lors de l'Aphébien (2.4 à 1.6 Ma).

Figure 10: métamorphisme dans la région de Hull-Lachute-Mont-Laurier *(G. J. Simandl, 1992).*



LES FACIES DE MÉTAMORPHISME

5	GRANULITES
4-5	AMPHIBOLITES SUPÉRIEURES A GRANULITES
4	AMPHIBOLITES SUPÉRIEURES
34	AMPHIBOLITES NON SUBDIVISÉES
3	AMPHIBOLITES INFÉRIEURES

LES ROCHES NON MÉTAMORPHISÉES

	GRANITOIDES SYN À POST TECTONIQUES
	LES ROCHES SÉDIMENTAIRES DES BASSES TERRES DU SAINT-LAURENT

De manière générale, les séquences de roches au sein de la fosse peuvent se définir ainsi (cf. figure 9): des gneiss à biotite et\ou grenat, d'épaisseurs variables, recouverts d'une couche de quartzites (0-6m). Cette bande de quartzites (=gneiss très silicifiés) est recouverte d'une bande de roches calcosilicatées (0-30m) passant à des marbres à dominante calcitique. Ensuite, cette bande de marbres est à nouveau recouverte de quartzites (0-6m), elle-même recouverte de gneiss à biotite et\ou grenat. Des marbres dolomitiques se situent au-dessus et intercalés dans les gneiss à grenat (ouest de la fosse), et au-dessus et injectés dans les gneiss à biotite situés à l'est de la fosse. Cette séquence se répète à l'intérieur de la fosse. L'ensemble est plissé en forme de dômes et recoupé par des failles majeures et mineures. Le graphite exploité se situe au sein de roches calcosilicatées, de marbres calcitiques, et de quartzites.

Cette séquence de roches peut montrer des ressemblances avec la stratigraphie décrite par Gauthier *(1976)* pour ce qui concerne la région de Maniwaki lors de son étude sur les minéralisations zincifères. On peut aussi faire référence au travail parallèle de Indares *(1982)*. En effet, ces deux auteurs subdivisent la colonne stratigraphique de la région de Maniwaki en quatre niveaux principaux de composition assez hétérogène. De la base vers le sommet, on retrouve une séquence possiblement semblable à celle présente au sein de la fosse de Stratmin. Cependant, aucune datation n'a été effectuée pour les lithologies étudiées sur le terrain. Il faut donc rester critique sur les relations possibles entre les deux terrains. On peut citer:

- *1* - ***« L'amphibolite » du niveau de base***, reposant sur le socle Aphébien. Il faut noter qu'à Stratmin, aucun indice de la présence d'un socle n'a été repéré selon les données récoltées. Des datations seraient les bienvenues pour mieux situer les lithologies dans l'échelle géologique. Cependant, le socle ne semble pas affleurer au niveau présentement mis à jour par l'exploitation. Ce socle pourrait être mis à jour dans l'avenir, tout dépendant de sa profondeur réelle.

Ce niveau de base est caractérisé par un gneiss grenatifère. D'extension N-S, il constitue le mur ouest de la fosse et on retrouve quelques niveaux, d'épaisseur moindre, intercalés au sein de la fosse. Cependant, ce gneiss à grenat ne contient pas de hornblende largement observée par Gauthier et Indarès *(1982)*. Le terme « amphibolite » n'est donc pas adéquat pour dénommer cette unité. On peut également constater la présence de gneiss à biotite et, localement, d'un « quartzite ».

- *2* -***Les quartzites et paragneiss du niveau inférieur,*** représentés à l'ouest et à l'est de la fosse, d'extension Nord-Sud. On observe des quartzites à la base puis des paragneiss semi-pélitiques et pélitiques. Le terme « quartzite » est utilisé à Stratmin pour caractériser un gneiss à biotite très silicifié. On ne peut donc pas relier stratigraphiquement cette unité à la quartzite observée par Gauthier et Indarès *(1982)*. Cependant, cette unité passe progressivement à des roches calcosilicatées comme sur le terrain de Gauthier et d'Indarès.

- 3 -Les marbres calcaires et dolomitiques du niveau médian (2) passent progressivement à un niveau puissant de marbres à dominante calcitique. Cette unité constitue la formation porteuse de graphite exploitée au sein de la fosse. On observe quelques bandes mineures de marbres dolomitiques. Ces marbres graphiteux sont parfois recoupés par des intrusions de porphyre qui contiennent souvent des fractures remplies de graphite. Ces marbres graphiteux peuvent être très riches en minéraux calcosilicatés.

- 4 -Les quartzites et les paragneiss du niveau supérieur, composés de paragneiss quartzo-feldspathiques, de paragneiss à biotite, et de paragneiss à biotite et diopside. Les paragneiss à biotite et hornblende décrits par Gauthier et Indares *(1982)* n'affleurent pas au sein de la fosse.

On peut également regarder la colonne stratigraphique proposée par Simandl *(1992)*, selon la figure 11.

Il faut noter que les marbres dolomitiques, situés à l'ouest et à l'est de la fosse, se situent au-dessus des gneiss à biotite et/ou grenats, ou sont intercalés au sein des gneiss. Dans le mur ouest, les marbres dolomitiques sont recouverts par des gneiss à grenat. Puis, une nouvelle strate de marbre dolomitique recouvre ces gneiss. Les contacts entre ces deux unités sont nets. On ignore ce qui se trouvait au-dessus de cette dernière strate de marbre. A l'est, les marbres reposent sur les gneiss à biotite et on ignore également ce qui les recouvrait. Le contact inférieur

Figure 11: colonne lithostratigraphique de la région de Hull-Lachute-Mont-Laurier *(G. J. Simandl, 1992)*.

Cambro-Protérozoïque

Dykes de diabase et roches volcaniques

Précambrien

Roches intrusives

- Roches mafiques et ultramafiques
- Granite, syénite, complexes alcalins
- Migmatites
- Roches plutoniques indifférenciées (charnockites)
- Roches de la suite anorthositique

Supergroupe de Grenville

- Quartzite, marbre, gneiss à biotite-grenat - sillimanite, amphibolite et pyroxénite

Discordance

Complexe de base

- Granulite, gneiss à amphibole, gneiss quartzo-feldspathique, amphibolite avec intercalation de gneiss pélitique

marbre dolomitique/gneiss à biotite reste invisible au sein de la fosse vue sa profondeur actuelle. Cependant, le marbre dolomitique semble avoir pénétré par déformation les gneiss à biotite et le contact vertical est représenté par une unité verte noirâtre, une serpentinite, à magnétite,antigorite et chrysotile. Nous parlerons plus loin de l'état plastique ductile de ces marbres lors de leur déformation. Ce phénomène est visible au NE de la fosse au contact entre les marbres dolomitiques et les gneiss à biotite.

Des pegmatites recoupent les lithologies. Elles semblent donc syn- à post-tectoniques et sont orientées N-S. Elles serpentent le long des murs Nord et Sud de la fosse et elles sont plissées. Nous verrons que ces pegmatites contiennent l'assemblage typique des charnockites. Quelques dykes de gabbro-diorite viennent également recouper les unités lithologiques et semblent tardifs.

Il faut noter que la tectonique a parfois bouleversé la position stratigraphique originelle de certaines de ces unités. Si l'on s'attarde sur la structure de la fosse, on peut observer plusieurs phases de déformation au sein des lithologies. Les bandes de roches reposent sub-horizontalement à l'intérieur de la fosse. Ces bandes sont légèrement plissées en forme de dômes allongés. On peut observer au moins deux phases majeures de plissements au sein des lithologies. Une troisième phase apparait mais elle reste mineure.

On observe deux systèmes de fractures: le premier N30° et le second N120°.

Les fractures orientées N30° sont beaucoup plus développées et définies que celles N120°. D'autres systèmes de joints sont aussi plus ou moins développés. La géologie structurale sera décrite plus en détails au sein de ce mémoire. Nous tenterons alors de mieux appréhender les déformations ayant affecté les lithologies présentes au sein de la fosse.

D- LE METAMORPHISME

Il faut noter qu'aucun travail à petite échelle n'a été réalisé sur le métamorphisme dans la région du Lac-des Iles, aux environs de Stramin Graphite. Wynne-Edwards *(1966, 1969, 1972)* a été le premier à caractériser les grandes lithologies du terrain de Mont-Laurier. Il a conclu que les roches présentes étaient métamorphisées au faciès amphibolite supérieur partout, à l'exception d'une partie à l'est, qui aurait atteint le faciès granulite. De plus, ce même auteur a proposé un isograde « composite » de direction N-S, à une dizaine de kilomètres à l'est de la rivière Gatineau, et à cinq kilomètres à l'est de la limite orientale du terrain de Gauthier *(Indares, 1982)*. Cet isograde se caractérise ainsi par Wynne-Edwards *(1966)*:

-l'apparition, en se dirigeant vers l'est, de la hornblende brune et de l'othopyroxène,

-la disparition de la trémolite dans les roches calciques,

-la disparition de la muscovite et de l'épidote dans

les roches caractéristiques.

De plus, Wynne-Edwards caractérise un ensemble granulitique composé de quartzites, de marbres et d'un ensemble complexe de « roches vertes » (roches intrusives et roches du Supergroupe de Grenville). On peut ici noter que Stratmin Graphite se situe à l'est de cet isograde. Cependant, bien que l'orthopyroxène existe au sein de certaines lithologies, la hornblende brune est absente. Seule la hornblende verte a été constatée au sein d'une lithologie particulière: une amphibolite très riche en graphite, d'extension et d'épaisseur très réduites, située aux axes des plis. Cette amphibolite reste rare au sein de la fosse. De plus, la trémolite n'a pas été observée au sein des marbres à dominante calcitique.

Kretz *(1977)* et Perkins *(1980)* ont étudié le métamorphisme au SW de Maniwaki et de Stratmin Graphite. Cependant, de par la dispersion assez aléatoire des assemblages caractéristiques des différents faciès et sous faciès métamorphiques présents sur leur terrain, ils n'ont pas réussi à tracer d'isogrades représentatifs. Aussi, aucun gradient de pression et de température significatif n'a été repéré. Les conditions métamorphiques dans la région du Lac Otter (approximativement à 50km au NW de Hull) varient de 640°C à 720°C et de 5 Kbar à 7 Kbar *(Perkins et al., 1980)*.

D'après Bourne *(1978)*, les roches situées au Nord de Notre-Dame du Laus (à 30km au Sud de Stratmin Graphite) ont été métamorphisées au faciès des amphibolites. Le secteur sud-est de cette localité contient des zones où les

roches sont métamorphisées au faciès des granulites et des zones mixtes où les roches du faciès des granulites sont étroitement associées à des roches du faciès des amphibolites supérieures *(Bourne, 1978)*. On retrouve à Stratmin Graphite, des roches métamorphisées au faciès des amphibolites et des granulites. Des charnockites sont également présentes sous forme de pegmatites intrusives.

Gauthier *(1981)*, a prouvé l'existence de l'orthopyroxène au sein de ses assemblages et donc à l'ouest de l'isograde, dans le faciès amphibolite caractérisé par Wynne-Edwards. Le terrain étudié par Gauthier et Indares se situe environ à 35km à vol d'oiseau à l'est de Stratmin Graphite (cf. figure 12). Indares a montré que les conditions métamorphiques de température et de pression maximales dans la région de Maniwaki sont respectivement de 800°C à 850°C et de 8 à 9 Kbar *(Indares et Martignole, 1985)*.

Les conditions de température et de pression déterminées par Martignole et Nantel *(1982)* au sud du Complexe anorthositique de Morin, ainsi que par les travaux antérieurement cités sont résumées à la figure 13. Il faut aussi citer l'étude de Deragon (1986), à proximité du Complexe de Morin. Les tendances rétrogrades enregistrées dans les charnockites, les granulites et les métapélites situées dans cette région sont représentées à la figure 14.

Figure 12: localisation du terrain de Gauthier et Indares (Maniwaki) et de STRATMIN GRAPHITE *(G. J. Simandl, 1992)*.

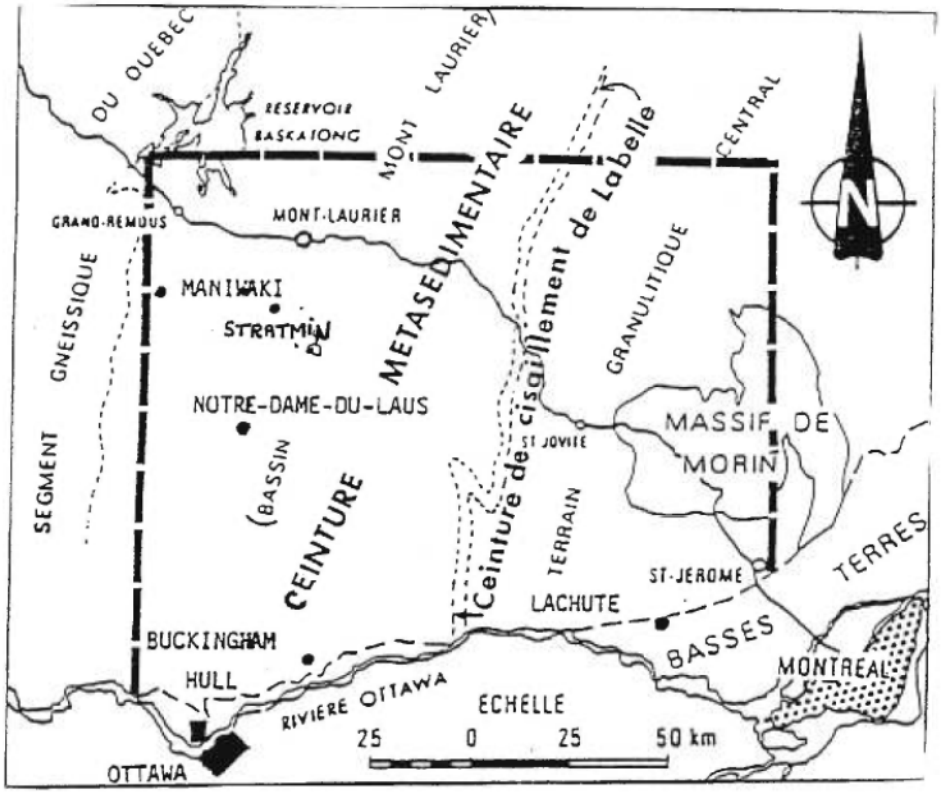
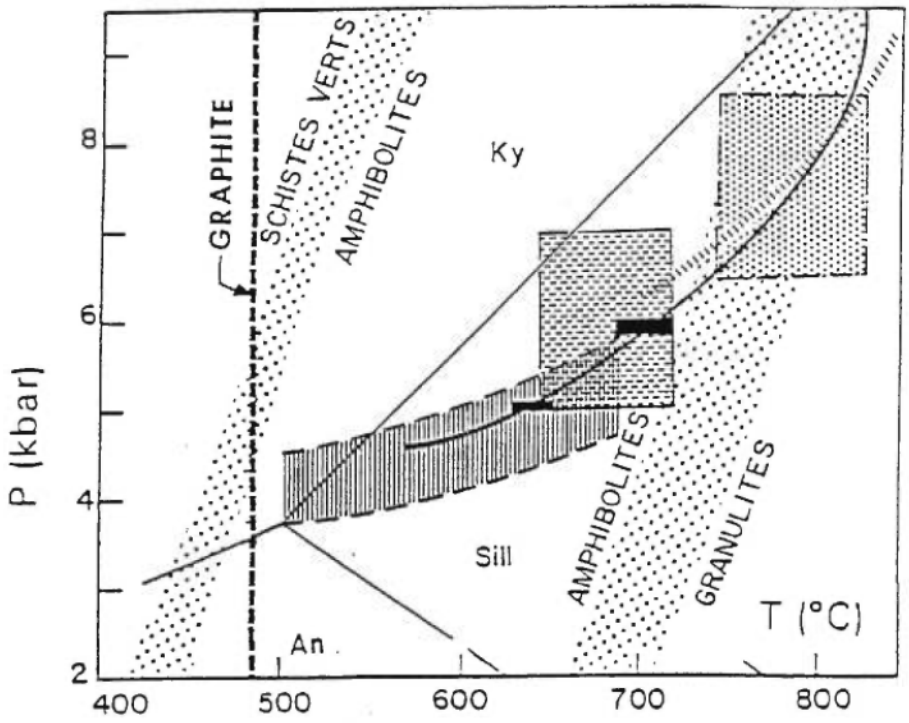

DU QUEBEC
RESERVOIR
BASKATONG
MONT LAURIER
CENTRAL
GRAND-REMOUS
MONT-LAURIER
MANIWAKI
STRATMIN
NOTRE-DAME-DU-LAUS
SEGMENT GNEISSIQUE
METASEDIMENTAIRE
Ceinture de cisaillement de Labelle
GRANULITIQUE
MASSIF DE MORIN
ST JOVITE
(BASSIN
CEINTURE
TERRAIN
ST-JEROME
TERRES
LACHUTE
BASSES
BUCKINGHAM
HULL
MONTREAL
RIVIERE OTTAWA
ECHELLE
25 0 25 50 km
OTTAWA
N

Figure 13: conditions de température et de pression dans la région de Hull-Lachute-Mont-Laurier *(G. J. Simandl, 1992).*



Trajectoire rétrograde; Cd-Gr-Sill-Qtz

Trajectoire rétrograde, Bi-Gr-Pl-Sill-Qtz

Trajectoire rétrograde, Px-Gr-Pl-Qtz

Conditions maximum de T et P; T (Bi-Gr), P (Gr-Pl-Sill-Qtz et Cpx-Gr-Pl-Qtz)

} Maniwaki (Indares et Martignole, 1984)

T et P, Lac Otter, (Perkins et al.,1982)

T et P, sud ouest du Complexe de Morin, (Martignole et Nantel, 1982).

Transition entre les faciès métamorphiques (Turner,1981,p.420)

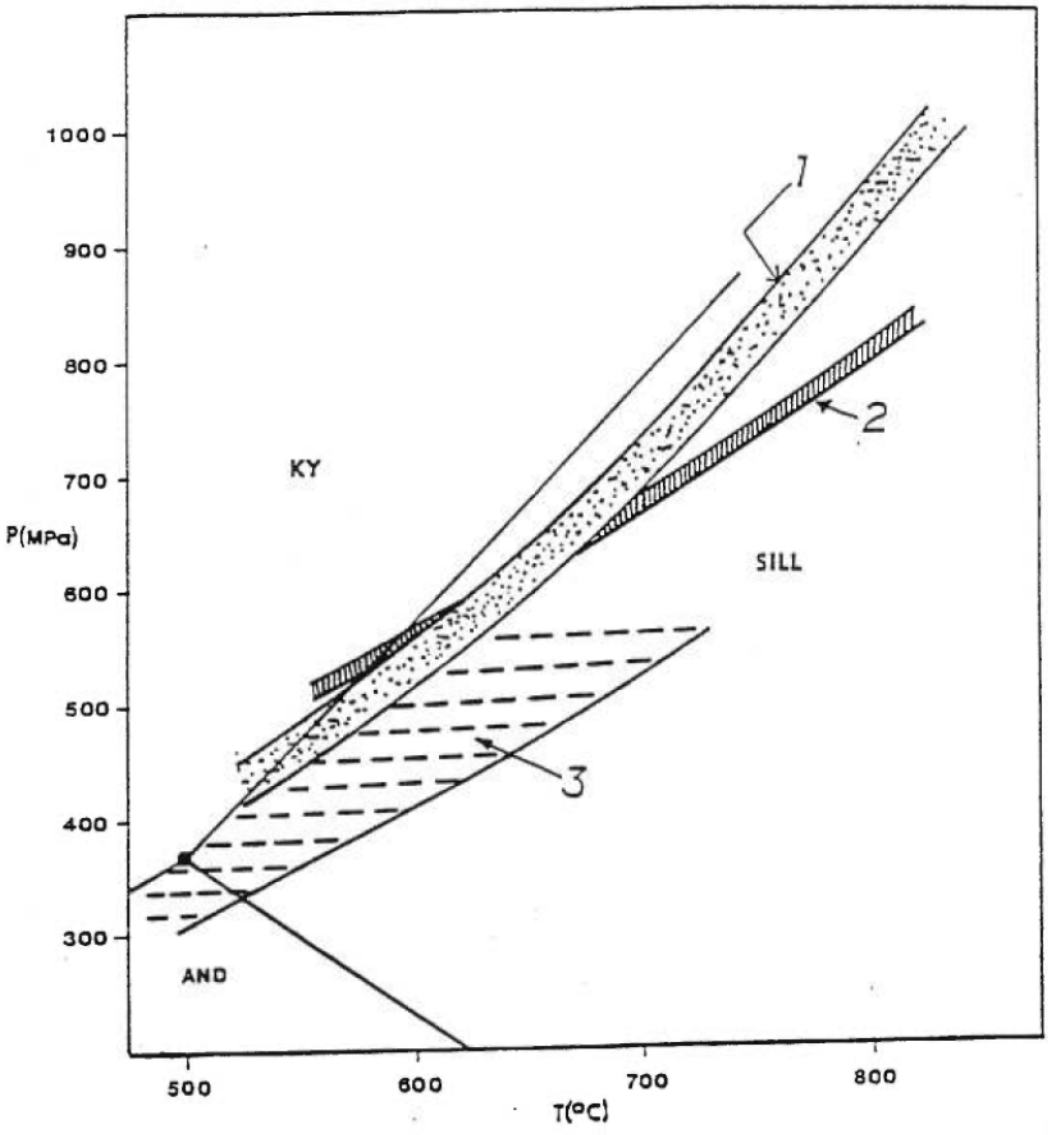
L'apparition de Gp "entièrement cristallisé" par graphitation des matières organiques (Landis, 1971).

Figure 14: tendances rétrogrades enregistrées à proximité du complexe de Morin *(G. J. Simandl, 1992):*

1-charnockites

2-granulites

3-métapélites.


1000
900
800
700
600
500
400
300
P(MPa)
KY
SILL
AND
1
2
3
500
600
700
800
T(°C)

PARTIE I: *ETUDE STRUCTURALE*

CHAPITRE I: ETUDE STRUCTURALE DE LA FOSSE

Ce chapitre a pour principal objectif de permettre à la compagnie STRATMIN GRAPHITE de mieux comprendre la morphologie de l'horizon graphiteux exploité. Notre étude regroupe donc les grandes périodes de déformation et de cisaillement affectant les roches-hôtes de la fosse. Un modèle morphologique de l'orientation du minerai au sein de son encaissant pourra alors être proposé.

Des mesures d'éléments structuraux (foliations, axes de plis, linéations) ont été prises sur l'ensemble de la fosse (cf. tableau dans l'annexe V). Il faut noter que l'on peut clairement distinguer deux périodes de plissements majeurs (P1 et P2) sur le terrain. Une troisième phase (P3) apparaît mais elle constitue une période de déformation mineure

A- OBSERVATIONS

A.1- PLISSEMENT P1

A.1.1- Description

Les plis P1 représentent la période de déformation la plus ancienne que nous ayons observée. Cette phase de déformation montre un ensemble de plis semblables isoclinaux en « Z » couchés, déversés vers l'est et plongeant faiblement vers le nord (cf. photos 1, 2 et 3). Ces plis affectent la foliation métamorphique S_{n-1} des unités compétentes représentées par les gneiss à biotite

Photos 1 et 2: plis en « Z » dans le mur est. La foliation S_{n-1} est exprimée par l'alignement de la biotite (lits foncés) au sein des gneiss à biotite.

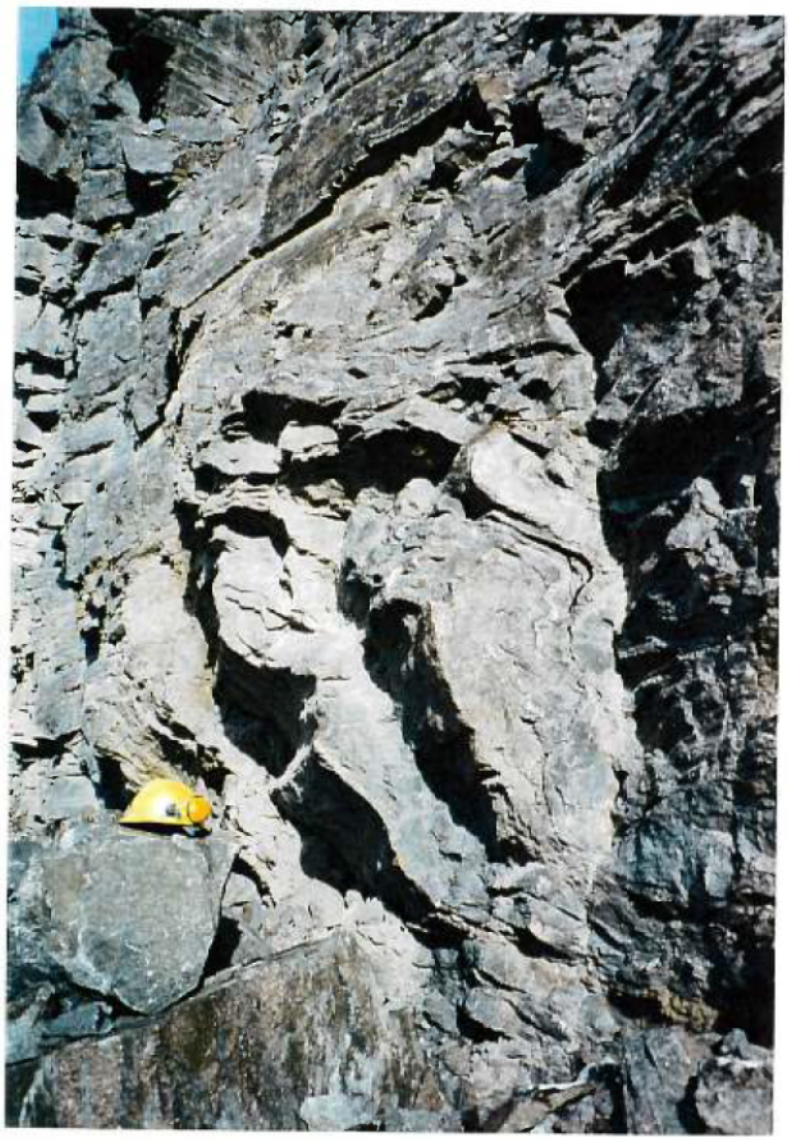


Photo 3: plis en « Z » au sein du mur ouest, dans les gneiss à grenat.

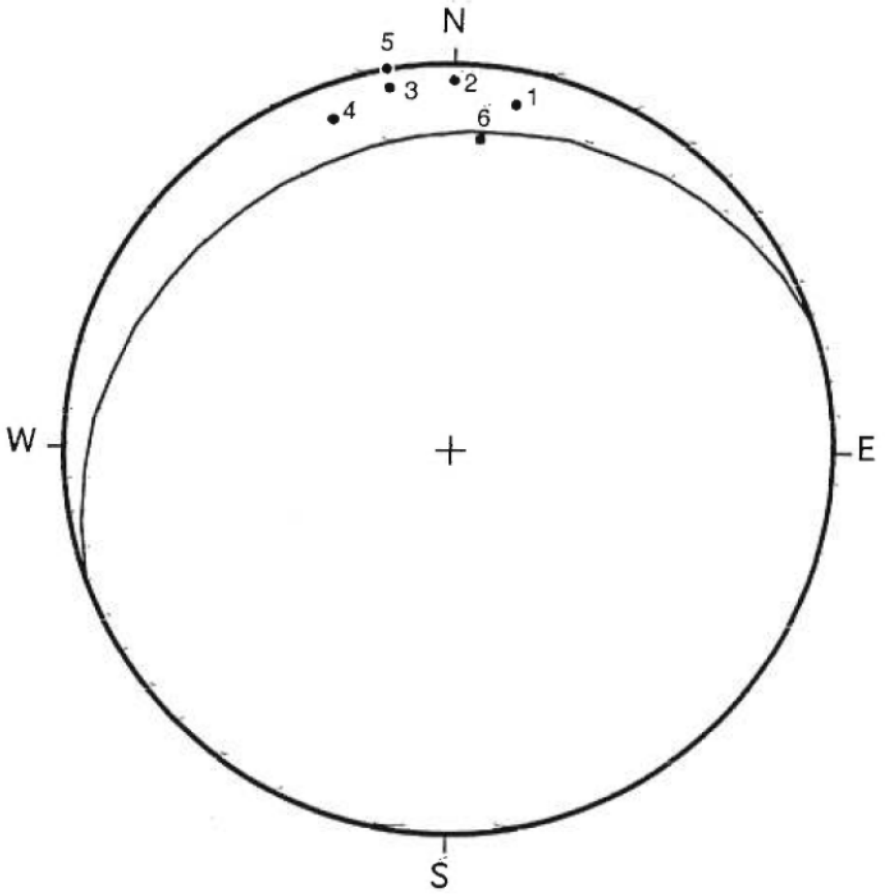
et/ou à grenats. En effet, on observe une folation pénétrative S_{n-1} au sein de ces deux unités. Cette foliation est principalement définie par l'orientation des phyllosilicates (biotite), mais aussi par l'orientation des lits découlant de la fusion partielle de la roche et constitués de feldspaths et de grenats. A l'intérieur des niveaux incompétents comme les marbres et les horizons graphiteux, ces plis sont plus difficiles à distinguer. Au sein du mur nord, des filons de pegmatite plissés dessinent l'aspect structural de cette déformation (cf. photo 4).

A.1.2- Analyse stéréographique

Le plan axial de ces plis isoclinaux est orienté N250° avec un pendage de 20° vers le NW. La majorité des axes de plis P1 et des linéations minérales sont subparallèles entre elles. La foliation majeure, exprimée par la foliation S_{n-1}, semble parallèle aux différents contacts lithologiques. Plusieurs mesures de linéations minérales, données au sein du tableau (annexe V), nous ont révélé que ces plis plongent faiblement vers le nord (entre 5° et 20°). Les pôles des mesures de linéation minérale se rassemblent, selon la limite de leur précision, aux environs d'un grand cercle représentant le plan axial de ces plis (N250°/20°, cf. figure 1.1). Nous pensons qu'ils représentent une période de déformation majeure à contraintes E-W, avec probablement un fort charriage vers l'est. Cette déformation majeure est nettement observable au sein des unités compétentes.

Photo 4: filons de pegmatite plissés au sein du mur nord. On remarque les plis P1 isoclinaux couchés dessinés par l'allure des filons de couleur blanche, au NW et au NE de la photo. Au centre de la photo, entre les plis P1, les pegmatites dessinent l'allure des plis P2 ouverts.

Figure 1.1: projection stéréographique montrant les pôles des mesures de linéations P1(●) numérotés de 1 à 6. Le grand cercle représente une moyenne des plans axiaux des plis P1.


N
5
3
2
1
4
6
W
E
S

A.1.3- A l'échelle de la fosse

Dans les gneiss à biotite, la foliation S_{n-1}, marquée par l'alternance de lits de couleur brune constitués de biotite et de lits clairs quartzo-feldspathique au sein du mur est, est orientée N-S.

Elle reste parallèle aux contacts lithologiques le long du mur, sur une distance de 700 m, puis elle plonge selon les axes des plis en « Z » (cf. photo 6e). Sur le mur ouest, les lits quartzo-feldspathiques contenant des grenats poeciloblastiques, forment une foliation également parallèle aux contacts lithologiques, orientée N-S (cf. photos 11 et 4e). Sur le terrain, à l'échelle de la fosse, on note que ce litage de la roche, marqué par l'alignement de minéraux, présente une certaine régularité dans son organisation (distance interlit plus ou moins régulière).

Cependant, au SE de la fosse, nous avons remarqué que ce litage majeur au sein des gneiss à grenat perdait son orientation et son parallélisme. Il présente alors des microveinules à feldspath-quartz. Ces microveinules dessinent des plis centimétriques couchés (cf. photos 5 et 6). On se trouve alors dans une charnière de pli P1, marquée par le développement d'une crénulation au sein de la foliation S_1, composée de microveinules à grenat-feldspath-quartz. La foliation métamorphique S_{n-1}, parallèle aux contacts lithologiques, observée au sein des gneiss à biotite et/ou grenats, marque les flancs de ce pli. Il nous est donc possible d'observer le plissement P1 en trois dimensions au sein de l'excavation.

Photos 5 et 6: charnière de pli P1 dans le mur sud.

Photo 5 (haut de page): lits de couleur blanche (quartzo-feldspathiques) dessinent des plis centimétriques couchés.

Photo 6 (bas de page): vue rapprochée. La crénulation est soulignée par les lits quartzo-feldspathiques contenant des grenats éclatés.

A.2- PLISSEMENT P2

A.2.1- Description

Ces structures sont des plis droits ouverts à très ouverts et constituent de larges antiformes et synformes au sein de la fosse. Ces plis sont nettement mis en évidence par l'aspect plissé des pegmatites qui serpentent le long du mur nord (cf. photo 4). Ces plis montrent, au centre de la fosse, une schistosité S_2 mesurée en plusieurs endroits cibles au nord de l'excavation (cf. photo 7). Aucune linéation minérale n'a été observée pour ce plissement.

A.2.2- Analyse stéréographique

Les mesures sont données au sein du tableau II dans l'annexe B. Les pôles des plans S_2 se situent sur un grand cercle d'orientation N90°/90° dont le pôle révèle un plan axial sub-vertical selon un axe N-S sub-horizontal (0°->N), plongeant légèrement vers le nord (plongement entre 5° et 20°, cf. figure 1.2). Au cours de la formation des plis P2, les contraintes s'orientent à nouveau E-W. Ce deuxième plissement, d'axe N-S, est donc coaxial au plissement P1 (cf. figure 1.3).

A.2.3- Zones de cisaillement

Les plis P2 seraient responsables de deux zones de cisaillement qui traversent la fosse du nord vers le sud. La première, située au sein du mur ouest, est orientée N160° avec un pendage pouvant varier entre 45° et 90°. A l'ouest, cette zone

Photo 7: foliation S_2 au centre de la fosse. A gauche de la photo, un horizon graphiteux. A droite, des « quartzites » (gneiss à biotite très silicifiés). Entre les deux types de lithologies, la foliation S_2 est bien développée.

Figure 1.2: projection stéréographique montrant les pôles des linéations P2 (•) numérotés de 1 à 9. La ligne E-W représente le cercle de dispersion de ces pôles de linéations.

■: représente le pôle de ce cercle au nord.

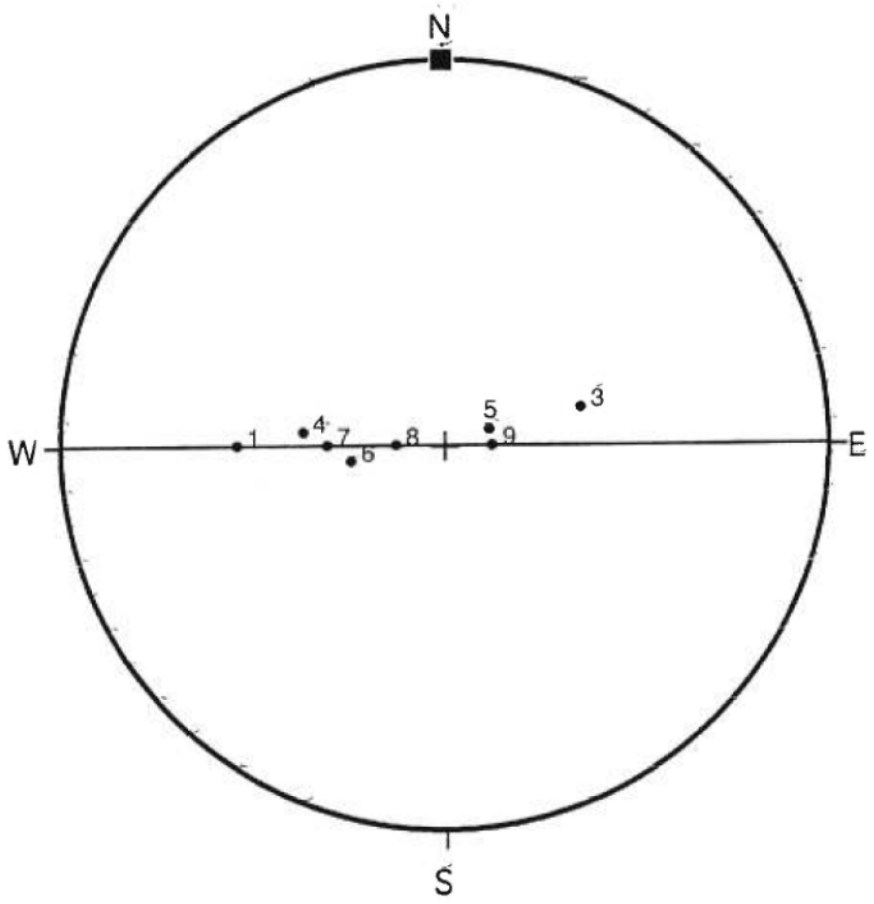

N
W
E
S
1
2
3
4
5
6
7
8
9

Figure 1.3: projection stéréographique montrant la coaxialité des plissements P1 et P2.

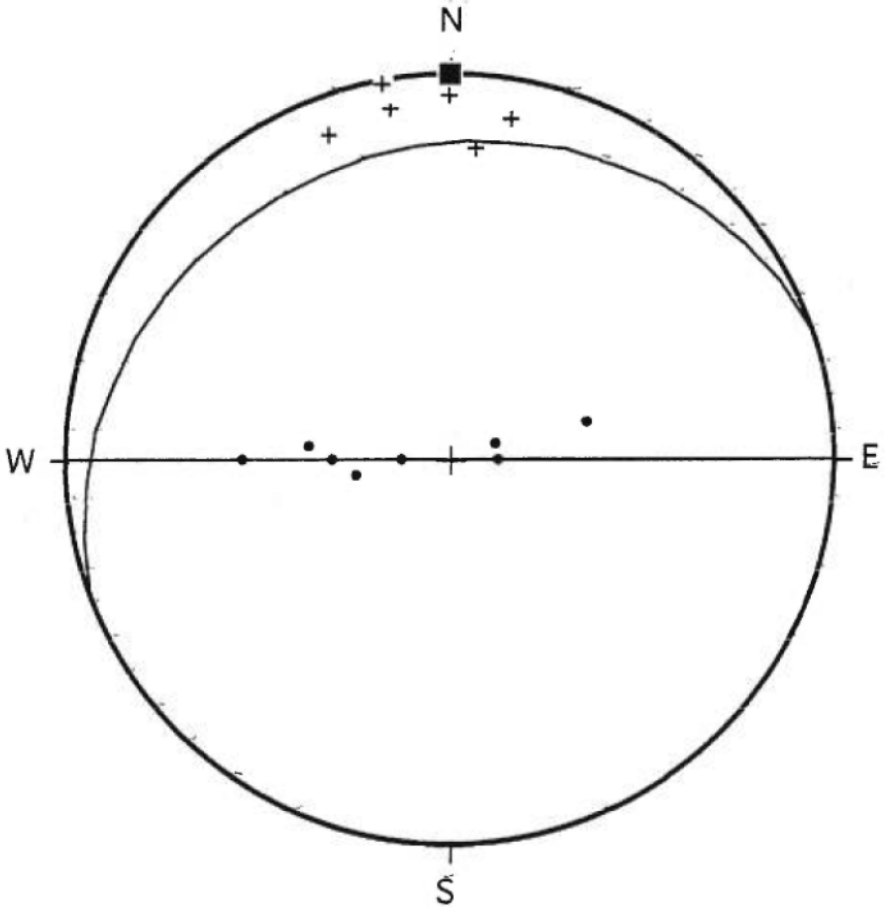
+: pôles des linéations P1

): grand cercle du plan axial des plis P1

●: pôles des linéations P2

—: cercle de dispersion des pôles de linéations P2

■: pôle du cercle de dispersion P2


N
W
E
S

délimite les roches calcosilicatées minéralisées des gneiss à grenats et des marbres stériles. Dans le mur est de la fosse, une autre zone de cisaillement s'oriente N10°, avec un pendage de 45°. L'éponte supérieure de la faille est constituée de gneiss à biotite plissés en « Z ». Les données se trouvent au sein du tableau III en annexe B. D'après la représentation stéréographique des données (cf. figure 1.4), plusieurs observations peuvent être faites:

- l'intersection des deux plans de cisaillement se produit selon une direction N185° avec un plongement de 15°,
- ces deux zones traversent la fosse selon une direction approximative N-S.

Dès lors, on peut penser que ces deux zones de cisaillement sont syn-tectoniques, dues à la deuxième génération de plissement (cf. figure 1.5). De plus, ces zones constituent des limites entre des unités lithologiques compétentes (gneiss très silicifiés) et incompétentes (unités calcosilicatées minéralisées). Elles révèlent une limite « mécanique » entre deux roches dont les propriétés physiques amènent une résistance géodynamique différente.

Figure 1.4: projection stéréographique montrant les grands cercles des deux zones de cisaillement.

+: pôles des deux grands cercles.

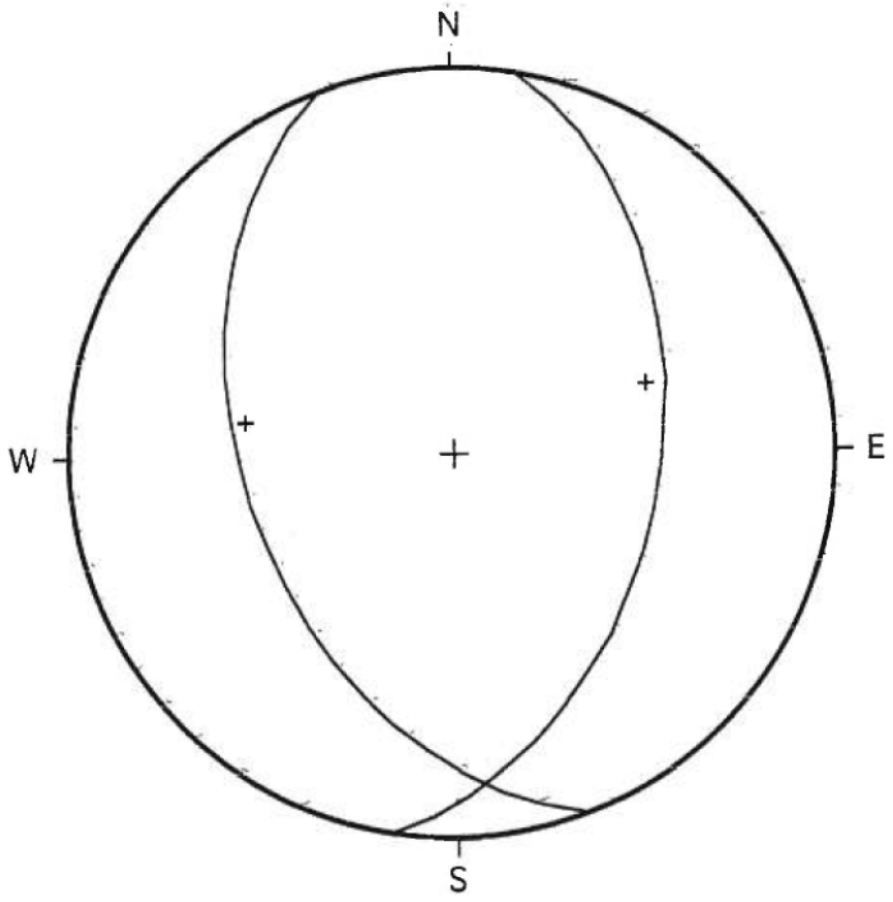

N
W
E
S

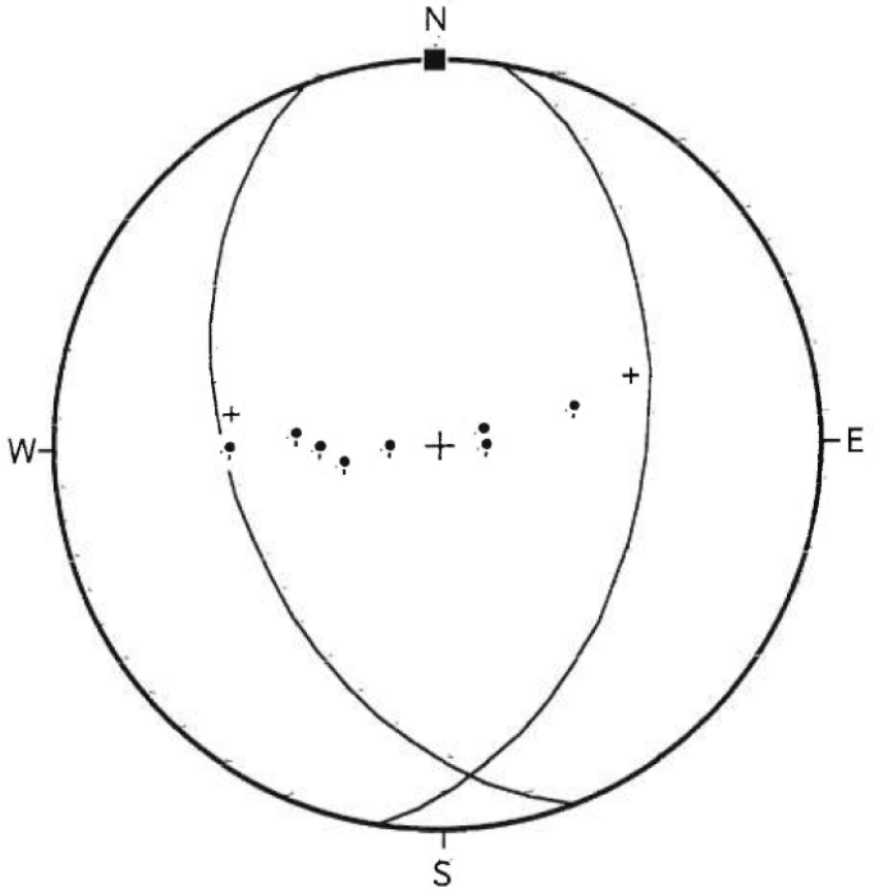
Figure 1.5: projection stéréographique montrant le lien entre les zones de cisaillements et le plissement P2.

): grands cercles des deux zones de cisaillement

+: pôles de ces grands cercles

●: pôles des linéations P2

■: pôle du cercle de dispersion de ces linéations.


N
W
E
S

A.3- PLISSEMENT P3

Ce plissement, souligné par des plis d'axe E-W et de plan axiaux sub-verticaux, dessine de larges ondulations de faible amplitude et de grande longueur d'onde au sein du mur est (cf. photo 8). Ces plis ne démontrent aucune schistosité pénétrative, ni de linéations minérales. Cette déformation reste donc mineure au sein des lithologies et elle pourrait aussi être interprétée comme une phase de réajustement des lithologies après une phase de compression importante. On peut donc l'associer à une phase « d'extension », ou encore de décompression, qui peut se développer à la suite d'un serrage illustré par le plissement P2. Cependant, il ne faut pas annuler la possibilité d'une troisième phase de plissement, avec des contraintes N-S, mais de faible amplitude.

A.4- PLIS EN FOURREAUX

Plusieurs évidences possibles de plis en fourreaux peuvent être observées au sein de la fosse. En effet, nous avons trouvé de fines bandes de micas (2-3cm) disposées en structures ovales (cf. photos 9 et 1e). De plus, on peut obesrver des géodes composées de lits centimétriques de phlogopite formant l'extérieur de la structure (cf. photo 2e). Les micas sont alors disposés de façon radiale, parallèles entre eux, et orientés vers le centre de la géode. Des feldspaths et du graphite en grosses paillettes disséminées (non-économique) constituent le centre de la structure. Ces deux types de figures structurales peuvent résulter soit de la superposition de deux plissements, soit de la formation de plis en

fourreaux avec possiblement des axes N-S sub-horizontaux. Les sections interprétées par G. Deschênes, dont la section N10750 (cf. figure 1.6), montrent que le minerai dessine un mégapli qui semble se refermer au nord. Cette structure pourrait également correspondre à un boudinage ou à un pli en fourreau.

Photos 8: larges ondulations dues au plissement P3 au sein du mur est.

Photos 9 et 1e: structure ovale dessinée par des bandes de micas au NE de la fosse.

Photo 9 (haut de page): sur l'affleurement.

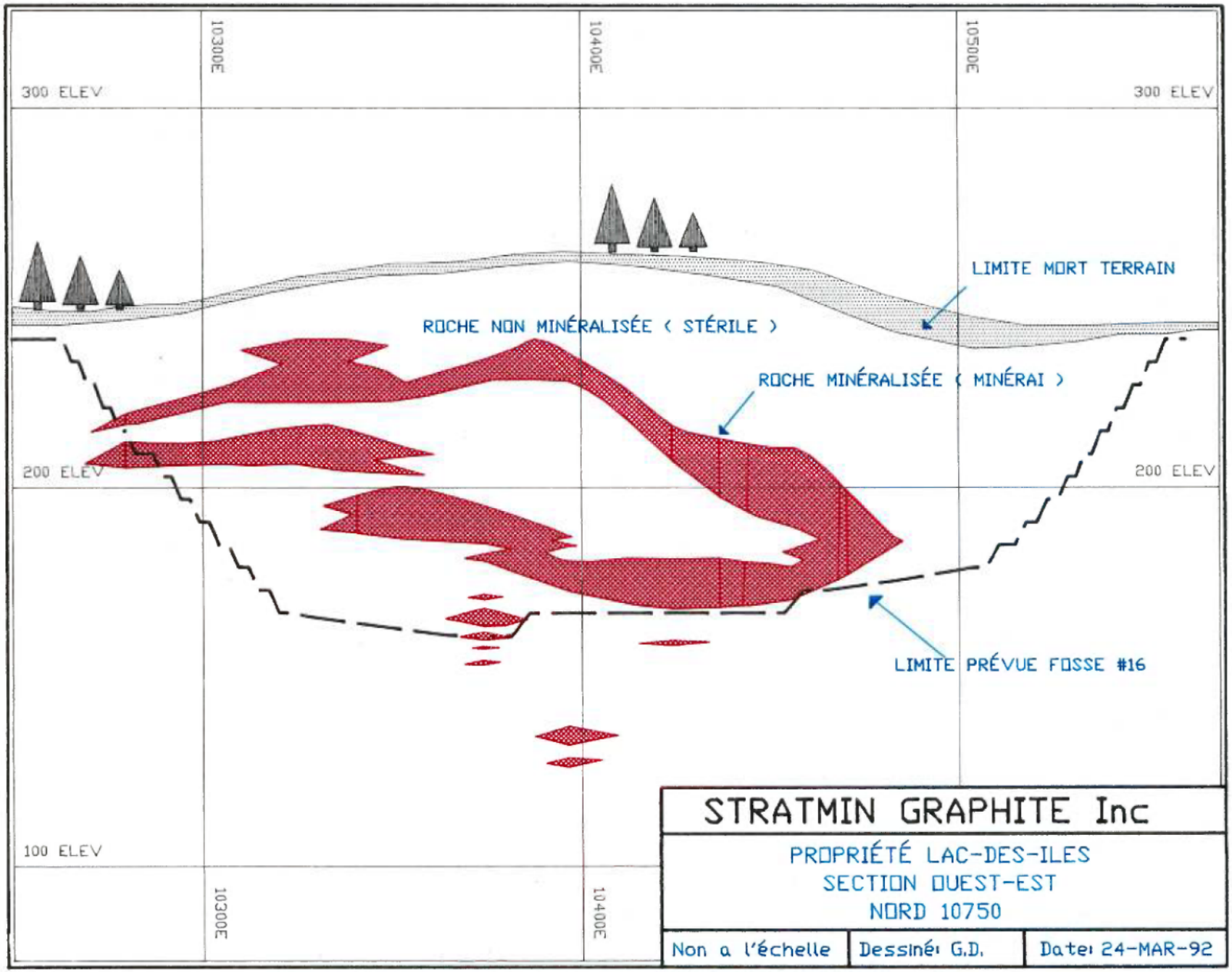
Photo 1e (bas de page): vue rapprochée sur échantillon avec alternance de micas (phlogopite) et de serpentine (noire).

CENTIMETRES
1
2
3
4
5
6
7

Photo 2c: géode à micas (phlogopite) à l'extérieur et à feldspath-graphite au centre de la structure.

CENTIMETRES

Figure 1.6: section est-ouest (N10750). Le minerai dessine un mégapli qui pourrait se refermer vers le nord *(G. Deschênes, 1992).*


10300E
10400E
10500E
300 ELEV
300 ELEV
LIMITE MORT TERRAIN
ROCHE NON MINÉRALISÉE (STÉRILE)
ROCHE MINÉRALISÉE (MINÉRAI)
200 ELEV
200 ELEV
LIMITE PRÉVUE FOSSE #16
100 ELEV
10300E
10400E
STRATMIN GRAPHITE Inc
PROPRIÉTÉ LAC-DES-ILES
SECTION OUEST-EST
NORD 10750
Non a l'échelle
Dessiné: G.D.
Date: 24-MAR-92

B- INTERPRETATION

B.1- LES MARBRES DOLOMITIQUES

Les marbres dolomitiques possèdent une position structurale particulière au sein de la fosse (cf. photos 13 et 14 et figure 9,). En effet, ils se présentent sous forme de poches au-dessus des gneiss à biotite à l'est, et des gneiss à grenat à l'ouest. Cependant, on note qu'on les retrouve au sein même des gneiss à grenat au SW de la fosse. Dès lors, plusieurs étapes de mise en place peuvent être proposées selon les observations structurales:

- les marbres dolomitiques sont anté-tectoniques 1 (P1) et ont suivi le charriage des gneiss à biotite et/ou grenat sous-jacents, ils formaient alors une unité latéralement continue (cf. schéma 1),
- ils constituaient donc l'unité supérieure de notre S_0 et marquaient le flanc supérieur des plis couchés selon P1 (S_0/S_1),
- lors du plissement P2, ces marbres dolomitiques ont été déformés et charriés latéralement le long des flancs des larges plis ouverts développés selon P2 (cf. schéma 2).

Cependant, de par leur situation stratigraphique et structurale, constituant un horizon plus mince en charnière de pli P2, leur aspect actuel, en horizons démembrés, peut être expliqué par l'action de l'érosion glaciaire. En effet, la tectonique a amené l'exposition en surface de ces marbres. L'action des glaciers a donc pu s'exercer et éroder l'horizon plus mince des marbres directement exposé. D'ailleurs, des stries glaciaires sont observables à la surface de ces

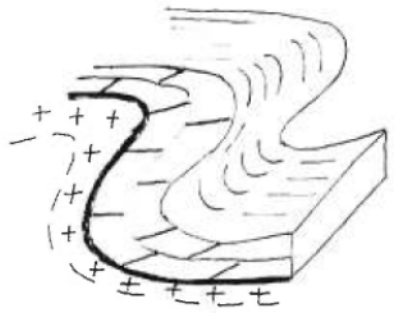
marbres dolomitiques.

Schémas 1 et 2: mise en place des marbres dolomitiques.

Schéma1 (haut de page): charriage des marbres dolomitiques sur les gneiss sous-jacents selon P1.

Schéma 2 (bas de page): plissement P2 et érosion glaciaire.

1



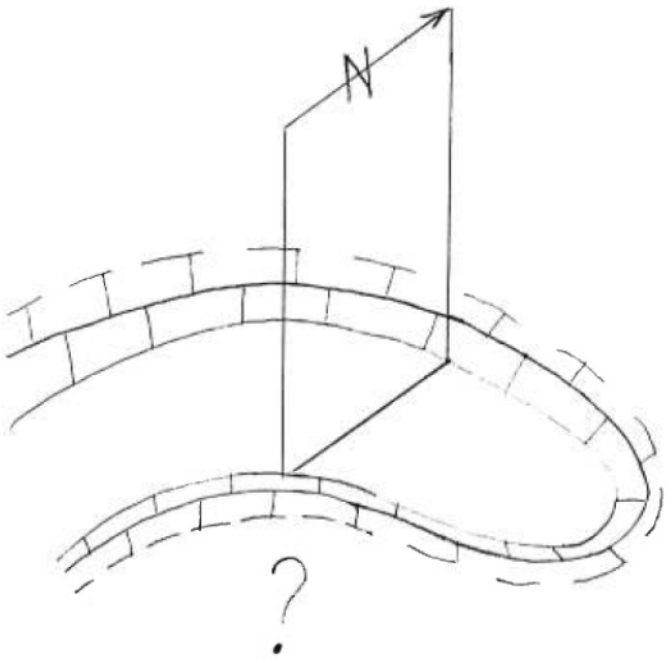
P1

MARBRE DOLOMITIQUE

SERPENTINITE

GNEISS

2



P2

Le contact marbre dolomitique/gneiss à biotite, au NE de la fosse, est marqué par de larges plis en « Z » (cf. photos 10 et 11). En fait, l'unité carbonatée, soumise à des températures élevées (faciès amphibolites supérieur à granulites), montre une déformation ductile traduite par la présence de ces plis de plan axial P1. Cette déformation témoigne de leur caractère ductile-plastique lors de leur charriage sur les gneiss sous-jacents. Il faut ici mentionner la serpentinite située dans le mur est de la fosse (cf.description, photo 16e , et photo 3e). Cette serpentinite, d'une épaisseur de 15 à 20 cm, marque le transition marbre dolomitique/gneiss à biotite. De plus, elle contient des fibres de chrysotile orientées parallèlement à ce contact (cf. photo 1l). Une faille délimite donc les marbres dolomitiques et les gneiss à biotite. Ce contact faillé est plissé et se suit d'est en ouest. En effet, on retrouve un horizon serpentinisé qui sépare les marbres dolomitiques des gneiss à grenat, au sein du mur ouest de la fosse. La forte serpentinisation au contact s'explique par la circulation de fluide (H_2O + SiO_2) le long de la faille. C'est un phénomène d'hydratation de minéraux qui peut s'exprimer selon l'équation suivante:

$$1 \text{ serpentine} = 3 \text{ forstérite} + 4\ H_2O + SiO_2 \qquad (1)$$

$$[Si_4O_{10}](OH)_8Mg_6 = 3\ [SiO_4]Mg_2 + 4\ H_2O + SiO_2$$

dans son sens rétrograde. SiO_2 provient du gneiss adjacent. Le « black wall » observé ici est un phénomène commun pour un contact marbre/roche quartzifère.

Photos 10 et 11: contact marbre dolomitique/gneiss à biotite.

Photo 10 (première page): pli en « Z » au contact marbre dolomitique/gneiss à biotite dans le mur est de la fosse.

Photo 11 (deuxième page): vue rapprochée du contact plissé. A gauche de la photo, le marbre dolomitique. A droite, le gneiss à biotite.

Photos 3e et 1l: contact serpentinisé marbre dolomitique/gneiss à biotite (échantillon ZB-6).

Photo 3e (haut de page): en blanc: marbre dolomitique. En noir: serpentinite.

Photo 1l (bas de page): fibre de chrysotile orientée parallèlement au contact (ZB-6, LP).

CENTIMETRES
1
2
3
4
5
6
7

Un point reste à éclaircir concernant la position stratigraphique de cette coquille. En effet, on observe, au SW de la fosse, la présence d'une poche de marbre dolomitique au sein même des gneiss à grenat (cf. photo 13).

Selon nos connaissances actuelles sur les différents évènements de déformation ayant affecté les lithologies, plusieurs hypothèses peuvent être émises:

-cette unité constituait la continuité des marbres situés au-dessus des gneiss à grenats avant la déformation P2. La séparation du marbre en deux poches distinctes s'est produite lors du plissement P2 et, surtout, lors de la période de déformation cassante traduite par les zones de cisaillements N-S explicitées plus haut. Le déplacement induit par ces cisaillements a entraîné la division des marbres dolomitiques. Les mécanismes ayant dirigé ce phénomène restent obscurs,

-ces marbres représentent une poche distincte formée lors du charriage des marbres pendant la déformation P1. Leur position stratigraphique actuelle est dûe au plissement P2 par une injection à l'état ductile sous haute température selon une zone de faiblesse au sein d'une lithologie plus compétente représentée par les gneiss à grenat. On pourrait alors émettre l'hypothèse d'un boudinage,

-une dernière hypothèse avancée est la mise en place de cette poche de marbres lors de la phase de déformation P3. Cette phase de réajustement, « d'extension », a pu entraîner un nouveau charriage et une injection des marbres dolomitiques au sein des gneiss à grenat

toujours selon des plans de faiblesse au sein des gneiss à grenat. L'hypothèse d'un phénomène de boudinage serait alors également possible.

B.2- LE MINERAI: LES MARBRES GRAPHITEUX

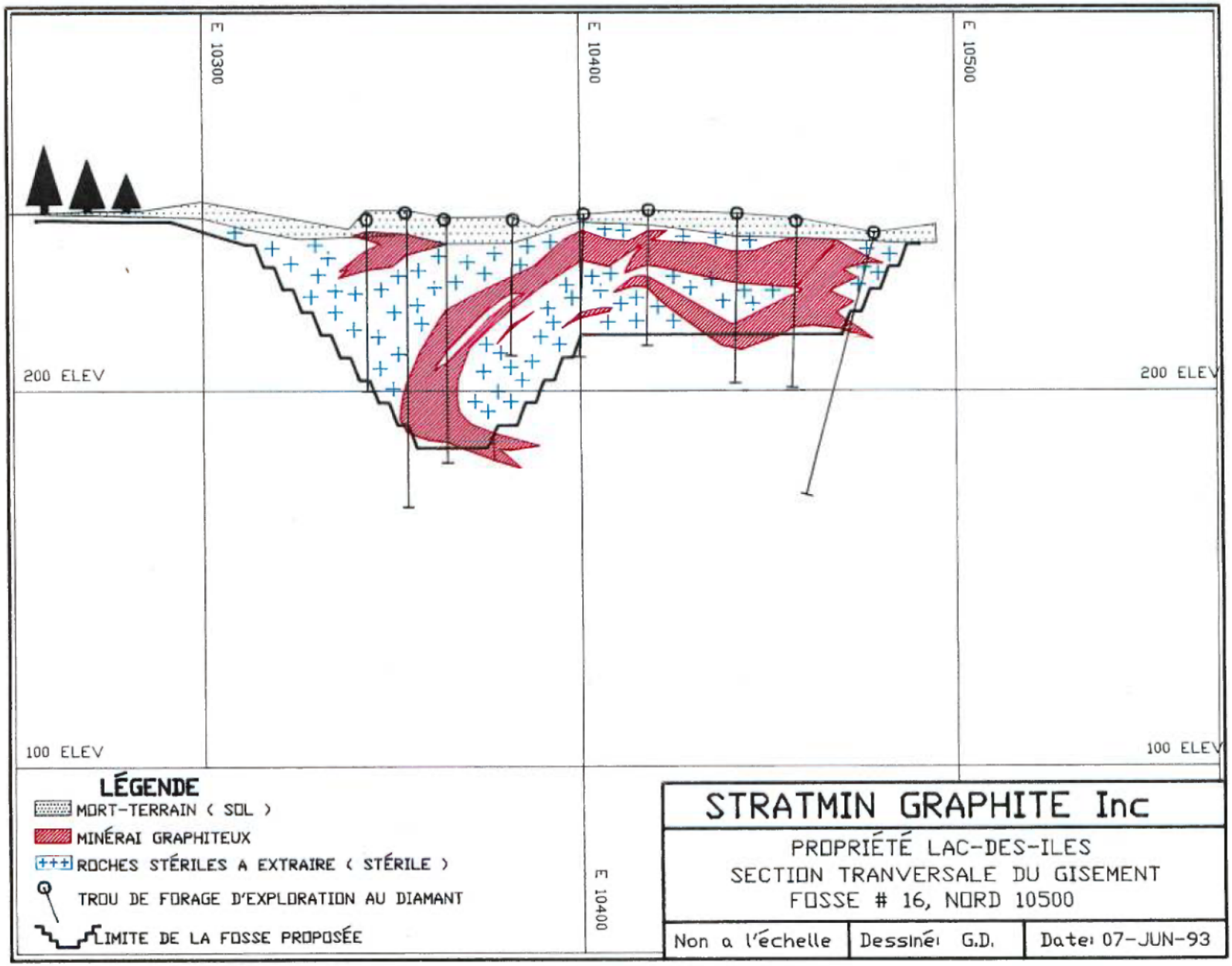
Il faut noter que le nombre de mesures prises le long d'horizons porteurs de graphite et actuellement exploités, reste très restreint. Sur la figure 1.2 (Projection stéréographique représentant les pôles des linéations P2), les points n^{os}4 et 7 représentent la direction et le pendage d'horizons graphiteux au sein de la fosse. On peut voir que ceux-ci s'orientent selon P2, avec un plan axial sub-vertical et un axe N-S.

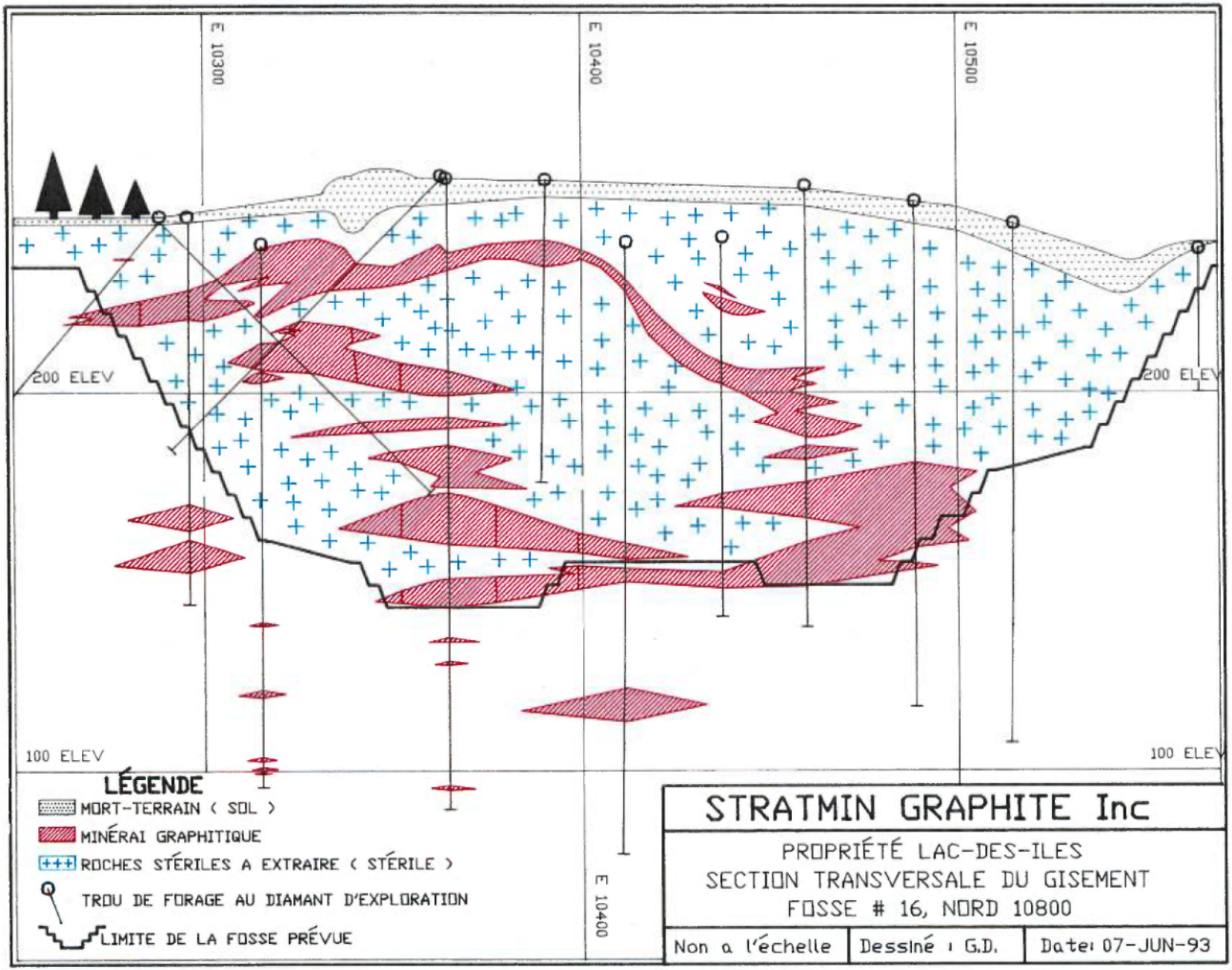
L'interprétation sur sections, effectuée par G. Deschênes, montre au sein du minerai, des plis couchés isoclinaux, presque fermés en profondeur, d'axe N-S (cf. figures 1.6 , 1.7 et 1.8) et de plan axial N-NW, selon P1. Cependant, bien que l'axe de ces structures reste N-S, on peut voir que leurs plans axiaux peuvent tantôt s'orienter N-NW, et tantôt présenter des plans sub-verticaux. On peut donc supposer une mise en place de cet horizon minéralisé anté à syn-déformation P1. Cet horizon graphiteux a été repris au sein du plissement P2. La totale recristallisation du marbre graphiteux lors du métamorphisme, dûe à sa faible compétence, à son caractère ductile, et aux fortes températures l'ayant affecté, a effacé toutes traces de foliation. De plus, les paillettes de graphite ne

Figures 1.7 et 1.8: sections transversales de la fosse 16 *(G. Deschênes, 1993).*

Figure 1.7: section N10500.

Figure 1.8: section N10800.


E 10300
E 10400
E 10500
200 ELEV
200 ELEV
100 ELEV
100 ELEV
LÉGENDE
MORT-TERRAIN (SOL)
MINÉRAI GRAPHITEUX
ROCHES STÉRILES A EXTRAIRE (STÉRILE)
TROU DE FORAGE D'EXPLORATION AU DIAMANT
LIMITE DE LA FOSSE PROPOSÉE
E 10400
STRATMIN GRAPHITE Inc
PROPRIÉTÉ LAC-DES-ILES
SECTION TRANVERSALE DU GISEMENT
FOSSE # 16, NORD 10500
Non a l'échelle
Dessiné: G.D.
Date: 07-JUN-93


E 10300
E 10400
E 10500
200 ELEV
200 ELEV
100 ELEV
100 ELEV
E 10400
LÉGENDE
MORT-TERRAIN (SOL)
MINÉRAI GRAPHITIQUE
ROCHES STÉRILES A EXTRAIRE (STÉRILE)
TROU DE FORAGE AU DIAMANT D'EXPLORATION
LIMITE DE LA FOSSE PRÉVUE
STRATMIN GRAPHITE Inc
PROPRIÉTÉ LAC-DES-ILES
SECTION TRANSVERSALE DU GISEMENT
FOSSE # 16, NORD 10800
Non a l'échelle
Dessiné : G.D.
Date: 07-JUN-93

présentent aucune orientation préférentielle dans les lames minces effectuées au sein du minerai. Seule l'étude structurale et les sections interprétées ont pu nous aider à retracer l'évolution de cet horizon boudiné.

On peut donc dire qu'il existe au sein de la fosse, un mégapli couché d'axe N-S. Son plan axial s'oriente N-NW et peut présenter des orientations variables car cet horizon a été replissé par P2, puis par P3. Selon la localisation des mesures, on peut constater la présence de ces plissements. La charnière de ce mégapli semble se situer au SE de la fosse. Ce pli pourrait s'ouvrir ou se refermer au nord. Si ce pli se refermait au nord, le minerai se présenterait sous forme de « ballons de football », avec ouverture puis fermeture consécutives de plis vers le nord. Dans le cas d'une ouverture, le minerai des zones situées au nord de la fosse actuelle (cf. figure 2) représenterait la continuité latérale de l'horizon actuellement exploité dans la zone 16.

Il faut rajouter ici que la morphologie de l'horizon actuellement exploité est importante. En effet, la compagnie compte commencer à combler le sud de la fosse par le stérile de la partie nord. Pour cela, il a fallu prouver la fin du minerai au sud. Cette étude montre que l'horizon graphiteux ne présente pas de continuité latérale vers le sud. La charnière du mégapli minéralisé se situe au SE de la fosse, et ce mégapli plonge légèrement vers le nord (plongement entre 5° et 20° selon P2) et remonte au sud. Ce phénomène peut également expliquer l'absence de graphite au sud. En effet, l'unité porteuse de graphite constitue une lithologie non-compétente, propice à l'érosion. Cette remontée des lithologies au

sud aurait placé l'unité graphiteuse plus en surface, l'exposant ainsi à tous les agents de l'érosion (n'oublions pas l'érosion glaciaire mentionnée ci-haut). Seule une exploitation en profondeur pourrait être productrice, notamment dans la partie nord de la fosse.

On note que les niveaux exploités au SE de la fosse présentaient un faible ratio minerai/stérile *(Gigi, communication personnelle)*. Cela s'explique par un épaississement de l'horizon graphiteux en charnière de pli sur plusieurs niveaux exploités, avec un fluage possible du graphite.

Il faut mentionner que l'horizon minéralisé ondule latéralement du sud vers le nord. Ces ondulations sont dûes à la phase de déformation P3.

Une autre remarque est à faire pour expliquer que l'on retrouve parfois dans la fosse, des poches discontinues de marbres graphiteux (cf. figures 1.7 et 1.8). Cela s'explique par le boudinage de l'horizon graphiteux du aux déformations et aux évènements cassants qui en découlent.

Il faut maintenant parler de la variabilité des teneurs du minerai. Nous avons tenté de faire un lien entre la situation structurale des zones exploitées et les teneurs en graphite. Cependant, l'échantillonnage effectué ne peut répondre clairement à ce problème pour le moment. Une réflexion est à noter: le minerai à forte teneur (25%), classé sous le terme « amphibolite », se retrouve toujours en axe de pli *(Gigi, communication personnelle)*. Aussi peut-on relier ce phénomène à la composition originelle du milieu révélée par la minéralogie associée au graphite ou à sa position structurale? En effet, on pourrait peut-être

parler de bourrage dans les charnières associé à de fortes teneurs en graphite. A l'état actuel de nos connaissances, nous ne pouvons pas faire d'autres corrélations teneur en graphite/situation structurale. Cependant, une étude plus poussée dans ce sens fait partie des perspectives d'avenir.

B.3- LES PEGMATITES

Les pegmatites affleurent le long du mur nord. On peut noter qu'elles suivent les plis P1 et P2 (cf. photo 4). Elles montrent des plis couchés isoclinaux à l'ouset et à l'est du mur nord. De plus, elles dessinent nettement les larges plis ouverts reliés à P2. Ces pegmatites sont d'origine ignée et témoignent, de par leur minéralogie (qtz + K-felds + plag + opx), d'une roche charnockitique « incipient ». De par les structures qu'ils dessinent, on peut dire que tous les filons intrusifs de pegmatite sont anté à syn-tectoniques P1, repris par P2. Ils peuvent également s'être mis en place immédiatement après la déformation des plans de faiblesse. Ces pegmatites marquent parfois le contact minerai/gneiss à biotite et/ou à grenat.

C- DISCUSSION

Wynne-Edwards *(1966, 1969, 1972)* dans son étude au niveau régional sur les cartes de Kempt Lake et Mont-Laurier, a identifié, au sein des roches métasédimentaires, une foliation majeure stratiforme. Selon lui, cette foliation semble de nature pénétrative. Cette foliation s'exprime nettement au sein des

gneiss classés dans les roches sédimentaires prétectoniques (cf. tableaux I et II, catégorie tectonique II). De plus, il souligne que la foliation et les linéations observées au sein des roches de la région découlent d'un évènement métamorphique fort et à une déformation pénétrative majeure. Cette foliation semble présente à Stratmin Graphite. Cependant, il ne faut pas oublier que notre étude se limite à l'échelle de la fosse et qu'elle reste donc restreinte par rapport à cette étude régionale. On peut souligner que la foliation métamorphique S_{n-1} observée au sein des métapélites de Stratmin est marquée par l'orientation préférentielle de la biotite dans le mur est, et des lits de fusion partielle à grenat et feldspath dans le mur ouest. Cette foliation pénétrative majeure s'observe à l'échelle de toute la fosse.

Les deux autres phases de plissement ne semblent pas l'avoir affectée car on n'observe aucune réorientation de minéraux ni de trace de nouvelle schistosité. Le plissement P1 semble donc relié à une phase de déformation pénétrative majeure avec un grade métamorphique élevé. Wynne-Edwards divise la région de Mont-Laurier et Kempt Lake en trois domaines (nord, central et sud) présentant des caractéristiques structurales propres, avec des directions de foliation, de plans axiaux et d'axes de plis qui diffèrent (cf. figure 1.9). Le secteur de Stratmin appartient au domaine central caractérisé par des structures à directions variables. Cependant, les données structurales (cf. figures 1.9 et 1.10) restent imprécises pour cette zone située au SW de la carte. On note simplement la tendance N-S de la foliation observable à également à Stratmin. Les structures de la figure 1.10 tendent à s'orienter NE, typiquement à

Tableaux I et II: *Wynne-Edwards, 1969.*

Tableau I (première page): *Table of formations in Mont Laurier and Kempt Lake Map areas.*

Tableau II (deuxième page): *rocks in granulite facies, Mont Laurier and Kempt Lake Map areas.*

Tectonic Category	Tectonic Age Relative to Grenville Orogeny	Map-Unit*	Formation	Lithology
V	Post-tectonic Intrusions	22	DIABASE	Dykes of fresh diabase
IV	Syntectonic Intrusions		PEGMATITE	Minor pegmatite dykes
		21	BIOTITE SYENITE	Coarse-grained biotite-pyroxene syenite, alkali syenite, and alkali gabbro
		20	GRANITE	Medium-grained, pink biotite alaskite
		19	MIGMATITE	Granite mixed with Grenville Group and other gneisses
III	Pretectonic Intrusions	18	QUARTZ MONZONITE	Porphyritic, coarse-grained quartz monzonite and derived augen gneisses
		17	MANGERITE	Coarse-grained, homogeneous hypersthene syenite
		16	ANORTHOSITE	Anorthosite, norite, and derived cataclastic rocks
		15	GABBRO	Gabbro and hornblende metagabbro, probably not all of one age
		14	GREEN-ROCK COMPLEX	Migmatite of map-units 5-18, all in granulite facies and intimately mixed
II	Pretectonic Sedimentary Rocks	13	GRENVILLE GROUP	Undivided metasedimentary rocks
		12	HORNBLENDE GNEISS	Hornblende-plagioclase gneiss and amphibolite, same as map-unit 2
		11	MARBLE	White or grey granular crystalline limestone
		10	WHITE ROCK	Calcsilicate rocks, white pegmatite, and pyritic-graphitic gneisses associated with marble
		9	QUARTZITE	White or buff, coarse-grained generally pure quartzite
		8	ALUMINOUS GNEISS	Layered quartz-biotite-feldspar paragneiss, typically with garnet and sillimanite
IC	Pretectonic basement complex, where modified by intrusions of category III	7	MAFIC GRANULITE	Dark, two-pyroxene and hornblende granulite, typically fine grained
		6	LEUCOCRATIC GRANULITE	Fine-grained, massive or streaky cataclastic quartzofeldspathic granulite
		5	CATACLASITE	Fine-grained cataclastic granite gneiss
IB	Pretectonic basement complex, in granulite facies	4	PYROXENE HORNBLENDE GNEISS	Dark, two-pyroxene and hornblende gneiss, typically medium grained
		3	CHARNOCKITIC GNEISS	Medium-grained, locally layered leucocratic granite gneiss with perthite, hypersthene, and brown hornblende
IA	Pretectonic basement complex, in amphibolite facies	2	HORNBLENDE GNEISS	Hornblende-plagioclase gneiss and amphibolite, same as map-unit 12; includes garnetiferous and biotitic varieties that appear metasedimentary
		1	GRANITE GNEISS	Well foliated, typically layered, leucocratic biotite - and hornblende - biotite granite gneisses

*Refers to Preliminary Map (Wynne-Edwards, *et al.*, 1966).

Tectonic Category	Map-Unit*	Formation	Texture	Mode of Origin
IB	3, 4	CHARNOCKITIC GNEISSES	Medium-grained, equigranular	Crystalline basement rocks, flow folded and elevated to granulite facies by intense metamorphism in the northeastern part of the area
IC	5	CATACLASITE	Mylonitic	Crystalline basement rocks, baked by intrusions of category III and hence relatively brittle and dry during Grenville orogeny
	6, 7	GRANULITE	Fine-grained, equigranular, streaky	As map-unit 5, but deformation less intense during Grenville orogeny and cataclasis less pronounced
II	8-13	GRENVILLE GROUP	Layered paragneisses, metamorphic	Metasedimentary rocks baked by intrusions of category III and hence relatively dry during Grenville orogeny
III	14	GREEN-ROCK COMPLEX	Generally metamorphic	Mixed intrusive rocks of tectonic category III and older rocks of the Grenville Group and basement complex (categories II and IC) baked by the intrusions and subsequently plastically deformed and recrystallized during the Grenville orogeny
	16-18	QUARTZ MONZONITE, MANGERITE, AND ANORTHOSITE	Relict igneous or cataclastic, rarely metamorphic	Deep-seated, dry, plutonic intrusions that crystallized under the conditions of the granulite facies and were later cataclastically deformed and partly recrystallized by the Grenville orogeny

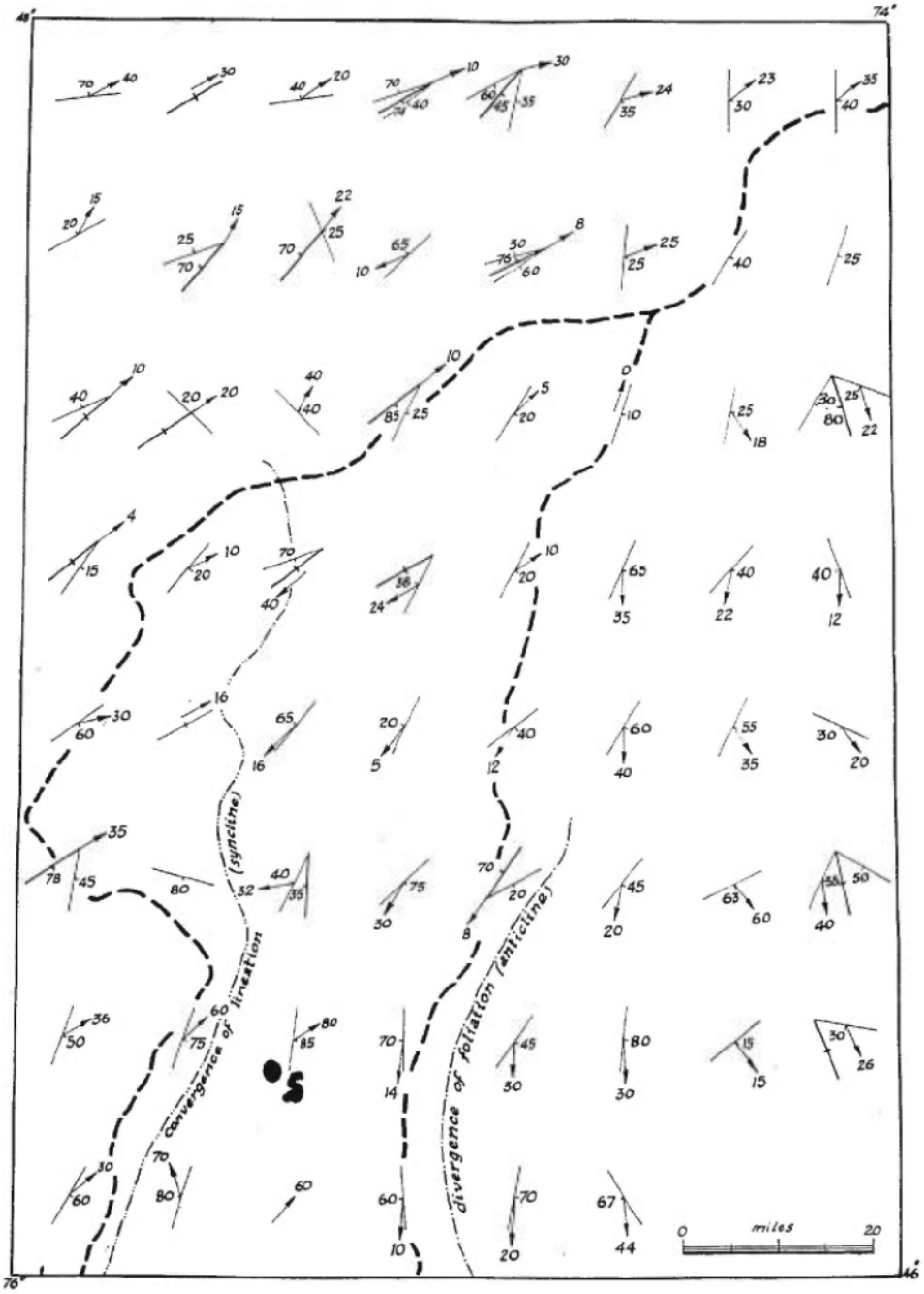
*Refers to Preliminary Map (Wynne-Edwards, *et al.*, 1966).

Figures 1.9 et 1.10: *Wynne-Edwards, 1969.*

Figure 1.9 (première page): *principal foliation, axial plane, and folds axis orientations in Mont Laurier and Kempt Lake map-areas.*

Figure 1.10 (deuxième page): *structural map of Mont Laurier and Kempt Lake map-areas showing main fold hinge lines of the Hudsonian and Grenville « orogenies ».*

● (S): localisation de Stratmin Graphite.



KEY :

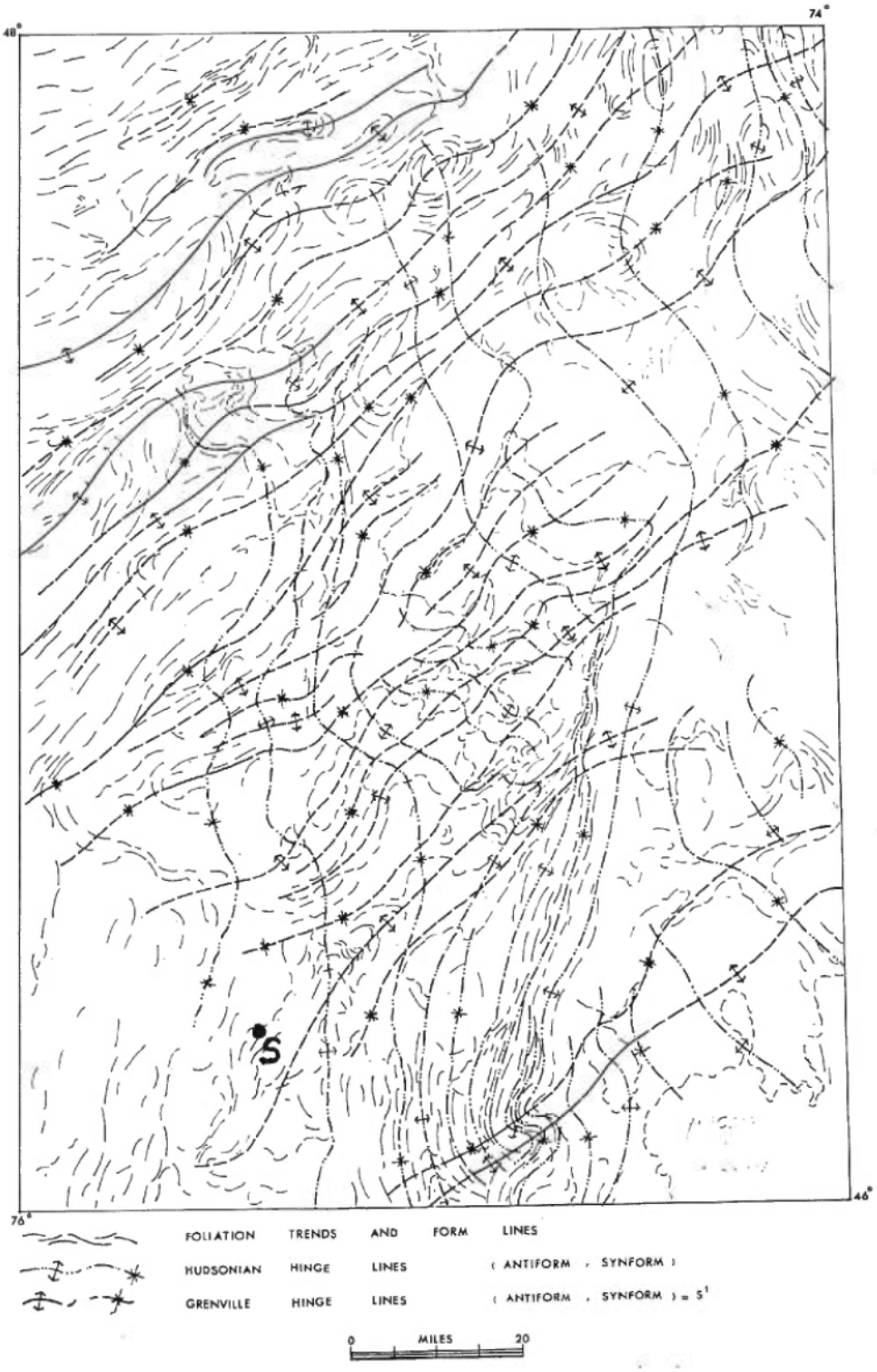
FOLIATION

LINEATION (FOLD AXIS)

BOUNDARIES OF HOMOGENEOUS STRUCTURAL DOMAINS

AXIAL PLANE

INFERRED HINGE LINES
(ANTIFORM SYNFORM)


48°
74°
76°
46°
S
FOLIATION TRENDS AND FORM LINES
HUDSONIAN HINGE LINES (ANTIFORM , SYNFORM)
GRENVILLE HINGE LINES (ANTIFORM , SYNFORM) = S¹
0 MILES 20

l'orogénèse Grenvillienne dans cette région. Cependant, au SW, les structures semblent s'orienter N-S. Cette tendance s'exprime clairement à Stratmin où les axes de plis P1 s'orientent N-S, avec un faible plongement vers le nord. Le plissement P2, coaxial au P1, possède les mêmes caractéristiques. Il faut noter que Wynne-Edwards opte pour l'hypothèse que les différents styles de plis observables dans les régions de Mont-Laurier-Kempt Lake témoignent du recoupement de plusieurs ceintures orogéniques (cf. figure 1.11).

Cependant, toutes les structures présentes au sein de la fosse de Stratmin semblent dues à l'orogénèse Grenvillienne. Le plissement P1 est le plus ancien mais il reste grenvillien. On ne peut donc pas distinguer de plissement Kénoréen et/ou Hudsonien et/ou Elsonien. Les figures 1.12 et 1.13 ne semblent donc pas représentatives des structures observées à Stratmin qui pourtant, d'après Wynne-Edwards, devraient être reliées à trois, voire même quatre orogénèses. Cependant, Wynne-Edwards nous laisse le bénéfice du doute car, sur la figure 1.11, il pose une interrogation quant à l'origine des structures N-S (Hudsonien?). Enfin, il semble proposer que l'orientation de la foliation dans les domaines sud et central (cf. figure 1.9) peut montrer une tendance vers le nord et que les structures qui en découlent affectent les métapélites de la catégorie tectonique II. Ces observations peuvent être valables pour les structures visibles à Stratmin. Depuis, de nombreux travaux ont permis une meilleure approche structurale du terrane de Mont-Laurier.

Figure 1.11: *stereogram of linear elements in Mont Laurier and Kempt Lake map-areas (113 beta poles and lineation maxima taken from πS diagrams, density contours at 2, 4, and 8 per cent). The inferred Hudsonian and Kenoran trends intersect the northeast axial planes of the Grenville orogeny (S^1) in the two lineation maxima (Wynne-Edwards, 1969).*

■ (S): localisation des pôles des éléments structuraux de Stratmin Graphite (cf. figure 1.3).

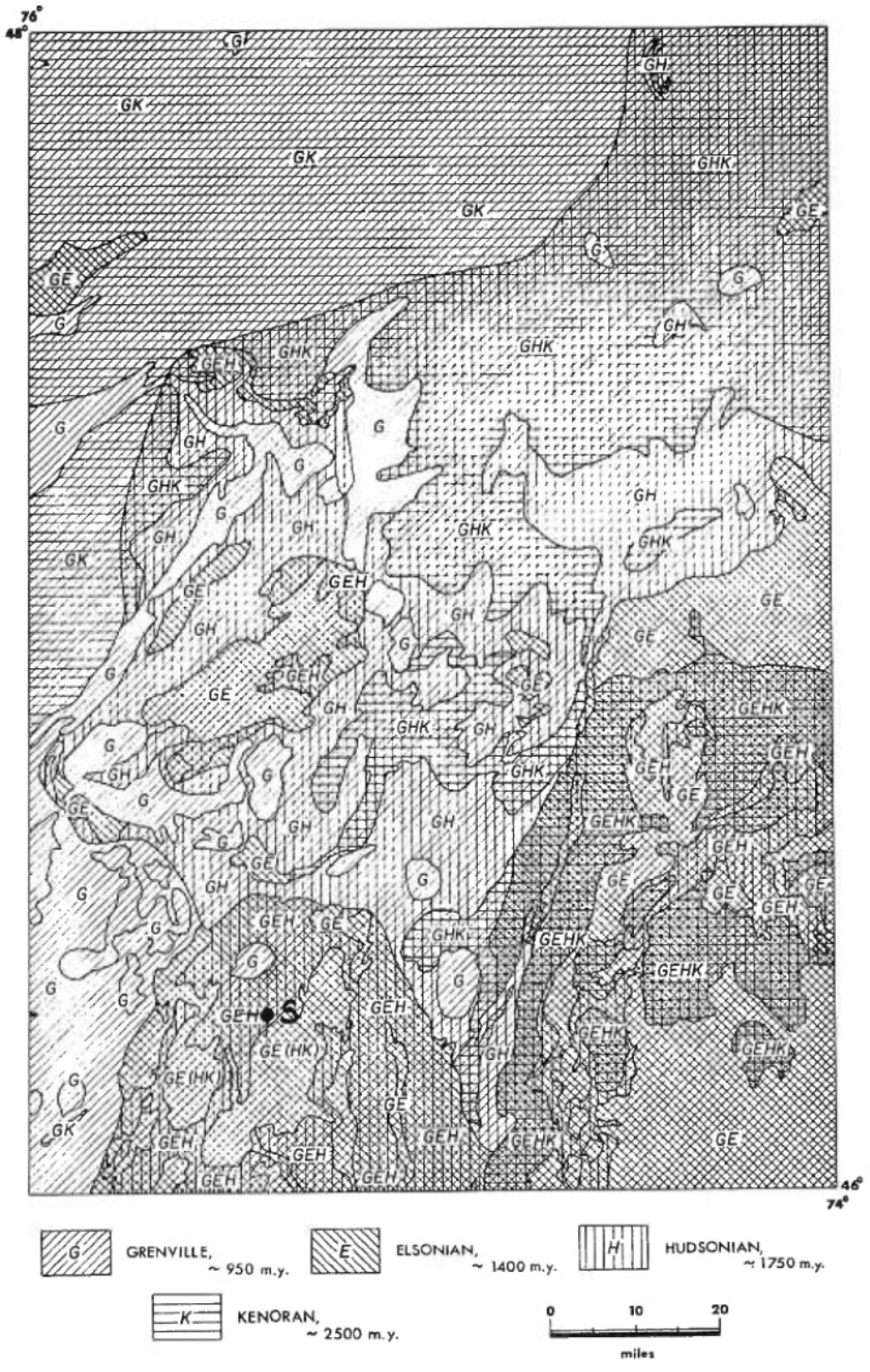
S
Kenoran ?
Hudsonian ?
Grenville

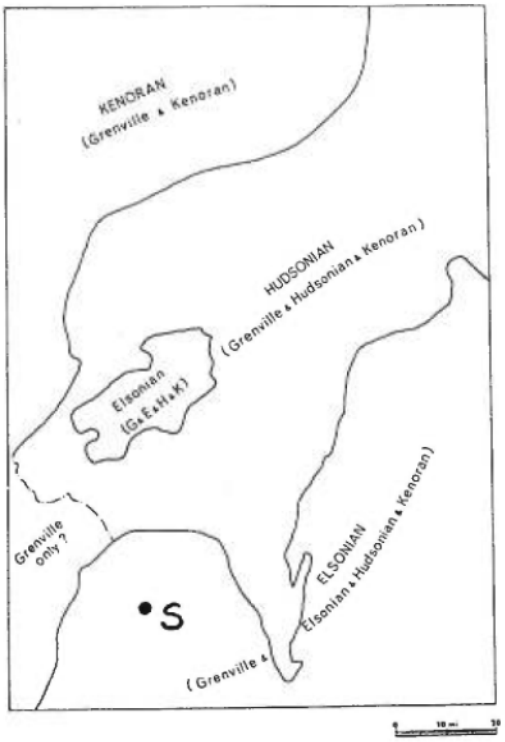
Figures 1.12 et 1.13: *Wynne-Edwards, 1969.*

Figure 1.12 (première page): *pattern of tectonic overprinting by seuperimposed events of the Kenoran, Hudsonian, Elsonian and Grenville orogenies in Mont Laurier and Kempt Lake map-areas. Each pattern and its letter symbol signifies one of these events, and the number of symbols is the number of events affecting that rock unit in that place.*

Figure 1.13 (deuxième page): *a simplified version of* figure 1.11 *showing where the effects of the different tectonic events are dominant.*

● (S): localisation de Stratmin Graphite.


76°
45°
46°
74°
S
G GRENVILLE, ~ 950 m.y.
E ELSONIAN, ~ 1400 m.y.
H HUDSONIAN, ~ 1750 m.y.
K KENORAN, ~ 2500 m.y.
0 10 20
miles


KENORAN
(Grenville ▲ Kenoran)
HUDSONIAN
(Grenville ▲ Hudsonian ▲ Kenoran)
Elsonian
(G▲E▲H▲K)
Grenville
only ?
S
ELSONIAN
Elsonian ▲ Hudsonian ▲ Kenoran)
(Grenville ▲

Gauthier *(1982)* a observé deux phases de plissement dans la région de Maniwaki-Gracefield. Les plis de première phase sont isoclinaux avec un bourrage dans les charnières et montrent des axes réorientés par un deuxième plissement. Les plis de deuxième phase sont déversés vers le nord-ouest avec un plan axial moyen de direction N47°E et un pendage de 70° vers le sud-est. Ces deux phases de plissement ressemblent sensiblement aux structures présentes à Stratmin. Bien que l'orientation de la deuxième phase est légèrement différente. Il faut noter que la région de Maniwaki-Gracefield se situe à proximité des cisaillements en échelon du bassin de Mont-Laurier. Ces structures peuvent avoir influencé les déformations présentes dans la région de Maniwaki.

Puisque l'hypothèse de la juxtaposition de plusieurs orogènes semble peu probable *(Wynne-Edwards, 1969, 1972),*. Savoie *(1986)*, au sein de sa thèse de maîtrise effectuée dans la région du lac Patibre, à 35km au NE de Mont-Laurier, propose la présence de plusieurs périodes successives de déformation à l'intérieur d'un seul cycle orogénique. Il faut noter que Savoie a prouvé l'existence de quatre périodes de déformation, dont deux majeures, dans la région du lac Patibre. Deux de ces quatre phases de plissement (P1 et P3) présentent des caractéristiques structurales semblables à celles des deux premiers plissements de Stratmin (P1 et P2 respectivement). La période de déformation P1 *(d'après Savoie et les données de Stratmin)* correspondrait à des plis isoclinaux déversés avec une orientation préférentielle des minéraux phylliteux (biotite). Le plissement P3 *(d'après Savoie)* révèle des plis droits, ouverts à très

ouverts sans aucune schistosité pénétrative, et semble correspondre au plissement P2 de Stratmin. Enfin, Savoie souligne que les patrons d'interférence résultants de la superposition des plis P3 sur les plis P1 montrent, à l'échelle d'un affleurement, de petits dômes et bassins. Cette observation locale illustre ce qui se passe à l'échelle régionale. Des structures en dômes et bassins sont également observables à Stratmin par l'interférence des plis P2 sur les plis P1. Cette hypothèse de tectonique polyphasée à l'intérieur d'une seule orogène semble donc en accord avec les observations structurales faites à Stratmin Graphite.

Cette hypothèse a été reprise par Rivers et al. *(1989)*. En effet, les auteurs soulignent que le Supergroupe de Grenville et du Wakeham témoignent d'une déformation polyphasée associée à un évènement métamorphique régional majeur pendant l'orogénèse grenvillienne. De plus, ils mentionnent que la « Monocyclic Belt Boundary Zone » reflète une zone de charriage vers le NW illustré par des structures ductiles (cf. figure 1.14).

Les terranes de Morin, de Cabonga, et des parties du terrane de Mont-Laurier ont enregistré des paléopressions et des paléotempératures élevées qui suggèrent qu'ils ont été transportés sur la partie de plus basse pression du terrane de Mont-Laurier et sur le terrane parautochtone du réservoir Dozois vers le NE dans le cas du terrane de Cabonga (cf. figure 1.15). Ces terrains auraient été télescopés les uns aux autres. Les auteurs considèrent que la délamination interne et l'imbrication vers le NW de croûte préexistante, de marges continentales et

Figure 1.14: carte de la province du Grenville avec la localisation de l'« Allochthonous Polycyclic Belt » et de l'« Allochthonous Monocyclic Belt » *(T. Rivers et al, 1989).*

Le terrane étudié ici (Mont-Laurier Terrane) se situe dans l'« Allochthonous Monocyclic Belt » divisé en:

-MT: Morin Terrane,

-MLT: Mont-Laurier Terrane,

C: coupe de la figure 1.15.

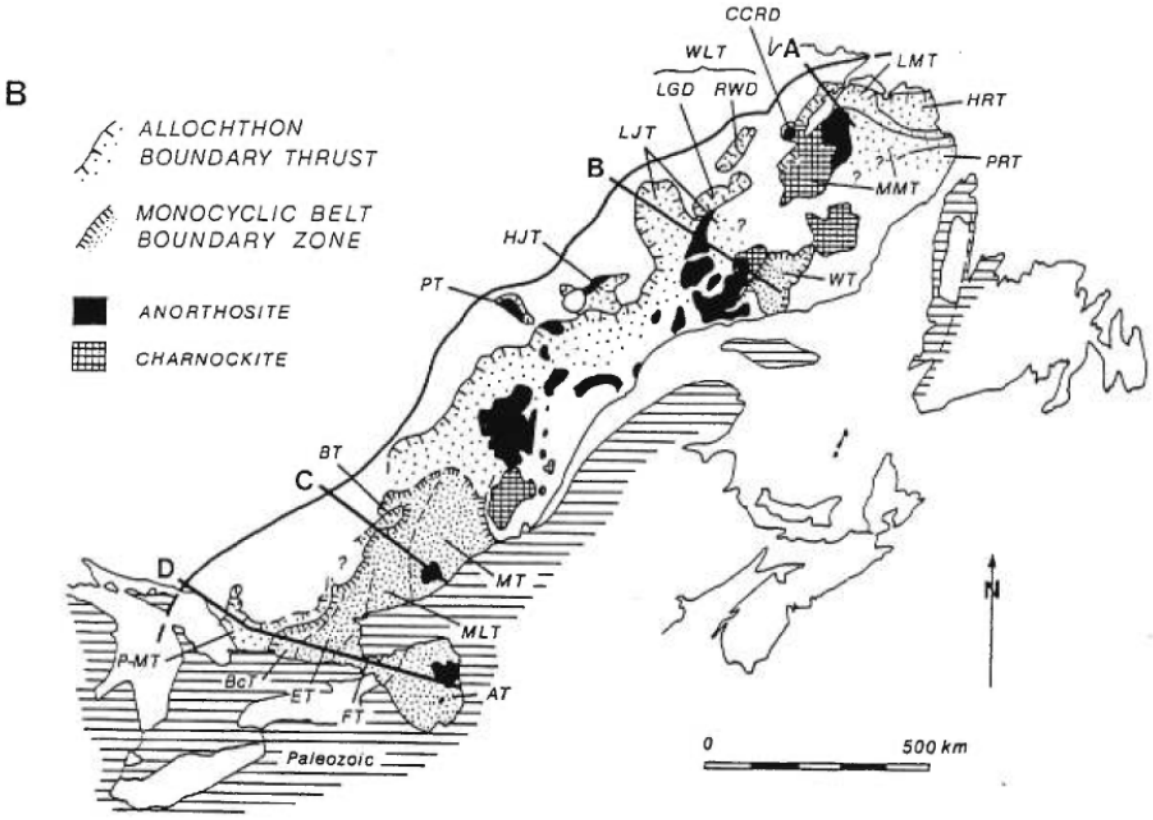
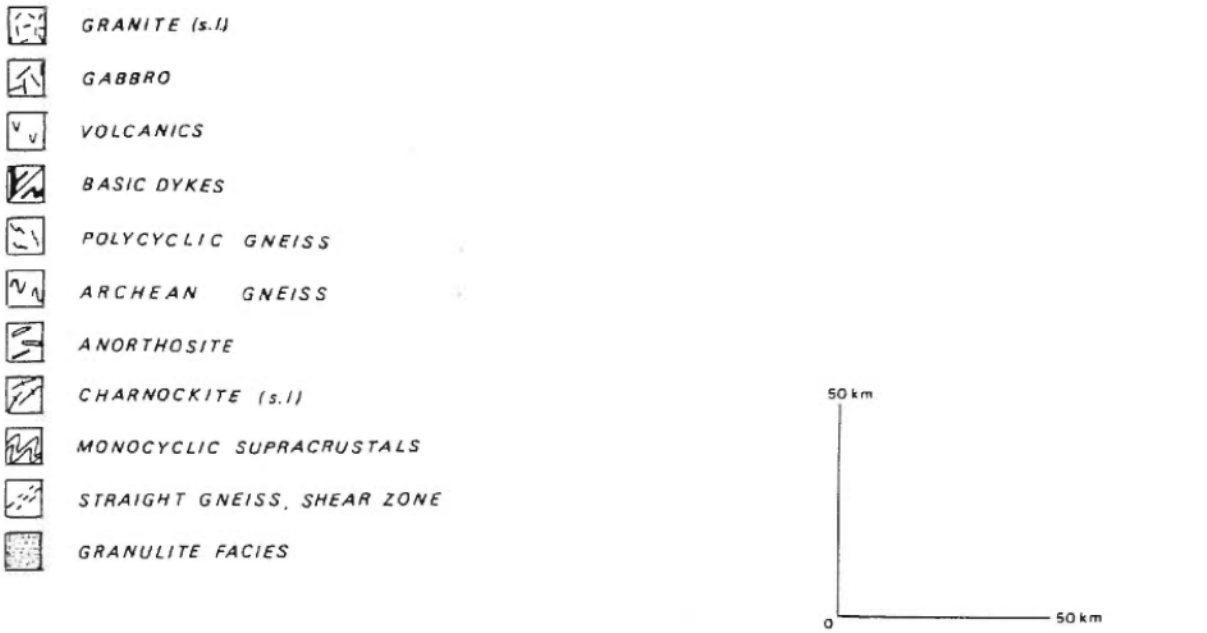

B
ALLOCHTHON
BOUNDARY THRUST
MONOCYCLIC BELT
BOUNDARY ZONE
ANORTHOSITE
CHARNOCKITE
CCRD
WLT
A
LMT
LGD
RWD
HRT
LJT
B
PRT
MMT
HJT
PT
WT
BT
C
D
MT
MLT
P-MT
BcT
ET
FT
AT
Paleozoic
N
0
500 km

Figure 1.15: section schématique à travers la province du Grenville *(T. Rivers et al., 1989)*. Localisation de la coupe sur la figure 1.14.

MT: Terrane de Morin, MLT: Terrane de Mont-Laurier, BT: Terrane de Baskatong, CT: Terrane de Cabonga, RDT: Terrane du Réservoir Dozois, SPP: Province du Supérieur, MBBZ: Monocyclic Belt Boundary Zone, ABT: Allochton Boundary Thrust, GF: Front du Grenville, X-T: X-Terrane.


GRANITE (s.l)
GABBRO
VOLCANICS
BASIC DYKES
POLYCYCLIC GNEISS
ARCHEAN GNEISS
ANORTHOSITE
CHARNOCKITE (s.l)
MONOCYCLIC SUPRACRUSTALS
STRAIGHT GNEISS, SHEAR ZONE
GRANULITE FACIES
50 km
0
50 km
C
SPP
RDT
rsz
BT
MLT
lsz
MT
XT
CT
ma
MBBZ
ABT
GF

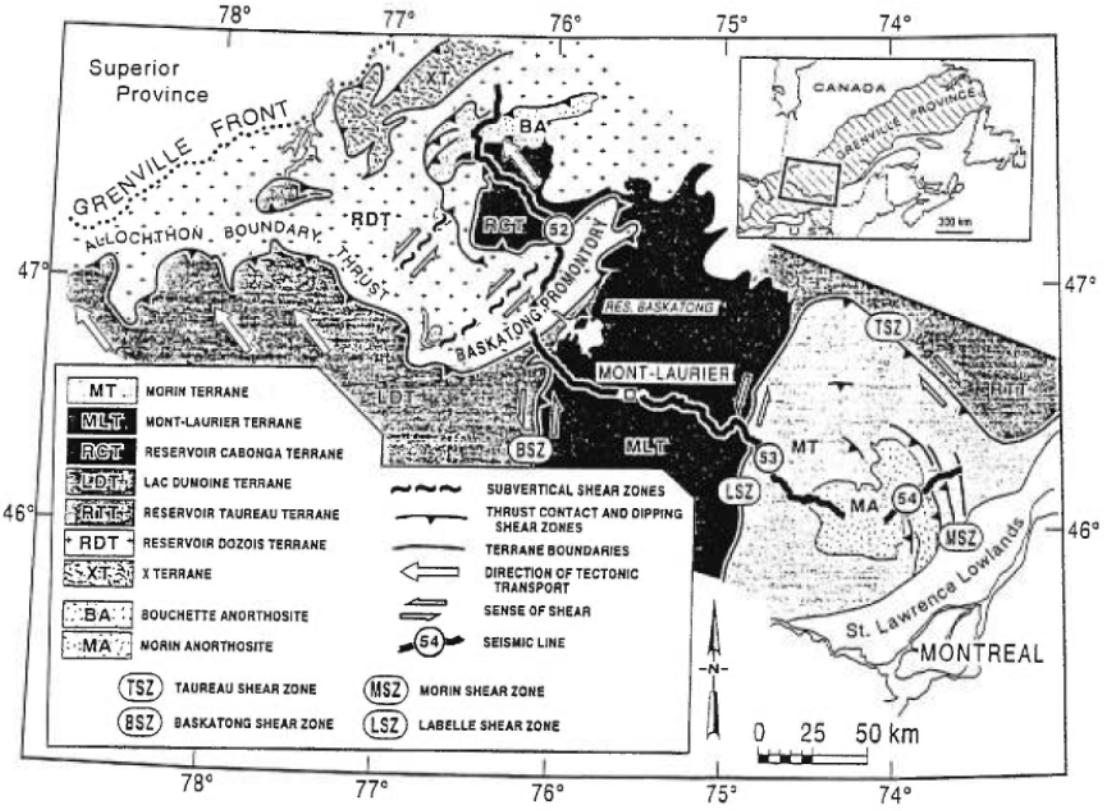
d'arcs volcaniques, marquées par le doublement de l'épaisseur de la croûte, peuvent être expliquées au mieux par un modèle de collision. Ce modèle d'épaississement crustal a été réinterprété à partir de nouvelles données de sismique réflexion 1996 comme nous le verrons plus loin.

Simandl *(1992)* a décrit la géologie de la mine Graphite Asbury située à 40 km au sud de notre terrain. Des marbres porphyroblastiques constituent la formation minéralisée en graphite. La mine se situe dans la charnière d'un pli majeur serré isoclinal, dont le plan axial est orienté approximativement N200°/40°. L'axe de ce pli ondule et plonge de 30° à 60° vers N225°. On peut rapprocher cette déformation de la phase majeure de plissement (P1) présente à Stratmin et représentée par des plis couchés isoclinaux. L'axe des plis de la mine Graphite Asbury plonge davantage vers le nord. Cependant, cet axe remonte vers le SW où il plonge faiblement, conformément au plongement de 5° à 20° des axes de plis P1 de Stratmin. Les plans axiaux du pli majeur de la mine Graphite Asbury et des plis P1 de Stratmin tendent s'orienter de la même manière (N200°/40° et N250°/20° respectivement). A la mine Graphite Asbury, les hautes teneurs en graphite semblent se concentrer sur les flancs du pli majeur. Les corrélations teneurs en graphite/position structurale restent obscures à Stratmin.

Martignole et Calvert *(1996)* ont apporté des précisions sur la limite croûte-manteau et sur la définition des terranes du Grenville. Cela grâce à des relevés de sismique-reflexion le long d'un transect débutant au nord dans l'anorthosite de Bouchette, traversant le terrane de Mont-Laurier le long de la route 117,

pour terminer, au SE, dans le terrane de Morin (cf. figure 1.16). Cette ligne sismique avait plusieurs objectifs dont la définition, en profondeur, des assises tectoniques et de l'extension du terrane de Mont-Laurier ainsi que la nature de la croûte sous-jacente. Selon les figures 1.17 et 1.18, on observe que la croûte intermédiaire située entre LD (Lower Decollement) et UD (Upper Decollement) est relativement transparente. Elle est composée des nappes de l'Allochtone inférieur avec des roches datées au Protérozoïque. Au-dessus de UD, on observe la croûte supérieure très réflective du terrane de Mont-Laurier, constituée de successions de roches métasédimentaires et, éventuellement métavolcaniques, bien stratifiées, avec de faibles ondulations, mais surtout avec un fort plongement vers le SE. Cela est du au mouvement de charriage vers le NW souligné au sein des marbres entre la zone de cisaillement de Baskatong et la ville de Mont-Laurier. Le plan de chevauchement inférieur dans la base du terrane de Mont-Laurier, plan qui ne traverse jamais le terrane, supporte l'hypothèse d'un décollement. De plus, on note une réduction de l'épaisseur des nappes vers le NW. La rampe de Baskatong, à l'ouest du terrane de Mont-Laurier, est tronquée par un charriage représentant la surface le long de laquelle ce terrane a été transporté pendant la collision. A Stratmin Graphite, la déformation majeure traduite par les plis P1 semble reliée à cet évènement régional de charriage. Les roches métasédimentaires ont été transportées sur le socle sous-jacent, formant des plis isoclinaux couchés avec un plan axial orienté

Figure 1.16: carte structurale de la province du Grenville (Québec ouest) avec la localisation des lignes seismiques (52, 53, 54) du projet Lithoprobe superimposées sur les terrains géologiques majeurs *(J. Martignole et A. J. Calvert, 1996).*

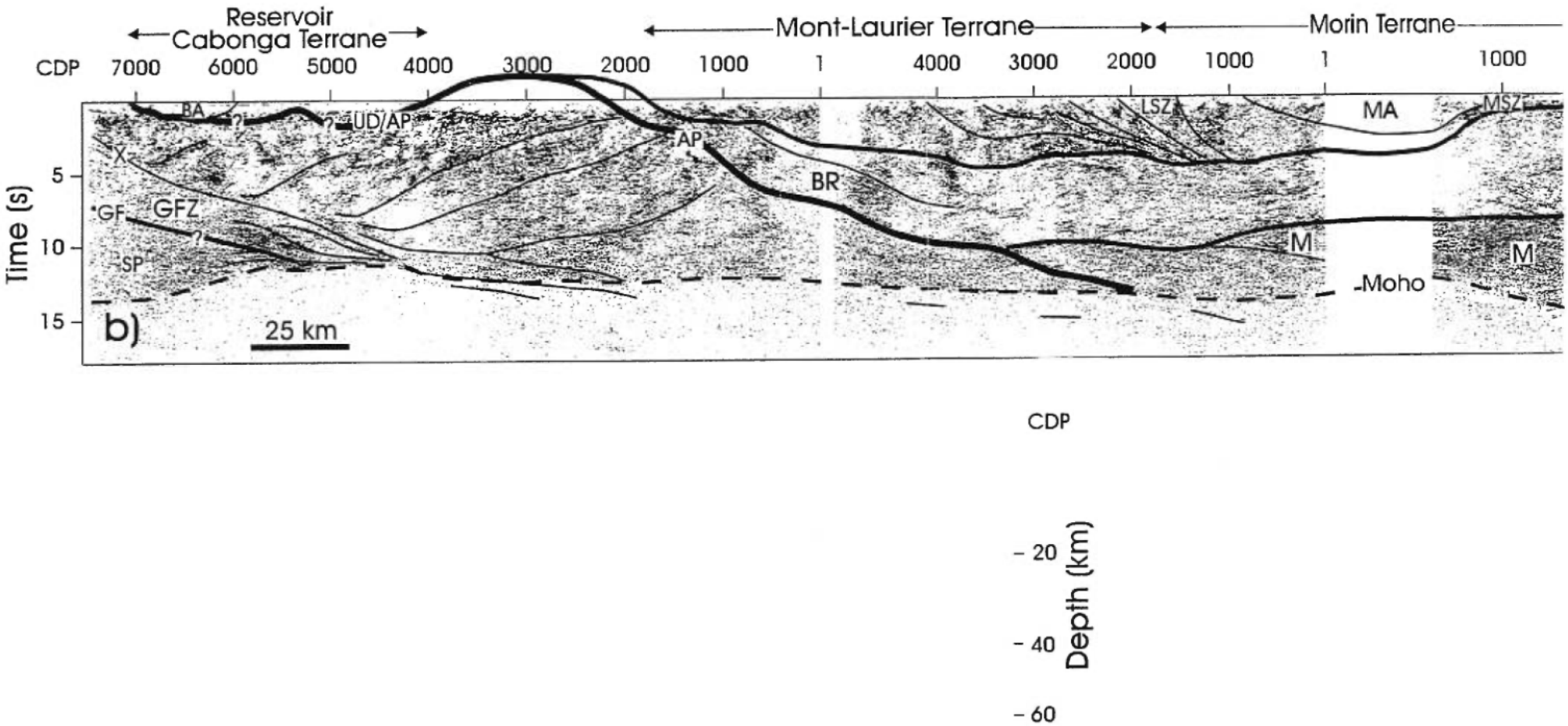

78°
77°
76°
75°
74°
47°
46°
Superior Province
GRENVILLE FRONT
ALLOCHTHON BOUNDARY THRUST
XT
BA
RDT
RGT
52
BASKATONG PROMONTORY
RES. BASKATONG
MONT-LAURIER
LDT
BSZ
MLT
TSZ
RIT
53
MT
LSZ
MA
54
MSZ
St. Lawrence Lowlands
MONTREAL
CANADA
GRENVILLE PROVINCE
300 km
MT MORIN TERRANE
MLT MONT-LAURIER TERRANE
RGT RESERVOIR CABONGA TERRANE
LDT LAC DUMOINE TERRANE
RIT RESERVOIR TAUREAU TERRANE
RDT RESERVOIR DOZOIS TERRANE
XT X TERRANE
BA BOUCHETTE ANORTHOSITE
MA MORIN ANORTHOSITE
SUBVERTICAL SHEAR ZONES
THRUST CONTACT AND DIPPING SHEAR ZONES
TERRANE BOUNDARIES
DIRECTION OF TECTONIC TRANSPORT
SENSE OF SHEAR
SEISMIC LINE
TSZ TAUREAU SHEAR ZONE
MSZ MORIN SHEAR ZONE
BSZ BASKATONG SHEAR ZONE
LSZ LABELLE SHEAR ZONE
N
0 25 50 km

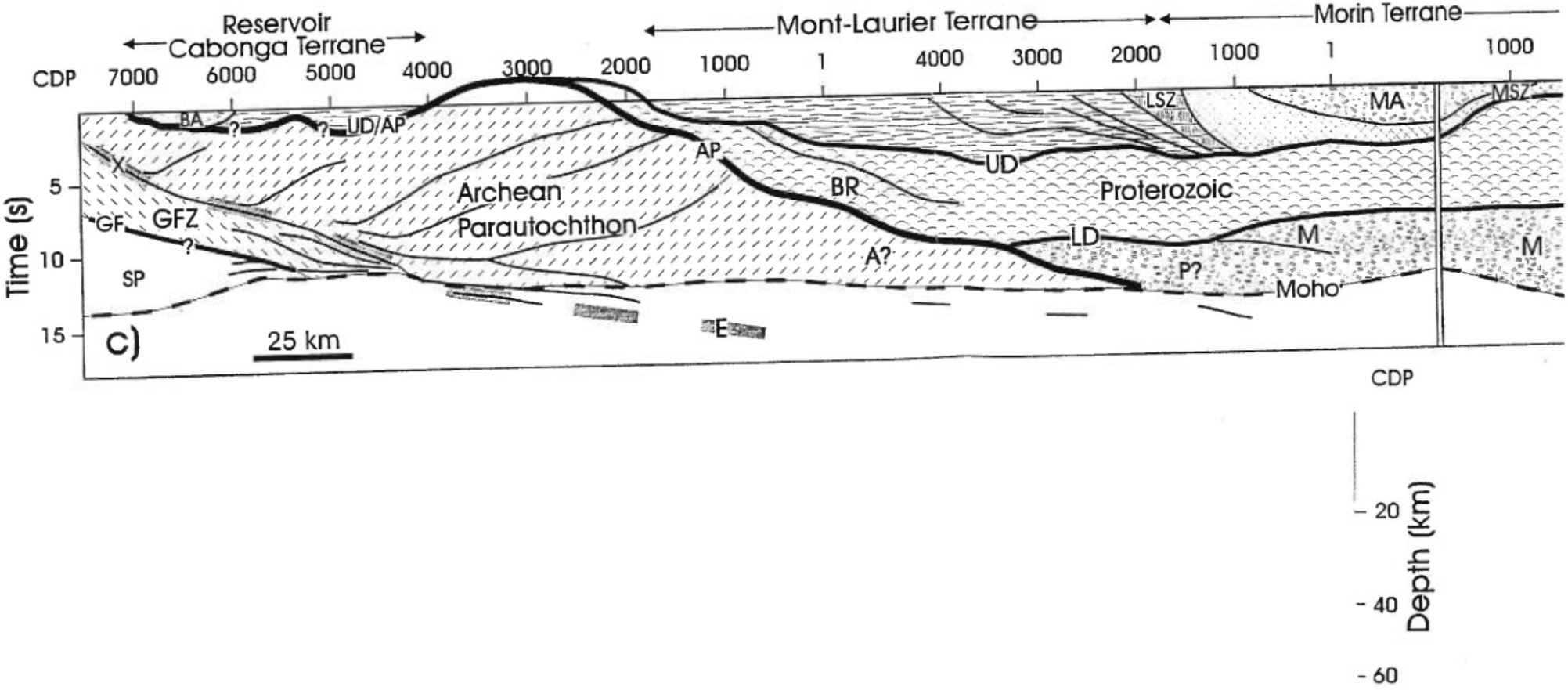
Figures 1.17 et 1.18: *J. Martignole et A. J. Calvert, 1996.*

Figure 1.17 (première page): interprétation des structures principales d'après les profils de réfelexion sismique.

Figure 1.18 (deuxième page): identification des unités crustales majeures.

AP: limite Archéen-Protérozoïque, UD: Upper Decollement, LD: Lower Decollement, BR: Rampe de Baskatong, MA: Anorthosite de Morin, M: reflective lower crust, A/P: Archéen ou Protérozoïque, LSZ: Labelle Shear Zone, MSZ: Morin Shear Zone, BA: Anorthosite de Bouchette, GF: Front du Grenville, GFZ: Grenville Front Zone, SP: Province du Supérieur.


Reservoir
Cabonga Terrane
Mont-Laurier Terrane
Morin Terrane
CDP
7000
6000
5000
4000
3000
2000
1000
1
4000
3000
2000
1000
1
1000
BA
UD/AP
AP
LSZ
MA
MSZ
X
GF
GFZ
SP
BR
M
M
Moho
Time (s)
5
10
15
b)
25 km
CDP
20
40
60
Depth (km)


Reservoir
Cabonga Terrane
Mont-Laurier Terrane
Morin Terrane
CDP
7000
6000
5000
4000
3000
2000
1000
1
4000
3000
2000
1000
1
1000
BA
?
?
UD/AP
AP
UD
LSZ
MA
MSZ
X
Archean
Parautochthon
BR
Proterozoic
GF
GFZ
?
LD
M
M
SP
A?
P?
Moho
E
Time (s)
5
10
15
C)
25 km
CDP
20
40
60
Depth (km)

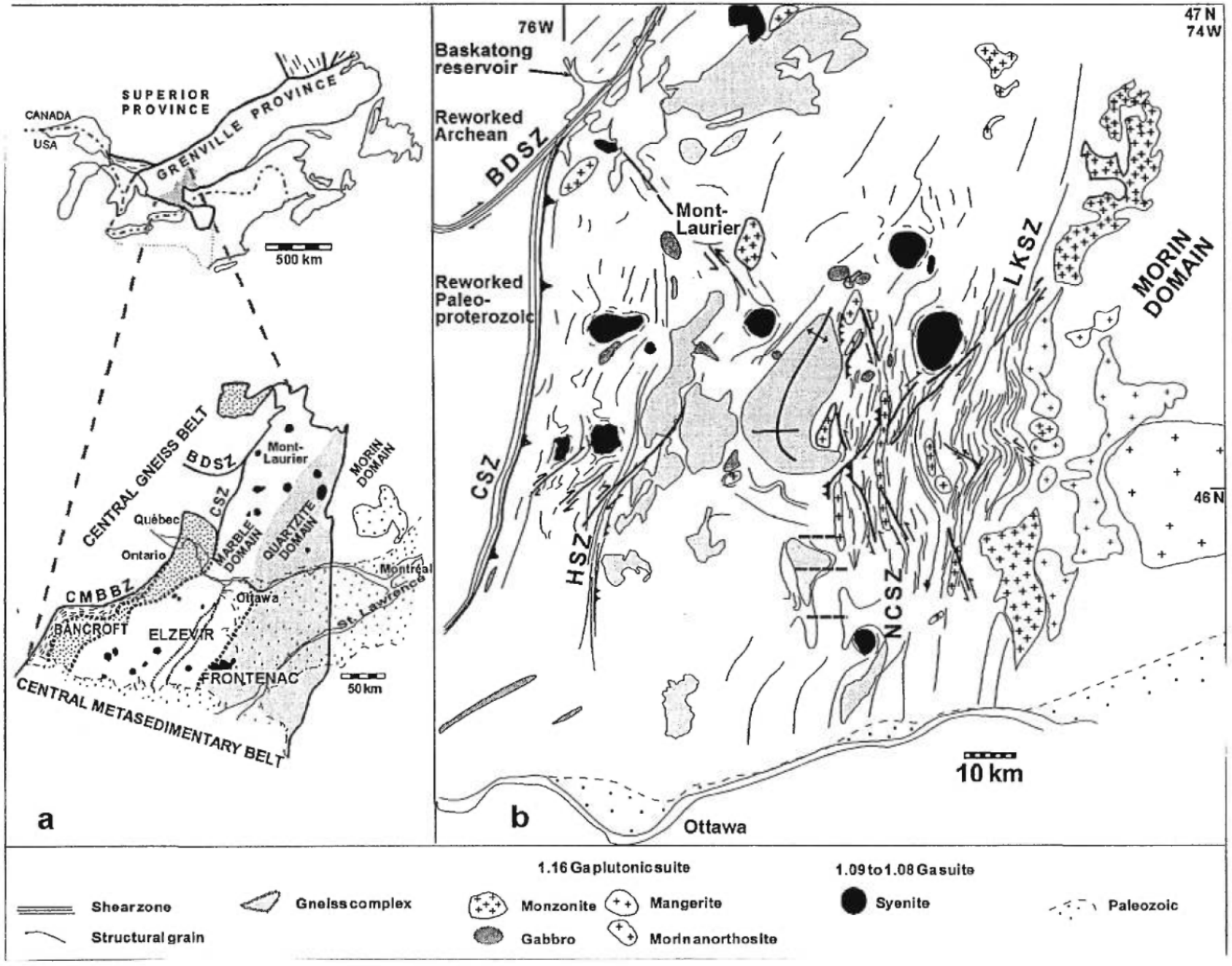
N-NW. Martignole et Calvert *(1996)* concluent que le décollement supérieur marque la structure le long de laquelle l'assemblage final des terrains protérozoïques s'est produit avant 1 Ga. Le profil sismique ne présente aucune image de la croûte protérozoïque pré-collision. La rampe de Baskatong constitue la limite ouest du terrane de Mont-Laurier. Elle représente également une zone d'extension accompagnée d'un amincissement crustal. Les auteurs proposent une extension syn- ou post-orogénique. L'explication dépend de l'origine de l'antiforme du promontoire de Baskatong (cf. figures 1.15 et 1.18). Cependant, une extension post-orogénique, due à un réajustement de l'épaisseur de la croûte, semblerait plus plausible si l'on se refère à la déformation P3 présente à Stratmin. Cette déformation s'oriente sub-perpendiculairement à la direction N-S de la rampe de Baskatong.

L. B. Harris et al. (non-publié) proposent un modèle d'extension tardif au sein des ceintures orogéniques grenvilliennes (cf. figure 1.19). Les auteurs expliquent que la foliation majeure observée au sein du terrane de Mont-Laurier a été causée par aplatissement et résulte donc d'une phase de compression nettement marquée le long de la zone de cisaillement Labelle. Cet aplatissement est souligné par la présence d'« ecc » (« extensional crenulation cleavage ») le long de cette zone, entraînés par des mouvements d'extension.

Hanmer *(1988)* dans son étude sur la ceinture métasédimentaire centrale dans la région de Haliburton (Ontario) parle du transport des marbres sur les lithologies sous-jacentes. Selon lui, les marbres, hautement mobiles, se seraient

Figure 1.19: *L. B. Harris et al. (1997).*

Cette figure montre le chevauchement le long de la zone de cisaillement de Cabonga (CSZ) et la compression illustrée par un mouvement d'aplatissement le long de la zone de cisaillement Labelle (LKSZ).


SUPERIOR PROVINCE
GRENVILLE PROVINCE
CANADA
USA
500 km
CENTRAL GNEISS BELT
BDSZ
Mont-Laurier
MORIN DOMAIN
CSZ
Québec
Ontario
MARBLE DOMAIN
QUARTZITE DOMAIN
Montréal
CMBBZ
Ottawa
St. Lawrence
BANCROFT
ELZEVIR
FRONTENAC
50 km
CENTRAL METASEDIMENTARY BELT
a
76W
47 N
74W
Baskatong reservoir
Reworked Archean
BDSZ
Mont-Laurier
LKSZ
MORIN DOMAIN
Reworked Paleo-proterozoic
CSZ
HSZ
NCSZ
46 N
10 km
b
Ottawa
1.16 Ga plutonic suite
1.09 to 1.08 Ga suite
Shear zone
Gneiss complex
Monzonite
Mangerite
Syenite
Paleozoic
Structural grain
Gabbro
Morin anorthosite

comportés en fluide peu visqueux, capables d'infiltrer et de briser l'encaissant plus rigide. Les marbres de la région de Haliburton se composent de gros cristaux de carbonates (1-2cm) avec des teneurs variables de minéraux silicatés (phlogopite, clinopyroxène, serpentine, chondrodite, hornblende, trémolite, feldspath) et du graphite, de la pyrite de l'apatite. De plus, de par les textures présentes, le marbre témoigne de son degré extrêmement ductile et de son fluage tectonique. Le marbre semble s'être injecté le long de zones de faiblesses de son encaissant. On peut rapprocher ce type de mise en place aux marbres dolomitiques présents à Stratmin Graphite. En effet, les marbres situés à l'intérieur des gneiss à grenat au sein du mur ouest pourraient avoir infiltré leur encaissant. Sous des conditions de pression et température élevées, illustrées par les faciès métamorphiques d'amphibolite supérieur à granulite, les marbres, à l'état ductile-plastique, auraient suivi les zones de faiblesse du gneiss à grenat, entraînant sa fracturation, pour sa mise en place. C'est un modèle de mise en place possible pour tenter d'expliquer la position stratigraphique de cette poche de marbre.

Nous allons maintenant aborder l'étude métamorphique des lithologies présentes à Stratmin Graphite. Cette étude nous permettra de mieux appréhender leur mise en place.

PARTIE II:*ETUDE METAMORPHIQUE*

CHAPITRE II: ETUDE DES CONDITIONS P-T DE FORMATION DES ROCHES DE LA FOSSE

A- METHODOLOGIE

A1- ANALYSE EN MICROSONDE

Les analyses en microsonde ont été effectuées à l'Université Mc Gill, à Montréal. De nombreuses lames minces ont été sélectionnées en vue de leur étude. Ces lames contenaient des assemblages minéralogiques clés pour la détermination de la pression et/ou de la température subies par chaque type de roches. La microsonde nous a également permis de caractériser certains minéraux difficilement reconnaissables au microscope.

Au sein de ce chapitre, nous allons nous attarder sur certains assemblages caractéristiques de chaque lithologie. Ces assemblages constituent de bons géothermobaromètres pour l'étude métamorphique des roches concernées. Toutes les autres analyses effectuées en microsonde pour ce mémoire et non mentionnées dans ce chapitre sont données sur la disquette fournie en fin de thèse.

A2- TRAITEMENT DES DONNEES

Pour le traitement des données, nous avons utilisé le logiciel TWEEQU (Thermobarometry With Estimation of EQUilibration state, version 2.01) de

Berman *(1991)*. La base de données de ce logiciel a été révisée plusieurs fois par cet auteur. La dernière version révisée de 1997 a été utilisée pour les calculs de pression-température de cette étude. La version plus ancienne *(1.02, 1992)* a servi pour les calculs faisant intervenir les amphiboles.

Les phases de solutions solides et la calibration des coefficients d'activité notées dans la base de données proviennent des travaux de plusieurs auteurs selon les minéraux:

- Biotite: *Mc Mullion & al. (1991),*
- Clinopyroxène: « ideal mixing » *Newton (1983),*
- Grenat: *Berman (1990), Berman & Koziol (1991),*
- Mica: *Chatterjee & Froese (1975),*
- Orthopyroxène: « ideal mixing » *Newton (1983),*
- Plagioclase: *Fuhman & Lindsley (1988).*

Plusieurs types de thermomètres ont servi à l'estimation de la température pour les roches étudiées:

- Grenat-biotite: pour les gneiss à grenat,
- Biotite-orthopyroxène: pour les gneiss à biotite et orthopyroxène et pour le premier type de pegmatite affleurant en surface.
- Biotite-olivine: pour les marbres dolomitiques,
- Biotite-clinopyroxène: pour les marbres graphiteux.

Le choix de baromètres a été plus difficile. En effet, les paragénèses

caractéristiques restent rares au sein des roches étudiées. Seuls les gneiss à grenat et les gneiss à grenat et pyroxènes contenaient des assemblages minéralogiques significatifs. Ainsi, les géobaromètres utilisés sont les suivants:

- GASP: Grenat-plagioclase-quartz-Al_2SiO_5 pour les gneiss à grenat,
- Grenat-plagioclase-orthopyroxène-quartz pour les gneiss à grenat et orthopyroxène.

Le fonctionnement des géothermobaromètres est clairement explicité par Spear *(1993, Chap. 15, p. 511)* d'où proviennent les commentaires suivants.

A3- REACTION D'ECHANGE: LE THERMOMETRE Grenat-Biotite, échange Fe-Mg.

Une réaction d'échange est une réaction hétérogène qui s'exprime uniquement en termes de composants d'échanges. Dans le cas du thermomètre grenat-biotite, on écrit *(1)*:

almandin + phlogopite = pyrope + annite,

$Fe_3Al_2Si_3O_{12} + KMg_3AlSi_3O_{10}(OH)_2 = Mg_3Al_2Si_3O_{12} + KFe_3AlSi_3O_{10}(OH)_2$.

Cette réaction peut être réexprimée en termes $FeMg_{-1}$, c'est-à-dire en composants d'échange ou échangés *(2)*:

$FeMg^{Grt}_{-1} = FeMg^{Bt}_{-1}$.

Cette réaction constitue un bon géothermomètre car elle est caractérisée par un faible $\Delta V_{réaction}$ (changement de volume).

Si l'on traduit l'équation *(1)* en termes de potentiels chimiques, on écrit *(3)*:

$0 = (\mu_{prp} - \mu_{alm}) - (\mu_{phl} - \mu_{ann})$.

La constante d'équilibre s'exprime alors ainsi *(4)*:

$\Delta\mu^0 = -RTln\ (a_{prp}\ a_{ann} / a_{alm}\ a_{phl}) = -RTlnK_{eq}$.

Puisque $\Delta\mu^0$ est fonction de la température et de la pression, K_{eq} dépend également des mêmes facteurs. L'équation *(4)* implique donc que la distribution de Fe et Mg entre les phases grenat/biotite en présence est dépendante de ces deux variables. En effet, lorsque la température augmente, la distinction énergétique entre les deux éléments Fe-Mg, devient relativement faible. Ce phénomène entraîne que K_{eq} approche la valeur 1 et lnK_{eq} celle de 0. L'équilibre entre les phases en présence se produit sous une température caractéristique, ce qui fait de cette réaction d'échange un géothermomètre significatif.

Si l'on suppose une solution ionique idéale pour le grenat et la biotite, alors les activités de ces deux phases peuvent s'écrire:

$a_{alm} = (X_{alm})^3 = [\ Fe / (Fe + Mg + Mn + Ca)\ ]^3$ *(5)*

$a_{prp} = (X_{prp})^3 = [\ Mg / (Fe + Mg + Mn + Ca)\ ]^3$ *(6)*

$a_{ann} = (X_{ann})^3 = [\ Fe / (Fe + Mg)\ ]^3$ *(7)*

$a_{phl} = (X_{phl})^3 = [\ Mg / (Fe + Mg)\ ]^3$ *(8)*.

La constante d'équilibre s'écrira alors ainsi *(9)*:

$K_{eq} = [\ (X^{Grt}_{Mg}\ X^{Bt}_{Fe}) / (X^{Grt}_{Fe}\ X^{Bt}_{Mg})\ ]^3$

Il est alors plus simple de définir le coefficient de distribution. Celui-ci s'exprime par la constante d'équilibre mais en éliminant l'exposant *(10)*:

$$K_D = [(X^{Grt}_{Mg} X^{Bt}_{Fe}) / (X^{Grt}_{Fe} X^{Bt}_{Mg})]$$

$$= [(Mg / Fe)^{Grt} / (Mg / Fe)^{Bt}]$$

$$= (K_{eq})^{1/3}.$$

Il existe alors plusieurs façons de représenter la répartition des éléments selon l'augmentation de la température.

Indares et Martignole *(1985)* ont apporté quelques précisions quant à l'utilisation de ce géothermomètre. Ils conseillent une bonne sélection des minéraux et des points à analyser afin d'obtenir des valeurs de K_D spécifiques d'un stade déterminé dans l'évolution métamorphique de la roche.

Tous ces calculs sont automatiquement effectués par TWEEQU lors du traitement des données. Les autres géothermomètres utilisés pour cette étude sont basés sur les mêmes types de calculs. Les composants d'échange sont également le Fe-Mg que ce soit pour le thermomètre biotite/orthopyroxène, biotite/olivine et biotite/clinopyroxène.

A4: REACTION DE « NET TRANSFER »: LE GEOBAROMETRE GASP.

De nombreux géobaromètres sont basés sur des réactions de « net transfer » *(Spear, 1993)*. Ces réactions entraînent la production et la consommation de phases. Elles se traduisent par de larges changements de volume. $\Delta V_{réaction}$ est

alors important et la constante d'équilibre dépend étroitement des variations de pression.

La réaction de « net transfer » la plus étudiée dans les systèmes géologiques est la suivante *(11)*:

anorthite = grossulaire + Al_2SiO_5 + quartz

$3CaAl_2Si_2O_8 = Ca_3Al_2Si_3O_{12} + 2Al_2SiO_5 + SiO_2$.

Cette réaction exprime la stabilité de l'anorthite sous la plus haute pression. En termes de potentiels chimiques, elle se résume ainsi *(12)*:

$$\Delta\mu^0 = -RT\ln [(a_{qtz}\, a_{ky}^2\, a_{grs}^{Grt}) / (a_{an}^{Pl})^3]$$

$$= -RT\ln [a_{grs}^{Grt} / (a_{an}^{Pl})^3]$$

$$= -RT\ln K_{eq}.$$

Les activités du quartz et de la kyanite sont égales à 1 car ces minéraux représentent des phases presque pures.

L'application de GASP est basée sur la coexistence du grenat (grossulaire) et du plagioclase (anorthite) + qtz + Al_2SiO_5. Leurs compositions sont mesurées et permettent de définir l'activité de chaque phase. Le modèle simple de solution ionique fixe les relations suivantes:

$a_{grs}^{Grt} = (X_{grs}^{Grt})^3$ *(13)*

$a_{an}^{Pl} = X_{an}^{Pl}$ *(14)*.

Cependant, le grenat et le plagioclase sont des solutions non-idéales. Dès lors, des corrections doivent être faites au sein des relations (13) et (14). Ces corrections sont nécessaires si l'on souhaite obtenir des valeurs de pression

significatives pour les solutions diluées. De nombreux modèles ont été proposés pour définir les activités de chaque phase. Mais, les modèles de calibration restent incertains.

Comme dans le cas des géothermomètres, tous ces calculs sont effectués par TWEEQU selon les modèles de solution solides existants dans sa base de données.

On peut assumer au sein de cette étude que tout Fe se retrouve sous sa forme Fe^{2+} et que Fe^{3+} est totalement absent. Cette assomption s'explique par la présence du graphite qui implique la réaction: $Fe_2^{3+}O_3 + C = 2\ Fe^{2+}O + CO_2.\uparrow$.

B- ETUDE DES CONDITONS P-T DES ROCHES DE LA FOSSE

B1- LES GNEISS A GRENAT

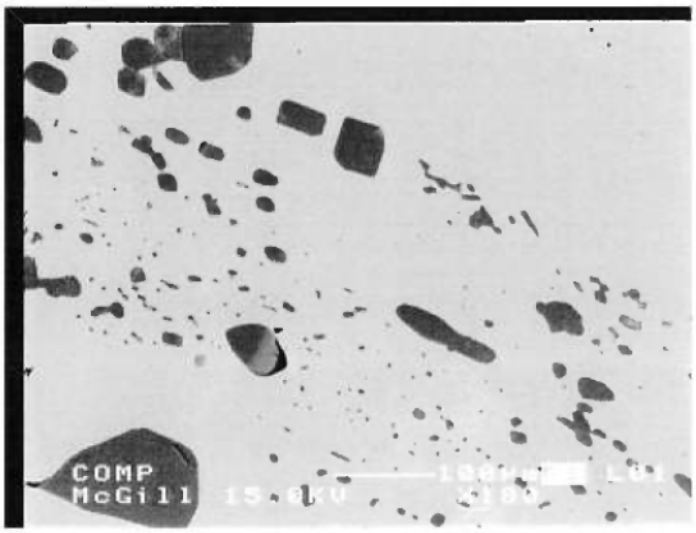
Le premier type de gneiss à grenat étudié contient de la sillimanite. Il nous a donc été possible d'utiliser GASP comme géobaromètre. Le thermomètre grenat-biotite nous a servi à définir la température de formation de ce type de roche.

Le grenat, la biotite et le plagioclase ont été analysés à la microsonde. Les points sélectionnés pour le traitement des données sur TWEEQU sont fournies dans les différents tableaux ci-joints. Trois ensembles de points ont été passées dans le logiciel TWEEQU. Ces points possèdent une position précise au sein de la lame mince (ici, 595-4) et des minéraux étudiés (coeur et/ou bordures de chaque

minéral). La sillimanite apparaît au sein du grenat et dans la matrice à proximité du grenat (cf. photo 1m). Cette lame provient du sud-ouest de la fosse (cf. annexe I sur les métapélites).

Nous allons diviser cette étude en trois parties distinctes.

Photo 1m: photo microsonde. On observe la sillimanite (grise foncée) à l'intérieur du grenat (couleur blanche).


COMP
McGill

B1.1- COEUR du grenat / BORDURE de la biotite

B1.1.1- Points sélectionnés

Les points selectionnés apparaîssent dans le tableau III et peuvent être visionnés sur la photo 2m:

- le point 17 se situe au coeur du grenat,
- le point 11 représente la biotite en contact avec la bordure du grenat,
- le plagioclase (point 4), bien que plus éloigné, possède une bordure commune avec le cristal de biotite en contact avec le grenat.

Le tableau nous montre les teneurs en différents oxydes de ces minéraux. La biotite est plus magnésienne que le grenat. Les activités choisies pour H_2O et CO_2 sont égales à 0.9 et 0.1 respectivement. La présence de minéraux hydratés (H_2O) et d'une très faible quantité de graphite (CO_2) expliquent ces activités. En effet, la formation de la biotite nécessite une phase très hydratée. Le graphite, même en faible quantité (<2%), entraîne la formation de CO_2 selon la réaction: {$C + O_2 = CO_2$ (1)}. L'activité du CO_2 est donc très faible car il dépend de la teneur de la roche en graphite. Cependant, les deux réactions pour la géothermobarométrie ne contiennent pas H_2O ni CO_2. Donc, $H_2O/(H_2O + CO_2)$ n'a aucun effet sur ces réactions.

B1.1.2- Estimation P-T

Le traitement des données sur TWEEQU nous a donné deux courbes P-T (cf. figure 2.1). Ces courbes traduisent les équations suivantes:

Tableaux III: points sélectionnés pour l'étude P-T coeur du grenat/bordure de la biotite (lame 595-4).

Tableau III-a: Grenat 17.

Tableau III-b: Biotite 11.

Tableau III-c:Plagioclase 4.

GRENAT 17 (Lame 595-4, Coeur de grenat)

SiO_2	37.36
TiO_2	0.03
Al_2O_3	21.56
Cr_2O_3	0.02
Fe_2O_3	0.00
FeO	29.00
MnO	0.37
MgO	8.32
CaO	1.83
Total	98.49

Nombre de cations sur une base de 12O

Si	2.953
Al (IV)	0.047
Al (VI)	1.961
Cr	0.001
Fe^{3+}	0.000
Ti	0.002
Mg	0.980
Fe^{2+}	1.917
Mn	0.025
Ca	0.155
Fe/Fe+Mg	0.661
Mg/Mg+Fe+Mn+Ca	0.318

End-members (Mol/%)

Almandin	62.30	*{Fe(3)R(3)Si(3)O(12)}*
Grossulaire	5.04	*{Ca(3)R(3)Si(3)O(12)}*
Pyrope	31.85	*{Mg(3)R(3)Si(3)O(12)}*
Spessartine	0.81	*{Mn(3)R(3)Si(3)O(12)}*

BIOTITE 11 (Lame 595-4)

SiO_2	37.02
TiO_2	4.87
Al_2O_3	16.25
Cr_2O_3	0.07
Fe_2O_3	0.00
FeO	12.93
MnO	0.01
MgO	14.67
CaO	0.05
Na_2O	0.06
K_2O	10.42
F	0.00
H_2O	3.65
Total	100.00

Nombre de cations sur une base de 24 (O, OH, F)

Si	5.491
Al (IV)	2.509
Al (VI)	0.332
Ti	0.543
Fe^{2+}	1.604
Fe^{3+}	0.000
Mn	0.001
Mg	3.243
Cr	0.008
Ca	0.008
Na	0.017
K	1.972
OH	3.611
F	0.000
O	20.389
Fe/Fe+Mg	0.331

PLAGIOCLASE 4 (Lame 595-4, Plag. 4)

SiO_2	44.91
TiO_2	0.00
Al_2O_3	34.38
Fe_2O_3	0.00
FeO	0.07
MgO	0.00
CaO	18.15
Na2O	1.16
K2O	0.03
Total	98.70

Nombre de cations sur une base de 8O

Si	2.098
Al	1.893
Fe^{3+}	0.000
Mg	0.000
Fe^{2+}	0.003
Na	0.105
Ca	0.908
K	0.002
Ca/Ca+Na	0.907
Na/Ca+Na	0.104

End-members (Mol/%)

Albite (Ab-Na)	10.34
Anorthite (An-Ca)	89.46
Orthose (Or-K)	0.20

Photo 2m: photo microsonde (échantillon 595-4). Localisation respective des points 17 (grenat: couleur blanche), 11 (biotite: grise claire), et 1 (plagioclase (couleur grise foncée).

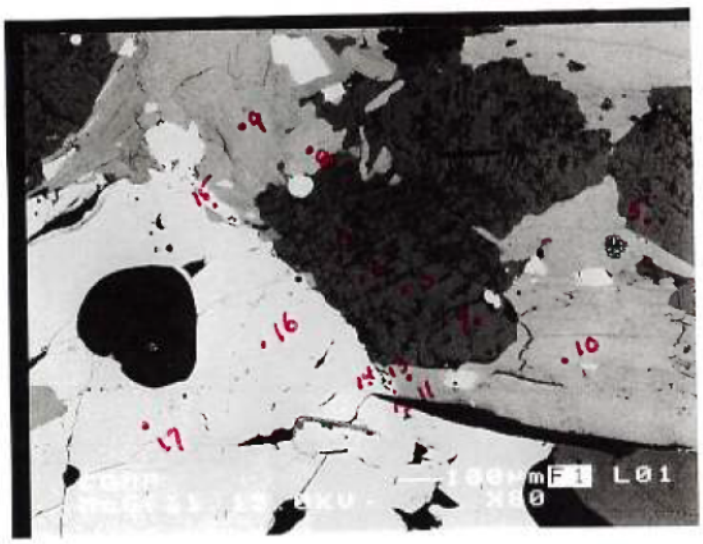
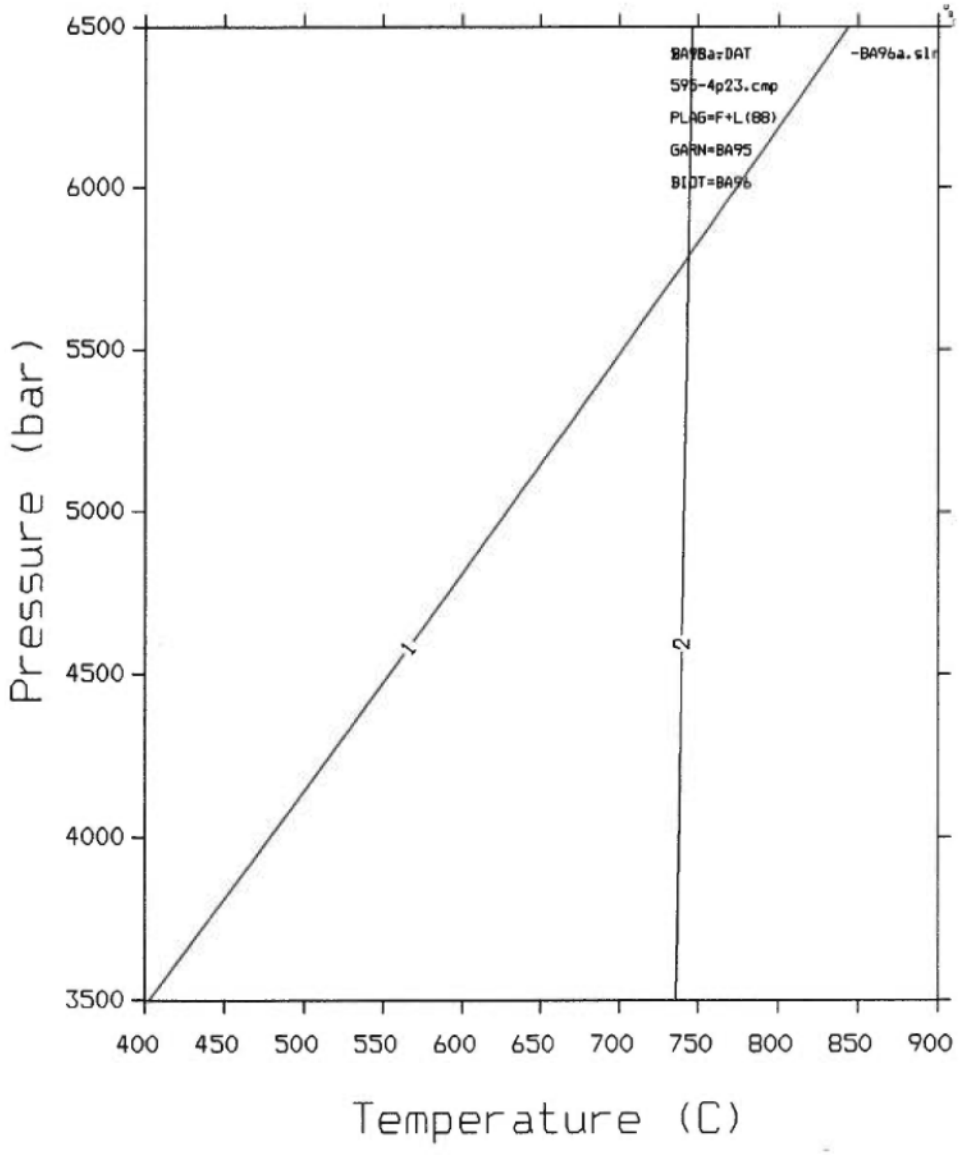

.9
.16
.10
.17
F1 L01

Figure 2.1: courbes P-T coeur grenat/bordure biotite (échantillon 595-4).

1- thermomètre GASP,

2- baromètre biotite/grenat.



1): Gr + aQz + 2 Si = 3 An
2): Phl + Alm = Ann + Py

1- grossulaire + quartz + 2 sillimanite = 3 anorthite,

$Ca_3Al_2Si_3O_{12} + SiO_2 + 2\ Al_2SiO_5 = 3\ CaAl_2Si_2O_8$ (baromètre),

2- phlogopite + almandin = annite + pyrope,

$KMg_3AlSi_3O_{10}(OH)_2 + Fe_3Al_2Si_3O_{12} = KFe_3AlSi_3O_{10}(OH)_2 + Mg_3Al_2Si_3O_{12}$ (thermomètre).

On obtient donc une estimation de la pression par la courbe (1) selon la réaction de « net transfer » et le géobaromètre GASP. De la même façon, on obtient une température traduite par la réaction d'échange biotite/grenat (2). L'intersection des deux courbes nous donne une pression caractéristique de la formation de ces assemblages.

On peut donc conclure que ce type de roche s'est formée sous une température de ***735°C*** et sous une pression de comprise entre ***5600 et 5700 bars (entre 560 et 570 MPa)***.

Il ne faut pas oublier que ces résultats reflètent des conditions P-T estimées selon des points dont la situation reste « stratégique ». En effet, le coeur d'un minéral se forme à un instant précis par rapport à ses bordures. Ces conditions P-T reflètent donc un évènement déterminé dans l'évolution métamorphique de cette roche. Nous expliciterons plus en détails cette remarque plus loin, dans une partie consacrée aux conclusions.

B1.2- Biotite de la MATRICE/BORDURE de grenat

B1.2.1- Points sélectionnés

Le tableau IV rassemble les points sélectionnés. Ces points apparaîssent sur la photo 2m montrée plus haut. Cette fois, la localisation des points se résume ainsi:

- le point 15 reflète la bordure du grain de grenat déjà étudié plus haut,
- le point 8 appartient à une biotite de la matrice sans contact avec le grenat,
- le point 1 se situe dans un plagioclase, presque au contact avec le grenat (15).

B1.2.2- résultats

Le traitement des données nous a montre deux courbes P-T (cf. figure 2.2). Celles-ci retracent les mêmes équations que pour le coeur du grenat/ bordure de la biotite.

Cependant, on note que la courbe 1 (GASP) nous donne une pression un peu plus forte lorsqu'elle intersecte la courbe 2. Il faut noter que ce géobaromètre nous révèle la plus haute pression sous laquelle l'anorthite reste stable. Mais nous tenterons d'expliquer ce phénomène plus loin. D'après les courbes obtenues, nous pouvons déduire que la pression subie par la roche est de comprise entre ***5900 et 6000 bars (entre 590 et 600 MPa)*** et sous une température de ***660°C***.

Tableau IV: points sélectionnés pour l'étude P-T biotite dans la matrice/bordure du grenat (lame 595-4).

Tableau IV-a: Grenat 15.

Tableau IV-b: Biotite 8.

Tableau IV-c: Plagioclase 1.

GRENAT 15 (Lame 595-4, Bordure de grenat)

SiO_2	36.69
TiO_2	0.00
Al_2O_3	21.29
Cr_2O_3	0.03
Fe_2O_3	0.00
FeO	31.53
MnO	0.39
MgO	6.53
CaO	2.34
Total	98.80

Nombre de cations sur une base de 12O

Si	2.935
Al (IV)	0.065
Al (VI)	1.943
Cr	0.002
Fe^{3+}	0.000
Ti	0.000
Mg	0.779
Fe^{2+}	2.110
Mn	0.026
Ca	0.201
Fe/Fe+Mg	0.730
Mg/Mg+Fe+Mn+Ca	0.250

End-members (Mol/%)

Almandin	67.72	*{Fe(3)R(3)Si(3)O(12)}*
Grossulaire	6.45	*{Ca(3)R(3)Si(3)O(12)}*
Pyrope	25.00	*{Mg(3)R(3)Si(3)O(12)}*
Spessartine	0.83	*{Mn(3)R(3)Si(3)O(12)}*

BIOTITE 8 (Lame 595-4)

SiO_2	37.10
TiO_2	4.66
Al_2O_3	16.66
Cr_2O_3	0.04
Fe_2O_3	0.00
FeO	12.82
MnO	0.00
MgO	15.01
CaO	0.00
Na_2O	0.08
K_2O	10.64
F	0.00
H_2O	2.99
Total	100.00

Nombre de cations sur une base de 24 (O, OH, F)

Si	5.543
Al (IV)	2.457
Al (VI)	0.476
Ti	0.524
Fe^{2+}	1.602
Fe^{3+}	0.000
Mn	0.000
Mg	3.342
Cr	0.005
Ca	0.000
Na	0.023
K	2.051
OH	2.980
F	0.000
O	21.020
Fe/Fe+Mg	0.324

PLAGIOCLASE 1 (Lame 595-4, Plag. 1)

SiO_2	45.17
TiO_2	0.00
Al_2O_3	34.71
Fe_2O_3	0.00
FeO	0.07
MgO	0.00
CaO	17.56
Na2O	1.09
K2O	0.43
Total	99.03

Nombre de cations sur une base de 8O

Si	2.102
Al	1.904
Fe^{3+}	0.000
Mg	0.000
Fe^{2+}	0.003
Na	0.098
Ca	0.876
K	0.025
Ca/Ca+Na	0.898
Na/Ca+Na	0.100

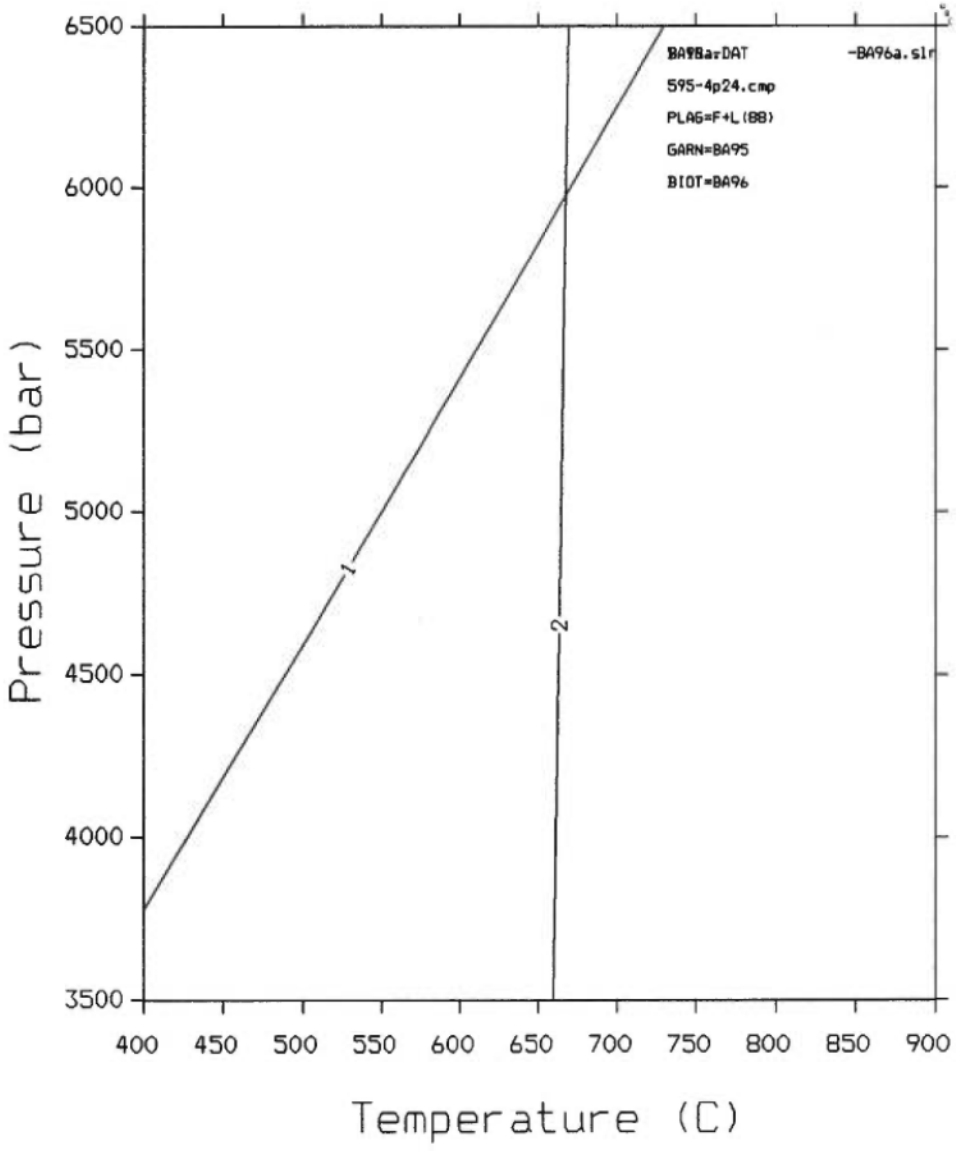
End-members (Mol/%)

Albite (Ab-Na)	9.80
Anorthite (An-Ca)	87.70
Orthose (Or-K)	2.50

Figure 2.2: courbes P-T biotite de la matrice/bordure de grenat.

1- thermomètre GASP,

2- baromètre biotite/grenat.


6500
6000
5500
5000
4500
4000
3500
Pressure (bar)
400
450
500
550
600
650
700
750
800
850
900
Temperature (C)
595-4p24.cmp
PLAG=F+L(88)
GARN=BA95
BIOT=BA96
-BA96a.slr
1
2

B.1.3- BORDURE du grenat/BORDURE de la biotite

B.1.3.1- Points sélectionnés

Les points sélectionnés sont rassemblés dans le tableau V. On peut encore les visionner sur la photo 2m. On note leur localisation de la façon suivante:

- le point 14 représente la bordure du même grenat qu'auparavant,
- le point 11 est la même bordure de biotite, en contact direct avec la bordure du grenat,
- le point 4 est situé en bordure du plagioclase en contact avec la biotite et le grenat.

Le grenat est encore très ferrifère tandis que la biotite reste très magnésienne.

B.1.3.2- Résultats

Le traitement des données par TWEEQU nous a donné des conditions de pression et de température plus basses que les valeurs obtenues pour les autres points.

En effet, si l'on regarde la figure 2.3, on remarque que le géobaromètre GASP (courbe 1) démontre une pression nettement plus basse que celles obtenues pour les deux autres cas étudiés. Les deux courbes traduisent les mêmes équations que précédemment. La température est plus basse que celle témoignée par le coeur du grenat. En effet, on obtient une pression d'environ ***4500 bars (450 MPa)*** pour une température approchant ***670°C***.

Tableaux V: points sélectionnés pour l'étude des conditions P-T bordure du grenat/bordure de la biotite (lame 595-4).

Tableau V-a: Grenat 14.

Tableau V-b:Biotite 11 (identique au tableau III-b).

Tableau V-c: Plagioclase 4 (identique au tableau III-c).

GRENAT 14 (Lame 595-4, Bordure de grenat)

SiO_2	37.15
TiO_2	0.03
Al_2O_3	21.51
Cr_2O_3	0.01
Fe_2O_3	0.00
FeO	31.58
MnO	0.43
MgO	6.87
CaO	1.71
Total	99.29

Nombre de cations sur une base de 12O

Si	2.948
Al (IV)	0.052
Al (VI)	1.959
Cr	0.001
Fe^{3+}	0.000
Ti	0.002
Mg	0.812
Fe^{2+}	2.096
Mn	0.029
Ca	0.145
Fe/Fe+Mg	0.720
Mg/Mg+Fe+Mn+Ca	0.263

End-members (Mol/%)

Almandin	68.01	*{Fe(3)R(3)Si(3)O(12)}*
Grossulaire	4.70	*{Ca(3)R(3)Si(3)O(12)}*
Pyrope	26.35	*{Mg(3)R(3)Si(3)O(12)}*
Spessartine	0.94	*{Mn(3)R(3)Si(3)O(12)}*

BIOTITE 11 (Lame 595-4)

SiO_2	37.02
TiO_2	4.87
Al_2O_3	16.25
Cr_2O_3	0.07
Fe_2O_3	0.00
FeO	12.93
MnO	0.01
MgO	14.67
CaO	0.05
Na_2O	0.06
K_2O	10.42
F	0.00
H_2O	3.65
Total	100.00

Nombre de cations sur une base de 24 (O, OH, F)

Si	5.491
Al (IV)	2.509
Al (VI)	0.332
Ti	0.543
Fe^{2+}	1.604
Fe^{3+}	0.000
Mn	0.001
Mg	3.243
Cr	0.008
Ca	0.008
Na	0.017
K	1.972
OH	3.611
F	0.000
O	20.389
Fe/Fe+Mg	0.331

PLAGIOCLASE 4 (Lame 595-4, Plag. 4)

SiO_2	44.91
TiO_2	0.00
Al_2O_3	34.38
Fe_2O_3	0.00
FeO	0.07
MgO	0.00
CaO	18.15
Na2O	1.16
K2O	0.03
Total	98.70

Nombre de cations sur une base de 8O

Si	2.098
Al	1.893
Fe^{3+}	0.000
Mg	0.000
Fe^{2+}	0.003
Na	0.105
Ca	0.908
K	0.002
Ca/Ca+Na	0.907
Na/Ca+Na	0.104

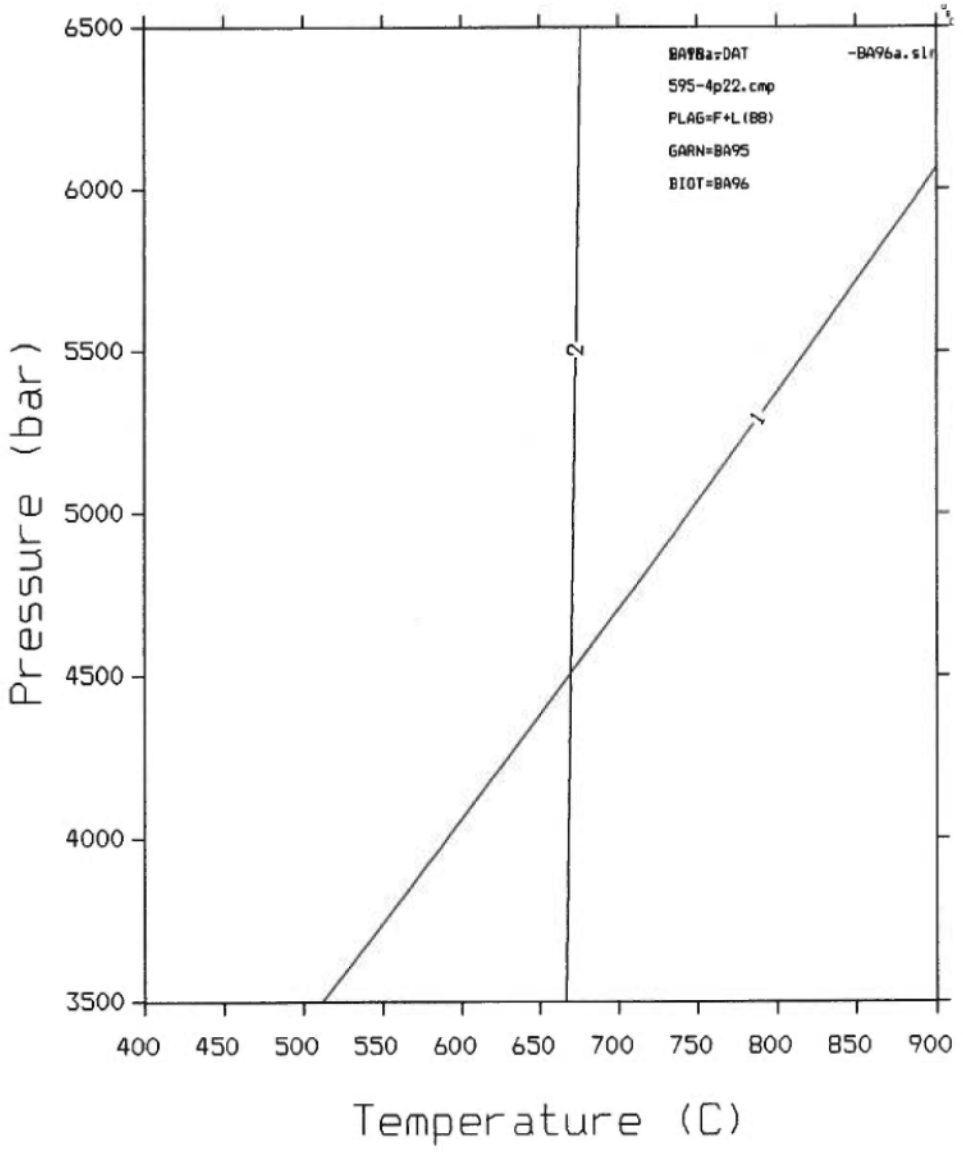
End-members (Mol/%)

Albite (Ab-Na)	10.34
Anorthite (An-Ca)	89.46
Orthose (Or-K)	0.20

Figure 2.3: courbes P-T bordure du grenat/bordure de la biotite.

1- thermomètre GASP,

2- baromètre biotite/grenat.


BA96a.DAT
595-4p22.cmp
PLAG=F+L(88)
GARN=BA95
BIOT=BA96
-BA96a.slm
2
1
6500
6000
5500
5000
4500
4000
3500
Pressure (bar)
400
450
500
550
600
650
700
750
800
850
900
Temperature (C)

B1.4- Assemblage à GRENAT et ORTHOPYROXENE

B1.4.1- Points sélectionnés

L'apparition de l'orthopyroxène dans les gneiss à grenat nous a permis d'utiliser trois géothermomètres différents et un type de baromètre:

- grenat/orthopyroxène,
- grenat/biotite,
- biotite/orthopyroxène,
- grenat - plagioclase - orthopyroxène - quartz.

Les points 3m et 4m sélectionnés sont rassemblés dans le tableau VI. On peut les visionner sur les photos. Les points n'apparaîssent pas tous sur la même photo. Cependant, à l'échelle de la microsonde, ils restent très proches les uns des autres. Leur localisation s'exprime ainsi:

- le point A9 représente la bordure du grenat en contact avec la biotite (photo 3m),
- le point A3 localise une bordure de biotite en contact avec le grenat A9 (photo 3m),
- le point B3 montre la bordure d'un orthopyroxène (photo 4m),
- le point B10 situe la bordure d'un plagioclase sur la même photo que l'orthopyroxène. Cependant, le plagioclase n'est pas en contact avec ce dernier.

Tableau VI: points sélectionnés pour l'étude P-T des gneiss à grenat et orthopyroxène (lame ZF-4).

Tableau VI-a: Grenat A9.

Tableau VI-b: Biotite A3.

Tableau VI-c: Plagioclase B10.

Tableau VI-d: Orthopyroxène B3.

GRENAT A9 (Lame ZF-4)

SiO_2	37.62
TiO_2	0.04
Al_2O_3	21.32
Cr_2O_3	0.00
Fe_2O_3	0.00
FeO	29.64
MnO	1.33
MgO	5.26
CaO	4.91
Total	100.12

Nombre de cations sur une base de 12O

Si	2.970
Al (IV)	0.030
Al (VI)	1.953
Cr	0.000
Fe^{3+}	0.000
Ti	0.002
Mg	0.619
Fe^{2+}	1.957
Mn	0.089
Ca	0.415
Fe/Fe+Mg	0.760
Mg/Mg+Fe+Mn+Ca	0.201

End-members (Mol/%)

Almandin	63.55	*{Fe(3)R(3)Si(3)O(12)}*
Grossulaire	13.47	*{Ca(3)R(3)Si(3)O(12)}*
Pyrope	20.10	*{Mg(3)R(3)Si(3)O(12)}*
Spessartine	2.88	*{Mn(3)R(3)Si(3)O(12)}*

BIOTITE A3 (Lame ZF-4)

SiO_2	37.25
TiO_2	5.61
Al_2O_3	14.96
Fe_2O_3	0.00
FeO	14.30
MnO	0.04
MgO	14.84
CaO	0.00
Na_2O	0.05
K_2O	10.55
F	0.64
H_2O	1.76
	100.00
-O≡F	0.27
Total	99.73

Nombre de cations sur une base de 24 (O, OH, F)

Si	5.689
Al (IV)	2.311
Al (VI)	0.381
Ti	0.644
Fe^{2+}	1.826
Fe^{3+}	0.000
Mn	0.005
Mg	3.378
Ca	0.000
Na	0.015
K	2.055
OH	1.793
F	0.310
O	21.897
Fe/Fe+Mg	0.351

PLAGIOCLASE B10 (Lame ZF-4, Plag. B10)

SiO_2	54.70
TiO_2	0.00
Al_2O_3	28.27
Fe_2O_3	0.00
FeO	0.06
MgO	0.00
CaO	10.45
Na2O	5.57
K2O	0.13
Total	99.18

Nombre de cations sur une base de 8O

Si	2.485
Al	1.514
Fe^{3+}	0.000
Mg	0.000
Fe^{2+}	0.002
Na	0.491
Ca	0.509
K	0.007
Ca/Ca+Na	0.509
Na/Ca+Na	0.491

End-members (Mol/%)

Albite (Ab-Na)	48.76
Anorthite (An-Ca)	50.54
Orthose (Or-K)	0.70

PYROXÈNE B3 (Lame ZF-4, OPX B3)

SiO_2	51.20
TiO_2	0.15
Al_2O_3	1.35
Fe_2O_3	0.00
FeO	28.82
MnO	0.50
MgO	17.87
CaO	0.44
Na_2O	0.02
K_2O	0.01
Total	100.36

Nombre de cations sur une base de 6O

Si	1.961
Al (IV)	0.039
Al (VI)	0.022
Fe^{3+}	0.000
Ti	0.004
Mg	1.020
Fe^{2+}	0.923
Mn	0.016
Ca	0.018
Na	0.001

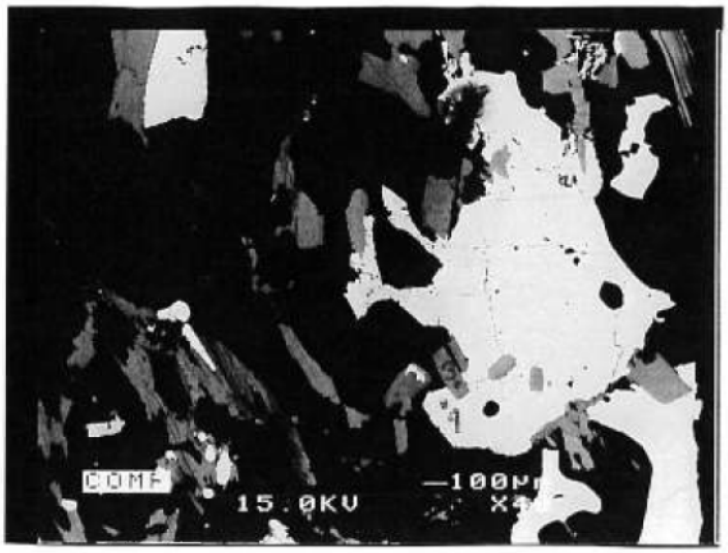
End-members (Mol/%)

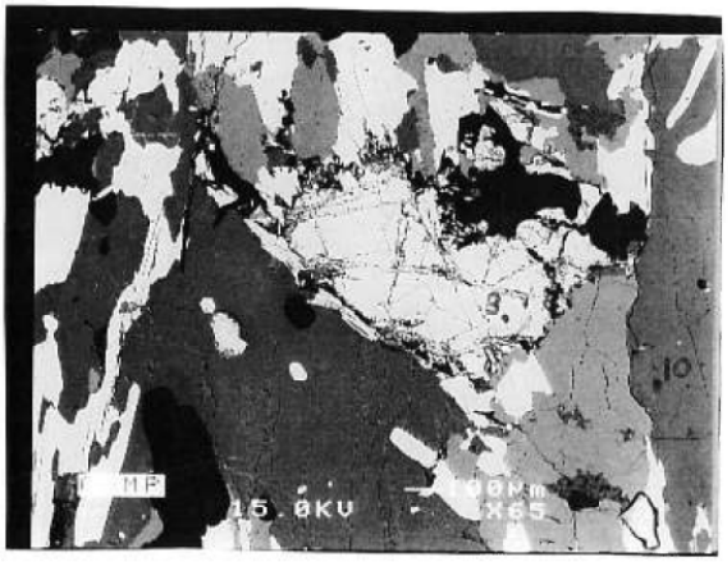
Mg(2) Si(2) O(6)	52.01
Fe(2) Si(2) O(6)	47.07
Ca(Mg, Fe) Si(2) O(6)	0.92

Photos 3m et 4m: photos microsonde.

Photo 3m: lame ZF-4, points 9 (grenat, couleur blanche) et 3 (biotite, grise claire).

Photo 4m: lame ZF-4, points 3 (orthopyroxène, altéré, couleur blanche) et 10 (plagioclase, gris foncé).


COMP
15.0KU


15.0KU

B1.4.2- Résultats

Le passage de ces différents points dans TWEEQU nous a donné douze équations de réaction et donc douze courbes P-T (cf. figure 2.4). Le baromètre grenat-plagioclase-orthopyroxène-quartz entraîne deux réactions car l'orthopyroxène peut être sous son pôle ferrique (ferrosilite) ou magnésien (enstatite). Les réactions obtenues s'expriment ainsi selon les numéros apparaîssant sur chaque courbe (cf. figure 2.4 pour les noms des minéraux):

1-: $Fe_3Al_2Si_3O_{12} = Al_2O_3 + 3\ FeSiO_3$

2-: $2\ Fe_3Al_2Si_3O_{12} + Ca_3Al_2Si_3O_{12} + 3\ SiO_2 = 6\ FeSiO_3 + 3\ CaAl_2Si_2O_8$

3-: $3\ FeSiO_3 + KMg_3AlSi_3O_{10}(OH)_2 = 3\ MgSiO_3 + KFe_3ALSi_3O_{10}(OH)_2$

4-: $3\ MgSiO_3 + Fe_3Al_2Si_3O_{12} = 3\ FeSiO_3 + Mg_3Al_2Si_3O_{12}$

5-: $3\ SiO_2 + Ca_3Al_2Si_3O_{12} + 2\ Al_2O_3 = 3\ CaAl_2Si_2O_8$

6-: $KMg_3AlSi_3O_{10}(OH)_2 + Fe_3Al_2Si_3O_{12} = Al_2O_3 + KFe_3ALSi_3O_{10}(OH)_2 + 3\ MgSiO_3$

7-: $Mg_3Al_2Si_3O_{12} = Al_2O_3 + 3\ MgSiO_3$

8-: $2\ Fe_3Al_2Si_3O_{12} + Ca_3Al_2Si_3O_{12} + 2\ KMg_3AlSi_3O_{10}(OH)_2 + 3\ SiO_2 = 6\ MgSiO_3 + 3\ CaAl_2Si_2O_8 + 2\ KFe_3ALSi_3O_{10}(OH)_2$

9-: $Ca_3Al_2Si_3O_{12} + 2\ Mg_3Al_2Si_3O_{12} + 3\ SiO_2 = 6\ MgSiO_3 + 3\ CaAl_2Si_2O_8$

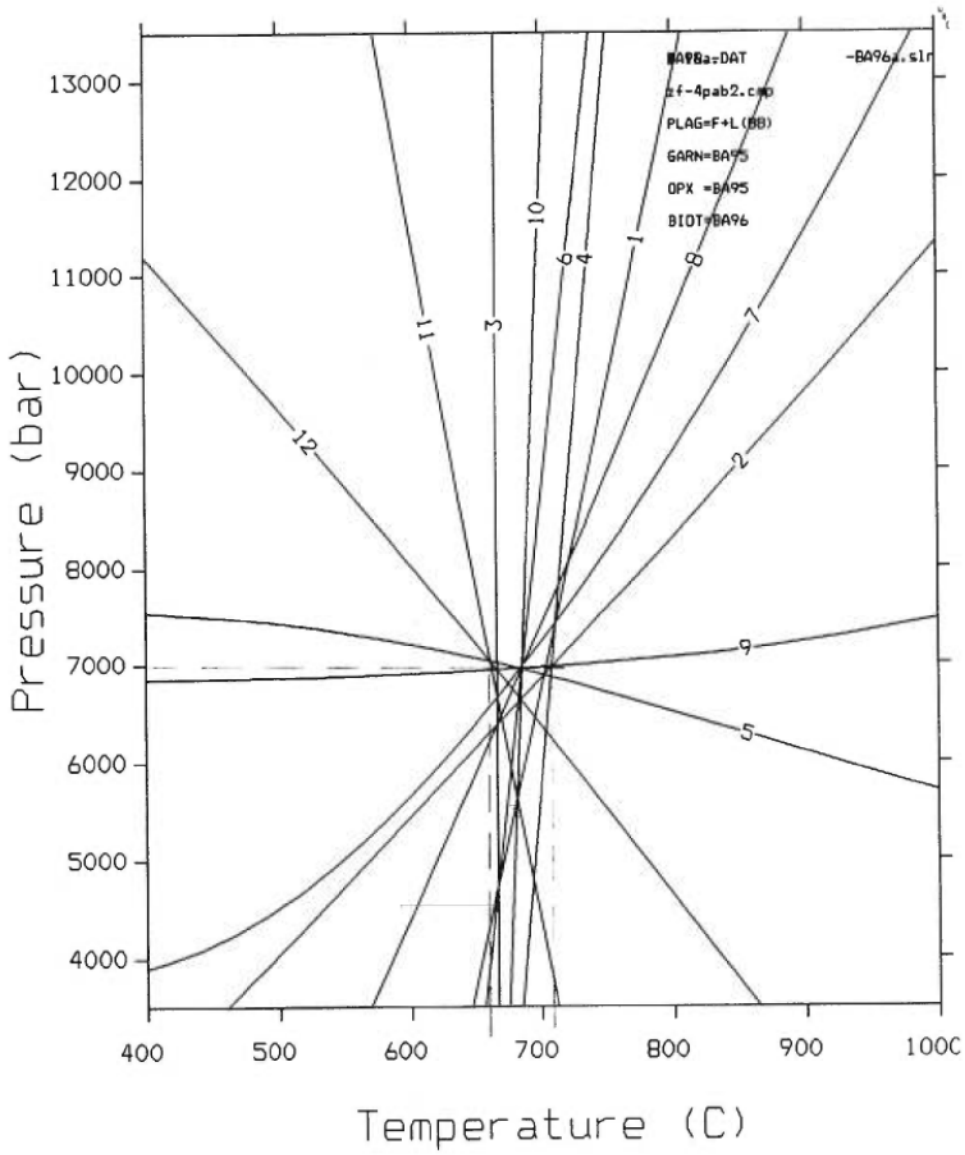
10-: $Fe_3Al_2Si_3O_{12} + KMg_3AlSi_3O_{10}(OH)_2 = Mg_3Al_2Si_3O_{12} + KFe_3ALSi_3O_{10}(OH)_2$

11-: $Mg_3Al_2Si_3O_{12} + KFe_3ALSi_3O_{10}(OH)_2 = Al_2O_3 + 3\ FeSiO_3 + KMg_3AlSi_3O_{10}(OH)_2$

Figure 2.4: courbes P-T du gneiss à grenat et orthopyroxène.

Significations des abréviations utilisées pour les réactions:

- Alm: almandin, Gr: grossulaire, Py: pyrope,
- En: enstatite, Fsl: ferrosillite,
- Ann: annite, Phl: phlogopite,
- An: anorthite,
- aQz: alpha-quartz,
- aOp: oxyde peralumineux.



1): Alm = aOp + 3 Fsl
2): 2 Alm + Gr + 3 aQz = 6 Fsl + 3 An
3): 3 En + Ann = 3 Fsl + Phl
4): 3 En + Alm = 3 Fsl + Py
5): 3 aQz + Gr + 2 aOp = 3 An
6): Phl + Alm = aOp + Ann + 3 En
7): Py = aOp + 3 En
8): 2 Alm + Gr + 2 Phl + 3 aQz = 6 En + 3 An + 2 Ann
9): Gr + 2 Py + 3 aQz = 6 En + 3 An
10): Alm + Phl = Py + Ann
11): Py + Ann = aOp + 3 Fsl + Phl
12): 2 Ann + Gr + 2 Py + 3 aQz = 2 Phl + 6 Fsl + 3 An

12-: $2\ KFe_3ALSi_3O_{10}(OH)_2 + Ca_3Al_2Si_3O_{12} + 2\ Mg_3Al_2Si_3O_{12} + 3\ SiO_2 = 2$

$KMg_3AlSi_3O_{10}(OH)_2 + 6\ FeSiO_3 + 3\ CaAl_2Si_2O_8$.

Cinq de ces réactions reflètent les trois thermomètres (courbes 3, 4 et 10) et les deux baromètres (2 et 9). L'intersection des courbes nous donne un domaine de température compris entre ***650°C*** et ***710°C***. La pression peut être définie plus clairement, soit ***7000 bars (700 MPa).***

Les températures restent proches des valeurs données par les autres assemblages minéralogiques étudiés plus haut. Il faut noter que les gneiss à grenat constitue une seule lithologie. L'apparition de l'orthopyroxène reste locale au sein de cette roche (cf. annexe I, partie A). Cependant, la pression est plus haute. Nous interpréterons ces données plus loin.

Nous allons maintenant aborder l'autre type de métapélites: les gneiss à biotite.

B2- LES GNEISS A BIOTITE

Afin d'avoir au moins un thermomètre pour étudier cette lithologie (biotite/orthopyroxène), nous avons sélectionné des analyses faites dans les gneiss à biotite et à pyroxène. Aucun baromètre n'a pu être utilisé car ce gneiss ne contient pas les assemblages nécessaires.

B2.1- Points sélectionnés

Les données microsonde de ces points sont rassemblées dans le tableau VII (échantillon SM-2).

La photo 5m nous donne la localisation respective des minéraux:

Tableau VII: points sélectionnés pour l'estimation de la température dans les gneiss à biotite (échantillon SM-2).

Tableau VII-a: Biotite 10.

Tableau VII-b: Orthopyroxène 11.

BIOTITE 10 (Lame SM-2)

SiO_2	39.99
TiO_2	0.39
Al_2O_3	14.46
Cr_2O_3	0.01
Fe_2O_3	0.00
FeO	8.13
MnO	0.02
MgO	21.71
CaO	0.01
Na_2O	0.06
K_2O	10.02
F	0.00
H_2O	4.00
Total	98.80

Nombre de cations sur une base de 24 (O, OH, F)

Si	5.675
Al (IV)	2.325
Al (VI)	0.093
Ti	0.042
Fe^{2+}	0.965
Fe^{3+}	0.000
Mn	0.002
Mg	4.592
Cr	0.001
Ca	0.001
Na	0.016
K	1.814
OH	4.922
F	0.000
O	19.078
Fe/Fe+Mg	0.174

PYROXÈNE 11 (Lame SM-2, OPX 11)

SiO_2	53.67
TiO_2	0.04
Al_2O_3	0.43
Fe_2O_3	0.00
FeO	19.46
MnO	0.49
MgO	26.00
CaO	0.28
Na_2O	0.01
K_2O	0.03
Total	100.41

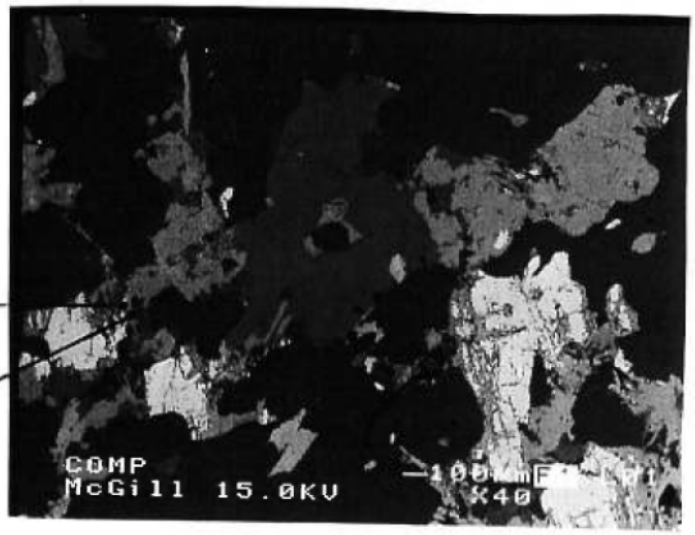
Nombre de cations sur une base de 6O

Si	1.964
Al (IV)	0.018
Al (VI)	0.000
Fe^{3+}	0.000
Ti	0.001
Mg	1.418
Fe^{2+}	0.596
Mn	0.015
Ca	0.011
Na	0.001

End-members (Mol/%)

Mg(2) Si(2) O(6)	70.05
Fe(2) Si(2) O(6)	29.41
Ca(Mg, Fe) Si(2) O(6)	0.54

Photo 5m: photo microsonde de la lame SM-2. Le point 10 nous situe la biotite (grise claire), tandis que le point 11 localise l'orthopyroxène (grisâtre à blanc).


11
(blanc)
10
(gris)
COMP
McGill 15.0KV
X40

- le point 10 représente la bordure d'une biotite,
- le point 11 nous montre la bordure d'un orthopyroxène directement en contact avec le point 10.

Les activités utilisées pour l'eau et le CO_2 restent toujours les mêmes: 0.9 pour l'eau et 0.1 pour le CO_2. Ce type de gneiss, comme toutes les lithologies de la fosse, contient également du graphite (<2%).

B2.2- Résultats

Le traitement des données sur TWEEQU nous a donné une seule courbe. Cette courbe représente le géothermomètre biotite/orthopyroxène utilisé ici. L'équation obtenue s'exprime ainsi (cf. figure 2.5 pour les noms des minéraux):

- $3\ FeSiO_3 + KMg_3AlSi_3O_{10}(OH)_2 = 3\ MgSiO_3 + KFe_3ALSi_3O_{10}(OH)_2$.

Elle nous permet d'obtenir une température de formation de ce type de roche. Le géothermomètre biotite/orthopyroxène nous donne une température de ***655°C.*** Cette valeur reste proche de celles obtenues précédemment. La pression n'a pas pu être estimée.

B3- LES MARBRES DOLOMITIQUES

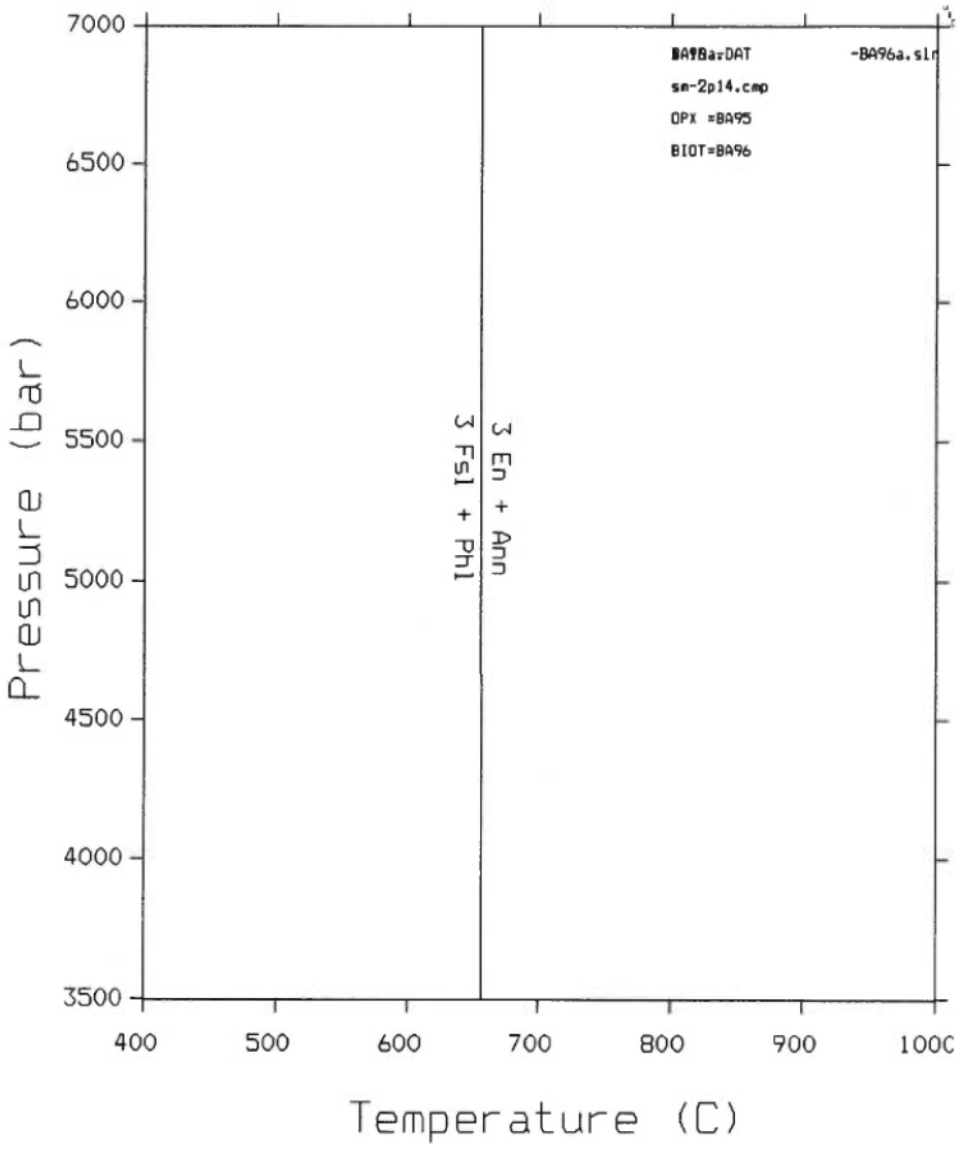
Ce type de lithologie nous a permis de définir uniquement un géothermomètre (biotite/olivine). Les assemblages minéralogiques présents ne peuvent servir comme baromètre.

Figure 2.5: courbe de température des gneiss à biotite et orthopyroxène.

Signification des abréviations utilisées:

- Fsl: ferrosillite, En: enstatite,

- Phl: phlogopite, Ann: annite.


7000
6500
6000
5500
5000
4500
4000
3500
400
500
600
700
800
900
1000
Pressure (bar)
Temperature (C)
3 Fsl + Phl
3 En + Ann
sm-2p14.cmp
OPX =BA95
BIOT=BA96

B3.1- Points sélectionnés

Le tableau VIII rassemblent les analyses des points sélectionnés. Malheuresement, nous ne possédons pas de photo pour la localisation des points.

Les points sélectionnés se caractérisent ainsi:

- le point phlogopite EO1 représente un grain de phlogopite,
- le point olivine EO1 localise un coeur d'olivine.

Les activités choisies diffèrent par rapport aux autres analyses. Le marbre dolomitique contient davantage de graphite et on peut supposer que l'activité de l'eau était faible, le CO_2 ayant agi comme « tampon ». L'activité du CO_2 est donc égale à 0.5. Ce phénomène où le gaz carbonique vient tamponner l'activité de l'eau sera explicité plus en détails plus loin. Il peut expliquer pourquoi, à Stratmin, on retrouve uniquement de la roche fraîche, dans laquelle les minéraux ne semblent pas avoir été affectés par des processus d'altération et des conditions métamorphiques rétrogrades.

Tableau VIII: points sélectionnés pour l'étude P-T des marbres dolomitiques (lame EO-6BP-291).

Tableau VIII-a: Phlogopite EO1.

Tableau VIII-b: Olivine EO1.

PHLOGOPITE EO1 (Lame EO-6BP291)

SiO_2	39.80
TiO_2	0.00
Al_2O_3	15.38
Fe_2O_3	0.00
FeO	0.31
MnO	0.02
MgO	26.67
CaO	0.00
Na_2O	0.17
K_2O	10.96
F	1.07
Cl	0.11
H_2O	4.00
	98.49
-O≡F	0.45
-O≡Cl	0.02
Total	98.02

Nombre de cations sur une base de 24 (O, OH, F, Cl)

Si	5.649
Al (IV)	2.351
Al (VI)	0.221
Ti	0.000
Fe^{2+}	0.037
Fe^{3+}	0.000
Mn	0.002
Mg	5.642
Ca	0.000
Na	0.047
K	1.984
F	0.480
Cl	0.026
OH	3.787
O	19.707
Fe/Fe+Mg	0.006
Mg/Mg+Fe	0.994

OLIVINE EO1 (Lame EO-6BP291)

SiO_2	43.28
TiO_2	0.01
Al_2O_3	0.00
Fe_2O_3	0.00
FeO	1.40
MnO	0.10
MgO	55.90
CaO	0.01
Total	100.70

Nombre de cations sur une base de 4O

Si	1.011
Al	0.000
Ti	0.000
Fe^{3+}	0.000
Mg	1.947
Fe^{2+}	0.027
Mn	0.002
Ca	0.000

End-members (Mol/%)

Mg(2) Si O(4)	98.53
Fe(2) Si O(4)	1.37
Mn(2) Si O(4)	0.10
Ca(2) Si O(4)	0.00

B3.2- Résultats

Le traitement des données nous a donné une seule courbe de température (cf. figure 2.6). Elle retrace la réaction du géothermomètre choisi, soit (cf. la figure 2.6 pour les noms des minéraux):

$$- 3\ Fe_2SiO_4 + 2\ KMg_3AlSi_3O_{10}(OH)_2 = 3\ Mg_2SiO_4 + KFe_3ALSi_3O_{10}(OH)_2.$$

La température estimée est de ***725°C***. Elle reste proche des valeurs obtenues lors des analyses précédentes. La pression n'a pas pu être évaluée.

B4- LES MARBRES GRAPHITEUX: LE MINERAI

Cette lithologie a posé quelques problèmes lors du traitement des données. En effet, nous n'avons pas réussi à ressortir de résultats selon le géothermomètre biotite/amphibole. Cependant, de nouvelles estimations de température sont en cours. De plus, aucun assemblage caractéristique d'un géobaromètre n'a pu être reconnu.

B4.1- Points sélectionnés

Le géothermomètre choisi est l'échange biotite/clinopyroxène. Nous avons sélectionné deux points dont les données microsonde sont résumées dans le tableau IX. Le point 2 représente une bordure de phlogopite, tandis que le point 4 se situe à la bordure d'un diopside, en contact avec la phlogopite. Les activités utilisées pour l'eau et le CO_2 restent égales à 0.1 et à 0.9 respectivement.

Figure 2.6: courbe de température des marbres dolomitiques.

Signification des abréviations utilisées:

- Fa: fayalite, Fo: Forstérite,

- Phl: phlogopite, Ann: annite.

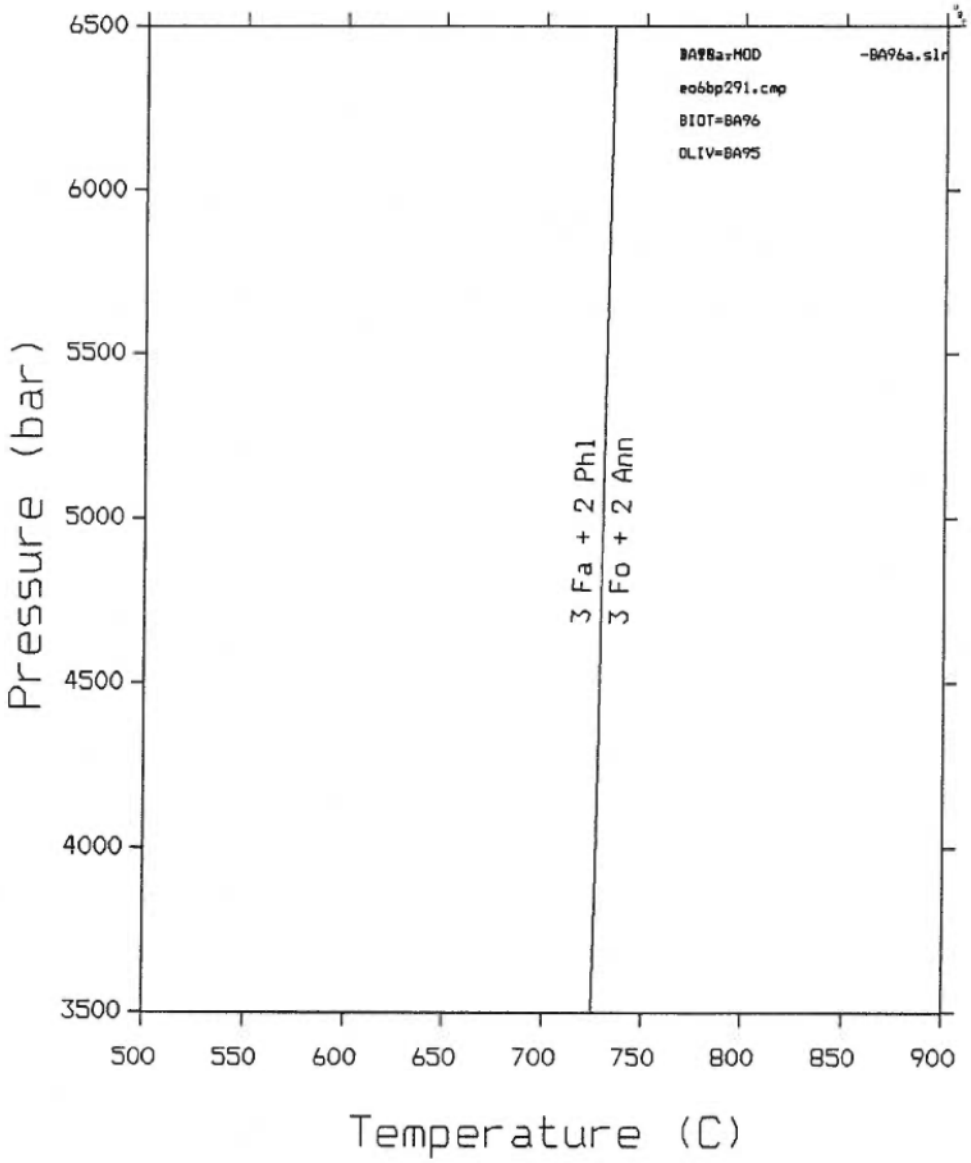

BA98a-MOD
-BA96a.slr
eo6bp291.cmp
BIOT=BA96
OLIV=BA95
3 Fa + 2 Phl
3 Fo + 2 Ann
Pressure (bar)
6500
6000
5500
5000
4500
4000
3500
500
550
600
650
700
750
800
850
900
Temperature (C)

Tableau IX: points sélectionnés pour l'étude des conditions de température au sein des marbres graphiteux (lame SM1-2).

Tableau IX-a: Phlogopite 2.

Tableau IX-b: Clinopyroxène 4.

PHLOGOPITE 2 (Lame SM1-2)

SiO_2	42.08
TiO_2	0.91
Al_2O_3	15.11
Fe_2O_3	0.00
FeO	1.59
MnO	0.00
MgO	26.14
CaO	0.01
Na_2O	0.19
K_2O	10.54
F	0.68
Cl	0.04
H_2O	2.71
	100.00
-O≡F	0.29
-O≡Cl	0.01
Total	99.70

Nombre de cations sur une base de 24 (O, OH, F, Cl)

Si	5.955
Al (IV)	2.045
Al (VI)	0.475
Ti	0.097
Fe^{2+}	0.188
Fe^{3+}	0.000
Mn	0.000
Mg	5.514
Ca	0.001
Na	0.052
K	1.903
F	0.304
Cl	0.010
OH	2.558
O	21.128
Fe/Fe+Mg	0.033
Mg/Mg+Fe	0.967

PYROXÈNE 4 (Lame SM1-2, CPX 4)

SiO_2	52.79
TiO_2	0.47
Al_2O_3	3.28
Fe_2O_3	0.00
FeO	0.86
MnO	0.05
MgO	17.03
CaO	25.45
Na_2O	0.21
K_2O	0.02
Total	100.16

Nombre de cations sur une base de 6O

Si	1.911
Al (IV)	0.089
Al (VI)	0.051
Fe^{3+}	0.000
Ti	0.013
Mg	0.919
Fe^{2+}	0.026
Mn	0.001
Ca	0.987
Na	0.015

End-members (Mol/%)

Mg(2) Si(2) O(6)	47.56
Fe(2) Si(2) O(6)	1.35
Ca(Mg, Fe) Si(2) O(6)	51.09

Selon la réaction $2C + 2H_2O = CO_2 + CH_4$ (1), on peut supposer que l'activité de H_2O est réduite à la faveur de CH_4. En effet, si l'on regarde la figure 2.7, on remarque que pour des températures supérieures à 650°C, la quantité d'eau dans la phase gazeuse diminue considérablement. A 650°C, le gaz contient 55% d'eau. A 800°C, on a 25 % d'eau. Or, les roches de la fosse on enregistré des températures supérieures à 850°C puisque l'on se situe à la transition entre le faciès amphibolite supérieur à granulite. Le pourcentage en eau peut donc être estimé comme inférieur à 15%. Le CO_2 est en plus grande quantité car il est formé à partir du carbone et donc du graphite présent dans le milieu. Or, ces marbres contiennent une teneur assez élevée en graphite car ils représentent le minerai exploité.

B4.2- Résultats

Le traitement des données nous a donné une courbe de température qui retrace la réaction d'échange selon le géothermomètre biotite/clinopyroxène (cf. figure 2.8). Cette réaction s'écrit: $3\ CaFeSi_2O_6 + KMg_3AlSi_3O_{10}(OH)_2 = 3\ CaMgSi_2O_6 + KFe_3AlSi_3O_{10}(OH)_2$.

La température estimée est de ***950°C***. Elle représente la température la plus élevée par rapport aux autres valeurs. Ce phénomène sera explicité plus loin. La pression n'a pas pu être évaluée.

Figure 2.7: *gas species in the gas phase at 2 kb in equilibrium with water and graphite when hydrogen and oxygen fugacities are externally controlled by water and a mineral association as a buffer (here, quartz + fayalite + magnetite), (Winkkler, H. G. L., 1979, after Eugster and Skippen, 1967).*

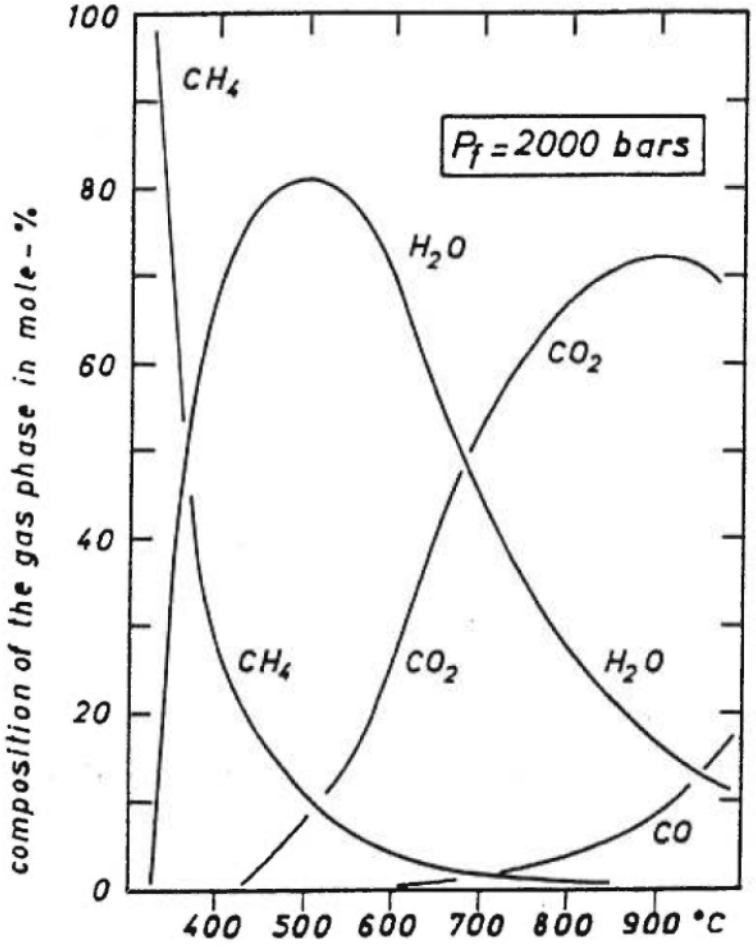
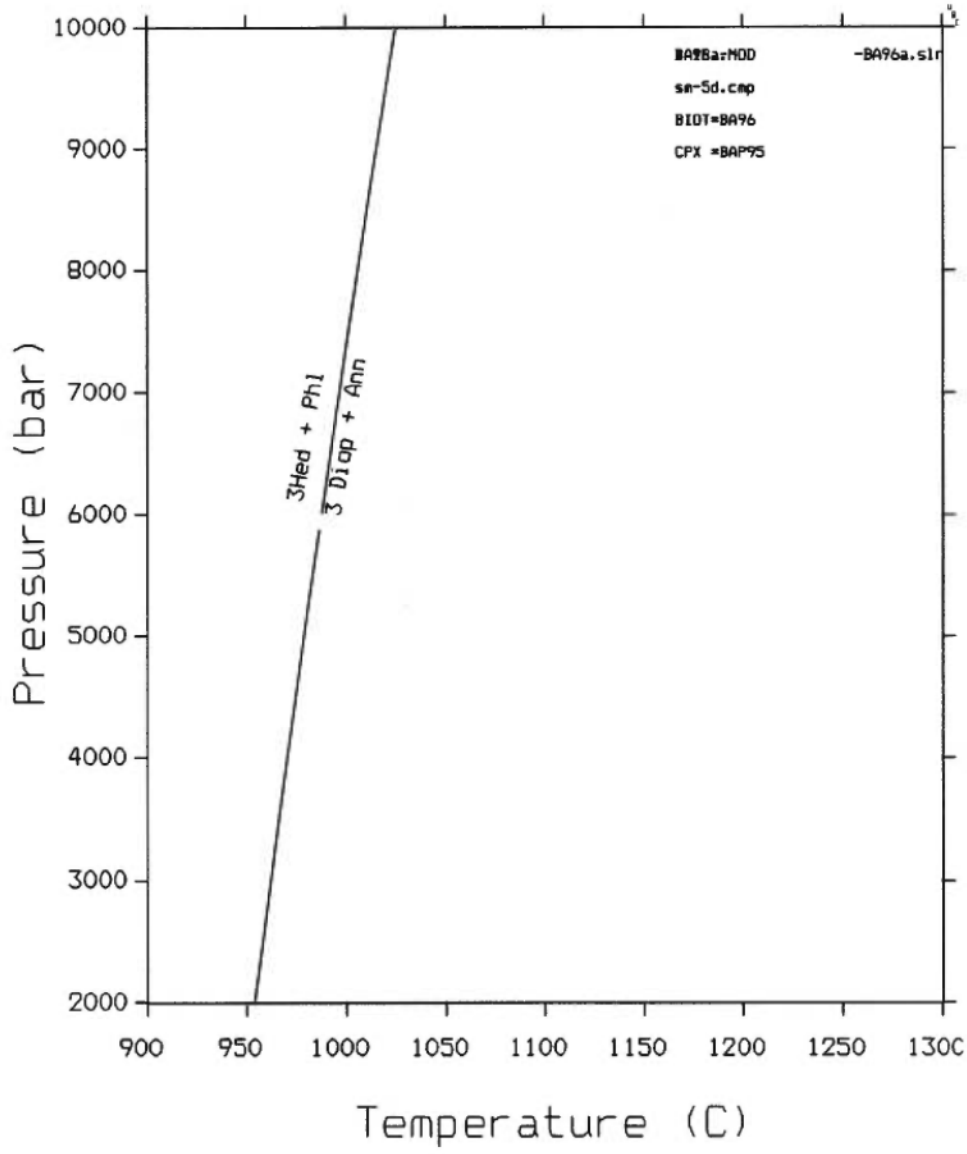

100
80
60
40
20
0
composition of the gas phase in mole - %
CH_4
$P_f = 2000$ bars
H_2O
CO_2
CH_4
CO_2
H_2O
CO
400
500
600
700
800
900 °C

Figure 2.8: courbe de température dans les marbres graphiteux.

Signification des abréviations:

- Hed: hédenbergite, Diop: diopside,

- Phl: phlogopite, Ann: annite.


BA96a:MOD
-BA96a.slr
sm-5d.cmp
BIOT=BA96
CPX =BAP95
3Hed + Phl
3 Diop + Ann
Pressure (bar)
10000
9000
8000
7000
6000
5000
4000
3000
2000
900
950
1000
1050
1100
1150
1200
1250
1300
Temperature (C)

B5- LES PEGMATITES

Seul le premier type de pegmatite a été étudié (cf. chapitre IV). Cette pegmatite contient des pyroxènes. Cela nous permis d'utiliser deux géothermomètres: biotite/orthopyroxène.

Ces pegmatites semblent représenter des roches charnockitiques. Selon Santosh et Yoshida *(1992)*, Chacko et al. *(1987)*, Burton et O'Nions *(1990)*, les charnockites se forment sous des conditions anhydres. En effet, ces auteurs situent l'activité de l'eau entre 0.1 et 0.3.

Nous avons donc basé nos calculs sur ces valeurs d'activité. Selon les minéraux sélectionnés et, plus particulièrement, selon le type de pyroxène choisi, deux températures totalement différentes sont ressorties. Une fois encore, il ne nous a pas été possible de trouver des assemblages minéralogiques pouvant servir de géobaromètres. Cependant, les analyses se poursuivent afin de calibrer un baromètre pour l'estimation de pressions au sein de ces roches.

B5.1- Thermomètre BIOTITE/ORTHOPYROXENE

B5.1.1- Points sélectionnés

Les points sélectionnés sont rassemblés dans le tableau X. Les relations entre ces différents points se résument ainsi:

- le point 3 représente la bordure d'un orthopyroxène,

Tableau X: points sélectionnés pour l'étude de température des pegmatites. Thermomètre utilisé: biotite/orthopyroxène (lame sag1-13).

Tableau X-a: Biotite 4.

Tableau X-b: Orthopyroxène 3.

BIOTITE 4 (Lame sag1-13)

SiO_2	37.93
TiO_2	5.19
Al_2O_3	13.88
Fe_2O_3	0.00
FeO	15.11
MnO	0.00
MgO	14.71
CaO	0.06
Na_2O	0.07
K_2O	10.25
F	0.73
Cl	0.22
H_2O	1.81
	100.00
-O≡F	0.31
-O≡Cl	0.05
Total	99.64

Nombre de cations sur une base de 24 (O, OH, F, Cl)

Si	5.804
Al (IV)	2.196
Al (VI)	0.307
Ti	0.597
Fe^{2+}	1.934
Fe^{3+}	0.000
Mn	0.005
Mg	3.355
Ca	0.010
Na	0.021
K	2.001
F	0.353
Cl	0.057
OH	1.847
O	21.743
Fe/Fe+Mg	0.366

PYROXÈNE 3 (Lame sag1-13, OPX 3)

SiO_2	50.39
TiO_2	0.10
Al_2O_3	0.52
Fe_2O_3	0.00
FeO	25.68
MnO	0.64
MgO	19.81
CaO	0.95
Na_2O	0.03
K_2O	0.00
Total	98.12

Nombre de cations sur une base de 6O

Si	1.958
Al (IV)	0.024
Al (VI)	0.000
Fe^{3+}	0.000
Ti	0.003
Mg	1.147
Fe^{2+}	0.834
Mn	0.021
Ca	0.039
Na	0.002

End-members (Mol/%)

Mg(2) Si(2) O(6)	56.76
Fe(2) Si(2) O(6)	41.28
Ca(Mg, Fe) Si(2) O(6)	1.96

- le point 4 montre la bordure d'une biotite directement en contact avec celle de l'orthopyroxène.

Comme mentionné plus haut, l'activité de l'eau dans ce type de roche (charnockites) est faible, dans ce cas, elle a été fixée à 0.1 *(Santosh et Yoshida, 1992, Chacko et al., 1987, Burton et O'Nions ,1990).* L'activité du CO_2 est plus forte: 0.9. Cela peut expliquer la faible valeur de a_{H2O}. Nous verrons pourquoi plus loin.

B5.1.2- Résultats

La figure 2.9 nous donne la courbe de température obtenue. Cette courbe trace la réaction d'échange biotite/orthopyroxène:

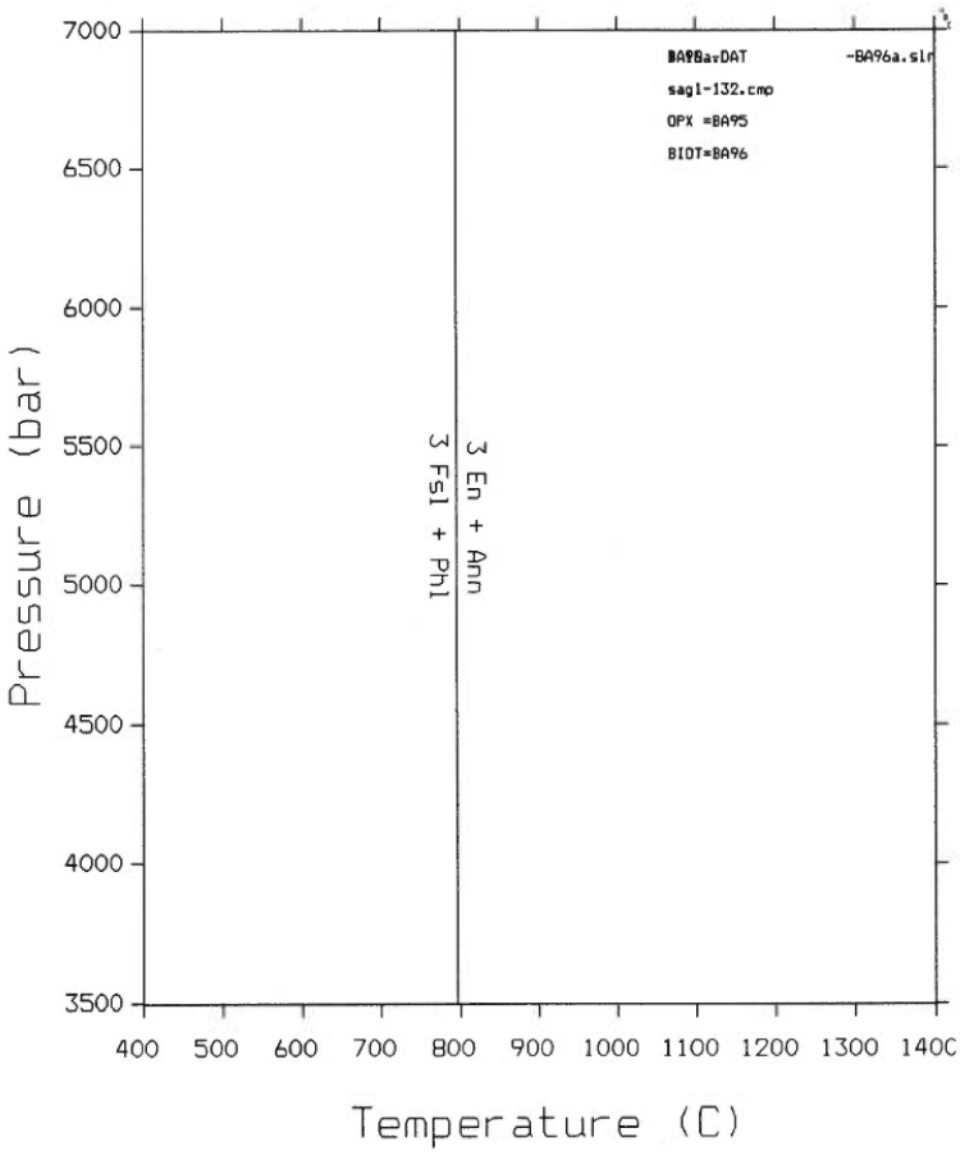
$$3\ FeSiO_3 + KMg_3AlSi_3O_{10}(OH)_2 = 3\ MgSiO_3 + KFe_3ALSi_3O_{10}(OH)_2.$$

Nous obtenons donc une température proche de ***790°C***. Cette valeur semble bien correspondre aux températures de formation des charnockites « incipient » données par les auteurs mentionnés plus-haut: entre 600°C et 800°C. Cependant, la pression de formation n'a pu être estimée.

Figure 2.9: courbe de température selon le thermomètre biotite/orthopyroxène dans les pegmatites de premier type.

Signification des abréviations utilisées:

- Fsl: ferrosillite, En: enstatite,
- Phl: phlogopite, Ann: annite.


7000
6500
6000
5500
5000
4500
4000
3500
Pressure (bar)
400
500
600
700
800
900
1000
1100
1200
1300
1400
Temperature (C)
3 Fsl + Phl
3 En + Ann
sagl-132.cmp
OPX =BA95
BIOT=BA96

C- CONCLUSIONS

Plusieurs remarques peuvent être tirées de ces résultats. En effet, les différentes lithologies montrent parfois des conditions P-T caractéristiques d'un évènement au sein de leur évolution métamorphique. Le tableau XI rassemble toutes les valeurs P-T calculées plus haut.

C1- GNEISS A GRENAT

Selon le thermomètre grenat/biotite et le baromètre GASP, on remarque que:

- l'analyse de la bordure du grenat en contact avec la bordure de la biotite, montre des valeurs de pression et de température plus basses par rapport au coeur du même grenat,
- la biotite de la matrice en contact avec la bordure d'un grenat présente une pression plus élevée pour une température qui reste semblable à celle obtenue pour l'analyse de la bordure du grenat.

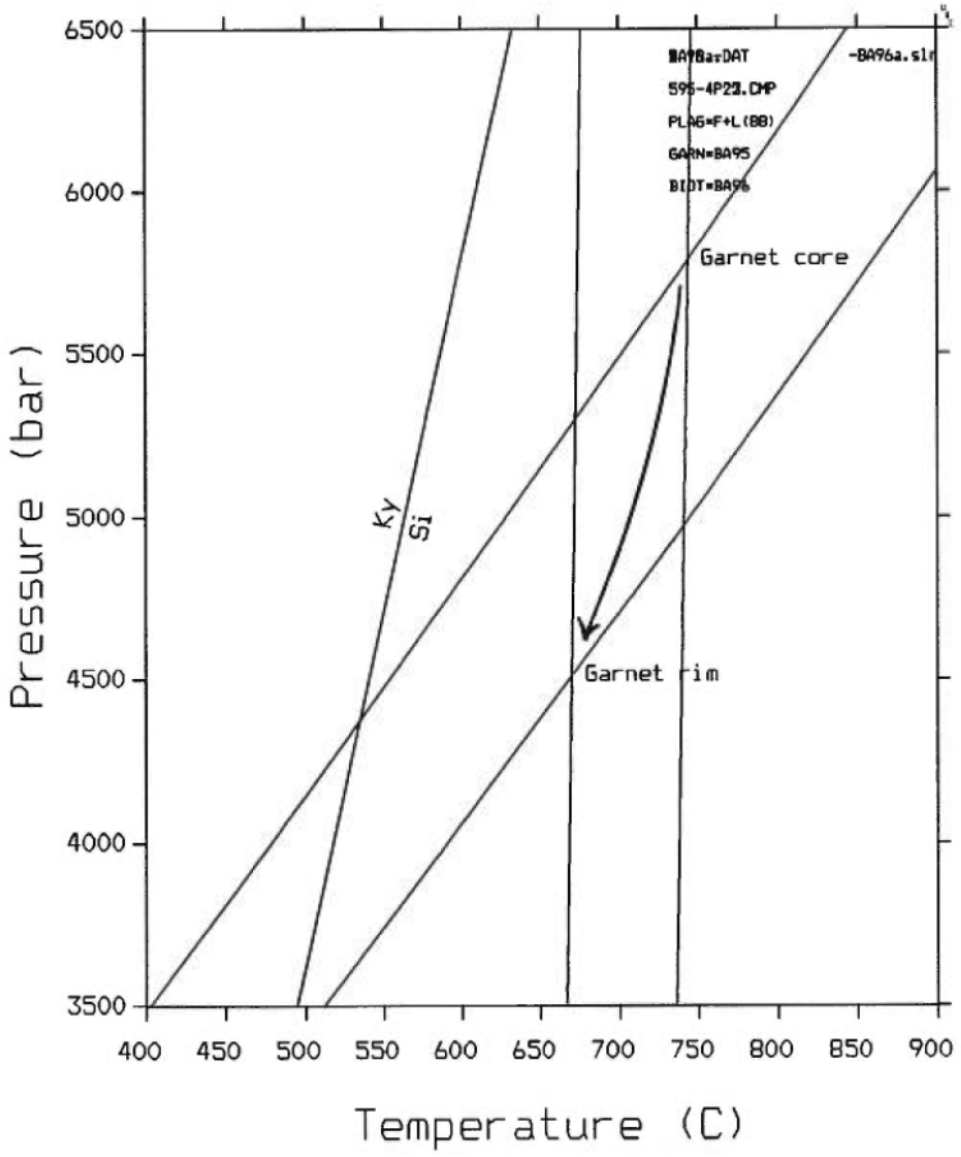
Si l'on regarde la figure 2.10, on observe clairement que le coeur du grenat a enregistré des conditions de formation P-T plus hautes que sa bordure. Ce phénomène s'explique par le fait que le minéral cristallise du coeur vers ses bordures. Aussi, cette baisse de la pression nous permet de suggérer un épisode de décompression, associé à une diminution de la température, lors de la remontée de la roche pendant une période d'extension. Cet évènement pourrait correspondre à notre troisième phase de plissement (P3, cf. chapitre I).

La figure 2.10 retrace donc une partie du « P-T paths » de ces gneiss à grenat.

Tableau XI: valeurs P-T obtenues pour les différentes lithologies.

Lithologie	Points	T(+/- 50oC)	P(MPa)
Gneiss à Gr	*Bord Gr/BordBiot*	*670*	*450*
	MatBiot/BordGr	*660*	*590-600*
	CoeurGr/BordBiot	*735*	*560-570*
Gneiss à Gr+Opx		*650-710*	*700*
Gneiss à Biot/Opx		*655*	
Marb Dolomitique		*725*	
Marb Graphiteux		*950*	
Pegmatites	*Biot/Opx*	*790*	

Figure 2.10: évolution des conditions P-T exprimées par le coeur et la bordure du grenat.


6500
6000
5500
5000
4500
4000
3500
Pressure (bar)
400
450
500
550
600
650
700
750
800
850
900
Temperature (C)
Ky
Si
Garnet core
Garnet rim

C2- LES MARBRES GRAPHITEUX: LE MINERAI

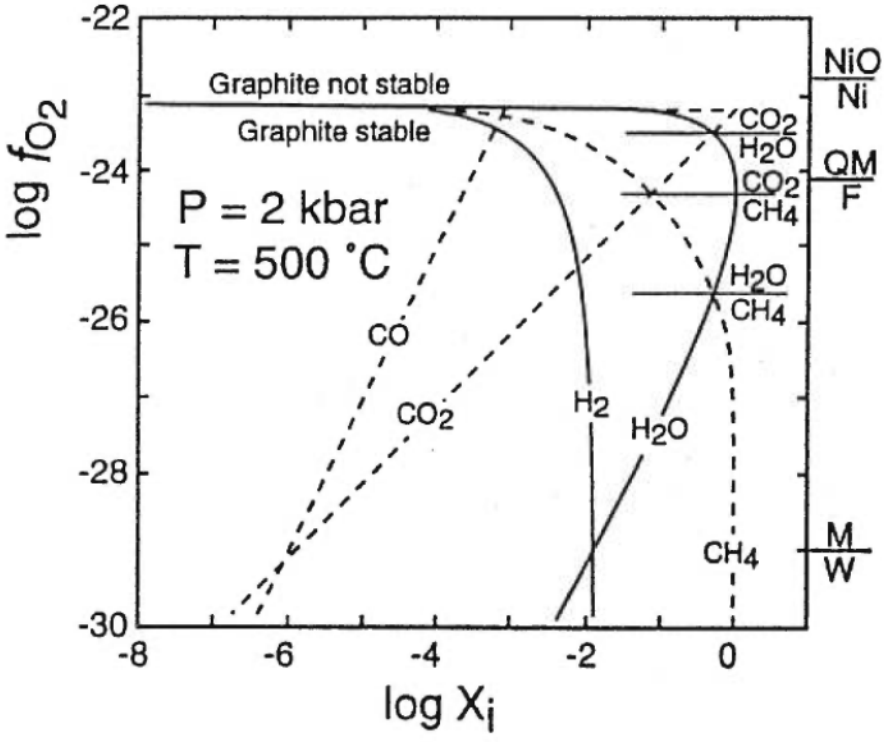
On remarque que cette lithologie montre une température nettement supérieure aux autres valeurs (950°C). Cela s'explique par le rôle du graphite dans le système C-O-H. En effet, selon Spear *(1993),* la présence de carbone dans les fluides métamorphiques requiert la prise en compte de nouveaux composants comme le CO_2, le CO, en plus de l'eau, l'hydrogène et l'oxygène. Afin de déterminer la composition de ces gaz, il faut connaître la fugacité de l'oxygène (f_{O2}). En effet, selon la figure 2.11 *(Spear, 1993),* l'espèce gazeuse qui domine dépend étroitement de f_{O2}. Si f_{O2} est haute, le graphite est instable car il est entièrement transformé en CO_2 selon la réaction:

$$C + O_2 = CO_2.$$

Pour la plus forte valeur de f_{O2} où le graphite est stable ($f_{O2} = 10^{-23.1}$), CO_2 est le gaz le plus abondant, suivi par l'eau, le CO, le CH_4 et H_2 (l'oxygène représente toujours la plus petite quantité du gaz) *(Spear, 1993).* Pour une valeur de $f_{O2} = 10^{-23.3}$, le CO_2 et l'eau sont en concentrations égales. Sous cette valeur, l'eau est l'espèce la plus abondante. Ces observations nous montrent donc que plus la fugacité de l'oxygène est élevée, plus le CO_2 est abondant tandis que la quantité d'eau diminue.

Le CO_2 présent dans le fluide sert alors de solution-tampon et le système reste stable. En effet, le graphite présent dans la roche vient inhiber la fugacité de l'oxygène par la production de CO_2 selon la réaction: $C + O_2 = CO_2$ (1).

Figure 2.11: *plot of a log f_{O2} versus mole fraction (X_i) for C-O-H-S fluids equilibrium with graphite. Note that CO_2 is the dominant species at high f_{O2}, H_2O is dominant at intermediate f_{O2}, and CH_4 is dominant at low f_{O2}. (Spear, 1993, adapted from Ohmoto and Kerrick, 1977).*


-22
-24
-26
-28
-30
log f_{O_2}
-8
-6
-4
-2
0
log X_i
Graphite not stable
Graphite stable
P = 2 kbar
T = 500 °C
CO
CO_2
H_2
H_2O
CH_4
CO_2 H_2O
CO_2 CH_4
H_2O CH_4
NiO Ni
QM F
M W

La diminution de la quantité d'eau selon l'augmentation de la température dans un fluide en équilibre avec le graphite est représentée sur la figure 2.12 *(Spear, 1993)*. Cette diminution dépend également de la pression.

Pour une température supérieure à 950°C, X_{H2O} serait inférieure à 0.3. La température de formation de ce marbre graphiteux illustre donc un milieu riche en CO_2 et pauvre en eau. La présence du graphite est l'élément clé ayant dirigé la composition finale de la roche et influencé ses conditions de formation. Cependant, il faut tenir compte également de la grande quantité de fluides ayant circulé au sein de ces marbres.

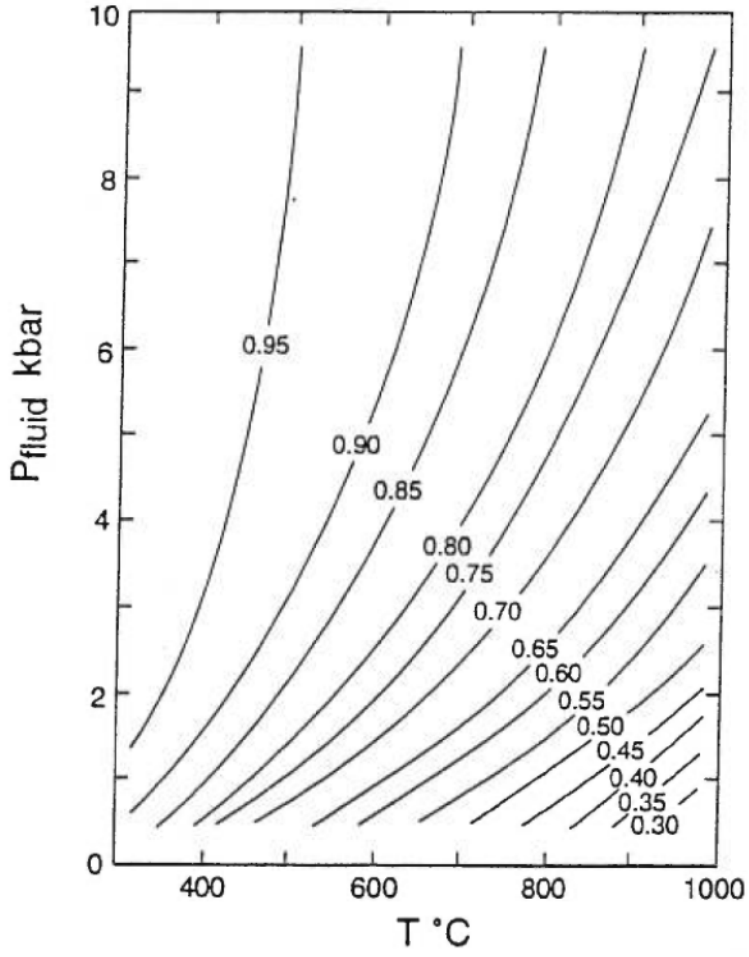
C3- LES PEGMATITES

C3.1- Thermomètre BIOTITE/ORTHOPYROXENE

Le premier type de thermomètre utilisé (biotite/othopyroxène) nous donne une température de 795°C. De par l'assemblage minéralogique (hyperthène + K-feldspath + plagioclase + quartz) présent dans ces roches et leur température de formation, elles semblent illustrer une roche charnockitique « incipient ».

Les charnockites sont des roches dérivées du faciès granulite. Elles s'étendent surtout dans la partie Est du Gondwana que constituent l'Inde, le Sri Lanka, l'Australie et l'Antarctique. Elles représentent des fragments de la croûte inférieure et moyenne. Elles sont également présentes dans la province du Grenville, notamment près du massif de Morin.

Figure 2.12: *plot of P_{fluid} versus temperature, showing contours of the maxima H_2O content in C-O-H fluids in equilibrium with graphite. (Spear, 1993, from Ohmoto and Kerrick, 1977).*


10
8
6
4
2
0
400
600
800
1000
T °C
Pfluid kbar
0.95
0.90
0.85
0.80
0.75
0.70
0.65
0.60
0.55
0.50
0.45
0.40
0.35
0.30

C3.1.1- Définitions

Les charnockites sont des roches renfermant l'assemblage: orthopyroxène + K-feldspath + plagioclase + quartz. Elles sont dérivées au faciès granulite et peuvent apparaître sous forme de poches ou de veines. Ces roches peuvent résulter du métamorphisme d'orthogneiss à amphiboles (origine ignée) ou de paragneiss à biotite et grenat (origine sédimentaire). Bien que la majorité des charnockites régionales appartiennent à la catégorie des orthocharnockites, les produits de transformation in situ apparaîssent au sein des orthogneiss et des paragneiss.

Pour les orthocharnockites, l'orthopyroxène se forme par la réaction:

CaAmphibole + Biotite + Quartz = Orthopyroxène *(Santosh et al., 1990, Santosh et Yoshida 1992, 1994)*,

tandis que pour les paracharnockites on utilise la réaction suivante:

Grenat + Biotite + Quartz = Orthopyroxène + Feldspath alcalin + Plagioclase *(Santosh et al., 1990, Santosh et Yoshida 1992, 1994)*.

Certaines études ont tenté, à partir de phases thermobarométriques d'équilibre, d'établir les conditions de pressions-températures de formation de ces charnockites *(Hansen et al., 1987, Raith et al., 1989, Burton et O'Nions, 1990, Santosh et al., 1990, Santosh et Yoshida, 1992)*. Cependant, il faut noter qu'aucun gradient P-T n'a été décelé à travers les fronts de réaction entre les gneiss et les charnockites. Cela révèle que la transformation des minéraux hydratés dans les gneiss originaux et la stabilisation de l'orthopyroxène dans les

charnockites dérivent d'un processus contrôllé par un fluide.

En effet, les charnockites représentent des roches de faciès granulite anhydre, formées sous des conditions de pressions partielles en eau très faibles. Les conditions de pressions se situent entre 450 et 800 MPa, voire même 600 à 900 MPa, tandis que la température varie entre 600°C et 800°C *(Santosh et Yoshida, 1994)*. Cependant, comme nous pouvons le voir sur la figure 2.13 *(Santosh et Yoshida, 1992, Chacko et al., 1987, Burton et O'Nions, 1990)*, l'activité de l'eau reste très faible (entre 0.1 et 0.3). Plusieurs hypothèses ont été émises pour expliquer cette dépression en H_2O *(Santosh et Yoshida, 1992):*

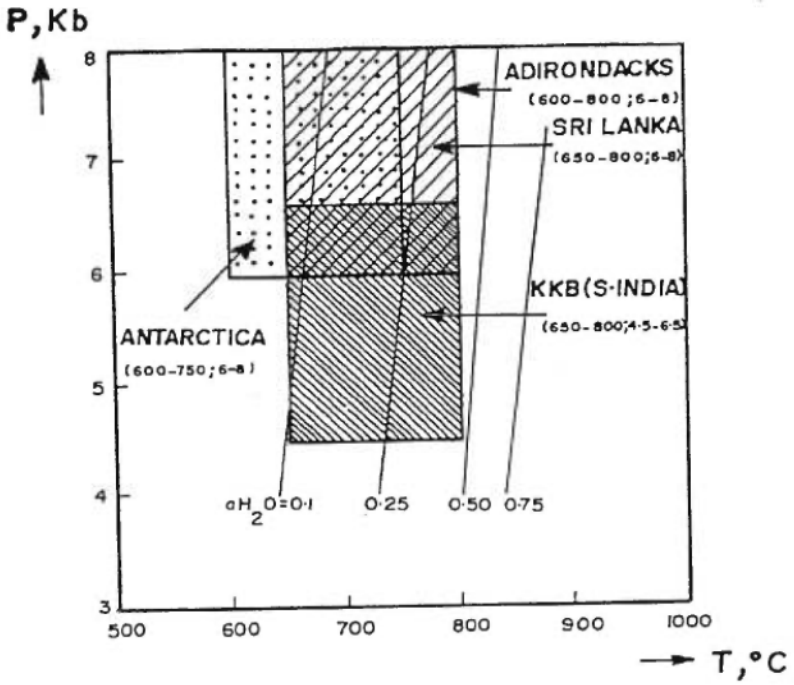
1-phénomène de dilution et d'extraction sélective de l'eau par circulation d'un fluide non aqueux, CO_2 en général. On appelle cela le métamorphisme carbonique *(Touret, 1971, Newton et al., 1980, Santosh, 1986)*,

2-métamorphisme de lithologies anhydres, *(Lamb et Valley, 1984)*

3-déshydratation par le passage de magmas secs en provenance de plus grande profondeur *(Waters, 1988, Burton et O'Nions, 1990)*.

Plusieurs terrains granulitiques montrent des évidences des ces trois mécanismes qui peuvent avoir opéré conjointement ou individuellement *(Santosh et Yoshida, 1992, Frost et al., 1989, Touret, et Hartel, 1990)*.

Figure 2.13: diagramme de pression-température montrant les conditions de formation des charnockites dans la baie de Lützow-Holm, Antarctique *(Santosh and Yoshida, 1992a)*, dans la ceinture de Khondalite-Kerala au sud de l'Inde *(Chako and al., 1987)*, et au Sri Lanka *(Burton and O'Nions, 1990)*. Les conditions P-T pour les granulites des Adirondacks aux E.U *(Lamb and al., 1987)* sont également indiquées.


P, Kb
8
7
6
5
4
3
500
600
700
800
900
1000
T, °C
ADIRONDACKS
(600-800 ; 6-8)
SRI LANKA
(650-800;6-8)
KKB(S-INDIA)
(650-800;4·5-6·5)
ANTARCTICA
(600-750 ; 6-8)
a_{H_2O}=0·1
0·25
0·50
0·75

C3.1.2- Profondeur de formation

Ces charnockites représentent des sections exhumées de la croûte inférieure et moyenne terrestre. Aussi, les charnockites sont encore l'objet de nombreuses études concernant les phénomènes profonds de la croûte et, surtout, orientés vers les processus d'intéraction croûte/manteau.

Si l'on veut être plus précis, on peut utiliser l'équation suivante *(Trzcienski, communication personnelle, 1996)*:

Pression en kbar = 0.3 h,

où ***h*** représente, en km, la profondeur de formation des roches étudiées. Or, on sait que les charnockites présentent des pressions comprises entre 4.5 et 8 kbar, voire même de 6 à 9 kbar (cf. figure 2.13). Les profondeurs de formation se situent donc entre:

4.5 kbar = 0.3 h

8 kbar = 0.3 h

On a donc: h = 15 km à 27 km.

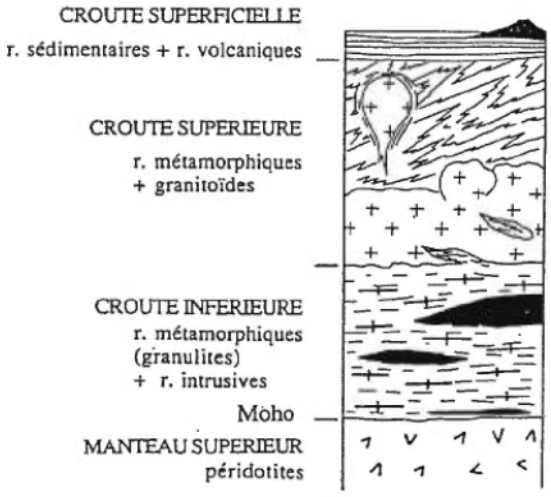
6 kbar = 0.3 h

9 kbar = 0.3 h

On a donc: h = 20 km à 30 km.

Or, ces profondeurs, d'après la figure 2.14 *(Caron et al., 1992)* correspondent, en effet, à la croûte inférieure. L'étude de cette partie profonde de la croûte continentale peut nous révéler des indices sur la formation originelle de la croûte inférieure et moyenne de la terre.

Figure 2.14: colonne stratigraphique à travers la croûte terrestre *(Caron et al., 1992).*


CROUTE SUPERFICIELLE
r. sédimentaires + r. volcaniques
CROUTE SUPERIEURE
r. métamorphiques
+ granitoïdes
CROUTE INFERIEURE
r. métamorphiques
(granulites)
+ r. intrusives
Moho
MANTEAU SUPERIEUR
péridotites

Les pegmatites qui affleurent le long du mur nord de la fosse semblent refléter une roche charnockitique « incipient » (c'est-à-dire, en formation). Bien que la pression n'a pas pu être estimée, on peut l'évaluer par rapport aux données publiées et aux valeurs trouvées dans les roches adjacentes.

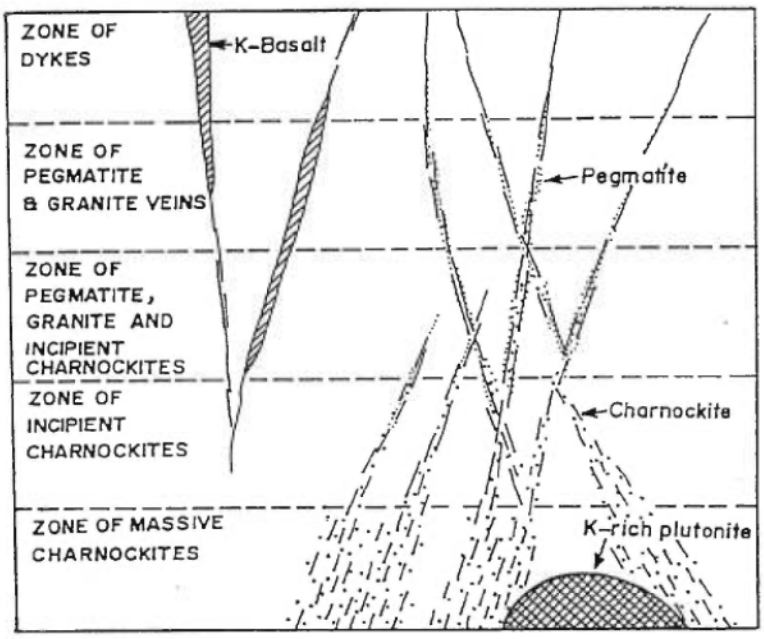
Cette pression pourrait être comprise entre 4.5 et 6 kbar selon la figure 2.13 et les résultats donnés par TWEEQU dans les gneiss à grenat. De nouvelles analyses devraient venir éclaircir les conditions de pression au sein de ces roches.De plus, nous pouvons faire l'hypothèse que ces roches charnockitiques dérivent du métamorphisme des métapélites encaissantes (gneiss à grenat). Elles représenteraient donc des paracharnockites issues de la réaction suivante: grenat + biotite + quartz = orthopyroxène + K-feldspath + plagioclase

C4- CONCLUSION GENERALE

Les analyses à la microsonde traitées par le logiciel TWEEQU selon la réaction d'échange Fe-Mg et les thermomètres biotite/grenat, biotite/orthopyroxène, biotite/clinopyroxène et biotite/olivine, montre des températures égales à 700 +/- 50°C. Les pressions estimées varient entre 4.5 et 6 Kbar selon le géobaromètres GASP. Les variations de températures au sein des marbres graphiteux et des pegmatites s'expliquent par des compositions de fluides différentes. Les roches de Stratmin ont donc été métamorphisées au faciès amphibolite supérieur à granulite. On se retrouve à la transition de ces deux faciès. Ce passage du faciès amphibolite au faciès granulite reste controversé et se ferait par une

déshydratation progressive des roches *(Spear, 1993)*. Les inclusions fluides dans les roches du faciès granulite sont riches en CO_2, tandis que celles des roches du faciès amphibolite sont riches en H_2O. Cela suggère une différence dans la composition du fluide entre les deux faciès *(Spear, 1993)*. Les pegmatites retrouvées à STRATMIN illustrent ce phénomène. En effet, les charnockites reflètent un faciès anhydre où l'activité de l'eau reste faible. L'infiltration de CO_2 dans le milieu peut expliquer cette déshydratation. Certains auteurs suggèrent donc que du CO_2 issu du manteau est la cause de la formation du faciès granulite *(Newton et al., 1980, Newton, 1992, Hansen et al., 1987)*. Ce CO_2 pourrait dériver de magmas basaltiques intraplaques et aurait circulé le long de fractures profondes ou de zones de cisaillement (cf. figure 2.15). De plus, quelques granites alcalins et sub-alcalins, des plutons de syénite et des basaltes potassiques, existent le long des aires réactivées de l'est du Gondwana. Ces lithologies pourraient représenter des fractures d'extension contrôlées par un magmatisme provenant du manteau. Des conduits magmatiques pour ce CO_2 juvénile sont alors possibles. Ces routes « structurales » auraient permis le transport du CO_2 vers des niveaux crustaux plus hauts, entraînant l'altération des gneiss en charnockites. L'intrusion de Morin, dans la province du Grenville, a entraîné la formation de charnockites dans les terrains adjacents.

Figure 2.15: modèle schématique de la formation des charnockites « incipient ». Des fluides riches en CO_2 s'infiltre le long de ces conduits structuraux ainsi que des magmas alcalins et sub-alcalins *(Yoshida and Santosh, 1993).*


ZONE OF DYKES
K-Basalt
ZONE OF PEGMATITE & GRANITE VEINS
Pegmatite
ZONE OF PEGMATITE, GRANITE AND INCIPIENT CHARNOCKITES
ZONE OF INCIPIENT CHARNOCKITES
Charnockite
ZONE OF MASSIVE CHARNOCKITES
K-rich plutonite

Aussi, les roches de STRATMIN semblent illustrer un évènement métamorphique isothermal relié à plusieurs épisodes d'extensions et de compressions tectoniques. On peut supposer qu'un premier épisode d'extension tectonique a entraîné la formation de bassins. La sédimentation s'est produite au sein de ces bassins. Une période de compression majeure a alors provoqué le métamorphisme de ces sédiments sous des conditions du faciès amphibolite supérieur à granulite. Cet événement compressif a provoqué des chevauchements et des charriages entraînant l'enfouissement des lithologies et leur métamorphisme. Cette période de compression (P_1) est soulignée par l'orientation des minéraux métamorphiques au sein de la foliation majeure S_1.

Il faut souligner que cette étude se limite à une surface restreinte (dimensions de la fosse: 750 m sur 350 m). Les conditions de pression et de température enregistrées par les roches ne peuvent donc pas varier sur une superficie aussi limitée. On parle donc de métamorphisme isothermal.

D- DISCUSSION

L'étude métamorphique la plus proche de notre terrain, effectuée au sein de la région de Maniwaki, est celle d'Indares *(1982)*. Le terrain de Maniwaki est situé sur la bordure occidentale du Bassin de Mont-Laurier et fait partie de la zone centrale métasédimentaire de la province du Grenville. Comme à STRATMIN, l'orthopyroxène a été observé et prouve que les conditions du faciès granulite ont été atteintes. Cependant, des assemblages prograde à hornblende et quartz

persistent encore localement à travers la région de Maniwaki. Les roches de STRATMIN ne présentent aucune trace de métamorphisme rétrograde. Cela peut s'expliquer par la composition des fluides riches en CO_2.

La sillimanite est largement répandue dans les métapélites de Maniwaki, tandis que la cordiérite apparaît localement en couronne autours du grenat et/ou de la biotite. Comme mentionné dans l'étude pétrographique en annexe I, la sillimanite reste très locale au sein de notre terrain et la cordiérite reste absente. L'utilisation du thermomètre biotite/grenat dans les métapélites sur des grains isolés a donné des températures comprises entre 850 et 750°C. Ces valeurs sont plus élevées que celles données par le même thermomètre au sein des métapélites de STRATMIN (entre 660 et 740°C). Les roches situées à Maniwaki ont donc enregistré des températures plus hautes, correspondant probablement au pic du métamorphisme. L'utilisation du baromètre GASP dans le terrain d'Indares a donné des pressions de 850 à 450 MPa. Ces valeurs correspondent plus ou moins à celles obtenues à STRATMIN (600 à 450 MPa).

Les gneiss à pyroxènes de Maniwaki ont donné les mêmes températures pour le même thermomètre (biotite/grenat). Les températures calculées sur notre terrain restent encore plus faibles. Les pressions obtenues à Maniwaki selon le baromètre orthopyroxène-grenat-plagioclase-quartz s'étalent entre 850 et 600 MPa. Les gneiss à orthopyroxène de notre terrain, selon le même baromètre, ont enregistré une pression égale à 700 MPa, ce qui reste dans l'intervalle obtenu à Maniwaki.

En général, on peut dire que les roches de STRATMIN ont enregistré des pressions semblables à celles de Maniwaki. Les températures obtenues sur notre terrain restent cependant plus basses pour les mêmes lithologies. Les roches de Maniwaki ont donc été métamorphisées au faciès granulite, tandis que sur notre terrain, les roches ont enregistré des conditions P-T équivalentes au passage du faciès amphibolite à granulite. La figure 2.16, tirée des travaux d'Indares, montre les conditions P-T calculées à STRATMIN en comparaison avec celles de Maniwaki.

La ceinture centrale métasédimentaire de la province du Grenville a fait l'objet de nombreux travaux. Cependant, le bassin de Mont-Laurier reste assez méconnu. Il a donc été difficile de trouver des études pouvant être comparées à notre terrain. De plus, la fosse de STRATMIN, d'une longueur de 750 m pour 350 m de large, constitue un terrain d'étude de petite échelle et les travaux d'échelle régionale ne peuvent être servir pour comparaison.

Figure 2.16: conditions métamorphiques obtenues dans la région de Maniwaki *(Indares, 1982):*

-1- gradient rétrograde enregistré par l'association cordiérite-grenat-sillimanite-quartz,

-2- gradient rétrograde enregistré par l'association grenat-plagioclase-sillimanite-quartz (GASP),

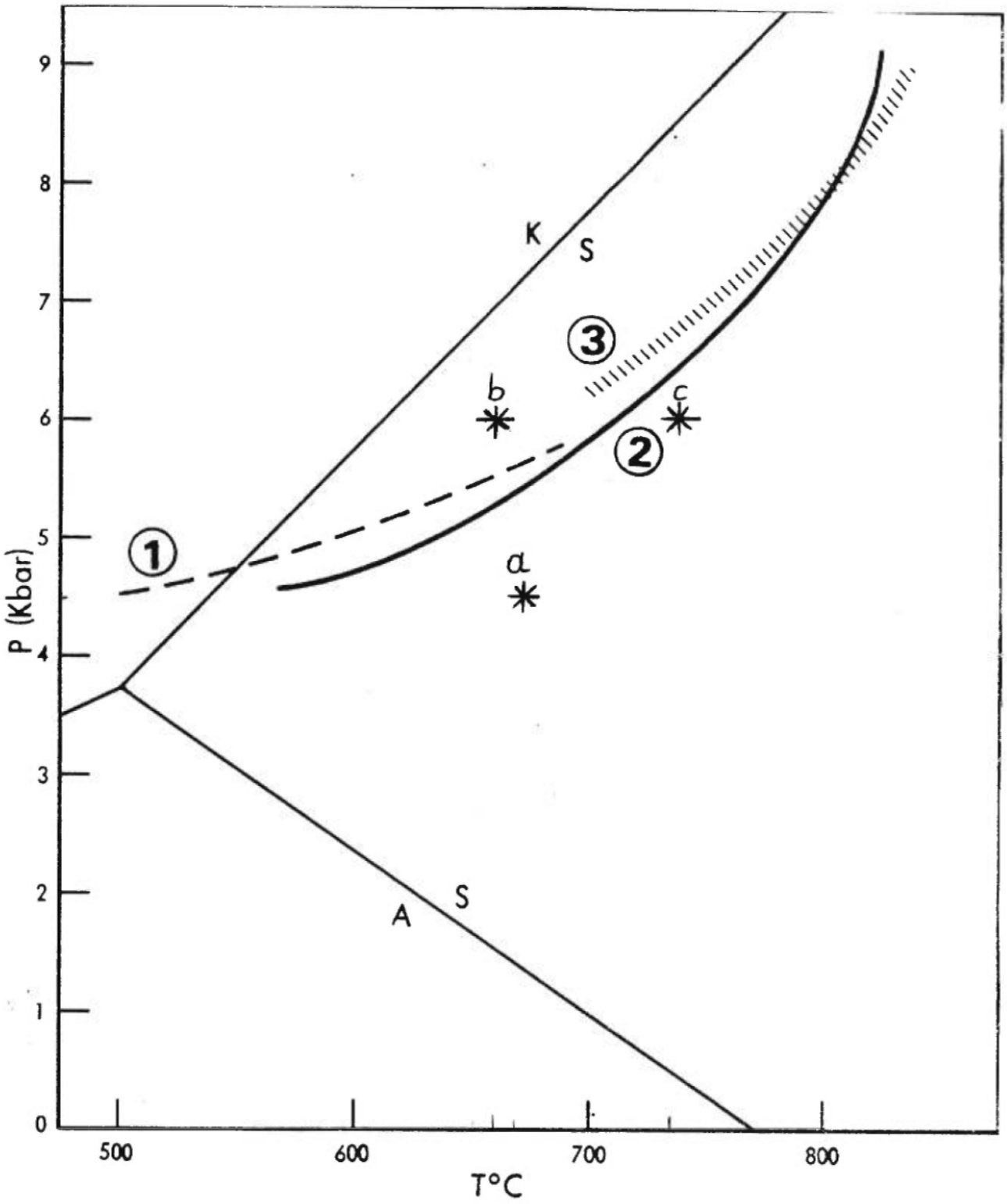
-3- gradient rétrograde enregistré par l'association clinopyroxène-grenat-plagiocalse-quartz.

Les valeurs obtenues pour STRATMIN, selon le thermomètre grenat/biotite et le baromètre GASP, dans les gneiss à grenat, ont été rajoutées:

-a- bordure grenat/bordure biotite,

-b- biotite de la matrice/bordure grenat,

-c- coeur grenat/bordure biotite.


P (Kbar)
T°C
500
600
700
800
0
1
2
3
4
5
6
7
8
9
K
S
A
S
a
b
c
1
2
3

PARTIE III: *LES ORIGINES DU CARBONE*

CHAPITRE III: LES ORIGINES PRESUMEES DU GRAPHITE

Simandl *(1992)* a fait la synthèse des différentes sources possibles du carbone dans les gisements de graphite. Ce chapitre résume ses travaux et tente de faire des rapprochements avec l'origine possible du graphite à Stratmin. Deux hypothèses peuvent être avancées pour expliquer l'origine du carbone dans les gisements de graphite à travers le monde: une source originelle biotique ou abiotique. Le métamorphisme de la matière organique constitue alors la première hypothèse. Ce type de gisement se retrouve au sein de lithologies métamorphisées au faciès amphibolite supérieur à granulite. Cependant, le deuxième type de gisement peut lui aussi être associé à ces faciès métamorphiques. Mais le carbone démontre une origine abiotique. Il peut alors résulter de la circulation de fluides dans les roches et de la présence du dioxyde de carbone. Ce dioxyde peut provenir des réactions de décarbonatation des minéraux et/ou du dégazage du manteau. Comme nous l'avons vu, Stratmin Graphite se situe au sein de lithologies métamorphisées aux faciès amphibolite supérieur à granulite. De plus, il faut noter la présence de suites charnockitiques possiblement associées aux gisements de graphite à travers le monde. Ces charnockites peuvent apporter de précieux renseignements quant à l'origine du dioxyde de carbone nécessaire à la cristallisation du graphite. Des roches charnockitiques, illustrée par les pegmatites de surface, existe à Stratmin Graphite. Dans un premier temps, nous allons donc revoir les différentes

hypothèses proposées pour l'origine du graphite en général. D'après une étude réalisée par Simandl *(1992)* sur le graphite du Lac-des-Iles, nous tenterons de proposer une hypothèse pour éclaircir le problème de l'origine du graphite au sein du gisement de Stramin. Cependant, des analyses d'isotopes de carbone sont actuellement en cours. Les résultats feront l'objet d'une publication ultérieure.

A-LE GRAPHITE BIOTIQUE

A.1- PROCESSUS D'ACCUMULATION DES MATIERES ORGANIQUES

Les processus d'accumulation des matières organiques et la préservation des ces matières dans les environnements marins et terrestres récents sont relativement bien connus *(Simandl, 1992)*. Les facteurs principaux responsables de la préservation du carbone organique dans les environnements modernes sont:

-l'abondance des matières organiques d'origine terrestre,

-l'abondance des matières organiques d'origine marine,

-le degré d'oxydo-réduction de l'eau,

-le taux de sédimentation.

A.2- MATURATION DES MATIERES ORGANIQUES

Dans tous les cas, lors de l'évolution des matières organiques vers la graphite, la réflectance, la teneur en carbone et la valeur calorifique augmentent. Ces

augmentations sont accompagnées par des diminutions en volatils (CH_4, CO_2, H_2S et N) et en fluides (l'eau et l'huile) contenus dans les kérogènes ou dans le charbon *(Simandl, 1992)*. En effet, la maturation est continue et on observe, avec l'augmentation du métamorphisme, les stades suivants:

-croissance des particules carbonacées,

-perte des éléments volatils (H, N et O),

-augmentation de la teneur en graphite.

A.3- PROCESSUS DE GRAPHITATION

La cristallinité du graphite augmente avec le grade métamorphique. Les stades sont les suivants (cf. figure 3.1):

-un matériel carbonacé amorphe,

-un matériel carbonacé asphaltique amorphe,

-un graphite non-ordonné,

-un graphite à structure cristalline ordonnée.

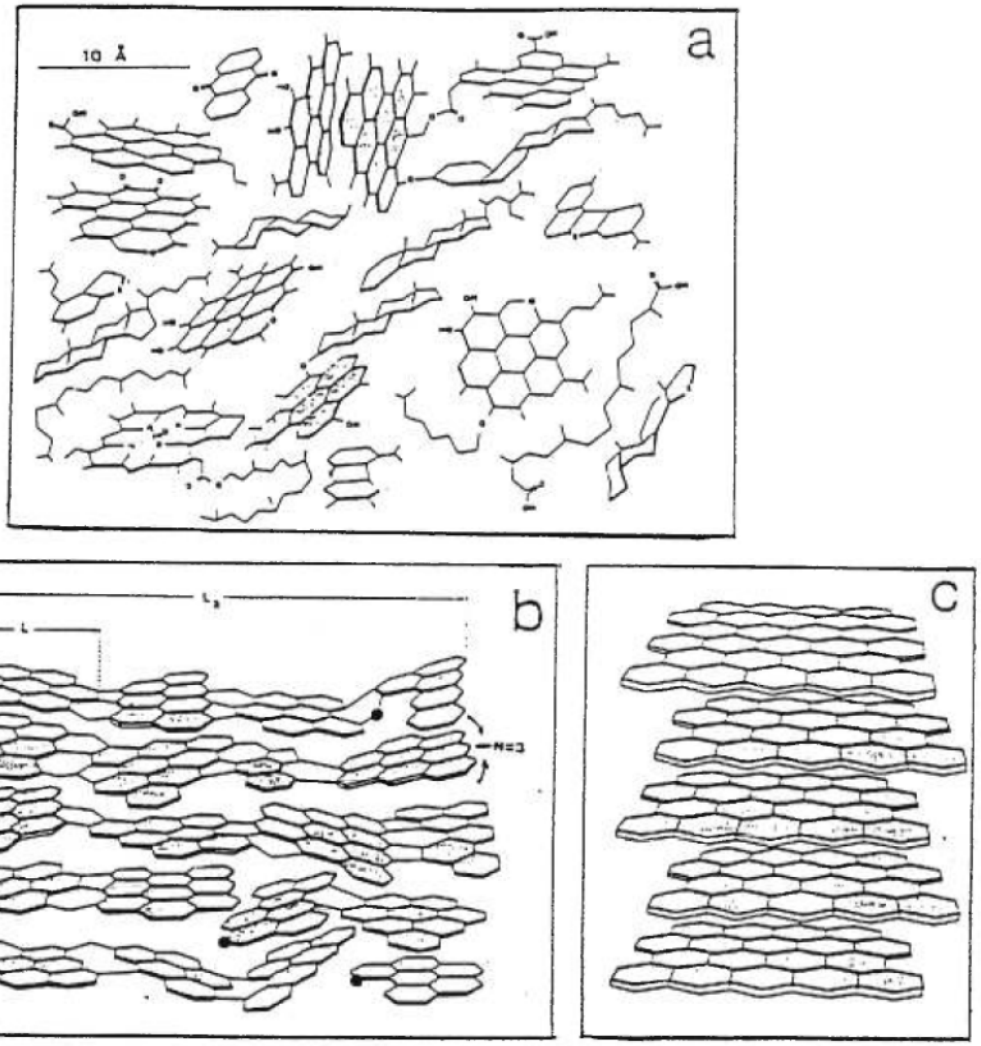
La graphitation se poursuit jusqu'au faciès granulite. Elle correspond aux mêmes conditions thermiques que les derniers stades métamorphiques enregistrés par les minéraux. La durée d'exposition aux températures élevées est un facteur de graphitation. Tout au long de la graphitation, le contenu en carbone des matières organiques augmente grâce à la libération de l'hydrogène, de l'oxygène, de l'azote et d'autres atomes.

Figure 3.1 : schéma structural de graphitation *(G. J. Simandl 1992)*.

a: kérogène au stage du commencement de la formation de l'huile. L'arrangement régulier des couches aromatiques peut donner lieu à des diffractions.

b: progression dans l'organisation structurale après le traitement thermique à 1000°C.

c: structure du graphite bien ordonnée.


10 Å
a
b
c
N=2
N=3

Physiquement, la graphitation correspond au développement des couches de carbone et de leur empilement ordonné, caractéristiques de la structure cristalline du graphite. Le graphite bien ordonné demande des températures comprises entre 660 °C et 690 °C *(Simandl, 1992)*. L'existence de pyrite, de pyrrhotine ou de chalcopyrite, associées au graphite dans les gisements, appuie cette hypothèse d'une origine organique pure du graphite. Le graphite se forme alors selon la réaction: $4FeO + CO_2 = 2FeS_2 + 2FeO + C$.

B- GRAPHITE ABIOTIQUE

Celui-ci est lié aux éléments présents dans les fluides ayant circulé au sein des roches.

B.1- FLUIDES DANS LES ROCHES METAMORPHIQUES.

Des quantités importantes de fluides sont présentes dans les pores des roches sédimentaires proches de la surface terrestre. Pendant la compaction et le diagénèse des sédiments, la porosité diminue et une large portion des fluides originellement contenus dans les pores sont expulsés. Les fluides présents dans les roches métamorphiques proviennent des sources suivantes *(Simandl, 1992)*:

-des pores initiaux,

-générés par la recristallisation (déshydratation et décarbonatation),

-introduits dans la roche à partir de sources externes (infiltration et/ou diffusion des fluides météoriques, magmatiques et juvéniles

reliés au dégazage du manteau).

B.2- L'EAU.

Au cours du métamorphisme régional, la libération des fluides contenus dans la structure cristalline par déshydratation et décarbonatation des minéraux "réservoirs" est de première importance. Les principaux minéraux "réservoirs d'eau", dans l'ordre croissant de leur stabilité thermique sont: analcine, kaolinite, muscovite, actonolite et phlogopite. Une roche métamorphique moyenne contient à peu près 1-2% en poids d'eau contenue dans les minéraux hydratés. La teneur en eau diminue avec l'intensité du métamorphisme.

B.3- LE DIOXYDE DE CARBONE.

Il peut avoir deux origines possibles: les réactions de décarbonatation et le dégazage du manteau. A Stratmin Graphite, plusieurs minéraux carbonatés (calcite, dolomie,...) peuvent, par métamorphisme, entraîner des réactions avec dégagement de CO_2. En voici quelques exemples:

$$2CaMg(CO_3)_2 + SiO_2 = 2CaCO_3 + Mg_2SiO)_4 + 2CO_2$$

dolomite + quartz = calcite + forstérite + CO2

$$Mg_2SiO_4 + 2CaCO_3 + SiO_2 = 2CaMgSi_2O_6 + 2CO_2$$

forstérite + calcite + quartz = diopside + CO2

$$3CaMg(CO_3)_2 + KAlSi_3O_8 + H_2O = KMg_3AlSi_3O_{10}(OH)_2 + 2CaCO_3 + 3CO_2$$

dolomite + feldspath + eau = phlogopite + calcite

Puis, le CO_2 sera réduit sous des conditions que nous verrons plus loin. Mais, le dioxyde de carbone, selon une étude de plus en plus à la mode, peut également provenir du dégazage du manteau. Cette hypothèse est basée sur les résultats des calculs d'isotopes que nous discuterons plus loin, mais aussi sur le phénomène de ***charnockitisation.***

En effet, les terrains appartenant à la partie est du Gondwana présentent des faciès granulite anhydres contenant des orthopyroxènes (charnockites). Or, les structures associées avec des charnockites en veines inégales sont des témoins de routes empreintées par des fluides riches en CO_2 (cf. figure 3.2). Ces fluides semblent avoir tamponné l'activité de l'eau à des niveaux inférieurs permettant la stabilisation des assemblages au faciès granulite *(Santosh et Yoshida, 1994).* Selon la figure 3.3, on remarque que les faciès granulites des régions étudiées présentent des pressions partielles en eau faibles. Bien que plusieurs explications ont été proposées pour expliquer la genèse des charnockites, une hypothèse principale a été retenue. Les structures qui contiennent ces roches représentent des canaux par lesquels ces fluides ont circulé. Ces canaux sont des conduits profonds le long desquels des volumes de fluides ont percolé (cf. figure 3.3).

Figure 3.2 : *pressure-temperature diagram showing the fields of equilibration of charnockites in the Lützow-Holm Bay region of East Antarctica, Kerala Khondalite Belt in the southern India, and Sri Lanka. Also Shown is the P-T field for the Adirondack granulites in N.Y state, U. S. A. for comparison (Santosh et Yoshida, 1994).*

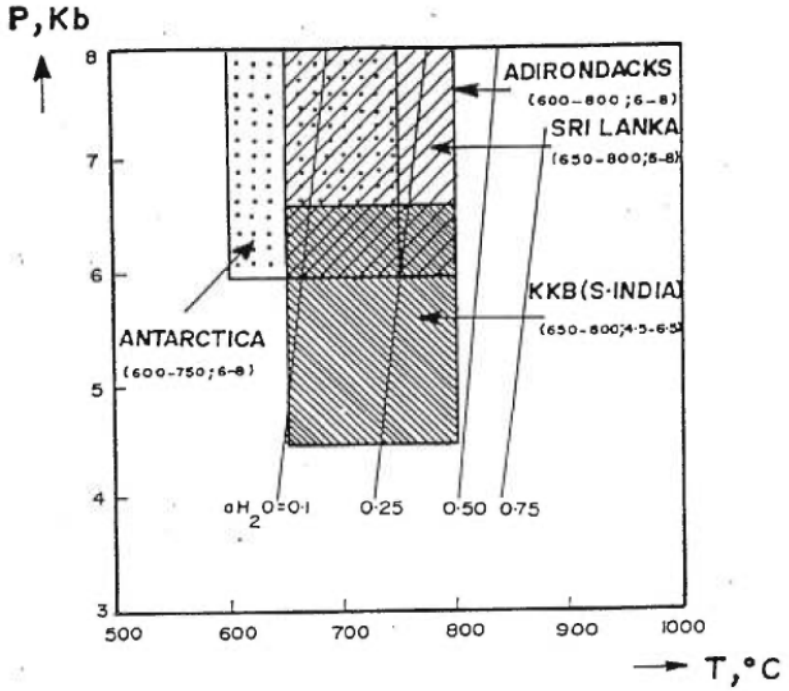
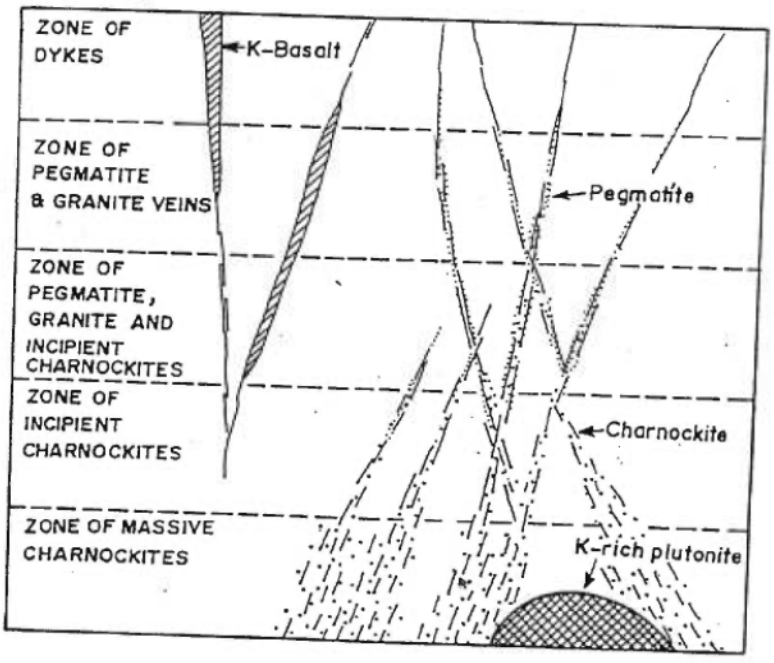

P, Kb
8
7
6
5
4
3
500
600
700
800
900
1000
T, °C
ADIRONDACKS
(600-800 ; 6-8)
SRI LANKA
(650-800; 5-8)
KKB (S-INDIA)
(650-800; 4·5-6·5)
ANTARCTICA
(600-750; 6-8)
a_{H_2O} = 0·1
0·25
0·50
0·75

Figure 3.3 : *schematic model of incipient charnockite formation in association with fractures, CO_2 fluid streaming, and alkaline-subalkaline magmatic rocks (Yoshida et Santosh 1994).*


ZONE OF DYKES
K-Basalt
ZONE OF PEGMATITE & GRANITE VEINS
Pegmatite
ZONE OF PEGMATITE, GRANITE AND INCIPIENT CHARNOCKITES
ZONE OF INCIPIENT CHARNOCKITES
Charnockite
ZONE OF MASSIVE CHARNOCKITES
K-rich plutonite

Des analyses ont été tentées pour déterminer les conditions P, T des assemblages minéralogiques à travers les fronts de réactions entre les charnockites et les gneiss encaissants. Cependant, aucune des ces études n'a détecté des gradiens P, T au niveau de ces contacts. Cela a révélé que la rupture des minéraux hydratés dans les gneiss originels et la stabilisation de l'orthopyroxène dans les charnockites, seraient dues à un processus contrôlé par un fluide, où la diminution de l'activité de l'eau a été entraînée par la circulation d'un fluide non aqueux de provenance extérieure, généralement CO_2.

Or, l'analyse isotopique des inclusions de CO_2 démontrent des valeurs de $\delta\ ^{13}C$ comprises entre -8 ‰ et -10 ‰ *(Santosh et Yoshida, 1994)*. De plus, les charnockites sont plus enrichies en ^{13}C que les gneiss (il existe une différence de 2 ‰ entre les deux). D'autres indices montrent qu'un fluide riche en CO_2 a circulé le long de fractures.

Ce CO_2 porte la marque isotopique d'une source profonde ($\delta\ ^{13}C$ = -6 ‰), c'est-à-dire du manteau. Il serait dû au dégazage de la lithosphère subcontinentale. Il faut noter que ces charnockites sont presque toujours situées aux alentours des gisements de graphite. De plus, ces charnockites semblent être la source des pegmatites renfermant le graphite. On observe au Sri Lanka, et dans d'autres fragments de l'est du Gondwana, l'existence de plutons alcalins et de syénite répartis à l'intérieur d'aires réactivées et représentant probablement un magma extensif d'origine mantellique, le long

des fractures (cf. figure 3.2). Donc, ces fractures sont des reliques de canaux ayant pu conduire des fluides riches en CO_2. Les pegmatites, continuités des charnockites, auraient transporté le dioxyde de carbone à des niveaux plus hauts. A Stratmin, les roches charnockitiques sont représentées par les pegmatites de surface. Elles pourraient donc illustrer la continuité des charnockites en surface. Cependant, comme nous le verrons plus loin, elles ne semblent pas avoir de relation directe avec la cristallisation du graphite.

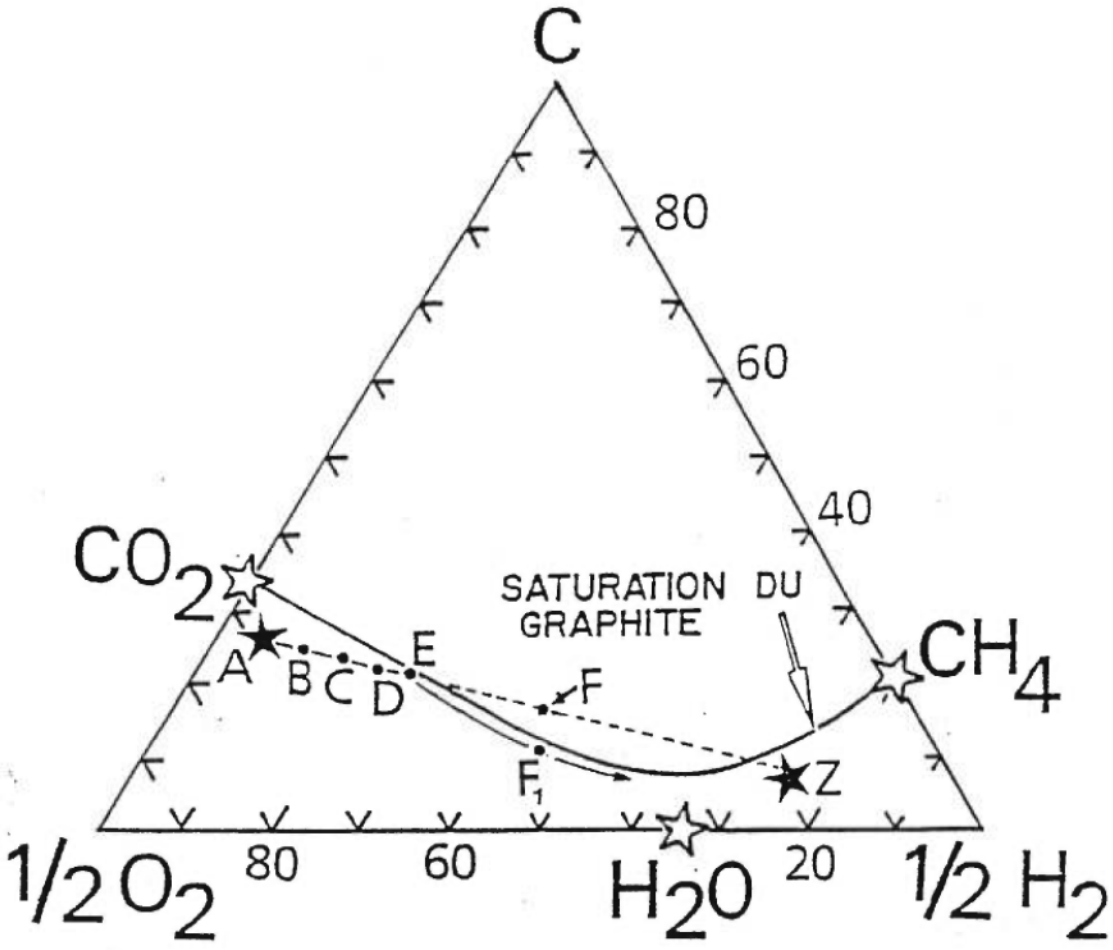
Nous comparerons plus loin les isotopes de carbone du graphite et des charnockites. Pour le moment, retenons que le CO_2 peut dériver du manteau. Etudions maintenant la genèse du graphite à partir des différents éléments produits et présents au sein des fluides.

C- CRISTALLISATION DU GRAPHITE

C.1- A PARTIR DE MELANGE DE FLUIDES DE NATURES DIVERSES.

D'autres fluides de la croûte terrestre sont le méthane (CH_4), le monoxide de carbone (CO), les halogènes (Cl, F), l'azote (N), et l'hydrogène (H_2), et d'autres éléments. Les hypothèses de genèse de graphite à partir de ces fluides sont nombreuses. Nous allons nous attacher au modèle de mélange de fluides contenant du CO_2 et du CH_4. Regardons la figure 3.4, on assume l'existence de deux fluides de compositions A et Z *(Simandl, 1992)*. Le fluide A est riche en CO_2 et le fluide Z est riche en CH_4. Si les deux fluides se mélangent, la composition du fluide résultant se situera le long du segment AZ.

Figure 3.4 : système (C-H-O) à 3.5 kbar et 600°C, illustrant la précipitation possible du graphite par mélange de fluides *(G. J. Simandl, 1992).*


C
80
60
40
CO_2
SATURATION DU
GRAPHITE
CH_4
A
B
C
D
E
F
F_1
Z
$\frac{1}{2}O_2$
80
60
H_2O
20
$\frac{1}{2}H_2$

La composition exacte du fluide dépendra de la proportion de fluides A et Z. Si la composition du fluide est telle qu'elle repose sur la ligne de saturation du graphite (point E), ou au-dessus de cette courbe, (le point F), le graphite précipitera et la composition du fluide coexistant avec le graphite se situera directement sur la ligne de saturation (point F1). Cette étude se situe au sein du triangle O-C-H.

C.2- A PARTIR D'AUTRES ELEMENTS

Que la carbone soit produit par décarbonatation ou par le dégazage du manteau, certains processus doivent intervenir pour permettre la précipitation du graphite.

Plusieurs réactions ont été proposées:

-à partir du CO: $2CO = C + CO_2$,

-on peut également avoir la réduction du dioxyde de carbone par l'hydrogène apporté par un magma pegmatitique: $CO_2 + 2H_2 = C + 2H_2O$, cette réaction entraîne donc l'augmentation de la teneur en eau du fluide pegmatitique le long des fractures,

-on peut aussi avoir l'intervention de composés de fer: $CO_2 + 4FeO = 2Fe_2O_3 + C$, ou, encore: $4FeS + CO_2 = 2FeS_2 + 2FeO + C$, cette réaction peut expliquer pourquoi les gisements de graphite contiennent souvent de la pyrite ou de la pyrrhotine.

Il faut préciser qu'il existe d'autres réactions possibles mais il aurait été trop

long de toutes les énumérer ici. Cette précipitation du graphite est donc complexe et reste encore un sujet de controverse. Les études isotopiques permettent une meilleure approche pour cerner l'origine du carbone.

D- ISOTOPES

D.1- GRAPHITE BIOTIQUE

Il faut noter que le $\delta\ ^{13}C$ de la matière organique varie entre -20 ‰ et -30 ‰ et celui des carbonates est égal à 0 ‰. Un graphite d'origine biotique présentera donc des valeurs de $\delta\ ^{13}C$ proche de -25 ‰. Par exemple, le graphite disséminé dans les roches encaissantes au Sri Lanka présente des $\delta^{13}C$ environ égal à -25 ‰. On suppose donc une origine biogénique pour ce type de graphite en paillettes. Ce graphite apparaît dans les métapélites et il semble représenter la conversion d'une matière organique en graphite ordonné pendant le métamorphisme intense des sédiments. Ce graphite n'est pas économique.

D.2- GRAPHITE ABIOTIQUE

Il faut noter que:

-le carbone d'origine ignée a un $\delta\ ^{13}C$ = entre -4 ‰ et -8 ‰,

-le carbone du diamant a un $\delta\ ^{13}C$ = -7 ‰,

-celui du CO_2 atmosphérique $\delta\ ^{13}C$ = -6.4 ‰.

N'oublions pas que le CO_2 de notre atmosphère est constitué en grande partie par l'activité volcanique en place dès l'Archéen. Un graphite issu du dégazage

du manteau va donc montrer des valeurs de $\delta\ ^{13}C$ proches de ces trois valeurs. Par exemple, le graphite en veines du Sri Lanka présente des valeurs de $\delta\ ^{13}C$ égales à -7.8 ‰. Une origine abiotique est donc probable pour ce type de gisement, et, plus particulièrement, une source mantellique.

E- ETUDE ISOTOPIQUE DE SIMANDL (1992) POUR LA RECONNAISSANCE DES GITES DE GRAPHITE DE LA REGION DE LA GATINEAU

Simandl a effectué des analyses isotopiques sur le graphite provenant de diverses gîtes dans la région de la Gatineau. Parmi les échantillons récoltés, on trouve les gîtes de Lost River (1), du prospect Hartwell (2), de la mine Graphite Asbury (3) et *du Lac-des Iles (4)* (cf. figure 3.5 et tableau XII). Le dernier gîte attirera tout particulièrement notre attention car il provient de la région étudiée au sein de ce mémoire. Cependant, la localisation exacte de cet échantillon sur la propriété de Stratmin Graphite reste inconnue. La mine Graphite Asbury ne se situe qu'à 40 km de Stratmin Graphite.

Cette partie ne fait que résumer les résultats de G. J. Simandl pour notre région et tentera d'éclaircir quelques points à la lumière des nouvelles connaissances apportées pour la région. De plus, une comparaison avec notamment la mine la plus proche pourra être proposée.

Nous avons déjà mentionné les différences qui existent entre la minéralogie des marbres granoblastiques et/ou porphyroblastiques au sein des régions étudiées

Figure 3.5 (haut de page)**:** localisation des échantillons de marbres prélevés pour les analyses isotopiques du graphite et de la calcite *(G. J. Simandl, 1992).* Voir le texte pour les numéros.

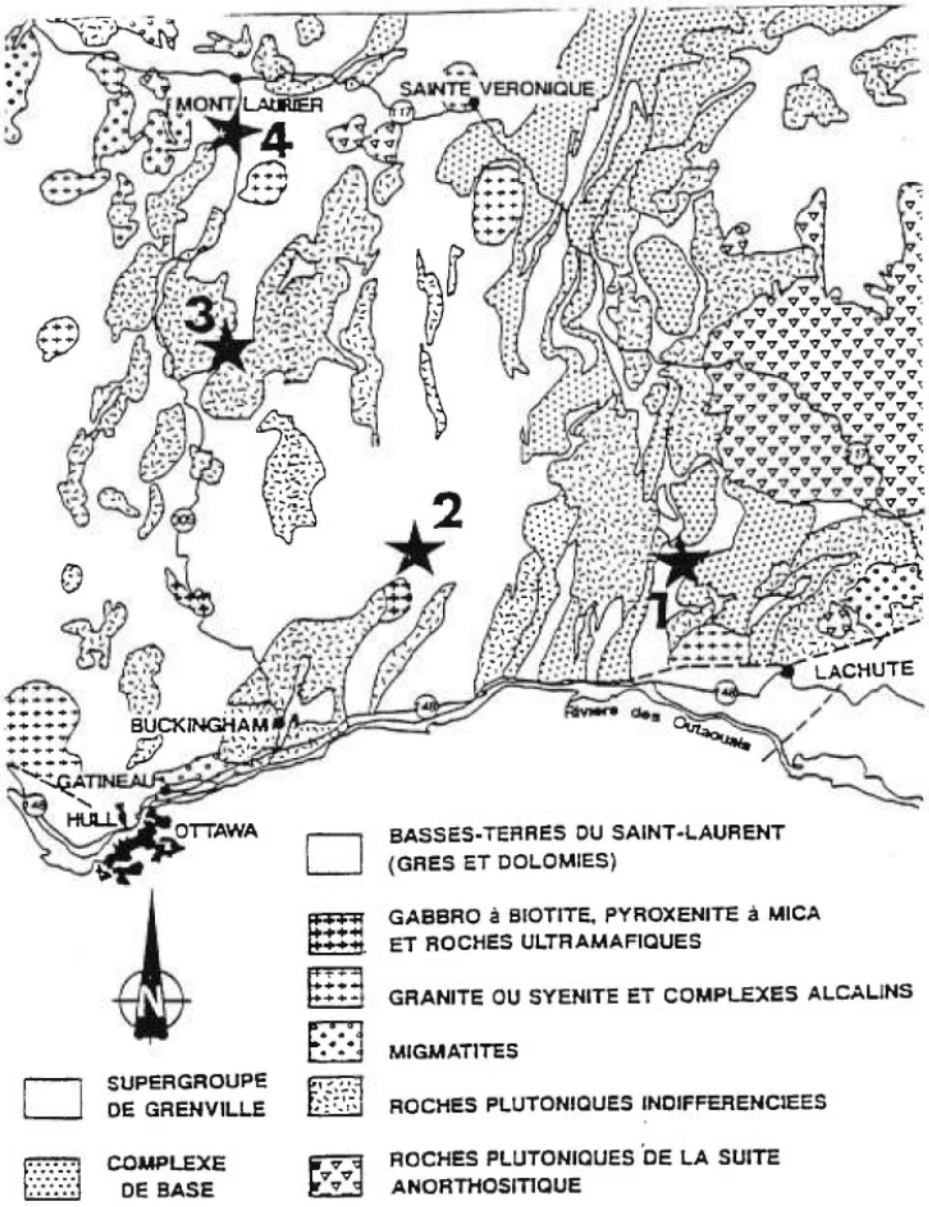
Tableau XII (bas de page)**:** analyses isotopiques du graphite et de la calcite des marbres de la région de la Gatineau *(G. J. Simandl, 1992).*

A: Graphite Asbury Québec Inc., H: prospect Hartwell, L: région de Lost-River, I: Lac-des-Iles.

MG: Marbre Granoblastique, MP: Marbre Porphyroblastique.

Gp: Graphite, Cpx: Clinopyroxène, préh.: Préhnite.

Standard utilisé: carbone: PDB, eau: SMOW.



Échantillon	Carbonate		Graphite	Descriptio:
	$\delta^{13}C$	$\delta^{18}O$	$\delta^{13}C$	
AS-I-85-1^{A}	-	-	-17.6	Gp fibreux
AS-85-02^{A}	-13.5	-14.9	-16.2	MP (préh)
AS-85-06^{A}	-10.9	-7.9	-	CA (veine)
AS-85-08^{A}	-15.2	-13.0	-18.2	MP
AS-83-02^{A}	-16.4	-13.6	-19.5	MP
AS-I-85-3^{A}	-10.9	-14.7	-13.3	MG (Cpx)
AS-#24^{A}	-5.5	-15.5	-	MG (Cpx)
HA-85-104^{H}	-2.9	-9.6	-6.0	MG (Biot)
HA-85-105^{H}	-3.5	-10.1	-7.5	MG (Cpx)
LR-I-85-1^{L}	+2.0	-5.2	-2.0	MG (Cpx)
LI-I-85-1^{L}	+2.2	-3.7	-0.7	MG

par Simandl et celle des marbres de Stratmin. Nous avons également observé que les teneurs en graphite varient beaucoup entre ces différentes régions (cf. annexe III,). Nous allons pouvoir maintenant aborder les différentes hypothèses proposées pour l'origine du graphite dans ces gisements.

E.1- REMARQUES

Au sein de son étude, Simandl fait plusieurs observations concernant les analyses isotopiques. Il est bon de les rappeler car elles expliquent pourquoi les résultats de $\delta^{13}C$ ne peuvent pas toujours nous renseigner sur la provenance du carbone dans les gisements de graphite:

- *la similarité entre les valeurs de $\delta^{13}C$ de différentes substances n'implique pas nécessairement un lien génétique. Aussi, la détermination d'une valeur de $\delta^{13}C$ n'est pas directement indicative de l'origine d'une substance,*
- *il existe des différences importantes de composition isotopique pour des substances qui coexistent dans la nature et qui sont génétiquement liées,*
- *si des substances organiques sont impliquées dans la formation du graphite par le processus appelé graphitation, on peut s'attendre à ce que le $\delta^{13}C$ du graphite soit au moins partiellement dépendant de la composition des précurseurs organiques du graphite (source terrestre ou source marine),*

- *la graphitation s'accompagne de la dévolitisation pendant laquelle la composition des kérogènes (précurseurs du graphite) est fortement affectée,*
- *pendant le métamorphisme, on assiste au fractionnement isotopique avec la redistribution du ^{12}C et du ^{13}C entre deux ou plusieurs substances. Dans notre étude, il s'agit d'échange isotopique entre le graphite (et ses précureurs) et les minéraux qui contiennent le carbone (le plus souvent les carbonates et, parfois, la scapolite),*
- *si le graphite à cristallisé par le biais d'un mélange de fluides, la composition isotopique des fluides originaux, le fractionnement entre ces fluides, les minéraux de la gangue, les minéraux des épontes et le graphite, détermineraont la composition finale du graphite,*
- *si le système est ouvert, la composition isotopique du réservoir externe deviendra importante.*

Il existe donc de nombreux facteurs qui peuvent influencer la composition isotopique du graphite au sein des gisements. Regardons maintenant les valeurs obtenues pour les marbres de la région de la Gatineau.

E.2- LES MARBRES

La localisation des échantillons et les résultats des analyses de $\delta^{13}C$ obtenus par

Simandl, sont donnés dans la figure 3.5 et le tableau XII. On remarque que le graphite provenant du Lac-des-Iles est le plus enrichi en $\delta^{13}C$ et donc en ^{13}C. L'auteur a émis plusieurs conclusions de ces résultats:

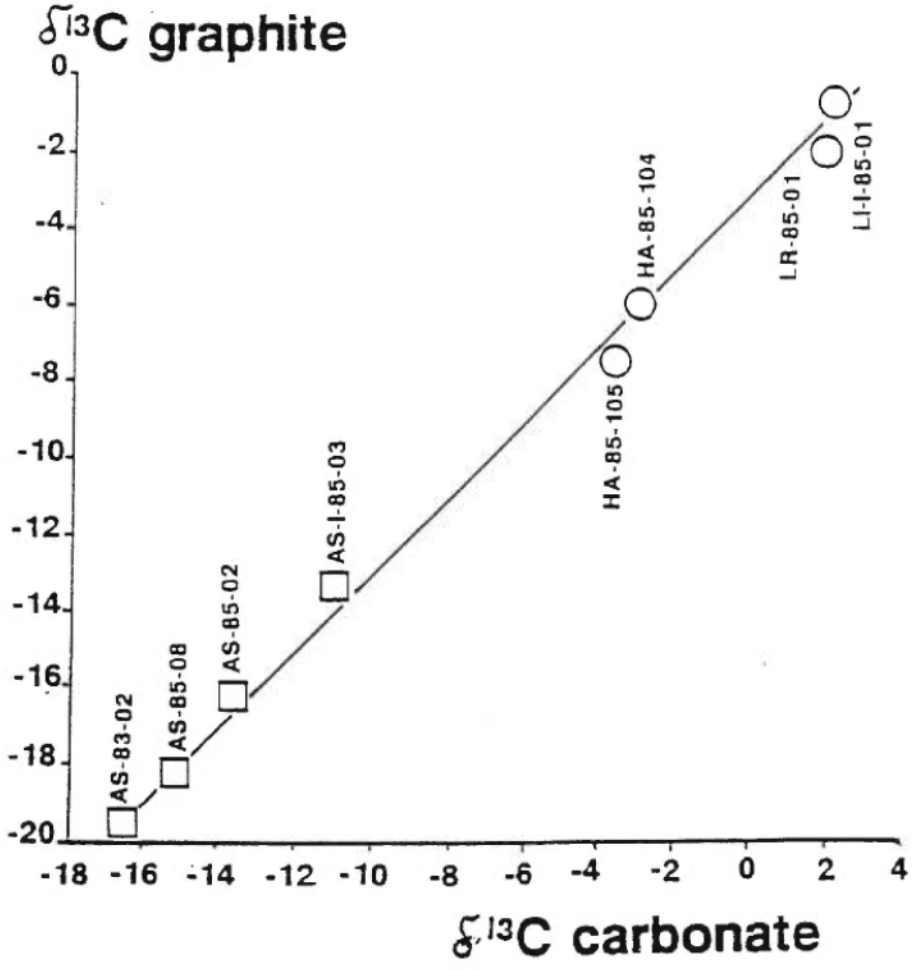
- le graphite provenant des marbres granoblastiques pourraient dériver du métamorphisme des matières organiques (hypothèse la plus plausible), et/ou d'un fluide dérivé par décarbonatation (exception). Dans ce cas, il ne faut pas oublier le rôle de la dévolatisation sur la composition des kérogènes,
- les marbres porphyroblastiques pourraient provenir du métasomatisme des marbres granoblastiques. Ainsi, une portion du graphite fut probablement formée par graphitation des matières organiques. L'autre partie se serait formée par le mélange de fluides riches en H_2O avec des fluides contenant des oxydes de carbone et du CH_4. Ce métasomatisme serait probablement postérieur ou contemporain au paroxysme du métamorphisme régional. Dans ce cas, il faut souligner le rôle des composants du réservoir externe (milieu ouvert). De plus, la composition isotopique des fluides originaux et le fractionnement entre ces fluides doivent être considérés.

De plus, Simandl note que l'appauvrissement en ^{13}C des calcites des échantillons provenant de la mine Graphite Asbury pourrait provenir de sa richesse en

graphite (cf. tableau XII). En effet, d'après lui *« si la teneur en graphite des marbres est faible, le $\delta^{13}C$ de la calcite ne change que légèrement avant que* λ *calcite-graphite correspondant à la température d'équilibre ne soit atteint. Dans le cas où le graphite forme entre 5% et 24% du marbre, comme c'est la cas pour les échantillons de la mine Graphite Asbury, les $\delta^{13}C$ sont substantiellement réduits avant que* Δ *calcite-graphite correspondant à la température d'équilibre isotopique ne soit établi ».* Cependant, comme mentionné dans l'annexe III, les teneurs en graphite des marbres granoblastiques de Stratmin peuvent varier entre 4% et 8%. Cette remarque sur le fractionnement isotopique entre la calcite et le graphite ne peut donc être valide pour notre terrain d'étude où la calcite devrait être appauvrie en ^{13}C si le $\delta^{13}C$ de la calcite dépend directement de la teneur en graphite. L'échantillon récolté par Simandl n'est pas localisé avec exactitude sur la propriété, mais il présente un $\delta^{13}C$ élevé (+2.2‰). Nous ne pouvons pas nous prononcer davantage. Des analyses isotopiques des échantillons récoltés à Stratmin devraient nous en dire plus prochainement.

Simandl note, d'après la relation qui existe entre $\delta^{13}C_{calcite}$ et $\delta^{13}C_{graphite}$ (cf. figure 3.6), que l'équilibre isotopique entre la calcite et le graphite a été atteint dans la région de la Gatineau et à l'échelle de la mine Graphite Asbury. On peut donc élargir cette observation à l'échelle de Stratmin Graphite. D'ailleurs, l'échantillon LI-I-85-01, provenant de notre terrain montre bien cet équilibre.

Figure 3.6: relation entre le $\delta^{13}C$ de la calcite et le $\delta^{13}C$ du graphite provenant des échantillons localisés à la figure 3.5 *(G. J. Simandl, 1992)*.


δ13C graphite
0
-2
-4
-6
-8
-10
-12
-14
-16
-18
-20
AS-83-02
AS-85-08
AS-85-02
AS-I-85-03
HA-85-105
HA-85-104
LR-85-01
LI-I-85-01
-18 -16 -14 -12 -10 -8 -6 -4 -2 0 2 4
δ13C carbonate

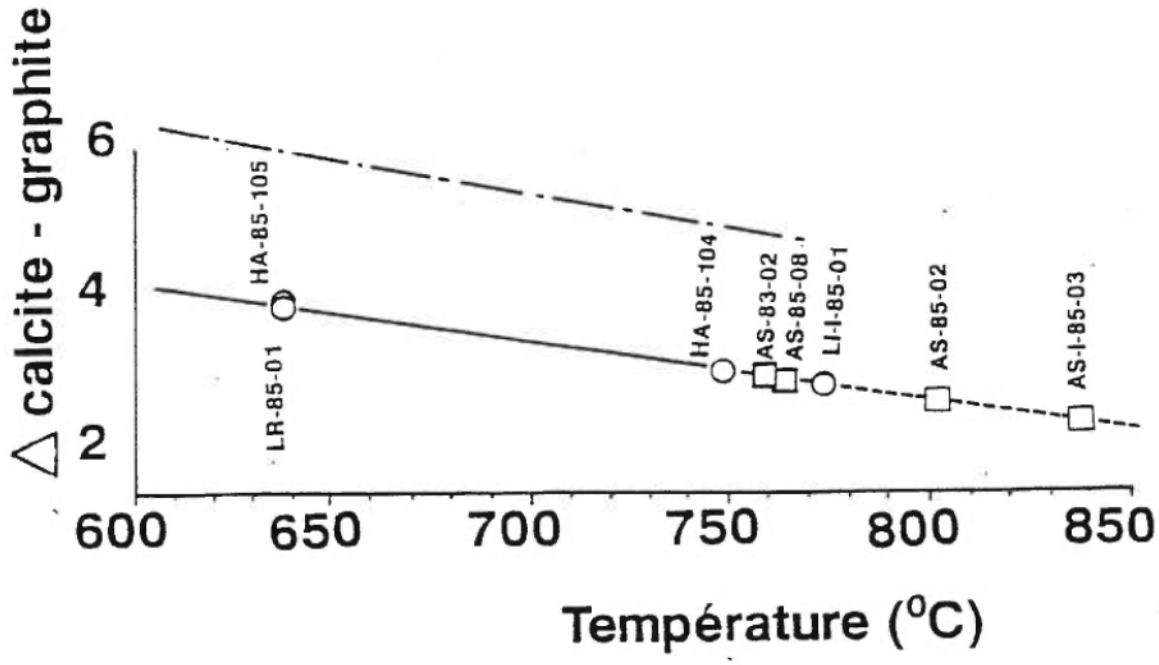
Enfin, un dernier point peut être souligné dans l'étude de G. J. Simandl: le calcul des températures d'équilibre isotopique dans la région de la Gatineau et à la mine Graphite Asbury. Les résultats sont donnés au sein du tableau XIII et la figure 3.7 résume les températures atteintes en fonction du fractionnement isotopique entre la calcite et le graphite. Il est interressant de noter que la température donnée pour l'échantillon provenant du Lac-des-Iles, soit 773°C, correspond aux températures obtenues au sein de notre étude sur les conditions P-T du métamorphisme à Stratmin (750 ± 50°C) et vient appuyer nos résultats. Les marbres granoblastiques à clinopyroxène de Lost-River et de Hartwell donnent des températures plus basses qui, selon Simandl, illustrent des conditions postérieures au paroxysme métamorphique. Cela indiquerait alors qu'au moins une partie du graphite de ces gîtes s'est formée lors du métamorphisme rétrograde. De plus, la figure 3.7 montre que le fractionnement isotopique entre la calcite et le graphite diminue avec la température. La mine Graphite Asbury, située à 40 km au sud de Stratmin, semble avoir enregistré des températures plus ou moins identiques à celles de notre terrain (760°C à 802°C)) voire un peu plus élevées (838°C).

Simandl se prononce donc pour une origine organique du carbone. Le graphite serait issu du métamorphisme de la matière organique dans les marbres granoblastiques. Le graphite des marbres porphyroblastiques proviendrait du métasomatisme des premiers marbres avec un enrichissement en graphite du à la circulation de fluides riches en oxydes et en CH_4.

Tableau XIII (haut de page): évaluation de la température d'équilibre isotopique entre le graphite et la calcite des marbres de la région de la Gatineau *(G. J. Simandl, 1992)*.

Figure 3.7 (bas de page): évaluation de la température d'équilibre isotopique dans la région de la Gatineau *(G. J. Simandl, 1992)*.

Échantillon	Description	Localité	T°C
AS-85-02	MP(préh)	A	802
AS-85-08	MP	A	764
AS-83-02	MP	A	760
AS-I-85-03	MG	A	838
HA-85-104	MG (biot)	H	748
HA-85-105	MG (Cpx)	H	638
LR-I-85-01	MG (Cpx)	L	638
LI-I-85-01	MG	I	773



CONCLUSION GENERALE et PERSPECTIVES D'AVENIR

CONCLUSION

Cette étude à permis une approche géologique complète de l'exploitation de STRATMIN GRAPHITE. La minéralogie des roches encaissantes et des lithologies minéralisées, l'interprétation structurale et les conditions métamorphiques enregistrées par ces roches ont été étudiées. Ces lithologies démontrent une minéralogie très variée reliée à leur origine respective. Les marbres dolomitiques et graphiteux pourraient représenter une ancienne plateforme carbonatée. Les lits de minéraux silicatés à l'intérieur des marbres dolomitiques semblent témoigner d'une variation dans la provenance des sédiments déposés. En effet, ces silicates pourraient illustrer un apport d'argiles et donc un événement particulier dans la paléogéographie du milieu. Bien que l'origine du carbone reste encore méconnue, nous pensons que le graphite dérive du métamorphisme de la matière organique et de l'apport de CO_2 par des fluides de grande profondeur. Cependant il est difficile, pour la période géologique du dépôt de ces sédiments, d'expliquer l'existence d'une telle quantité de matière organique pouvant engendrer la cristallisation massive de graphite. Une étude isotopique devrait éclaircir cette question.

Tous ces sédiments de nature diverse selon les lithologies, se sont déposés dans un bassin. Une période tectonique en extension a entraîné leur enfouissement à grande profondeur. Les roches ont alors enregistré des conditions P-T équivalentes au faciès amphibolite supérieur à granulite. La tectonique

polyphasée, illustrée par les différents plissements étudiés, a provoqué leur remontée à travers la croûte terrestre. Cette remontée est illustrée par des conditions P-T de décompression basée sur la géothermobarométrie des métapélites à grenat. Leur exposition en surface les a soumis aux différents agents d'érosion. On note que ces roches ne contiennent pas d'assemblages rétrogrades. Cela peut s'expliquer par la présence de CO_2 dans les fluides qui aurait servi de « tampon » pour l'eau, le passage du faciès amphibolite à granulite illustrant une déshydratation des roches. On peut aussi supposer que le milieu était dépourvu d'eau pendant la période de refroidissement. En général, nous pouvons conclure que les lithologies de STRATMIN GRAPHITE montrent donc un métamorphisme isothermal relié à plusieurs épisodes tectoniques.

Il faut noter que les lithologies situées plus à l'ouest (terrain de Maniwaki, Indares, 1982) ont été métamorphisées au faciès des granulites. STRATMIN semble donc refléter la transition entre les faciès amphibolites supérieurs à l'est du Bassin de Mont-Laurier et ceux des granulites à l'ouest. Notre terrain pourrait donc se situer à proximité de l'isograde composite de Wynne-Edwards illustré notamment par l'apparition de l'orthopyroxène.

STRATMIN GRAPHITE n'avait jamais fait l'objet d'étude minéralogique et structurale. Aussi, cette première approche a fait naître de nombreuses questions et a tenté d'y répondre selon un délai malheureusement trop court. Cependant, cette interprétation permettra un meilleur suivi dans la géologie du gisement car

les bases ont été posées.

PERSPECTIVES D'AVENIR

Voici quelques projets que nous suggérons à la compagnie dans un avenir proche pour éclaircir les problèmes restés en suspend:

-Il faut noter qu'avant cette étude, l'expression « veines de graphite » était utilisée pour caractériser l'horizon minéralisé. Or, cette interprétation met clairement à jour que le minerai ne se situe pas au sein de veines mais constitue un horizon-porteur avec une continuité latérale qui semble s'orienter N-S.

-Une étude structurale centrée uniquement sur les horizons minéralisés pourrait probablement permettre une meilleure compréhension de leur morphologie en surface et de leur continuité en profondeur. Davantage de mesures prises sur le minerai permettraient de retracer avec plus d'exactitude sa continuité latérale et en profondeur. De plus, afin de voir s'il existe une relation teneur de graphite/situation structurale, il faudrait faire un échantillonnage systématique selon la position structurale des horizons minéralisés. On pourrait ainsi tenter de définir des pièges structuraux constituant des gîtes propices à la concentration du graphite. De plus, il faudrait voir si les différents types de minerais possédant une minéralogie caractéristique, se retrouvent chacun au sein de structures particulières. Nous avons défini quatre types de minerai. Cependant, seuls les trois premiers (cf. chapitre III) représentent les minerais les plus courrants au sein de la fosse.

-Des analyses isotopiques ($^{13}C/^{12}C$) sont en cours. Les résultats permettront de

mieux préciser l'origine du graphite: nature biogénique et/ou dégazage du manteau? Quel est le rôle du métamorphisme dans la cristallisation massive du graphite? Nous pourrons ainsi nous prononcer définitivement sur l'existence d'un horizon gaphiteux continu. Les échantillons analysés correspondent aux quatre types de minerais définis par leur minéralogie. Une seule origine définira un seul horizon pour toutes les zones exploités. De plus, nous verrons si le graphite provient d'un même évènement de cristallisation ou s'il y a eu plusieurs phases ayant engendré un dépôt de graphite aussi important.

Au sein de l'université, le traitement des données microsonde se poursuivent à l'aide du logiciel TWEEQU. De nouvelles conditions P-T seront estimées à partir de d'autres géothermobaromètres. Enfin, certains minéraux comme les humites feront l'objet d'analyses plus poussées afin de pouvoir les caractériser avec plus d'exactitude (clinohumite ou chondrodite?).

Cette thèse a tenté, le plus possible, d'éclaircir les nombreux mystères qui subsistent sur la géologie de la région. Les études sur le Bassin de Mont-Laurier restent rares et, depuis Wynne-Edwards, seuls quelques projets sont venus compléter sa compréhension géologique. Cependant, une étude de un an et demi sur une surface limitée de la province du Grenville ne peut répondre à des énigmes tracées sur un vaste territoire pendant des millions d'années. Mais il faut espérer que le dicton « ce sont les petits ruisseaux qui font les grandes rivières » soit vrai et que cette étude en amènera beaucoup d'autres.

BIBLIOGRAPHIE

BIBLIOGRAPHIE

ACHARYA, B. C., DASH, B., 1984: « Graphite in Eastern Ghats Precambrian migmatites, Orissa, India ». *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences,* V. 75, p. 391-406.

ADRIAN, F., PARK, DASH, B., 1984: « Charnockite and related neosome development in the Eastern Ghats, Orissa, India: petrographic evidence ». *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences,* V. 75, p. 341-352.

ANOVITZ L. M., ESSENE, E. J., 1987: « Phase Equilibria in the System $CaCO_3$-$MgCO_3$-$FeCO_3$ ». *Journal of Petrology,* v. 28, Part. 2, p. 389-414.

AVRAMTCHEV, C., PICHE, G., 1981: « Cartographie des gîtes minéraux du Québec, Région de Laurentides- Saguenay ». *Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec, DPV-809.*

BARRAUD, C., 1977: « Evolution tectonique des granulites de la région de Pine Hill, S. W. du complexe anorthositique de Morin, Province de Grenville, Québec, Canada ». *Thèse de doctorat, Université de Montréal,* 207 p.

BERMAN RG (1991): « Thermobarometry using multiequilibrium calculations: a new technique with petrologic applications ». *Canadian Mineralogist,* v. 29, p. 833-855.

BERMAN, R.G. (1988): « Internally-consistent thermodynamic data for stoichiometric minerals in the system Na2O-K2O-CaO-MgO-FeO-Fe2O3-Al2O3-SiO2-TiO2-H2O-CO2 ». *Journal of Petrology,* v. 29, p. 445-522.

BERMAN, R.G. (1990): « Mixing properties of Ca-Mg-Fe-Mn garnets ». *The American Mineralogist,* v. 75, p. 328-344.

BERMAN, R.G. AND KOZIOL, A.M. (1991): « Ternary excess properties of grossular-pyrope-almandine garnets and their influence in geothermobarometry ». *American Mineralogist,* v. 76, p. 1223-1231.

BHATTACHARYA, S., SEN, S. K., ACHARYYA, A., 1994: « The structural setting of Chilka Lake granulite-migmatite-anorthosite suite with emphasis on time relation of charnockites ». *Precambrian Research,* v. 66, p. 393-409.

BOUILLON, J. J., 1973: « Etude pétrographique et structurale des granulites de la bordure nord du complexe plutonique de Morin (Province de Grenville, Québec) ». *Mémoire de maîtrise, Université de Montréal,* 148 p.

BOURASSA, A., 1983: « Le marché du Graphite Naturel, Analyse d'opportunité ». *Direction des Projets de développement, Service Analyses Commerciales et projets Industriels, Québec,* 73 p.

BOURNE, J. H., 1974: « The Petrogenesis of the Humite Group Minerals in regionally metamorphosed marbles of the Grenville Supergroup ». *Thèse de Doctorat, Université de Queen, Kingston, Ontario,* 159 p.

BOURNE, J. H., 1978: « Metamorphism in the eastern and southwestern portions of the Grenville Province ». *In: Metamorphism in the Canadian Schield, Fraser J. A. & Heywood W. E. (Editors), Geological Survey of Canada,* Paper 78-10, p. 315-328.

BROWN, A. C., 1982: « Grenville iron-formations and associated stratiform zinc mineralization, Roddick Lake area, Mont-Laurier Basin, Quebec ». *Canadian Journal of Earth Sciences,* v. 19, p. 1670-1679.

BURTON, K. W., O'NIONS, R. K., 1990a: « Fe-Ti oxide chronometry: with application to granulite formation ».*Geochimica et Cosmochimica Acta,* v. 54, p. 2593-2602.

BURTON, K. W., O'NIONS, R. K., 1990b: « The Time scale and mechanism of granulite formation at Kurunelaga, Sri Lanka ». *Contributions to Mineralogy and Petrology,* v. 106, p. 66-89.

CHACKO, T., KUMAR, G. R. R., NEWTON, R. C., 1987: « Metamorphic P-T conditions of the Kerala (South India) khondalite belt, a granulite facies supracrustal terrain ». *Journal of Geology,* v. 95, p. 343-358.

CHACKO, T., RAVINDRA KUMAR, G. R., NEWTON, R. C., 1987: « Metamorphic P-T conditions of Kerala (South India) Khondalite belt, a granulite facies supracrustal terrain ». *Journal of Geology,* v. 95, p. 343-358.

CHATTERJEE, ND & FROESE EF (1975): « A thermodynamic study of the pseudobinary join muscovite-paragonite in the system KAlSi3O8-NaAlSi3O8-Al2O3-SiO2-H2O ». *American Mineralogist,* v. 60, p. 985-993.

COOPER, A. J., 1985: « Refractory Applications of Carbon ». *British Ceramic Transactions and Journal,* v. 84, p. 49-53.

COOPER, A. J., ALEXANDER, I. C., HAMPSON, C. J., 1985: « The role of Graphite in the Thermal Shock Resistance of Refractories ». *British Ceramic Transactions and Journal,* v. 84, p. 57-62.

DERAGON, R., 1986: « Etude géothermo-barométrique et géotachymétrique des gneiss associés au complexe anorthositique de Morin et essai de modélisation du rôle thermique des plutonites, Province du Grenville, Québec ». *Mémoire de Maîtrise, Université de Montréal,* 132 p.

DESCHENES, G., 1994: « Géologie du gisement de la propriété de la division de Lac-des-Iles, STRATMIN GRAPHITE ». *Rapport personnel,* 9 p.

DISSANAYAKE, C. B., 1981: « The origin of graphite of Sri Lanka ». *Organic Geochemistry,* v. 3. p.1-7.

DUCROT, C., 1974: « Les migmatites de Saint-Colomgan, Province de Grenville, Québec ». *Mémoire de maîtrise, Université de Montréal,* 150 p.

FRIEND, C. R. L., 1985: « Evidence for fluid pathways through Archean crust and the generation of the Clospet granite, Karnataka, South India ». *Precambrian Research,* v. 27, p. 239-250.

FROST, B. R., FROST, C. D., TOURET, J. L. R., 1989: « Magmas as a source of heat and fluids in granulite metamorphism ». *In: Fluid Movements, Element Transport and the Composition of the Deep Crust , Bridgwatwer, D. (Editor), Kluwer, Dordrecht,* p. 1-18.

FUHRMAN, M.L. AND LINDSLEY, D.H. (1988): « Ternary-feldspar modeling and thermometry ». *American Mineralogist,* v. 73, p. 201-216.

GAUTHIER, M., 1976: « Etude des minéralisations zincifères stratiformes des cantons Northfield et Wright, comté de Gatineau, Québec ». *Thèse B. Sc. A., Ecole Polytechnique de Montréal, Montréal.*

GAUTHIER, M., 1978a: « Minéralisation zincifère de la région de Maniwaki, comté de gatineau ». *Rapport intérimaire DP- 599, Ministère des Richesses Naturelles de Québec,* 41 p.

GAUTHIER, M., 1978b: « Minéralisation zincifère de la région de Maniwaki, comté de Gatineau, Québec ». *Mémoire de maîtrise, Ecole Polytechnique de Montréal, Montréal,* 192 p.

GAUTHIER, M., 1981: « Métallogénie du zinc dans la région de Maniwaki ». *Ministère de l'Energie et des Ressources, Québec, DPV-753.*

GAUTHIER, M., 1982: « Métallogénie du zinc dans la région de Maniwaki-Gracefield, Québec ». *Thèse de PhD, Ecole Polytechnique de Montréal, Montréal.*

GAUTHIER, M., BROWN, A. C., 1980a: « Lithologic and stratigraphic setting of Zinc Mineralization in Grenville Metasediments ». *Mineralium Deposita,* v. 15, p. 163-174.

GAUTHIER, M., BROWN, A. C., 1980b: « Exploration guidelines for stratiform zinc deposits in Grenville Supergroup of the Mont-Laurier basin, Quebec ». *Canadian Mining and Metallurgical Bulletin.,* V. 73, p. 56-61.

GAUTHIER, M., BROWN, A. C., 1986: « Zinc and Iron Metallogeny in the Maniwaki-Gracefield District, Southwestern Quebec ». *Economic Geology,* V. 81, p. 89-112.

HANMER, S., 1988: « Ductile thrusting at mid-crustal level, southwestern Grenville Province ». *Canadian Journal of Earth Sciences,* V. 25, p. 1049-1059.

HANSEN, E. C., JANARDHAN, A. S, NEWTON, R. C., PRAME, W. K. B. N., KUMAR, G. R. R., 1987: « Arrested charnockite formation in southern India and Sri Lanka ». *Contributions to Mineralogy and Petrology,* v. 86, p. 225-244.

HARRIS, L. B, CORRIVEAU. L., BYRNE, D. R, 1997: « Strain permutations and cyclic development of contractional and extensional structures in Grenvillian orogenic belts-III. Tectonic models ». *Non publié.*

INDARES, A., 1982: « Evolution des conditions de température et de pression pendant le métamorphisme catazonal dans la région de Maniwaki, Province du Grenville, Bouclier Canadien ». *Mémoire de maîtrise, Université de Montréal,* 266 p.

INDARES, A., MARTIGNOLE, J., 1984: « Evolution of P-T conditions during a high-grade metamorphic event in the Maniwaki area (Grenville Province) ». *Canadian Journal of Earth Sciences,* v 21, p. 852-863.

INDARES, A., MARTIGNOLE, J., 1985a: « Biotite-garnet geothermometry in the granulite facies: the influence of Ti-Al in biotite ». *American Mineralogist,* v. 70, p. 272-278.

INDARES, A., MARTIGNOLE, J., 1985b: « Biotite-garnet geothermometry in granulite facies rocks: evaluation of equilibrium criteria ». *Canadian Mineralogist,* v. 23, p. 187-194.

INDARES, A., MARTIGNOLE, J., 1985c: « The Montreal-Val d'Or geotraverse ». *Field Guidebook, Friends of Grenville, Université de Montréal,* 73 p.

JANARDHAN, A. S., NEWTON, R. C., SMITH, J. V., 1979: « Ancient crustal metamorphism at low P_{H2O}: charnockite formation from Kabbaldurga, South India ». *Nature,* v. 278, p. 511-514.

KATZ, M. B., 1972: « Facies Series of the High-Grade Metamorphic Rocks of the Ceylon Precambrian ». *24 th IGC, Section 2,* p. 43-51.

KRETZ, R., 1977: « Fort-Coulonge-Otter area ». *Geological report, Ministère des Richesses Naturelles du Québec,* DPV-514.

LAMB, W. M., VALLEY, J. W., 1984: « Metamorphism of reduced granulites in low-CO_2 vapour-free environment ». *Nature,* v. 312, p. 56-58.

MARTIGNOLE, J., 1969a: « Relations chronologiques et structurales entre la série de Morin dans le sud du Québec ». *Symposium on Age relationship, Kingston 1967, Geological Association of Canada, Special paper 5,* p. 183-188.

MARTIGNOLE, J., 1975: « Le Précambrien dans le sud de la province tectonique du Grenville (Bouclier Canadien) ». *Thèse de Doctorat d'Etat, Toulouse,* 405 p.

MARTGNOLE, J., SISI, J. C., 1981: « Cordierite-Garnet-H_2O equilibrium: a geological thermometer, barometer and water fugacity indicator ». *Contribution of Mineralogy and Petrology,* v. 77, p. 38-46.

MARTIGNOLE, J., NANTEL, S., 1982: « Geothermobarometry of cordierite bearing metapelites near the Morin anorthosite complex (Grenville Province) ». *Canadian Mineralogist,* v. 20, p. 307-318.

MARTIGNOLE, J., CALVERT, A. J., 1996: « Crustal-scale shortening and extension across the Grenville Province of western Quebec ». *Tectonics,* v. 15, n° 2, p. 376-386.

MCMULLIN D, BERMAN RG, GREENWOOD HJ, 1991: « Calibration of the SGAM thermobarometer for pelitic rocks using data from phase equilibrium experiments and natural assemblages ». *Canadian Mineralogist, v. 29, p. 889-908.*

NEWTON, R. C., SMITH, J. V., WINDLEY, B. F, 1980: « Carbonic metamorphism, granulites and crustal growth ». *Nature,* v. 288, p. 45-50.

NEWTON, R.C., 1983: « Geobarometry of high-grade metamorphic rocks ». *American Journal of Science, 283-A, p. 1-28*

OHMOTO, H., KERRICK, D., 1977: « Devolatilization equilibria in graphitic systems ». *American Journal of Sciences,* v. 277, p. 1013-1044.

PARK, A, 1989: « Charnockite ». *In: The Encyclopedia of Igneous and Metamorphic Petrology, Encyclopedia of Earth Sciences, Bowes, D., R. (Editor), Department of Geology, University of Glasgow,* p. 95-98.

PARK, A., DASH, B., 1984: « Charnockite and related neosome development in the Eastern Ghats, Orissa, India: Petrographic evidence ». *Transactions of Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences,* v. 75, p. 341-352.

PERKINS. D. III, MAROTTY, L. A., ESSENE, E. J., 1980: « Thermometry and barometry of some high grade rocks from Quebec ». *Non publié.*

PITCHAMUTHU, C. S., 1953: « The Charnokite problem ». *Mysor geologists'Association, Bangalore,* 163 p.

RAITH, M., HOERNES, S., KLATT, E., STÄHLE, H. J., 1989: « Constrasting mechanism of charnockite formation in the amphibolite to granulite grade transition zones of southern India ». *In: Fluid Movements, Element Transport and the Composition of the Deep Crust, Bridgwater, D. (Editor), Kluwer, Dordrecht,* p. 29-38.

RIVERS, T., MARTIGNOLE, J., GOVER, C. F., DAVIDSON, A., 1989: « New tectonic divisions of the Grenville Province, Southeast Canadian Schield ». *Tectonics,* v. 8, p. 63-84.

ROBBINS, J., 1984: « Graphite-drawing on mixed sources ». *Industrial Minerals, July,* p. 37-54.

ROBERTS W. L., RAPP, G. R. Jr, WEBER, J., 1974: « Encyclopedia of Minerals ». *Van Nostrand Reinholt, Co. N. Y.,* 613 p..

RUSSEL, A., 1991: « North American Graphite; Stability Eroded by Oversupply ». *Industrials Minerals,* n° 280, p. 37-43.

SAINT-AMAND, K., 1996: « Etude pétrographique et pétrologiques des roches de la fosse de STRATMIN ». *Projet de Fin d'Etude, Université de Montréal,* 38 p.

SANTOSH, M., 1991: « Role of CO_2 in granulite petrogenesis: evidence from fluid inclusions ». *Journal Geosciences Osaka City University,* v. 34, p. 1-56.

SANTOSH, M., HARRIS, N. B. W., JACKSON, D. H., MATTEY, D. P., 1990: « Dehydratation and incipient charnockite formation: A phase equilibria and fluid inclusion study from South India ». *Journal of Geology,* v. 98, p. 915-926.

SANTOSH, M., YOSHIDA, M., 1992: « A petrologic and fluid inclusion study of charnockites from the Lützow-Holm Bay region, East Antarctica: Evidence for fluid-rich metamorphism in the lower crust ». *Lithos,* v. 29, p. 107-126.

SANTOSH, M., YOSHIDA, M., 1994: « Fluid-controlled granulite formation in the East Gondwana ». *Proc. 29th International Geol. Congr., Part A,* p. 51-61.

SAVOIE, A., 1986: « Etude structurale de la région du Lac Patibre, Mont-Laurier, Québec ». *Thèse de Maîtrise, Université du Québec à Montréal,* 166 p.

SIMANDL. G. J., 1987b: « Gîtes et indices de graphite dans la région de Lachute- Hull- Mont-Laurier ». *Exploration au Québec, DV- 87- 25, Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec,* p. 13-16.

SIMANDL. G. J., 1989a: « Inventaire des gîtes de graphite dans la région de Lachute- Hull- Mont-Laurier ». *MB- 89- 05, Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec,* 21 p.

SIMANDL. G. J., VALIQUETTE, G., JACOB, H.-L.,1987: « Graphite Deposits in Quebec, New Developments ». *Geology and Economic Potential, (Abstract), CIM Bulletin,* v. 80, p. 85.

SIMANDL. G. J., VALIQUETTE, G., MARTIGNOLE, J., 1989: « Genesis of graphite-wollastonite deposits, Grenville geological province, Quebec ». *GAC- MAC general program, (Abstract),* p. A69.

SIMANDL J., 1992: « Gîtes de graphite de la région de la Gatineau, Québec ». *Thèse de Doctorat, Ecole Polytechnique de Montréal,* 383 p.

SPEAR, F. S., 1993: « Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths ». *Mineralogical Society of America, Monograph,* 799 p.

STÄHLE, H. J., RAITH, M., HOERNES, S., DELFS, A., 1987: « Element mobility during incipent granulite formation at Kabbaldurga, southern India ». *Journal of Petrology,* v. 28, p. 803-834.

TAYLOR, H. A. Jr, 1990: « Graphite ». *U.S. Dept of Interior Minerals Yearbook.*

TOURET, J. L. R., 1971: « Le faciès granulite en Norvège méridionale, II. Les inclusions fluides ». *Lithos,* v. 4, p. 423-436.

VALLEY, J. W., 1992: « Granulite formation is driven by magmatic processes in the deep crust ». *Earth-Science Reviews,* v. 32, p. 145-146.

VIELZEUF, D., VIDAL, Ph., (Edited by), 1990: « Granulites and Crustal Evolution ». *Nato ASI Series, Series C: Mathematical and Physical Sciences,* v. 311, 585 p.

WEAST, R. C., 1986: « CRC Handbook of Chemistry and Physics (1985) ». *CRC Press Inc, Boca Raton, Florida,* p. B-12.

WINKLER, H. G. F., 1979: « Mineral Parageneses: The building Blocks of Metamorphic Rocks ». *In: Petrogenesis of Metamorphic Rocks, 5th Edition, Springer-Verlag, Berlin,* p. 348.

WYNNE-EDWARDS, H. R., 1964: « The Grenville Province and its Tectonic Signifiance ». *Proceedings of the Geological Association of Canada,* v. 15, part 2, p. 53-67.

WYNNE-EDWARDS, H. R., GREGORY, A. F., HAY. P. W., GIOVANELLA, C. A., REINHARDT, E. W., 1966: « Mont-Laurier and Kempt Lake Map areas, Quebec ». *Geological Survey of Canada, Paper 66-32,* 32 p.

WYNNE-EDWARDS, H. R., 1969: « Tectonic overprinting in the Grenville Province of south-western Quebec ». *Age Relations in High Grade Metamorphic Terrains, the Geological Association of Canada Special Paper 5,* p. 163-182.

WYNNE-EDWARDS, H. R., 1972: « The Grenville Province ». *In: Variations in Tectonics Styles in Canada, Price R. A. & Douglas R. J. W. (Editors), the Geological Association of Canada, Special Paper 11,* p. 263-334.

YOSHIDA, M., SANTOSH, M., 1994: « A tectonic perspective of incipient charnockites in East Gondwana ». *Precambrian Research,* v. 66, p. 379-392.

ANNEXES

ANNEXES I, II, III, IV

ANALYSE PETROGRAPHIQUE

ANNEXE I

LES METAPELITES

LES METAPELITES

A- LES GNEISS à GRENATS

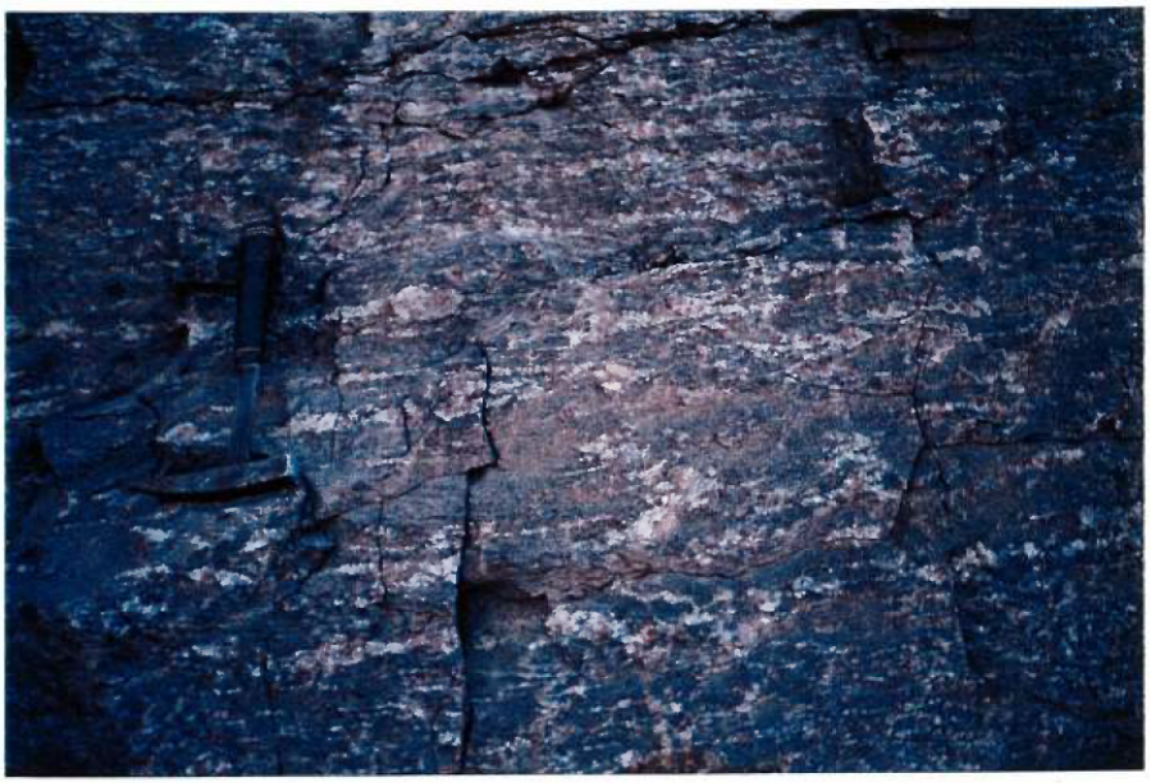
A1- DESCRIPTION MACROSCOPIQUE

Situés à l'Ouest de la fosse et d'extension N-S, les gneiss à grenats présentent un litage exprimé par la présence de veinules migmatitiques millimétriques à centimétriques blanches à grains rose-rouge sang (grenat almandin). La couleur de ces veinules s'explique par la présence du feldspath et du grenat respectivement, et sont peut-être issues de la fusion partielle de la roche (cf. photos 11 et 4e). Ces deux minéraux constituent les produits de la transformation à haute température de la matrice en grenat + feldspath K + plagioclase. Le reste de la roche présente une couleur d'un gris pâle à foncé suivant sa teneur en biotite. La sillimanite, de par sa rareté, n'est pas visible à l'échelle macroscopique. En effet, contrairement à Gauthier et Indares *(1982)*, la sillimanite a été observée à l'échelle locale au sud-ouest de la fosse et visible uniquement au microscope. Une explication possible à ce phénomène est la concentration variable en argiles originelles à l'échelle de la fosse. Les roches semblent être plus alumineuses au sud-ouest de la fosse d'où la présence très locale de la sillimanite. Nous n'avons pas pu faire de rapprochement entre la présence de la sillimanite et une structure quelconque au sein de la carrière.

Photos 11 et 4e: litage exprimé par des lits de fusion partielle composés de feldspath, quartz et grenat *(1996)*.

Photo 11 (haut de page): litage dans le mur ouest de la fosse, affleurement situé au sud-ouest.

Photo 4e (bas de page): litage à l'échelle d'un échantillon (no ZE-4) prélevé au sud-ouest de la fosse.



CENTIMETRES
1
2
3
4
5
6
7

La granulométrie de la roche est moyenne avec un diamètre des grains variant entre 0.5 et 1mm. Seul le grenat se présente sous forme de grains millimétriques à pluricentimétriques (5 mm à 5 cm de diamètre, cf. photos 12 et 5e) très déformés et éclatés, xénoblastiques, à couronnes de quartz.

A2- DESCRIPTION MICROSCOPIQUE

A2.1- MINÉRALOGIE

Le grenat, le feldspath K, le plagioclase, le quartz, la biotite sont toujours présents. Le grenat est plus courant au sein des veinules migmatisées constituéees de plagioclase. La sillimanite est locale et n'a été trouvée qu'au sein d'une lame issue des gneiss à grenat du SW de la fosse. L'orthopyroxène a été trouvé au sein d'un échantillon et il reste local au sein de la fosse. Les minéraux accessoires sont la tourmaline, le zircon, le graphite et les opaques (pyrite et pyrrhotine essentiellement). Il faut noter que Gauthier et Indares *(1982)* notent la présence du graphite et des sulfures surtout dans les paragneiss du niveau inférieur.

A2.2- PARAGENESES

Il faut noter que la composition d'une roche métamorphique dérivée de sédiments peut varier à travers une surface réduite. Aussi, il est possible que tous les minéraux observés sur une lame mince n'appartiennent pas à une paragenèse métamorphique unique. Il est important d'insister sur ce point car

Photos 12 et 5e: grenats centimétriques avec couronne de quartz dans le mur ouest.

Photo 12 (haut de page): affleurement au sud-ouest de la fosse.

Photo 5e (bas de page): échantillon (ZE-2), sud-ouest de la fosse.

CENTIMETRES
1
2
3
4
5
6
7

au sein de travaux pétrographiques antérieurs, on pensait que la détermination de tous les minéraux d'une roche donnée suffisait. Cela est faux: « *it must now be ascertained which of the minerals in a thin section are in contact. Only minerals in contact may be regarded as an assemblage of coexisting minerals, i. e., a paragenesis. Alteration products are excluded, of course. In this respect, the necessity of carefully observing textural criteria is stressed* » *(Winkler, 1979, p. 28).*

Pour cette raison, on observe plusieurs paragenèses à travers les gneiss à grenat de Stratmin. Elles sont résumées dans le tableau XIV. Comme mentionné plus haut, les associations à sillimanite et à orthopyroxène restent locales. Nous avons donc deux groupes compositionels: 1- à sillimanite sans orthopyroxène, et 2- à orthopyroxène sans sillimanite. La tourmaline est également exeptionnelle. Les autres associations sont communément répandues à travers le mur ouest de la fosse. On note que la cordiérite reste absente au sein des lames observées. Aussi, les gneiss à grenat de Stratmin se rapprochent, du point de vue minéralogique (pas de cordiérite), des métapélites sans cordiérite de Gauthier et d'Indares *(1982)*. La sillimanite reste cependant beaucoup plus rare.

A2-3- DESCRIPTION DES MINERAUX

En lame mince, la texture des roches est hétéroblastique. Le grenat, en particulier, se présente sous forme de porphyroblastes xénoblastiques et poeciloblastiques. Le grenat est très déformé, éclaté avec des inclusions de nature diverse et parfois orientées comme c'est le cas pour les inclusions de

Tableau XIV: paragenèses observées au sein du gneiss à grenat.

TABLEAU XIV									
Gneiss à	**GRENAT**								
Lames	ZF-3	ZE-4	ZE-4	FZ-3	ZF-3	ZF5-2	595.4	S96-21	ZF-4
Grenat	X	X	X	X	X		X	X	X
Biotite	X	X	X	X	X	X	X	X	X
Sillimanite							X		
Quartz	X	X	X	X	X	X	X	X	X
Plagioclase	X	X		X	X	X	X	X	
Feldspath K	X	X	X	X	X	X	X	X	X
Orthopx									X
									X
Sulfures	X	X	X	X	X	X	X	X	X
Graphite				X	X	X	X	X	
Chlorite Mg								X	
Tourmaline			X					X	X
Zircon				X					

biotite. La foliation au sein de la roche est marquée par la biotite sous forme de cristaux allongés qui entourent le grenat et forme parfois des queues marquant la déformation subie par les porphyroblastes (ZF-3). On peut aussi noter la présence de porphyroblastes de feldspath K le plus souvent perthitiques (microperthites). Les autres minéraux peuvent être de dimensions variables au sein d'un même échantillon. On peut observer de petits aiguilles de sillimanite entourés de biotite dans la matrice.

Le Grenat

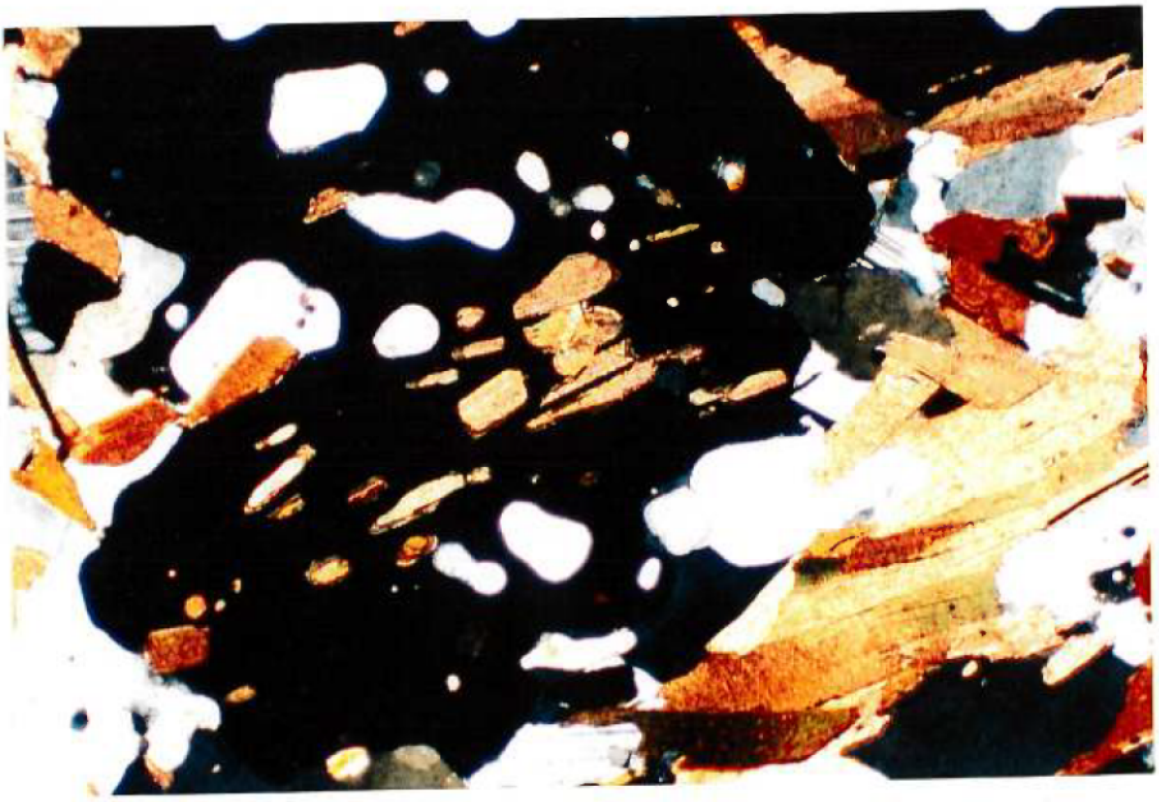
Il se présente sous forme de porphyroblastes centimétriques xénoblastiques et poeciloblatiques, à relief très fort. Il est alors éclaté, divisé par des couloirs quartzo-feldspathiques. De plus, on observe, au coeur des grains, des inclusions de quartz, biotite, sulfures, et/ou de sillimanite. Le graphite peut être présent au sein des fractures sous forme de fines aiguilles. Le quartz est globuleux. Il faut noter que les inclusions de biotite, sous forme de feuillets allongés, s'orientent parallèlement à la foliation (cf. photos 2l et 3l). La biotite peut être également globuleuse. On observe aussi des associations à biotite + sillimanite et à biotite + quartz. La déformation subie par le grenat est marquée par les inclusions et les grains allongés de biotite qui l'entourent. On peut supposer qu'il est anté-tectonique, sans pouvoir situer cette déformation dans le temps et l'évolution structurale et métamorphique de la fosse pour le moment.

Il faut noter également la présence de grains de grenat plus petits (millimétriques). Ceux-ci sont moins affectés par la déformation que les

Photos 2l et 3l:

Photo 2l: biotite orientée à l'intérieur du grenat (ZF-4). Photo prise en LN (Lumière Naturelle).

Photo 3l (bas de page): inclusions de biotite orientée et de quartz globuleux dans le grenat (ZF-3). Photo prise en LP (Lumière Polarisée).



porphyroblastes. Ils ne sont pas divisés par des couloirs de minéraux et comportent uniquement des inclusions de quartz globuleux . La biotite peut les entourer mais n'apparaît pas sous forme d'inclusions. Cependant, ils ont également subi la déformation.

La Biotite

C'est le minéral le plus abondant après le grenat au sein de la roche. Elle se présente sous forme de feuillets automorphes et en petits grains millimétriques autours du grenat. Cette texture suggère que ces petits grains de biotite sont issus d'un début de destabilisation du grenat. Les feuillets de biotite, de taille plus importante (0.5 à 1mm), sont orientés parallèlement à la foliation (cf. photos 2l et 3l). Ils peuvent être déformés, tordus, mais ce phénomène s'observe uniquement au contact avec les porphyroblastes d'orthose microperthitiques. Nous verrons plus loin que cette observation peut être expliquée si l'on tente de retracer les évènements métamorphiques visibles au sein de ces gneiss à grenat.

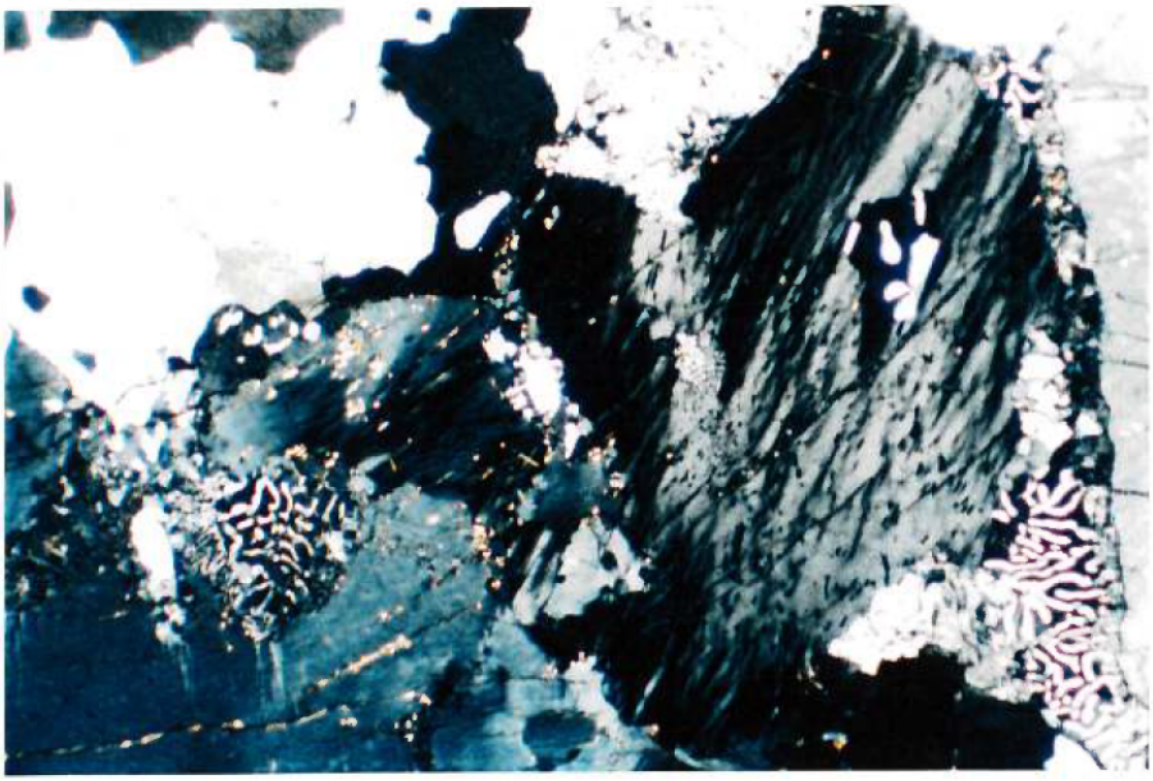
La biotite est de couleur brun-rouge, très pléochroïque.

Il est important de noter que les aiguilles de graphite sont intercalées au sein des fractures et le long des feuillets de biotite. De plus, les sulfures sont également le plus souvent répartis le long de ces feuillets. Une question se pose: peut-on dire que la biotite, le graphite et les sulfures (pyrite, pyrrhotine) sont originaires d'un même évènement métamorphique?

Le Feldspath Potassique

Il se présente sous forme de porphyroblastes xénomorphes perthitiques (microperthites) et en plus petits cristaux non mâclés (cf. photo 4l). L'orthose est un minéral caractéristique du métamorphisme régional. Ces microperthites, révélées par des lamelles d'albite, peuvent être dûes à la syncristallisation des deux minéraux, à des phénomènes de recristallisation, ou encore d'exsolution. On remarque que ces gros grains d'orthose sont entourés par des feuillets de biotite déformés, tordus. On peut supposer que ces porphyroblastes sont postérieurs à la déformation ayant entraîné la foliation soulignée par la biotite. Nous reviendrons sur cette observation plus loin. De petits cristaux de plagioclase et de quartz, de l'ordre de quelques fractions de millimètre, entourent ces gros cristaux d'orthose. On observe également des myrmékites (plagioclase + quartz) aux contours de ces cristaux d'orthose perthitiques (cf. photo 4l). On peut supposer que ces micro-cristaux de quartz, de plagioclase, et de myrmékite seraient entraînés par la destabilisation de l'orthose.

Photo 4l: porphyroblastes d'orthose et myrmékites (ZF5-2, LP).



Les grains les moins gros sont de taille moyenne à contours irréguliers. Ils sont postérieurs à la déformation.

Il faut noter également la présence de microcline au sein de la matrice. Les contours sont irréguliers. Ces grains se retrouvent au sein de la matrice et sont de taille moyenne.

On constate que les lames riches en feldspath potassique, sont très pauvres en grenat et la biotite reste plus rare. Le plagioclase et le quartz sont alors plus abondants.

Le Plagioclase

Il se retrouve en grains de tailles variables. Ils sont presque toujours zonés avec des mâcles polysynthétiques. Autours du grenat, les grains sont de petite taille. On les observe en bordure de l'orthose perthitique en fractions de millimètres.

On note que le plagioclase est parfois altéré en micas blancs. Cette altération débute au coeur des grains pour s'étendre vers les bordures.

Le Quartz

Il est généralement très abondant. Il se présente sous forme de gros cristaux à contours dentelés et, parfois, à texture interne en mosaïque. On le retrouve aussi sous forme de petits grains irréguliers. Contrairement à Indares *(1982),* ces grains de quartz ne suivent pas la foliation. Cependant, ils peuvent être syn-tectonique de déformation marquée par l'alignement des feuillets de biotite. Leur

extinction, le plus souvent ondulante, semble le prouver.

La Sillimanite

Comme mentionné plus haut, elle reste locale et se situe au SW de la fosse. On la retrouve sous forme de fines aiguilles au sein des feuillets de biotite dans la matrice et en cristaux subautomorphes. Cette sillimanite pourrait apparaître aux dépends de la biotite ou selon la réaction: muscovite + quartz = sillimanite + feldspath-K. La muscovite aurait alors totalement disparu et ne se retrouve pas dans la roche.

L'orthopyroxène

Il se retrouve en gros cristaux plurimillimétriques et en petites cristaux altérés. Il reste local et ne se retrouve qu'au sein d'une seule lame. En général, il se trouve en contact avec le grenat et les plagioclases. Il montre une forte biréfringence dans les bleus turquoises à gris (cf. photo 5l).

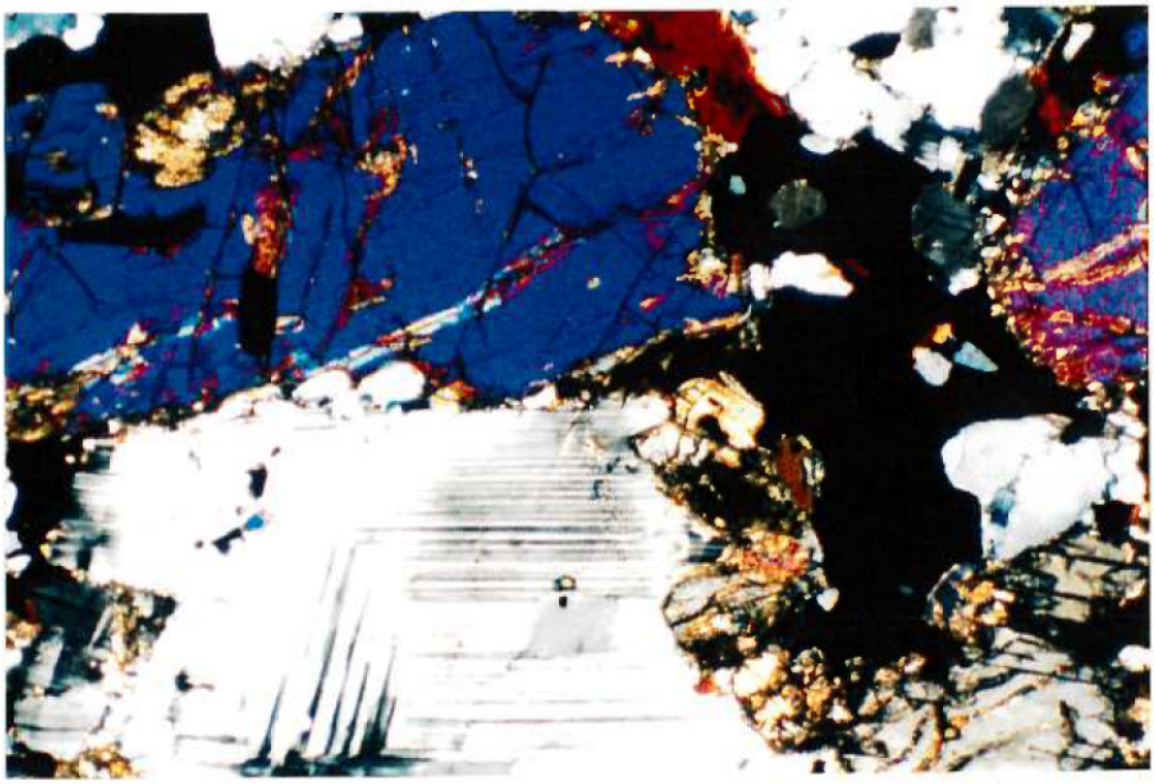
La Tourmaline

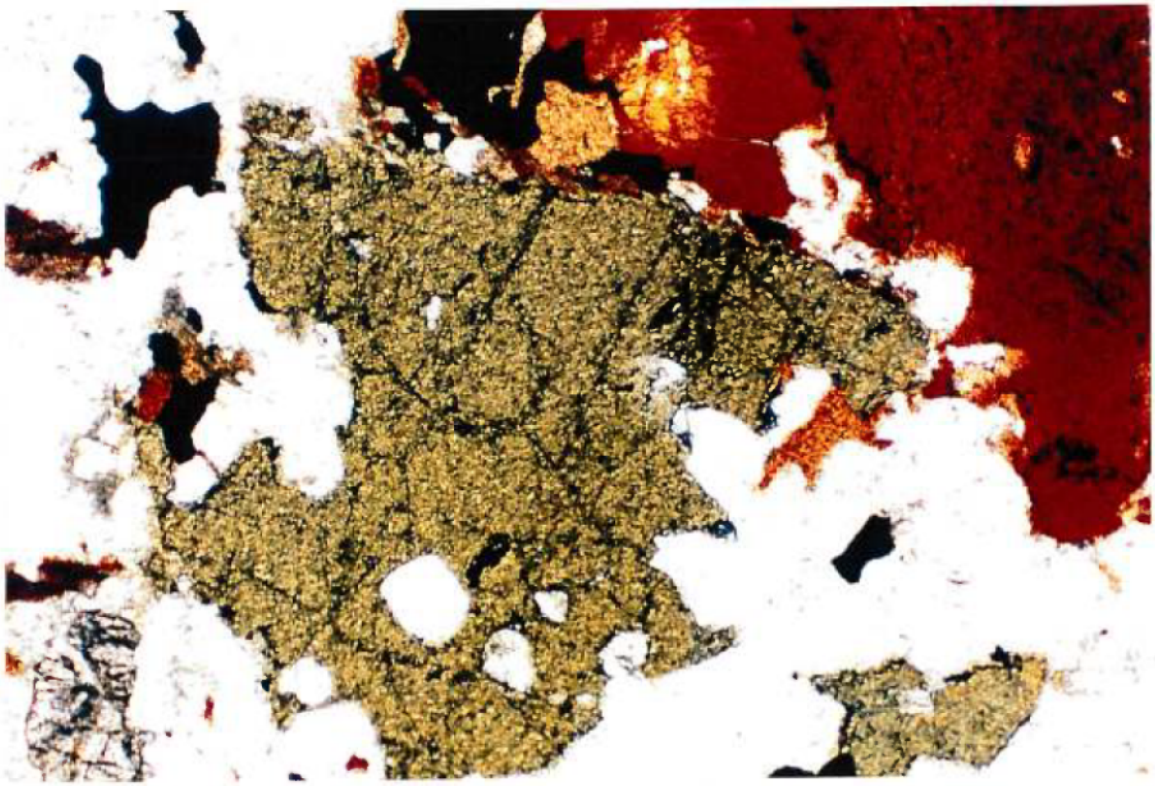
Elle reste rare et locale. On la retrouve au sein des lames S96-21 et ZE-4 sous forme de prisme à section sub-triangulaire (cf. photo 6l). On note un fort pléochroïsme dans les teintes vertes foncées. La lame S96-21 montre une tourmaline à très forte biréfringence (bleu vif à vert-jaune éclatant) qui peut

Photos 5l et 6l:

Photo 5l (haut de page): association à opx + felds-K + Gr + biot + qrtz. L'opx apparaît sous forme porphyroblastique (ZE-4, LP).

Photo 6l (bas de page): tourmaline et biotite.





révéler une forte teneur en fer. La tourmaline est en contact avec de larges plages xénomorphes de biotite également très pléochroïques (brun-rouge). On peut aussi souligner la couleur brun-rouge du grenat dans les échantillons macroscopiques (typique de l'almandin). On retrouve, à l'intérieur de ces cristaux, des inclusions de quartz globuleux. Les cristaux de tourmaline sont déformés et divisés en morceaux séparés par des couloirs quartzo-feldspathiques. Ils sont donc antérieurs à la déformation marquée par l'orientation des biotite.

Le Graphite

Il se présente en fines aiguilles et est étroitement lié à la biotite. En effet, il entoure les feuillets de biotite ou se retrouve à l'intérieur de leur clivage. Il faut noter que ces aiguilles, ou paillettes, s'orientent parallèlement à la foliation, comme la biotite. Il peut être anté- à syn-déformation P_n. A l'état actuel de nos observations, on ne peut émettre d'hypothèse sur sa genèse. Le chapitre structural nous permettra de distinguer les différentes périodes de déformation qualifiées de P_n pour le moment.

Les Sulfures

Ils se concentrent en petits grains ronds en inclusions à l'intérieur et aux contours du grenat. On les observe également en lien étroit avec la biotite toujours en petits grains ronds et en plages xénomorphes. On sait que ces

sulfures se composent également de pyrite, de pyrrhotine et de chalcopyrite. Leur association au sein du grenat et à la biotite nous laisse supposer qu'ils sont liés à la déformation traduite par la foliation marquée par l'orientation des biotites.

Le Zircon

Il présente de petites auréoles pléochroïques dans les teintes jaunes pâles. Il se retrouve au sein de la biotite et du feldspath potassique.

B- LES GNEISS à BIOTITE

B1- DESCRIPTION MACROSCOPIQUE

Situés à l'est de la fosse, ces gneiss semipélitiques (absence de sillimanite), d'extension N-S, présentent un litage marqué par une alternance de lits millimétriques à biotite et de lits plus plurimillimétriques à centimétriques quartzofeldspathiques (cf. photo 6e). Cette foliation est visible à l'échelle du massif de gneiss. En effet, on peut la suivre du nord vers le sud, en suivant le mur est. La roche présente donc des lits de couleur brun foncé à dominante de biotite très riche en fer/titane et des lits de couleur gris clair à quartz et feldspath. La roche présente donc une déformation pénétrative avec une schistosité de flux soulignée par l'orientation préférentielle des minéraux phylosilicatés (ici, la biotite) à l'échelle du massif et de l'échantillon. Il faut noter que ce gneiss présente des variantes locales au sein de sa minéralogie. En effet, on observe parfois, des excroissances à la surface des lits micacés formées par des pseudomorphes d'un minéral dont la couleur et la nature restent indicernables à l'échelle macroscopique. L'étude des lames minces nous a montré qu'il s'agissait en fait de porphyroblastes d'orthopyroxène. Dès lors, nous pouvons distinguer deux types de gneiss à biotite:

Photo 6e: litage et excroissances d'orthopyroxène dans le gneiss à biotite (échantillons prélevés au sein du mur est de la fosse).

en haut: STRAT-1, alternance de lits à biotite et de lits quartzo-feldspathiques.

en bas: ZI-1: pseudomorphes d'orthopyroxène à la surface de la roche.

STRAT-1
CENTIMETRES
1
2
3
4
5
6
7

- le premier présente des alternances de lits à biotite (en feuillets orientés) et de lits quartzofeldspathiques,

- le second est constitué de lits à dominante d'orthopyroxène porphyroblastique + biotite (en feuillets orientés) + clinopyroxène, en ordre d'importance décroissante, et de lits à dominante de clinopyroxène + orthopyroxène (fragments) + biotite (en petites plages xénomorphes non orientées).

Il faut noter que toute la série des gneiss à biotite est plissée. Le gneiss à biotite dépourvu de pyroxène est orienté de direction N25°E et de pendage 80°SE. Le gneiss riche en pyroxènes a été prélevé dans une zone à proximité d'un axe de pli visible au sein des gneiss à biotite, toujours dans le mur est. La présence locale des pyroxènes au sein de cette lithologie peut s'expliquer par une différence de composition dans la roche originelle. De plus, cette variante minéralogique a influencé la cristallisation de certains minéraux au profit d'autres. Mais faisons l'inventaire pétrographique de ces gneiss avant d'émettre certaines hypothèses concernant ces observations.

B2- DESCRIPTION MICROSCOPIQUE

B2.1- MINÉRALOGIE

Les gneiss dépourvus de pyroxènes présentent une texture hétéroblastique avec des alternances de lits à dominante de biotite et feldspath K sous forme de gros feuillets/cristaux (jusqu'à 1mm), et de quartz (0.5mm). La matrice se

compose essentiellement des mêmes minéraux sous forme microcristalline. La biotite est orientée suivant la foliation majeure, tandis que le feldspath K et le quartz se présentent en grains plus ronds recoupant cette foliation. La présence de plagioclase peut être observée uniquement par l'existence de myrmékites (plagioclase + quartz) en grains moyens (0.5mm) et microcristallines dans la matrice. Les plagioclases zonés sont absents. Le zircon constitue le principal minéral accessoire.

Les gneiss à pyroxènes présentent également une texture hétéroblastique à porphyroblastique plus marquée que dans le cas des gneiss dépourvus de pyroxène. La biotite, en feuillets, s'oriente dans la foliation. Les pyroxènes sont altérés et broyés. Les orthopyroxènes sont entourés d'une altération verdâtre en lumière naturelle. Les lits à dominante de clinopyroxène présentent des fragments d'orthopyroxènes et de petites plages xénomorphes de biotite. On n'observe aucune foliation majeure au sein de ces lits. Les pyroxènes sont également très altérés.

B2.2- PARAGENESES

Les variantes au sein de la minéralogie entraînent plusieurs types de paragenèses (cf. tableau XV).

Tableau XV: paragenèses observées au sein du gneiss à biotite.

TABLEAU XV						
Gneiss à	**Biotite**					
Lame	ZH-3	ZH-3	ZH-3	SM2 et ZI-2	ZI-2	ZI-2
Biotite	X	X	X	X	X	X
Quartz	X	X	X	X	X	X
Feldspath K	X	X	X	X		
Plagioclase	X			X	X	X
Clinopx				X	X	X
Orthopx				X		X
Sulfures	X	X	X	X	X	X
Graphite	X	X	X	X	X	X
Zircon	X		X			
Apatite				X		

Dans les gneiss dépourvus de pyroxène, la paragenèse la plus répandue s'exprime ainsi: biotite + quartz + feldspath K + graphite, sulfures et ± zircon. La rareté du plagioclase, sous forme de myrmékite, influence la présence ou non d'une seconde paragenèse à biotite + quartz + plagioclase + graphite, sulfures et zircon.

Dans les gneiss à pyroxènes, deux paragenèses, caractérisées par la présence ou non de l'orthopyroxène, peuvent s'exprimer ainsi: quartz + plagioclase + clinopx et/ou orthopx + biotite + graphite et sulfures. A la différence du premier type de gneiss, on observe la présence constante d'un plagioclase zoné au sein des lits.

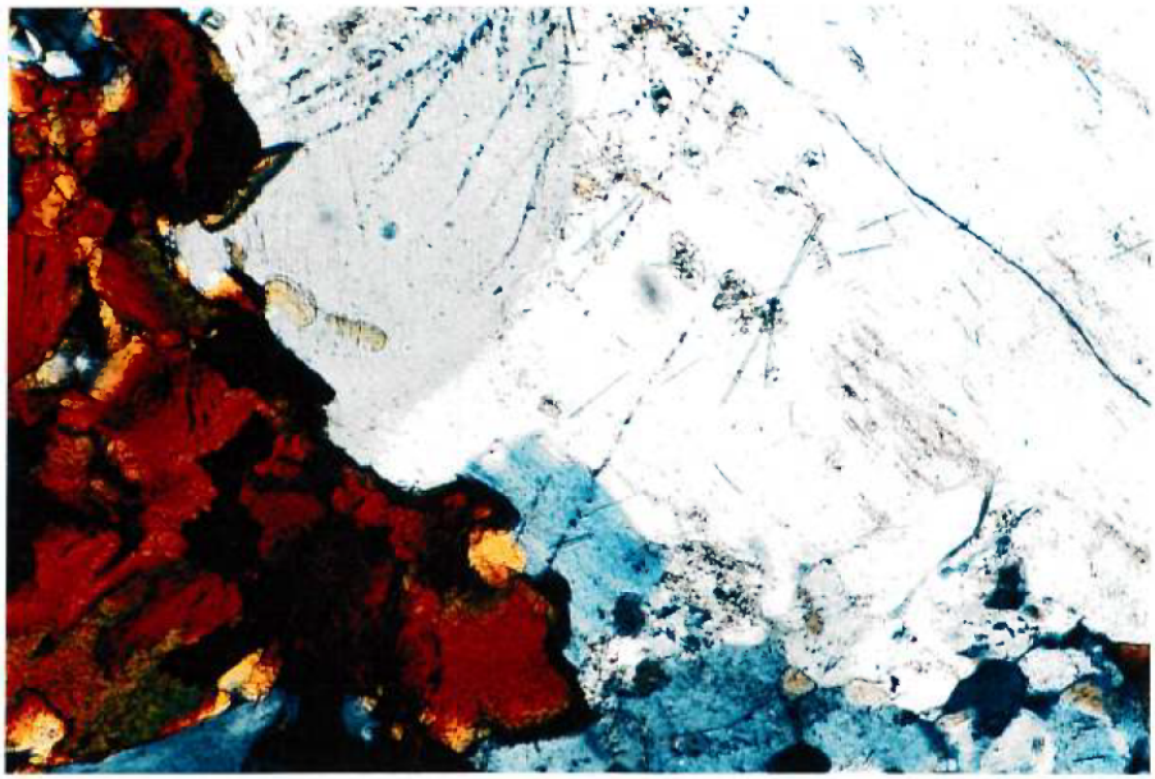
B3.3- DESCRIPTION DES MINÉRAUX

B3.3.1- Gneiss sans pyroxène

Le Feldspath Potassique

Il peut se présenter sous forme de grains de taille variable (gros: 1.3 à 1mm, moyens: 1 à 0.5mm, petits: < à 0,5mm à microcristallin). Les plus gros grains sont en général perthitiques (microperthites) marquant la présence d'albite au sein de leur structure cristalline. Ces gros cristaux d'orthose présentent des contours irréguliers à couronnes de biotite, quartz et de feldspath-K microcristallins (cf. photo 7l). De plus, on observe des inclusions de petites aiguilles de biotite orientées (parfois, biotite + graphite), de quartz globuleux et

Photo 7l: biotite et feldspath-K. Remarquez les fines aiguilles de rutile à l'intérieur du porphyroblaste de feldspath-K (ZH-3, LP).



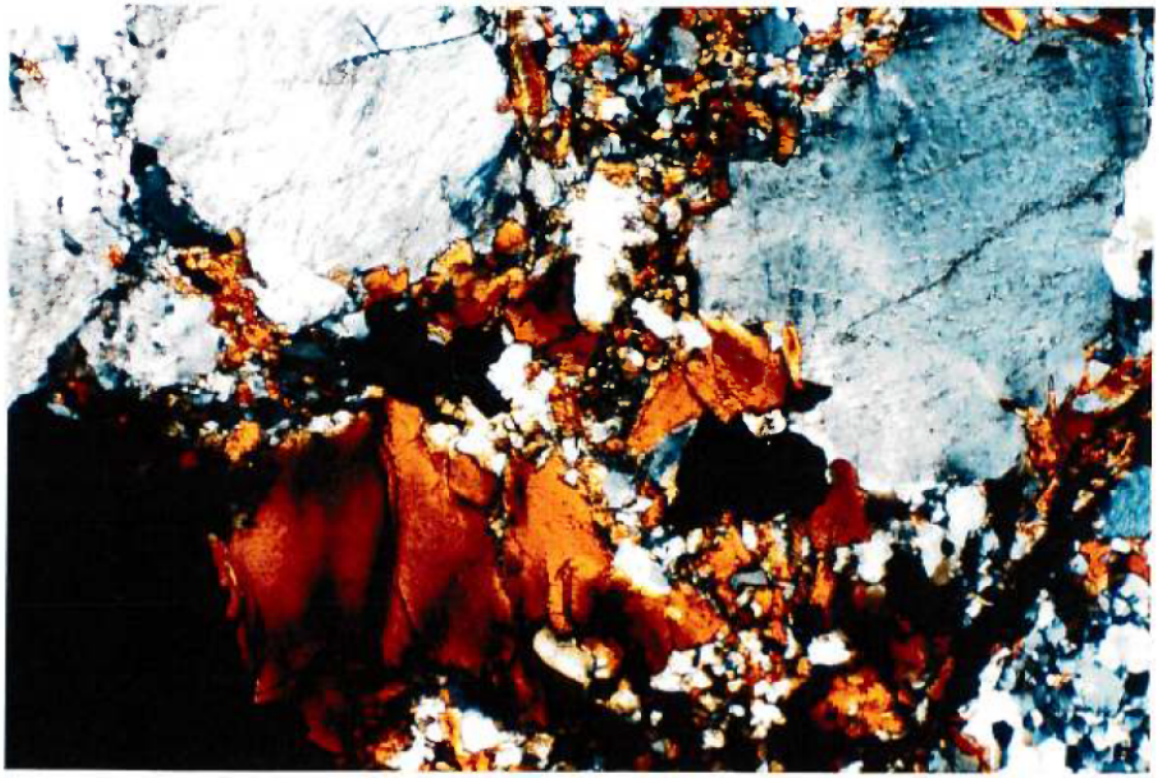
de rares myrmékites au coeur de ces grains. La surface de ces grains présente également de fines aiguilles de rutile (cf. photo 7l). Les autres grains se répartissent au sein de la lame de façon aléatoire, sans orientation préférentielle, recoupant la foliation majeure marquée par la biotite. Les plus petits grains composent une partie de la matrice. Ces cristaux d'orthose ne sont pas mâclés. Les gros grains d'orthose sont surtout présents au sein des lits quartzofeldspathiques.

On observe également des grains de microcline de petite taille, mâclés albite-péricline. Cependant, leur proportion reste faible au sein de la lame par rapport à la quantité d'orthose.

La Biotite

Elle représente le constituant essentiel des lits millimétriques micacés brun sombre. Elle se présente en feuillets idiomorphes (gros cristaux de 1mm), en fines aiguilles de taille variable (0.5 à 1mm) et en petits grains microcristallins (cf. photo 8l). On note que les feuillets et les aiguilles de taille plus importante, sont orientés dans la foliation particulièrement marquée au sein des lits micacés. Certaines petites aiguilles ne présentent pas d'orientation préférentielle et se répartissent de façon aléatoire dans les lits. Les grains microcristallins entourent les gros cristaux d'orthose perthitiques présents dans les lits quartzofeldspathiques et se retrouvent également au sein de la matrice.

Photo 8l: feuillets de biotite avec porphyroblastes d'orthose perthitiques. Remarquez l'abondance des sulfures associés à la biotite (ZH-3, LP).



Le Quartz

En grains moyens à microcristallins, il se répartit uniformément au sein de la lame. Il est surtout présent dans les lits quartzofeldspathiques. Les grains microcristallins se répartissent dans la matrice et se retrouvent également autours des gros grains d'orthose. Les contours restent irréguliers. L'extinction de ces grains de quartz est ondulante ce qui témoigne de leur recristallisation.

Les Plagioclases

Ils restent absents au sein de la lame sous leur forme cristalline distinctive. Seules quelques textures myrmékitiques témoignent de leur présence. Ces myrmékites se retrouvent en petits grains (<0.8mm) au sein de la matrice et sont toujours en contact avec des grains de quartz. On les observe également en inclusions dans les feldspaths-K.

Le Graphite

Il se retrouve toujours en lien étroit avec la biotite. Il se présente en fines aiguilles et en paillettes autours de la biotite ou au sein même de ses clivages. Les aiguilles, tout comme la biotite, sont orientées dans la foliation majeure.

Les Sulfures

On les retrouve au sein des biotites, en petits grains ronds. Dans la matrice, ils se répartissent en plages xénomorphes. Cependant, les sulfures sont presque

toujours liés à la biotite, comme au sein des gneiss à grenat situés à l'ouest de la fosse.

Le Zircon

Il se retrouve en inclusions au sein des biotites et des feldspaths potassiques.

B3.3.2- Le gneiss à pyroxènes

Nous ferons ici la distinction entre les lits porteurs de porphyroblastes d'orthopyroxènes et ceux à dominante quartzofeldspathique et à clinopyroxènes.

B3.3.2.a- Les lits à orthopyroxène porphyroblastique

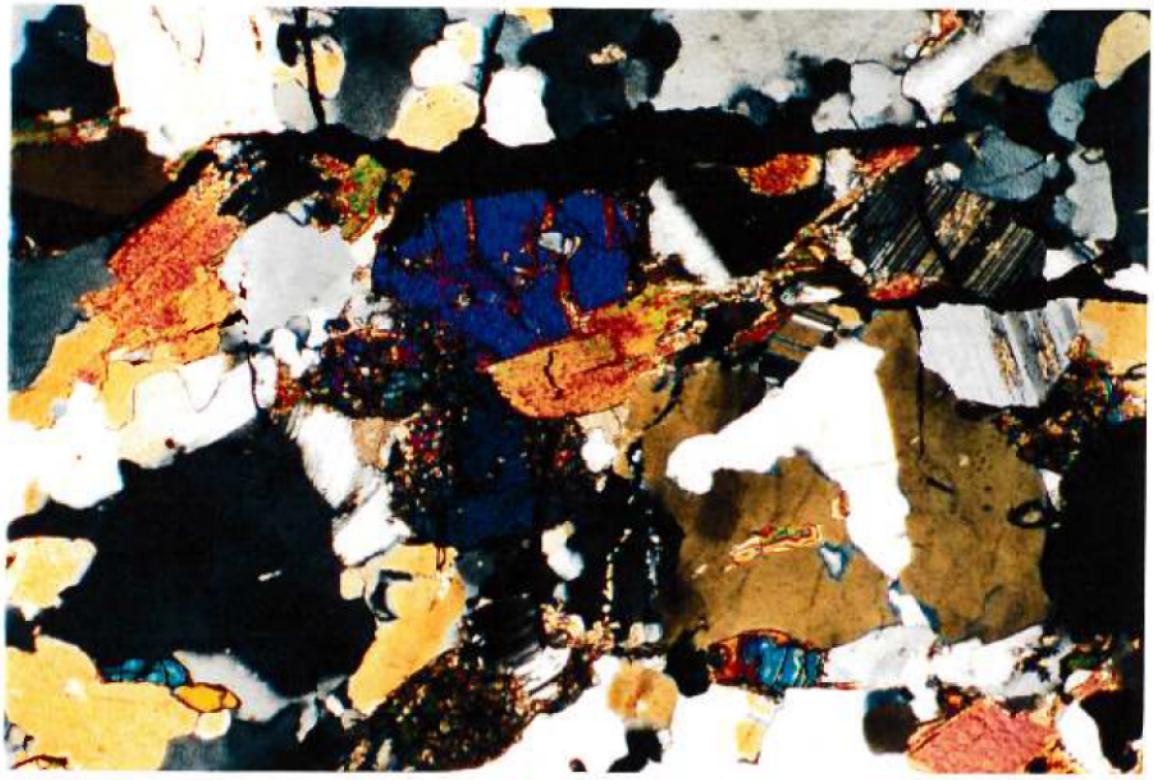
L'orthopyroxène

Il se présente sous forme de porphyroblastes poecilitiques déformés et éclatés (cf. photo 9l). En lumière naturelle, ses reliefs sont forts et les clivages sont suborthogonaux. On observe des inclusions de quartz globuleux, de biotite, de biotite + quartz, d'apatite, de plagioclase, et de sulfures (allongés selon 010, cf. photo 10l). Les porphyroblastes sont fragmentés par des couloirs de biotite et/ou de quartz (cf. photo 9l). Les fragments résidules nagent dans la matrice. Les cristaux présentent une forte altération qui débute aux contours des grains. Cette altération est de couleur vert sâle et pourrait représenter des plages de bastite. Le cristal d'orthopyroxène est parfois complètement effacé et seul quelques fragments au sein de l'altération permettent de dicerner son existence.

Photos 9l et 10l:

Photo 9l: orthopyroxène divisé par des feuillets de biotite orientés et par du quartz (ZI-2, LN).

Photo 10l: orthopyroxène avec inclusions de biotite, d'apatite, et de quartz. Notez l'altération à l'intérieur et aux contours du cristal d'orthopyroxène (ZI-2, LP).



Des feuillets de biotite entourent les grains. Ces feuillets sont orientés selon la foliation majeure (cf. photo 9l). Il constitue le composant dominant des lits micacés brun sombre après la biotite.

La Biotite

Elle se retrouve en feuillets idiomorphes orientés selon la foliation majeure et en petites plages xénomorphes réparties de façon aléatoire. Elle est fortement pléochroïque, très brune, marquant sa richesse en titane. Elle entoure les porphyroblastes d'orthopyroxène, leur conférant une déformation dont le sens reste indicernable.

Le Clinopyroxène

Il se présente en grains xénomorphes de taille variable (0.8 à 0.5mm), très altérés et parfois éclatés. Les grains sont entourés de biotite et de quartz. On peut observer parfois des inclusions de biotite microcristalline.

Le Plagioclase

Il se retrouve sous forme de grains de taille moyenne (0.8 à 0.5mm). A proximité des orthopyroxènes, il est souvent altéré. On observe des plagioclases zonés au contact des orthopyroxènes et de la biotite. Cependant, une altération en micas blancs se développe du coeur vers les bordures des grains. Cette altération est plus souvent observée lorsqu'ils se trouvent en contact avec les

orthopyroxènes.

Le Quartz

Les grains sont de taille moyenne, à extinction ondulante. Il se retrouve autours et/ou en inclusions dans les orthopyroxènes. Il est moins fréquent que dans les lits quartzofeldspathiques.

L'Apatite

Les grains sont hexagonaux isotropes et rectangulaires (sections allongées) à extinction droite. L'apatite se retrouve surtout en inclusion dans les orthopyroxènes et parfois dans la matrice.

Le Graphite

Il se retrouve en fines aiguilles. Comme partout dans les gneiss, il est étroitement lié à la biotite (contours et dans les clivages: aiguilles orientées). On le retrouve également à la périphérie des orthopyroxènes où il pénètre les cristaux parfois, le long des clivages.

Les Sulfures

En plages xénomorphes autours de la biotite et des orthopyroxènes. On observe également des petits grains ronds et allongés selon 010 dans les orthopyroxènes.

B3.3.2.b- Les lits quartzofeldspathiques à clinopyroxènes

Le Quartz

Il se retrouve en proportion plus importante. Les grains sont de taille moyenne, à extinction ondulante, et leurs contours sont irréguliers.

Le Plagioclase

Egalement plus fréquent, les grains sont de taille moyenne. L'altération en micas blancs est moins répandue et les plagioclases zonés dominent.

Le Clinopyroxène

Il est beaucoup moins répandu que dans les lits précédemment décrits. Les grains sont très altérés et sont entourés par le quartz, le plagioclase et les sulfures (cf. photo 11l).

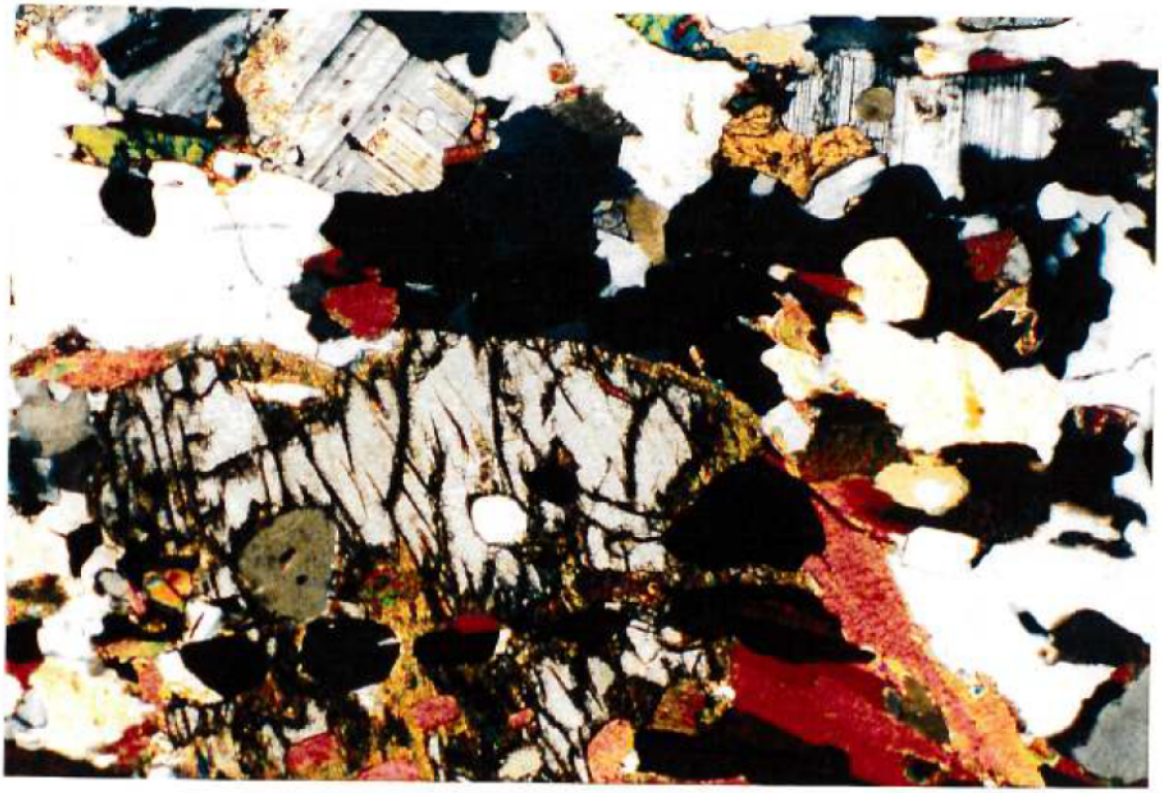
L'orthopyroxène

Il se présente uniquement en petits fragments résiduels. Ceux-ci peuvent être issus de l'altération et de la fragmentation des porphyroblastes présents au sein des lits précédemment cités. Ces petits fragments présentent une forte altération.

La Biotite

Elle se retrouve essentiellement sous forme de petites plages xénomorphes sans

Photo 11l: lits à clinopyroxène (diopside). Remarquez leur altération. Les plagioclases sont zonés (ZI-2, LP).



aucune orientation préférentielle. Quelques rares feuillets orientés peuvent être observés.

Le Graphite et les Sulfures

Ils présentent les mêmes caractéristiques que précédemment décrits.

ANNEXE II

LES MARBRES DOLOMITIQUES

LES MARBRES DOLOMITIQUES

A- DESCRIPITION MACROSCOPIQUE

Les marbres dolomitiques se présentent sous forme de poches à l'intérieur de la fosse. Au sein des murs est, ils reposent au-dessus des gneiss à biotite (cf. photo 13), tandis que dans le mur ouest, on les retrouve au-dessus et à l'intérieur des gneiss à grenat (cf photo 14). Leur grande variété minéralogique et leur position stratigraphique et structurale ont particulièrement attiré notre attention. Au sein de la fosse, ils forment de larges poches blanches plurimétriques. Au sein de ces poches, on observe des lits pluricentimétriques de minéraux silicatés (< 15% de la surface des marbres). Selon leur composition, ces lits sont de couleur jaune claire à verte foncée (serpentine), brun-miel (phlogopite), et orangée (chondrodite). On observe, sous forme de cristaux de taille variable, de l'apatite en petits grains millimétriques bleus clairs, du spinelle en grains centimétriques (</= à 3.5cms) de couleur mauve, tandis que la chondrodite peut également se retrouver en petits grains orangés disséminés. De plus, ces lits traversent les marbres transversalement et peuvent, parfois, être plissés (cf. photos 15, 16, 7e et 8e). Le graphite est également présent sous forme de paillettes (</= à 1.5cms) disséminées dans la roche. Il représente moins de 2% de la roche et n'est donc pas économiquement viable.

Plusieurs photos d'échantillons sont fournies au sein de ce chapitre. On pourra se référer aux photos 9e à 14e.

Photos 13 et 14: localisation des marbres dolomitiques au sein des murs ouest et est de la fosse.

Photo 13 (haut de page): mur ouest.

Photo 14 (bas de page): mur est.

'95 8.24

Photos 15 et 16: lits de minéraux silicatés au sein des marbres dolomitiques dans le mur ouest.

Photo 15 (haut de page): les lits sont plissés.

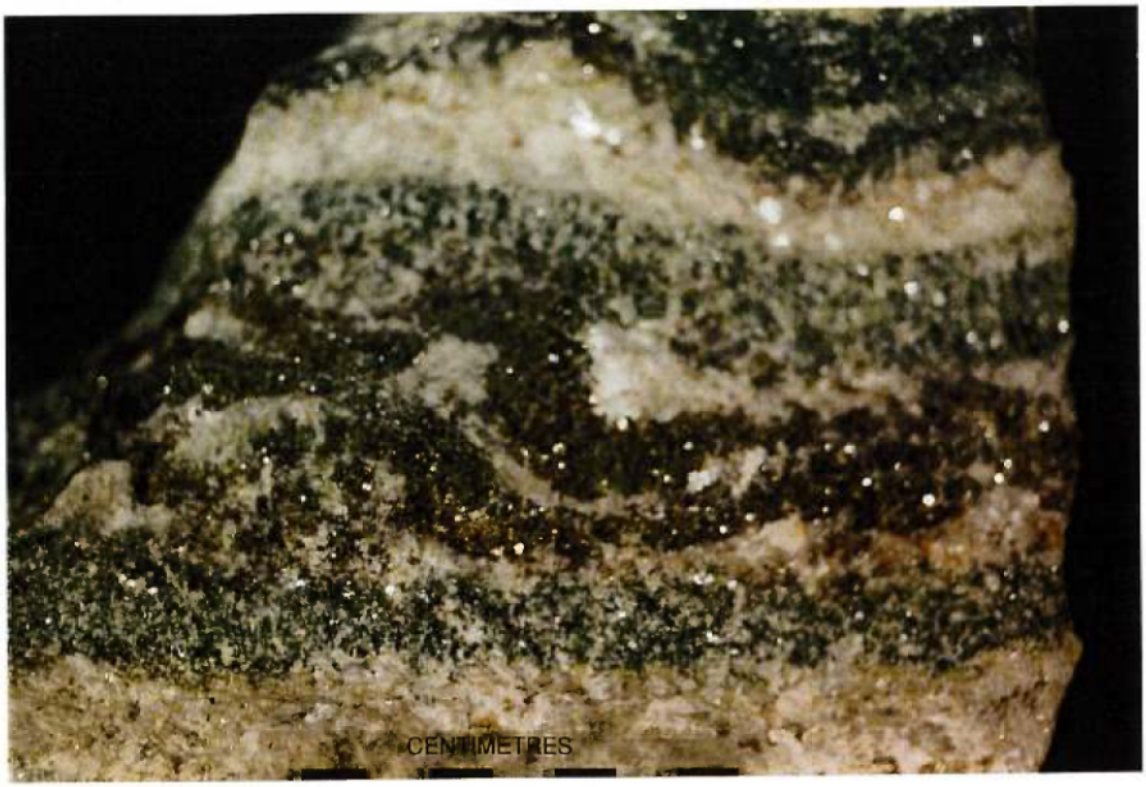
Photo 16 (bas de page): vue rapprochée des lits de la photo 15. On observe de la serpentine, de l'olivine (vert à noire), de la chondrodite (orange), et de la phlogopite (brun miel).

Photos 7e et 8e: lits plissés de minéraux silicatés dans des échantillons.

Photo 7e (haut de page): chondrodite (orange), phlogopite (brun-miel), spinelle (grains violets), et apatite (grains bleus).

Photo 8e (bas de page): les lits plissés sont constitués de phlogopite (brun-miel), les autres lits sont constitués d'olivine (vert).

CENTIMETRES

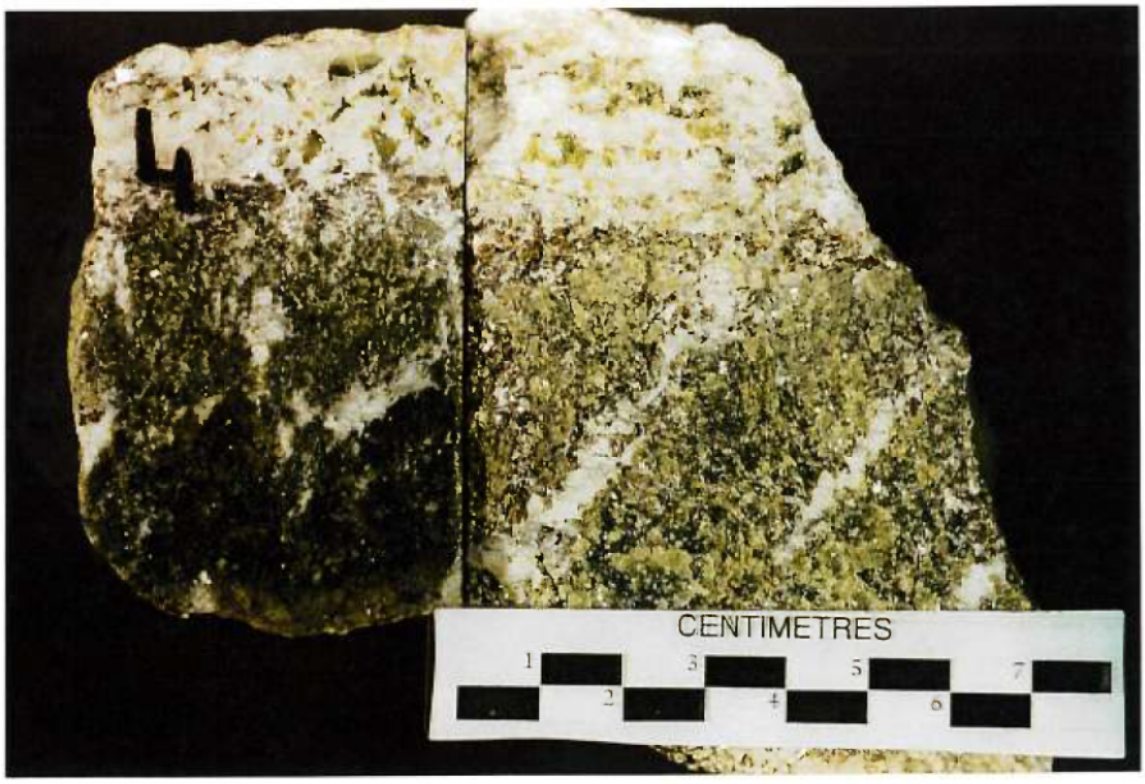

CENTIMETRES

Photos 9e et 10e: marbre dolomitique (mur ouest).

Photo 9e (haut de page): échantillon ZB-2: marbre dolomitique « pur ». On observe quelques paillettes de graphite et des grains de chondrodite disséminés.

Photo 10e (bas de page): échantillon ZB-4: serpentine-olivine (vert) et phlogopite (brun-miel).

CENTIMETRES
1
2
3
4
5
6
7


CENTIMETRES
1
2
3
4
5
6
7

Photos 11e et 12e: marbre dolomitique (mur ouest).

Photo 11e (haut de page): échantillon ZB-8d: lits de chondrodite en plages (orange), et de serpentine-olivine (vert). Les grains noirs représentent des grains de serpentine à magnétite.

Photo 12e (bas de page): échantillon ZA-7: la chondrodite se retrouve en grains disséminés (orange) avec du spinelle

CENTIMETRES
1
2
3
4
5
6
7

CENTIMETRES

Photos 13e et 14e: marbre dolomitique dans le mur est et ouest de la fosse.

Photo 13e (haut de page): échantillon ZB-7: lits de serpentine (noire), d'olivine (vert), et présence d'orthopyroxène (bronzite, marron). Mur est.

Photo 14e (bas de page): échantillon ZJ-1: spinelle (violet), et olivine (vert). Mur ouest.

287
CENTIMETRES
1
3
5
7

CENTIMETRES
1
3
5
7

Contacts marbre dolomitique/gneiss à biotite

Au sein du mur est, des lits de couleur verte-turquoise et rose marquent le contact NE entre le marbre dolomitique et le gneiss à biotite (cf. photo 15e). Au SE, ce contact est marqué par une bande de roche noire (cf. photo 16e). Cette roche se compose essentiellement de serpentine. Cette serpentinite contient également de la chrysotile en fibres. Une roche très serpentinisée se retrouve également au contact marbre dolomitique/gneiss à grenat au sein du mur ouest.

B- DESCRIPTION MICROSCOPIQUE

B1- MINÉRALOGIE

La texture est hétéroblatique. Les carbonates dessinent une mosaïque dans laquelle les minéraux silicatés viennent s'insérer. Bien que ces marbres sont qualifiés de « dolomitiques », l'étude microscopique ainsi que l'utilisation d'un colorant (Alizarine rouge) sur les échantillons macroscopiques, nous ont révélé que la calcite constitue également un grand pourcentage de la roche (</= à 40% pour la calcite et > à 60% pour la dolomie). Le graphite se répartit à travers la roche en paillettes disséminées. La majeure partie de ces marbres se compose de dolomie, de calcite et de graphite.

Les lits de minéraux silicatés sont constitués de phlogopite, de serpentine, d'olivine (forstérite), de chondrodite, de spinelle, d'apatite, et de tourmaline, par ordre d'importance décroissante. Le diopside est également présent. Il n'est visible qu'au microscope car macroscopiquement, il est de couleur blanche indicernable au sein du marbre. La dolomie, la calcite, et la phlogopite se

Photos 15e et 16e: contacts NE et SE marbre dolomitique/gneiss à biotite.

Photo 15e (haut de page): échantillon ZA-9: : contact NE. On observe:

-brun-miel: phlogopite,

-vert: diopside et exsolution de spinelle dans la phlogopite,

-blanc et rose: amphiboles et exsolutions de spinelle dans ces amphiboles (pargasite et « ferro-tchermackite »).

Photo 16e (bas de page): échantillon ZB-9: contact SE. On observe:

-blanc: marbre dolomitique à phlogopite,

-brun-miel: phlogopite, celle-ci tend à disparaître plus on se rapproche du contact,

-noir: serpentine.

CENTIMETRES

ZB9
CENTIMETRES
1
2
3
4
5
6
7

présentent sous leur forme automorphe, tandis que les autres minéraux sont en petits grains xénomorphes. La phlogopite se retrouve parfois en feuillets déformés. C'est le principal constituant des lits silicatés avec l'olivine.

Contacts marbre dolomitique/gneiss à biotite

Les lits millimétriques de couleur verte-turquoise sont constitués de spinelle qui présente une texture simplectite au contact phlogopite/amphibole + diopside. Les vermicules de spinelle sont contenus dans la phlogopite et dans l'amphibole. La pargasite est présente. Les serpentinites sont composées d'antigorite, de chrysotile, de forstérite et d'orthopyroxènes.

B2- PARAGENESES

Plusieurs paragénèses sont observables au sein des lames minces (cf. tableau XVI). Le marbre pur contient l'assemblage suivant: dolomie + calcite + graphite. Au sein des lits silicatés, les carbonates sont presque toujours présents, et on retrouve plus ou moins les mêmes minéraux en association avec la calcite et/ou la dolomie. On peut exprimer les paragénèses comme suit: dolomie + calcite ± forstérite ± phlogopite ± serpentine ± diopside ± spinelle ± apatite ± tourmaline. Les lames porteuses d'humite ne contiennent pas de diopside. L'orthopyroxène (bronzite) apparaît localement. Le graphite reste accessoire.

Tableau XVI: paragenèses observées au sein des marbres dolomitiques. La lame ZA-6 présente des lits de minéraux dont les paragenèses diffèrent.

TABLEAU XVI													
Marbre													
Dolomitique													
Lame	ZA-6	ZA-6	ZA-6	ZA-6	ZA-7	ZA-9	ZB-3	ZB-4	ZB-4	ZB-6	ZB-7	ZB-8A	ZE-3A
Dolomie	X	X	X	X	X		X	X	X			X	X
Calcite		X	X					X				X	X
Phlogopite				X		X	X	X	X	X	X	X	X
Serpentine		X		X			X		X	X	X		X
Forstérite	X		X				X	X				X	
Clinopx(Diopside)			X			X				X	X		
Orthopx(Bronzite)										X	X		
Humites	X				X							X	
Spinel		X	X		X	X						X	
Apatite					X							X	
Tourmaline									X			X	
Chrysotile										X			
Pargasite	X					X							
Graphite											X		
CONTACT										GN/MD			

Contacts marbre dolomitique/gneiss à biotite

On observe des assemblages particuliers au sein des contacts. Au SE et au SW, la paragénèse présente est: serpentine (+chrysotile) + forstérite + orthopyroxènes ± phlogopite. Au NE, les lits vert-turquoise portent la paragénèse suivante: phlogopite + diopside + pargasite + spinelle.

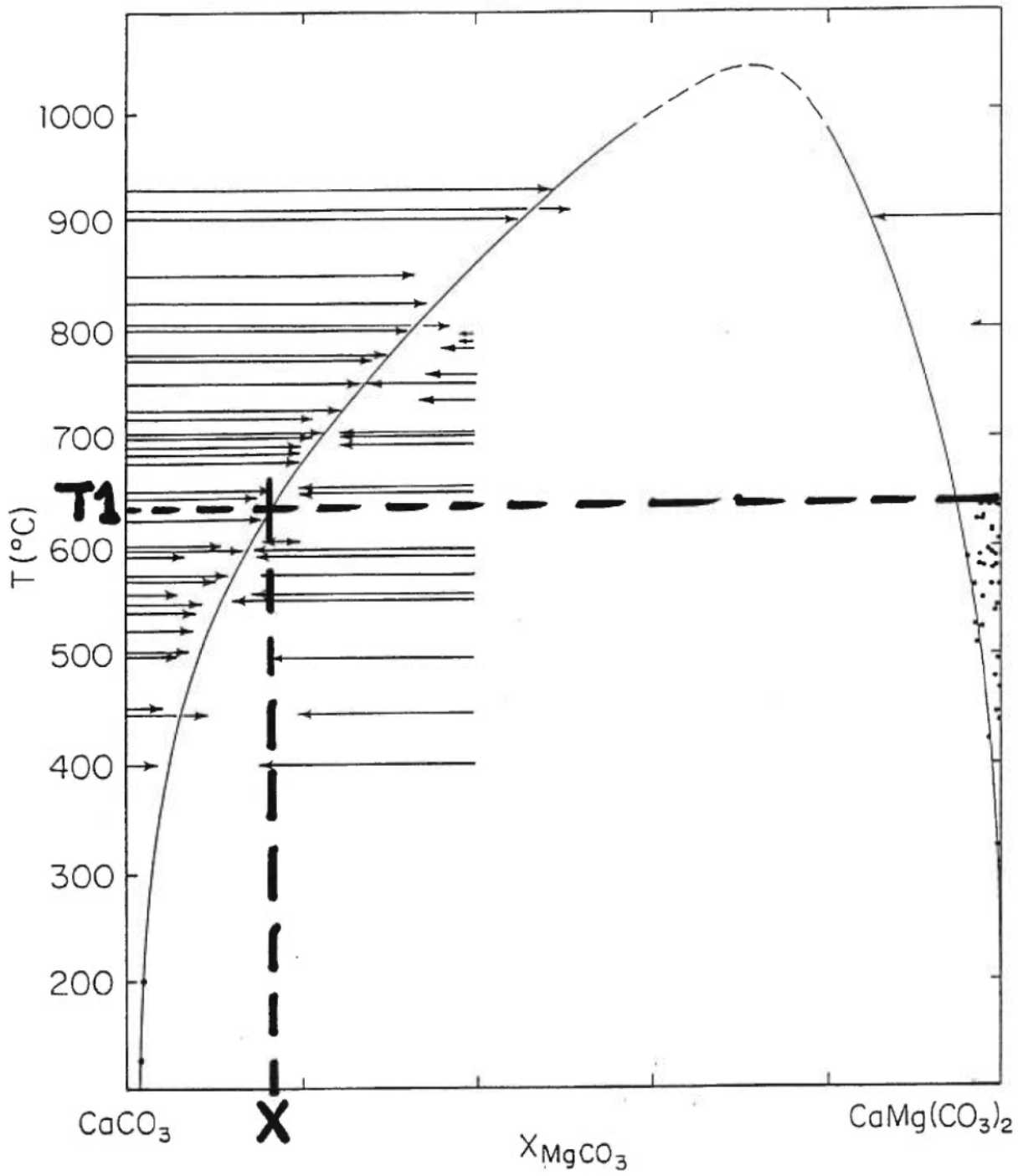
B3- DESCRIPTION DES MINERAUX

Les carbonates

Constitués de dolomie et de calcite, ils se présentent sous forme de cristaux subautomorphes, en grands individus à contours suturés et à texture en mosaïque. Pour pouvoir clairement distinguer la calcite de la dolomie, nous avons eu recours à l'Alizarine rouge. On observe localement des exsolutions de dolomie au sein de la calcite. Ce phénomène est étroitement lié au refroidissement du marbre et aux réactions subsolidus. Par exemple, lorsque la température diminue, la composition minéralogique X atteint la courbe de solvus calcite magnésienne/dolomie à une température T1 (cf. figure A.II). Pour des températures plus basses, l'exsolution se produit et deux phases sont alors en présence (l'une calcitique et l'autre dolomitique).

Figure A.II: solvus calcite-dolomie (L. M. Anovitz, E. J. Essene, 1987).

The heads of the arrows show the final compositions, and the direction of the arrow gives the direction of the compositional shift. Experimental pressures corrected to 2kb using the correction of Goldsmith & Newton (1969).The points near the dolomite limb represent natural dolomite coexisting with calcite analyzed by Sobol (1973), Bowman (1978), Newbitt (1979), Valley (1980), and Treiman & Essene (1983). The two points at low temperatures on the calcite limb are natural calcites whose equilibrium temperatures were estimated from fluid inclusion data by Talantsev (1976).


1000
900
800
700
T1
600
500
400
300
200
T (°C)
CaCO3
X
CaMg(CO3)2
XMgCO3

La forstérite

Elle se présente sous forme de grains arrondis, de taille moyenne. Les grains sont souvent plus ou moins altérés en serpentine (cf. photo 12l). Cette altération débute aux bordures pour s'étendre dans les cassures des cristaux (cf. photo 13l).

La serpentine se retrouve souvent au sein des lames. Elle provient de l'altération des péridots et des humites.

La phlogopite

Elle est très répandue au sein des lames. Elle se présente sous forme de feuillets de taille variable (</= 2mm) translucides. La phlogopite présente au sein des marbres est presque pure en magnésium. Elle est également riche en fluor et peut être qualifiée de « fluorophlogopite ». Les feuillets sont souvent plissés.

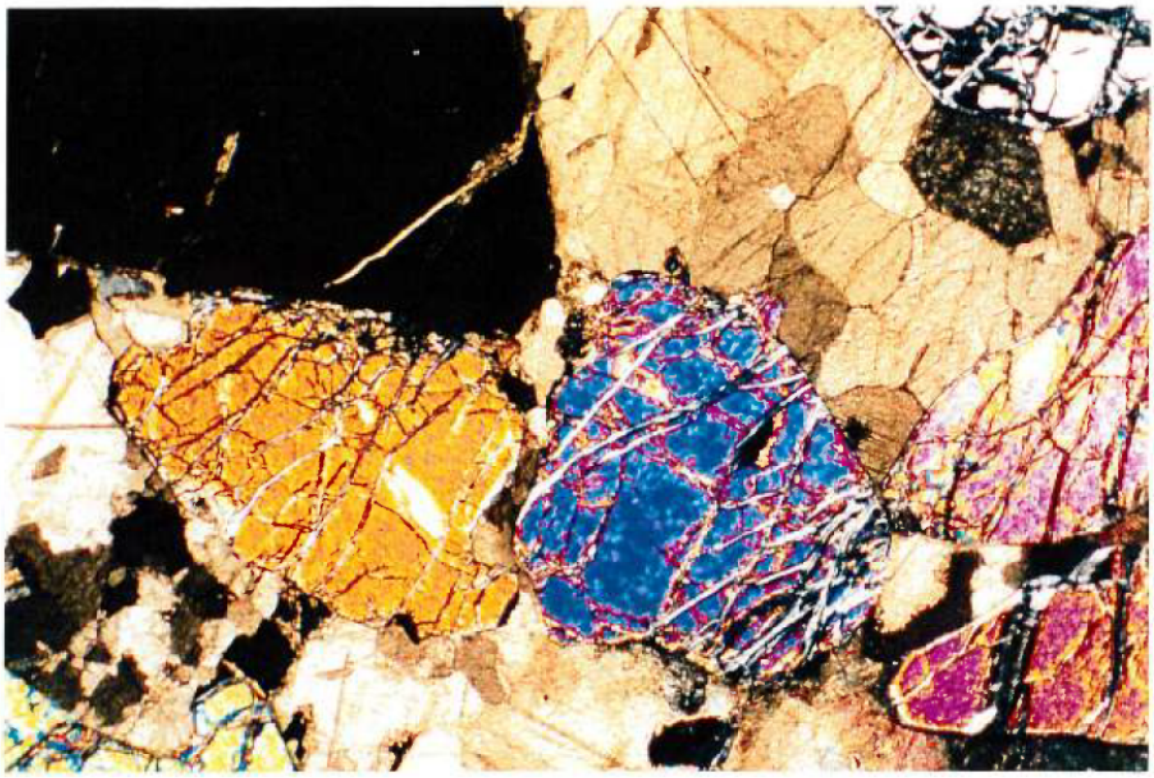
Les humites

Ces minéraux ont largement été étudiés par Bourne au sein de sa thèse de Doctorat *(1974)*. Au microscope, il est difficile de les distinguer des péridots. Au sein des lames minces, on retrouve de la clinohumite et de la chondrodite en grains de taille moyenne. En lumière naturelle, elles présentent parfois un pléochroïsme orangé à jaune d'or. Leur biréfringence augmente avec leur teneur

Photos 12l et 13l:

Photo 12l (haut de page): forstérite + spinelle + calcite + dolomie (ZJ-1, LP).

Photo 13l (bas de page): forstérite en voie de serpentinisation + phlogopite + calcite + dolomie (ZB-4, LP).



en fer. La clinohumite et la chondrodite possèdent la même mâcle polysynthétique h^1 et seul l'angle maximum d'extinction par rapport à sa trace (22 à 30° pour la chondrodite et 7 à 15° pour la clinohumite) permet parfois de les distinguer (cf. photos 14l, 15l, 16l, et 17l). Cependant, la microsonde reste le seul moyen fiable pour les distinguer clairement. Certains cristaux présentent une altération en serpentine qui débute aux bordures pour s'étendre au sein des fractures (cf photo 18l).

Certains cristaux d'humites forment des couronnes autours des olivines. Elles se forment alors aux dépends des péridots (cf. photo 19l). Elles se retrouvent, le plus souvent, avec des carbonates, de la phlogopite, et du spinelle (cf. photo 20l). Les humites peuvent prendre des formes très variables (cf. photo 21l).

Le diopside

Il se présente sous forme de petits grains xénomorphes globuleux, entouré de calcite et/ou de dolomie. On le retrouve aussi autours de la forstérite, en couronnes. On le retrouve aussi en inclusion dans l'orthopyroxène (cf. photo 22l).

La bronzite

On la retrouve localement, près du contact marbre dolomitique/gneiss à biotite. Elle se présente sous forme de porphyroblastes (2mm) craquelés et altérés en serpentine (cf photo 23l). Autours de ces porphyroblastes, on observe du

diopside, de la calcite et de la serpentine. Le spinelle et le diopside se retrouvent en inclusions. On remarque des inclusions de phlogopite le long des clivages.

Le spinelle

Selon les lames, il forme des cristaux de taille variable (</= à 2mm) xénomorphes et parfois craqués à fort relief. Dans certaines lames, on peut observer des couronnes de serpentine.

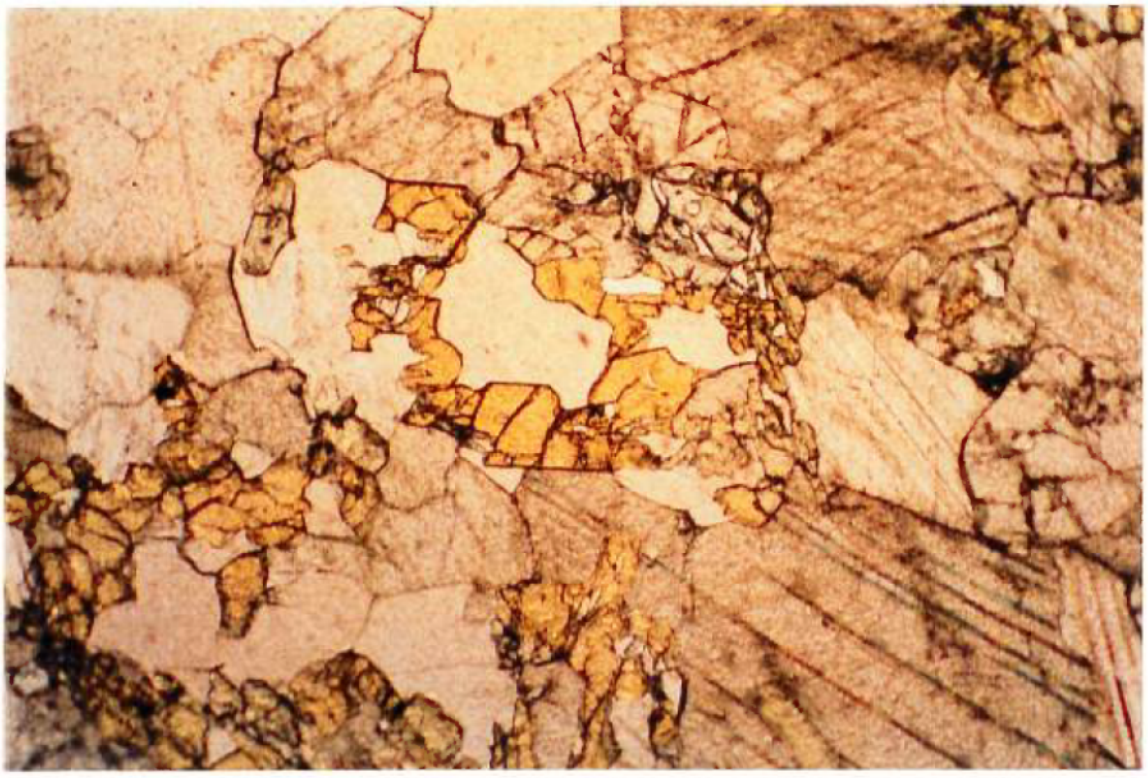
L'apatite et la tourmaline

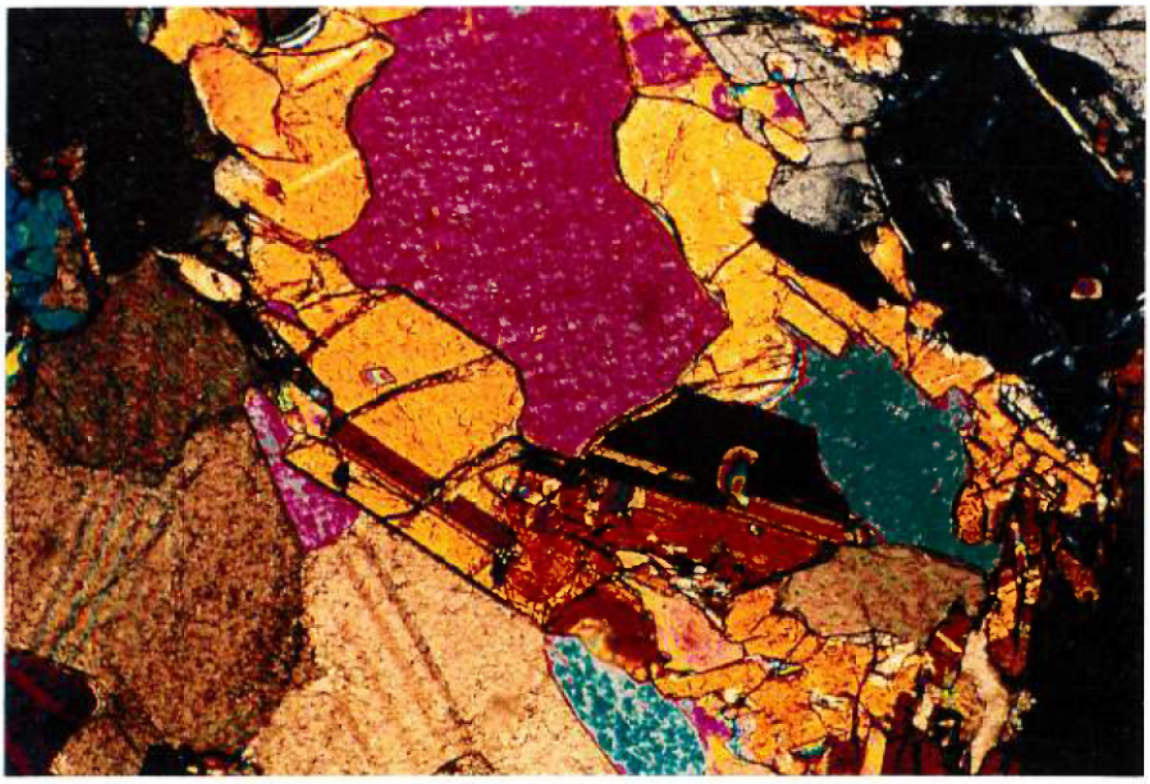
L'apatite se présente en sections hexagonales et/ou allongées, tandis que la tourmaline se retrouve surtout en baguettes allongées. Ces deux minéraux peuvent entourer et/ou pénétrer les feuillets de phlogopite. On les retrouve aussi en inclusions dans le spinelle.

Photos 14l et 15l:

Photo 14l (haut de page): humites + calcite + dolomie +phlogopite + spinelle. Remarquez le pléochroïsme dans les jaunes d'or des humites (ZA-7, LN).

Photo 15l (bas de page): vue rapprochée de la photo 14l. On observe les humites mâclées. Ce sont des chondrodites.





Photos 16l et 17l:

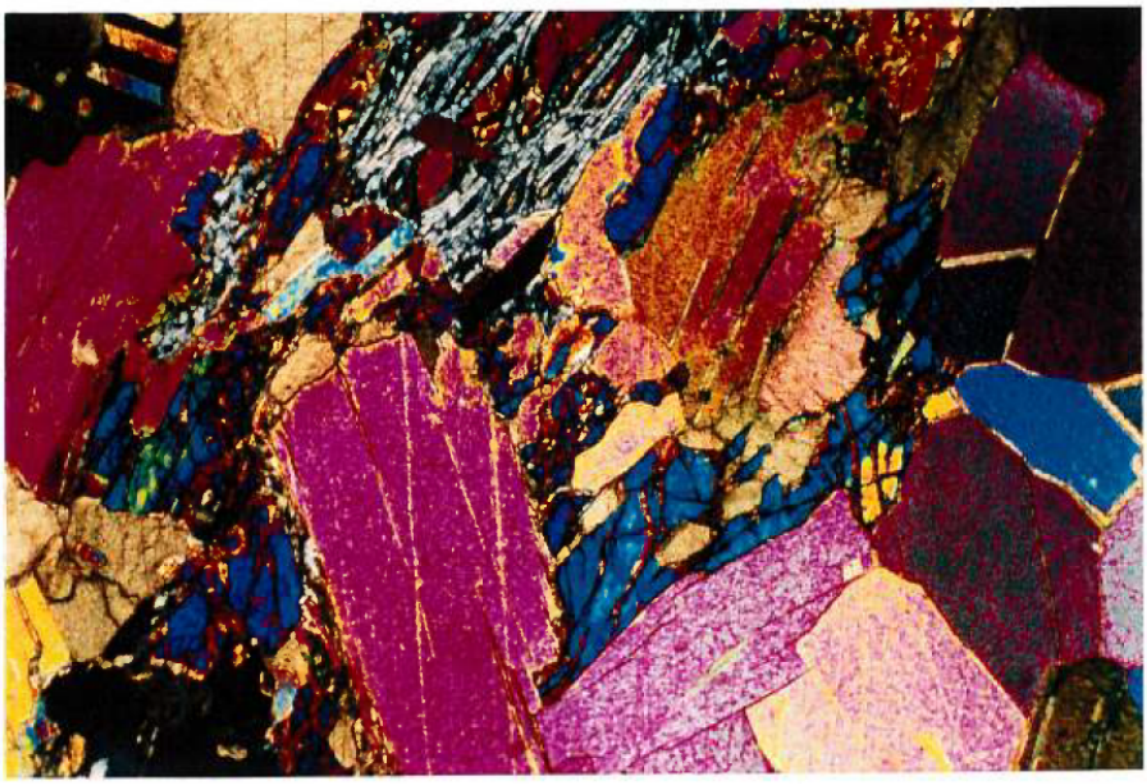
Photo 16l (haut de page): humites + calcite + dolomie + phlogopite + pargasite. Toujours le pléochroïsme jaune d'or des humites (ZA-7, LN).

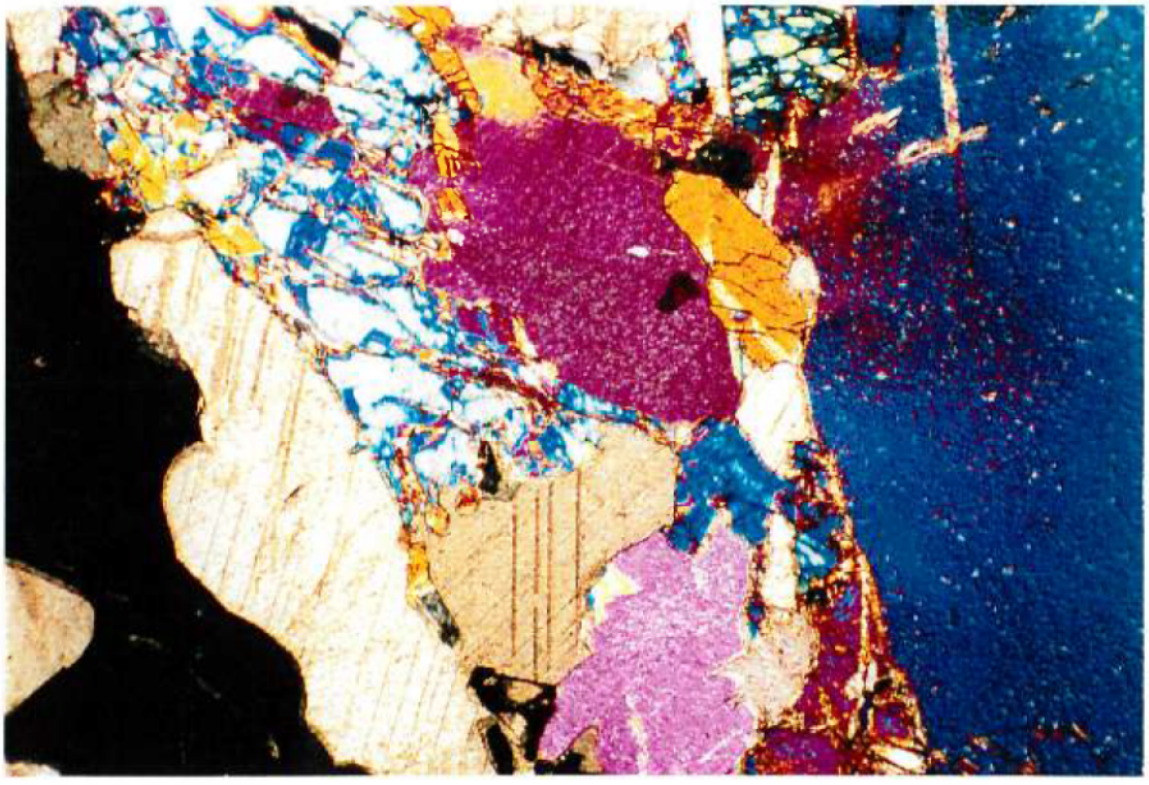
Photo 17l (bas de page): même vue que sur la photo 16l. On observe des chondrodites, des clinohumites et des humites.

Photos 18l et 19l:

Photo 18l (haut de page): serpentinisation des humites (ZB-8A, LP). Présence de phlogopite, de spinelle, et de carbonates.

Photo 19l (bas de page): couronne d'humite (jaune or) autours des olivines (forstérite, bleu clair). A gauche, du spinelle isotrope. A droite, phlogopite. Présence de carbonates.

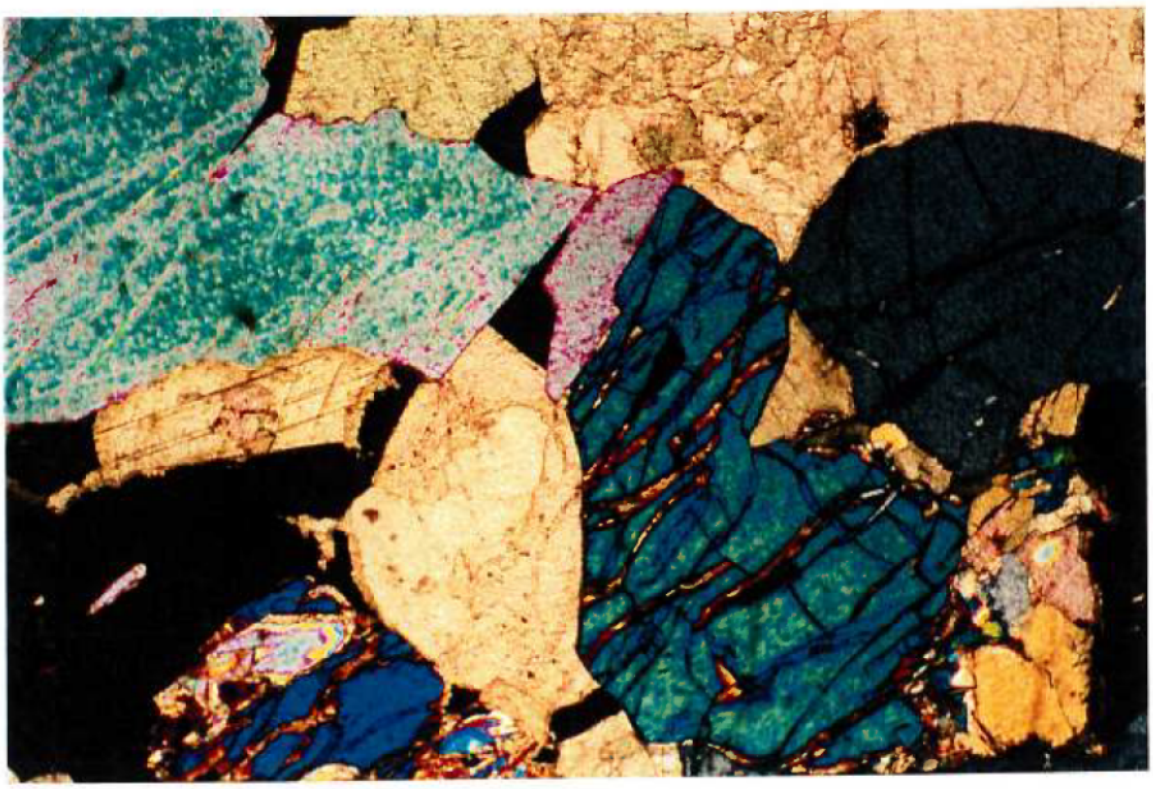


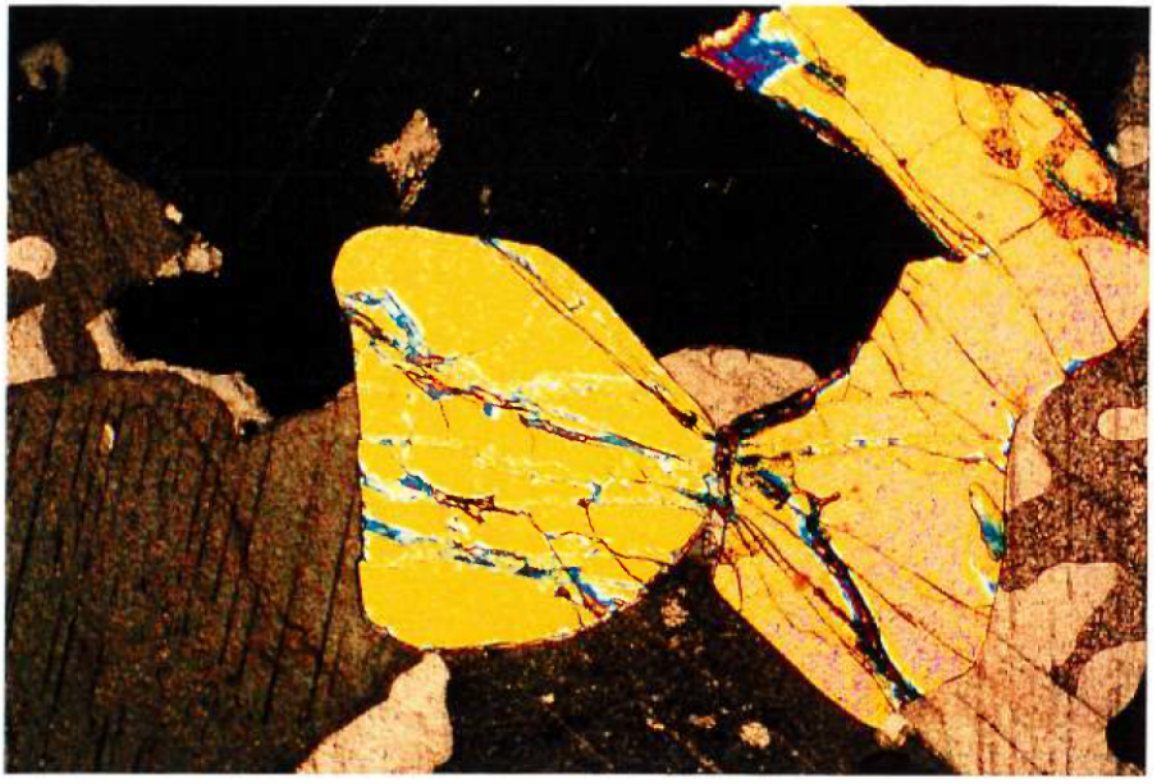


Photos 20l et 21l:

Photo 20l (haut de page): association d'humite + apatite + phlogopite + carbonates (ZB-8A, LP).

Photo 21l (bas de page): forme particulière prise par les humites (jaune or). Présence de carbonates (ZB-8A, LP).

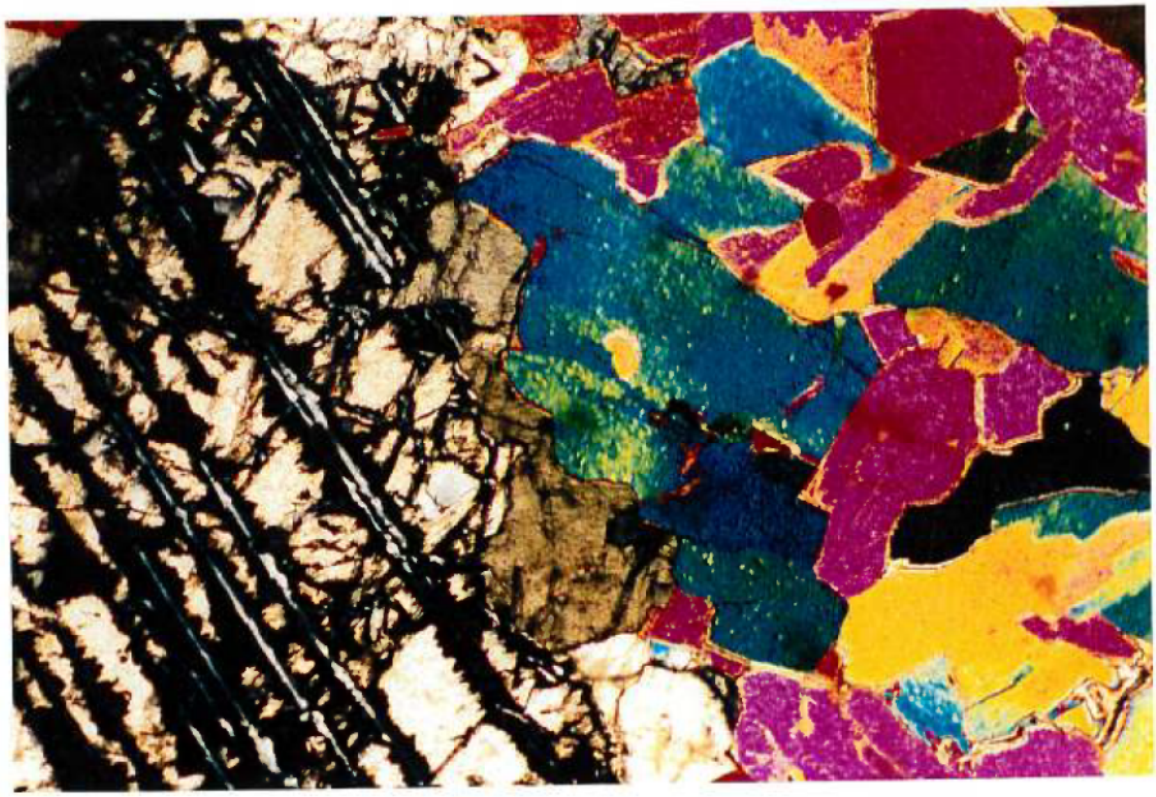




Photos 22l et 23l:

Photo 22l (haut de page): association de forstérite + diopside + carbonates. Notez la forme caractéristique globuleuse du diopside (ZJ-1, LP).

Photo 23l (bas de page): bronzite + carbonates + phlogopite. L'orthopyroxène a un fort relief (côté gauche de la photo, ZB-7, LP).



Contacts marbre dolomitique/gneiss à biotite

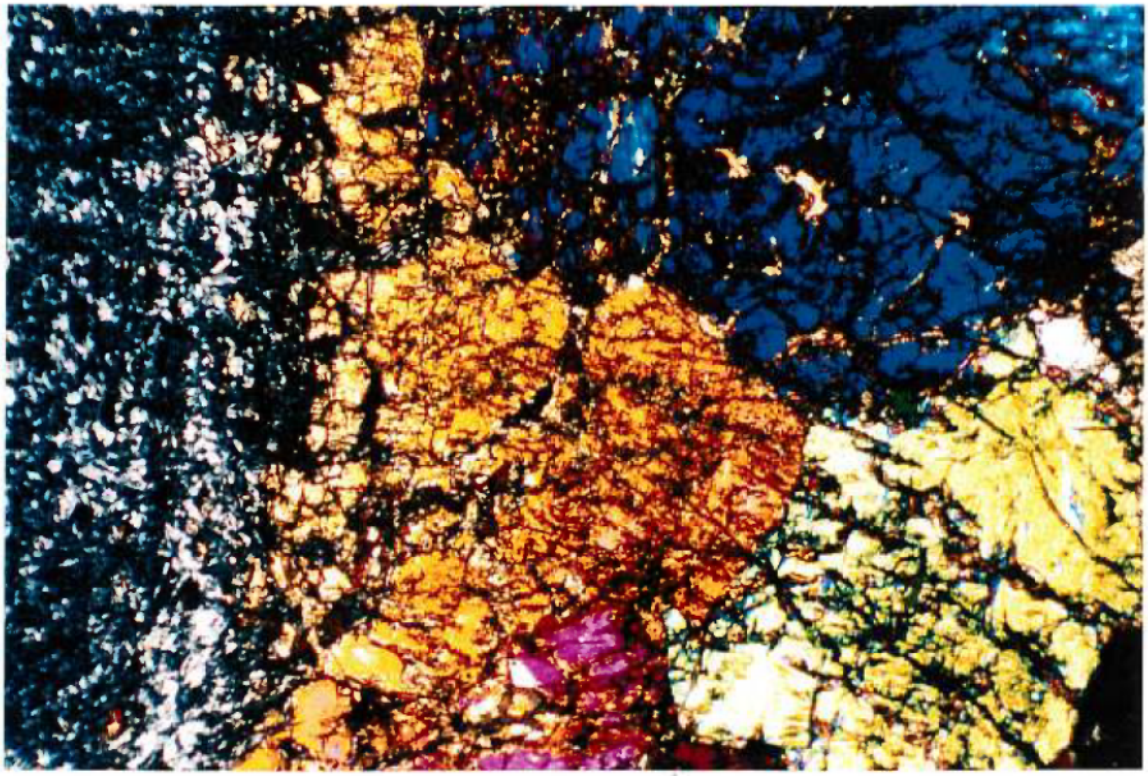
On note, au sein de la serpentinite (contact SE), des fibres de chrysotile. La forstérite est très altérée et la serpentinisation des cristaux commence dans les fractures puis envahit entièrement les grains. Les orthopyroxènes sont également très altérés. L'antigorite constitue le principal type de serpentine. On remarque que les feuillets de phlogopite (rare au sein des lames) sont très déformés, plissés et présentent une forte biréfringence. On peut observer ces minéraux sur les photos 24l, 25l et 26l.

Le contact NE est marqué par la présence d'exsolutions sous forme de simplectites de spinelle à l'intérieur de la phlogopite et d'une amphibole (cf. photos 27l, et 28l). Cette texture, comme celle observée par les exsolutions de dolomie à l'intérieur de la calcite, est fonction des réactions subsolidus.

Photos 24l et 25l:

Photo 24l (haut de page): contact NE marbre dolomitique/gneiss à biotite. Les pyroxènes du marbre (orthopyroxènes et clinopyroxènes) sont très altérés. A gauche, la serpentinite (ZB-9, LP).

Photo 25l (bas de page): feuillets de phlogopite plissés (ZB-9, LP).



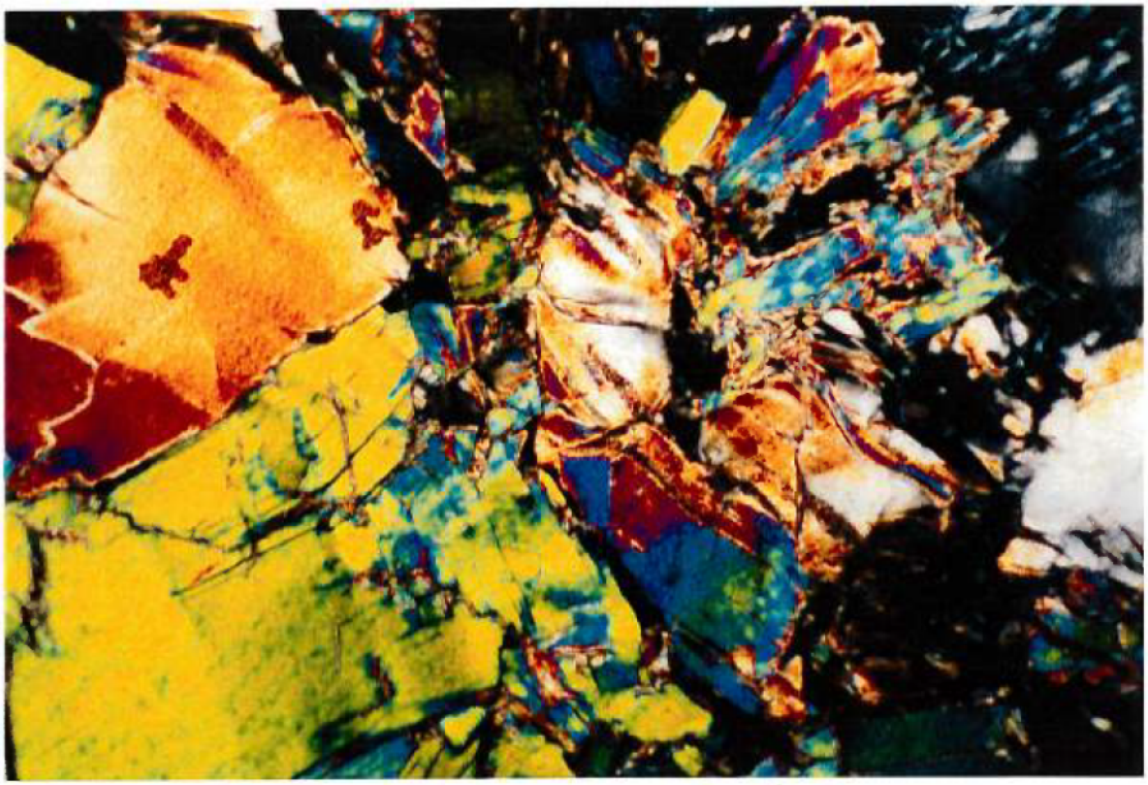
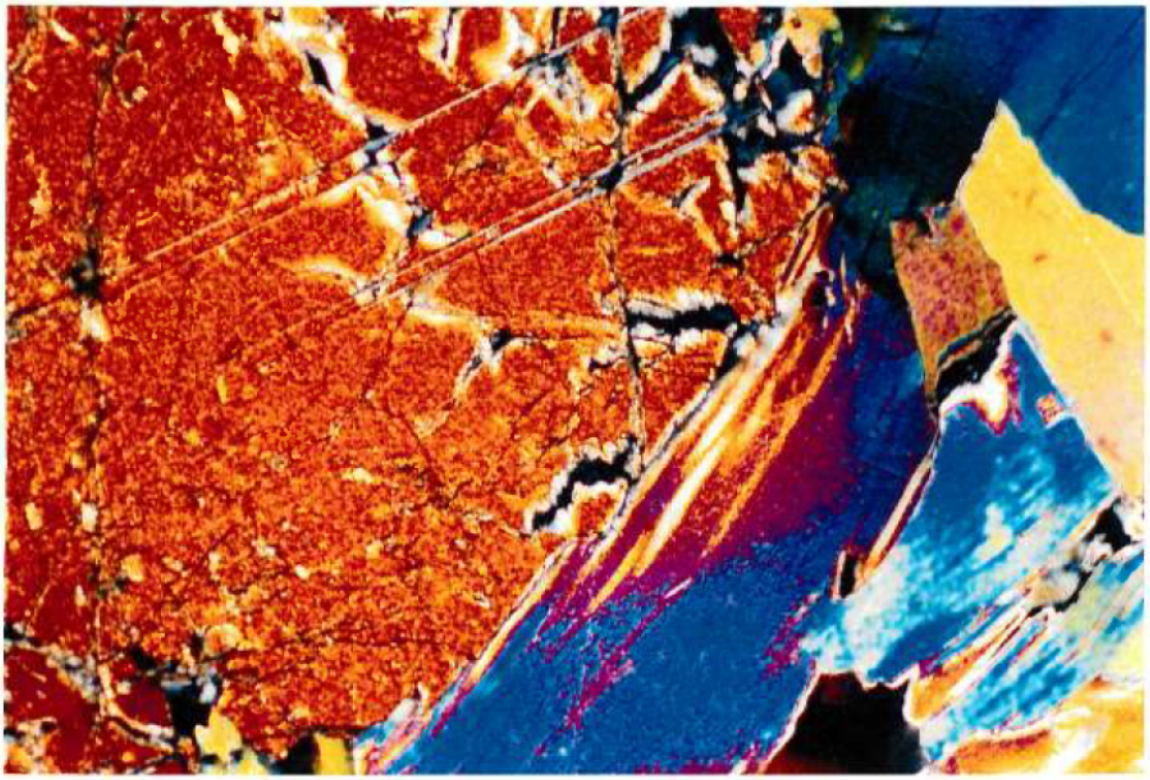


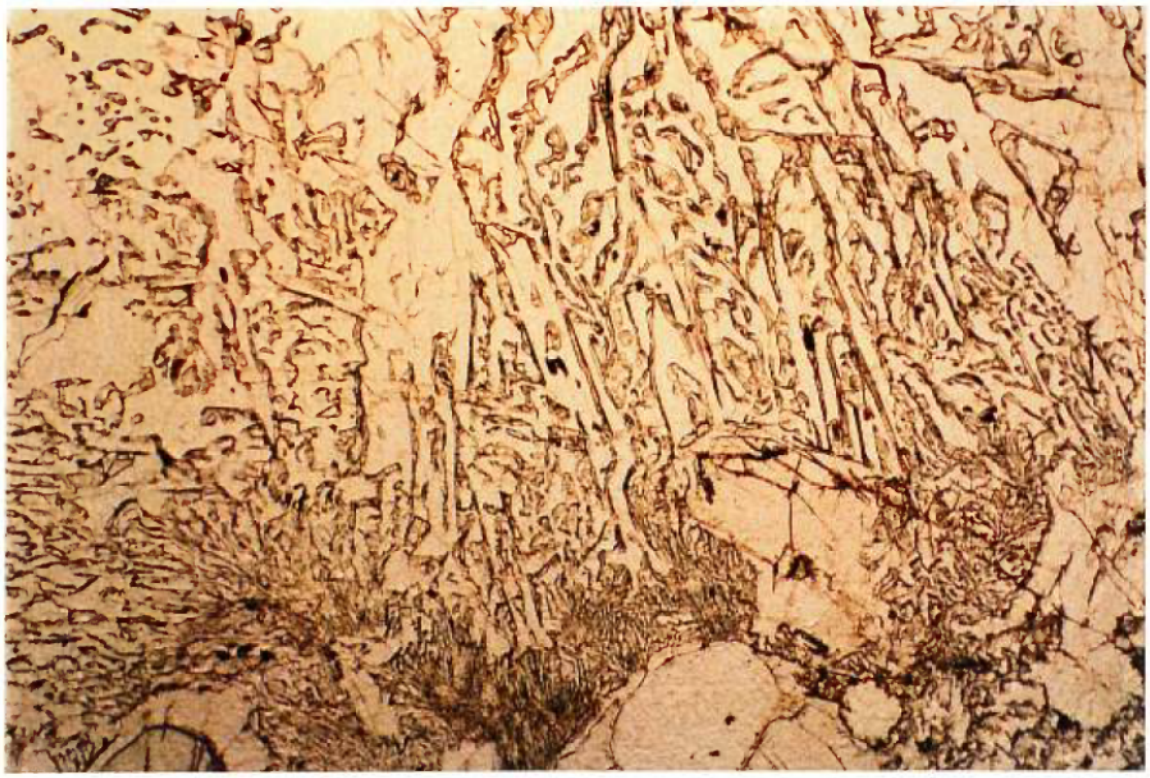
Photo 26l: orthopyroxène moins altéré en contact avec la phlogopite (ZB-9, LP).



Photos 27l et 28l:

Photo 27l (haut de page): exsolution de spinelle dans la phlogopite et dans l'amphibole (ZA-9, LN).

Photo 28l (bas de page): même vue que sur la photo 27l en lumière polarisée.



ANNEXE III

LE MINERAI

LE MINERAI: marbres graphiteux à dominante calcitique

A- DESCRIPTION MACROSCOPIQUE

Il faut noter qu'il existe deux types de marbres au sein de la fosse. Ils sont caractérisés par leur position stratigraphique et par leur minéralogie. En effet, des marbres dolomitiques reposent au-dessus des gneiss à grenat et des gneiss à biotite, à l'ouest et à l'est de la fosse, respectivement. Ces marbres dolomitiques contiennent du graphite mais celui-ci ne constitue qu'un minéral accessoire au sein de cette lithologie. Aussi, on ne peut la qualifier de minerai.

On s'attardera ici sur les marbres minéralisés exploités au sein de la fosse. La roche est de couleur grise luisante due à sa richesse en graphite. On y observe également des lits et/ou des poches de phlogopite de couleur brun-miel brillants. Tout dépendant de sa teneur en calcite, la roche peut sembler plus claire. Il faut noter que la teneur moyenne en graphite est de 6.4% au sein de la fosse, avec une teneur minimale de minerai de 4%. Macroscopiquement, nous avons pu observer quatre types de minerai au sein de la fosse. Par ordre d'importance décroissante, on distingue:

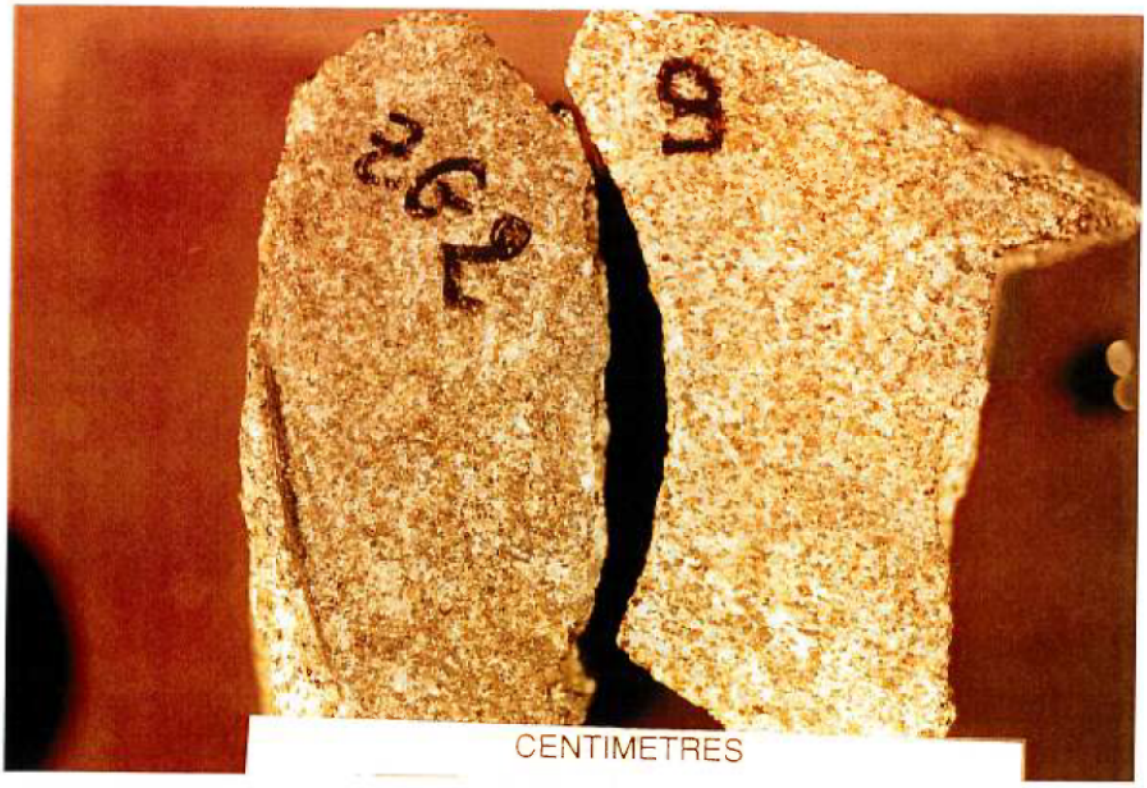
1- un marbre granoblastique à calcite et phlogopite visibles, qui constitue le minerai le plus courant (cf. photos 17e et 18e). Les teneurs en graphite varient entre 4% et 8% et les paillettes sont de taille millimétrique (1 à 3mm) (cf. photo 17e).

Photos 17e et 18e: marbre granoblastique contenant 4 à 8% de graphite.

Photo 17e (haut de page): minerai granoblastique riche en phlogopite.

Photo 18e (bas de page): échantillon ZG-2: minerai moins riche en phlogopite.

CENTIMETRES


CENTIMETRES

Les teneurs en phlogopite varient beaucoup et certains échantillons en étaient presque dépourvus (cf photo 18e).

2- un marbre porphyroblastique à diopside dominant, avec un faible pourcentage en calcite et phlogopite, plus riche en graphite que le premier type (les teneurs varient entre 7% et 10%) et la grandeur des paillettes atteint 5 à 8mm (cf. photo 19e);

3- une amphibolite, qui constitue le minerai le plus riche de la fosse mais qui reste locale et beaucoup moins fréquente que les deux autres types. Ce minerai se retrouve toujours en charnière de pli. Les teneurs peuvent atteintre 10 à 15 % en graphite avec des paillettes de taille variable (3 à 8mm) (cf. photo 20e);

4- un minerai pegmatitique, très rare dans la fosse, de type remplissage de fracture, à très grosses paillettes de graphite (30%), pluricentimétriques, avec des cristaux de clinopyroxènes (de 2 à 6mm) qui constituent 50% de la roche (parfois plus), et des petits amas de sulfures à 20% (pyrrhotine essentiellement, pyrite et chalcopyrite plus rares). La calcite est absente et le diopside constitue la gangue du minerai (cf. photo 21e). Ce type de graphite rappelle celui des gisements du Sri Lanka *(Dissanayake, 1981)*.

Photos 19e et 20e:

Photo 19e (haut de page): minerai porphyroblastique.

Photo 20e (bas de page): amphibolite.

CENTIMETRES
1
2
3
4
5
6
7

ACME RULE IN CANADA
1
2

Photos 21e: minerai pegmatitique. Remarquez les porphyroblastes de diopside (vert) sur l'échantillon de droite. L'échantillon de gauche présente un cristal porphyroblastique d'augite (noir).

2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15
STAEDTLER
562 02-12

1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15
STAEDTLER
562 02-12

B- DESCRIPTION MICROSCOPIQUE

B1- MINERALOGIE

Seuls les types de marbres 1, 2, et 3 ont été observés en lame mince. Le clinopyroxène (diopside), la phlogopite, la scapolite, la forstérite, la calcite et la dolomie se répartissent différemment au sein des lames. La sphène et l'apatite sont des minéraux accessoires. L'amphibolite contient en plus de la hornblende brune et la calcite reste rare au sein de cette roche. Il faut noter que les paillettes de graphite ne présentent aucune orientation préférentielle. Cela est du à la recristallisation des marbres qui s'est prolongée après la période de déformation visible au sein des gneiss par l'orientation des micas. En effet, les marbres constituent une lithologie incompétente, ductile-plastique. De plus, des preuves évidentes témoignent que des fluides à très haute température ont circulé à travers ces marbres, entraînant leur totale recristallisation. Mais cette étude de pression-température subies par ces marbres sera effectuée au sein du châpitre consacré au métamorphisme des roches de la fosse.

On peut ici souligner que le minerai de STRATMIN ne contient pas de quartz. Cela lui confère un avantage sur le marché du graphite *(voir le prologue, partie D: usages du graphite naturel)*.

B2- PARAGENESES

Les paragenèses sont résumées au sein du tableau XVII.

Au sein du **minerai granoblastique**, les paragenèses les plus répandues s'expriment ainsi: calcite + dolomie ± phlogopite + clinopx et/ou forstérite ± graphite, et: calcite + dolomie + clinopx + scapolite + graphite (ZF-7 et ZG-1). Les variantes sont caractérisées par:

1- la répartition du diopside par rapport à la forstérite et inversement,

2- l'assemblage forstérite(-) et phlogopite (+),

3- la scapolite est presque toujours associée uniquement au diopside.

Nous tenterons d'expliquer ces variantes lors de la description minéralogique.

Au sein du **minerai à porphyroblastes** de pyroxènes, les paragenèses varient selon la présence de l'orthopyroxène. Elles s'expriment ainsi: clinopx ± orthopx + calcite ± dolomie + forstérite + scapolite + graphite. Plusieurs observations peuvent être faites:

1- en premier lieu, la calcite observée ne présente pas toujours ses caractéristiques minéragraphiques et peu constituer un produit d'altération résiduel d'un autre minéral (comme les pyroxènes),

2- la phlogopite reste absente au sein de certaines lames,

3- la dolomie reste très rare,

4- le graphite est très abondant.

Tableau XVII: paragenèses observées au sein des différents types de minerai.

TABLEAU XVII								
Marbre	**GP**							
Lame	ZF-1	ZF-1	ZF-1	ZF-7	ZF-7	ZF-7	ZG-1	Amp1
Orthopx	X							
Scapolite			X			X		
Amphibole								X
Calcite	X	X	X	X	X	X	X	X
Dolomie	X	X	X	X	X	X	X	
Forstérite	X	X	X	X	X	X		
Phlogopite				X		X	X	
Sphène	X	X	X					
Graphite	X	X	X	X	X		X	X

Nous discuterons de ces différentes observations lors de la description des minéraux.

Le troisième type de minerai se distingue nettement par la présence d'une **amphibole.** Les paragenèses s'expriment ainsi: clinopx + calcite + forstérite + graphite et/ou clinopx + amphibole ± calcite + graphite. Nous pouvons également souligner quelques points:

1- la dolomie reste absente au sein des assemblages,

2- la phlogopite est également absente,

3- la calcite ne présente jamais ses caractéristiques minéragraphiques,

4- le graphite est abondant.

Comme précédemment, nous nous attarderons sur ces remarques dans la description des minéraux.

Le quatrième type de minerai n'a pas fait l'objet d'étude microscopique. Cependant, l'assemblage principal, visible macroscopiquement, serait: clinopx + sulfures (pyrrhotine principalement avec un peu de pyrite/chalcopyrite) + graphite.

B3- DESCRIPTION DES MINERAUX

En lame mince, seul le minerai de type 1 présente une texture granoblastique. Le diopside et la forstérite se présentent en petits grains (0.5 à 1mm) xénoblastiques. La phlogopite en feuillets automorphes et en plages xénomorphes, reste dominante au sein des lames. Elle ne présente aucune

orientation préférentielle. Les carbonates (calcite et dolomie) peuvent présenter des cristaux de taille variable. Ils représentent 50% des lames et se répartissent de façon équitable entre carbonate calcique et/ou magnésien.

Le minerai de type 2 présente une texture hétéroblastique marquée par l'existence de porphyroblastes de clinopyroxène (diopside) et d'orthopyroxène (hypersthène) qui représentent 40% des lames. Il faut noter que le diopside est beaucoup plus répandu que l'orthopyroxène. Les cristaux, de taille pluricentimétrique (3 à 4mm), sont xénomorphes. Les carbonates calciques dominent, tandis que le pôle plus magnésien (dolomie) reste rare. Le graphite, en paillettes et/ou en plages pluricentimétriques, représente 50% des lames.

Enfin, le minerai de type amphibolite présente également une texture hétéroblastique. Les porphyroblastes (2 à 3mm) de pyroxènes (diopside surtout) sont très altérés. On remarque que le diopside peut aussi se présenter sous forme de cristaux de taille plus réduite (1 à 1.5mm). L'amphibole se caractérise par un pléochroïsme de couleur brun sâle, et par une mâcle h^1 (100) difficilement dicernable. Les grains sont xénomorphes et très altérés.

B3.1- Minerai granoblastique

Le pyroxène

Le pyroxène le plus répandu au sein des lames est un clinopyroxène, et, plus précisément, le diopside (< 15% au sein des lames minces). Il se présente en petits grains ronds globuleux millimétriques (< 0.5mm) entourés de cristaux de

carbonates (calcite et et/ou dolomie). Il est craquelé, à fort relief, et mâclé. Il est plus souvent en contact avec la dolomie et la forstérite (cf. photos 29l et 30l).

La forstérite

Elle se présente en petits grains ronds millimétriques (</= 0.5mm) plus ou moins altérés en serpentine dans les cassures et les bordures. Elle cristallise souvent en contact avec le diopside, la dolomie et la calcite (cf. photos 31l et 32l).

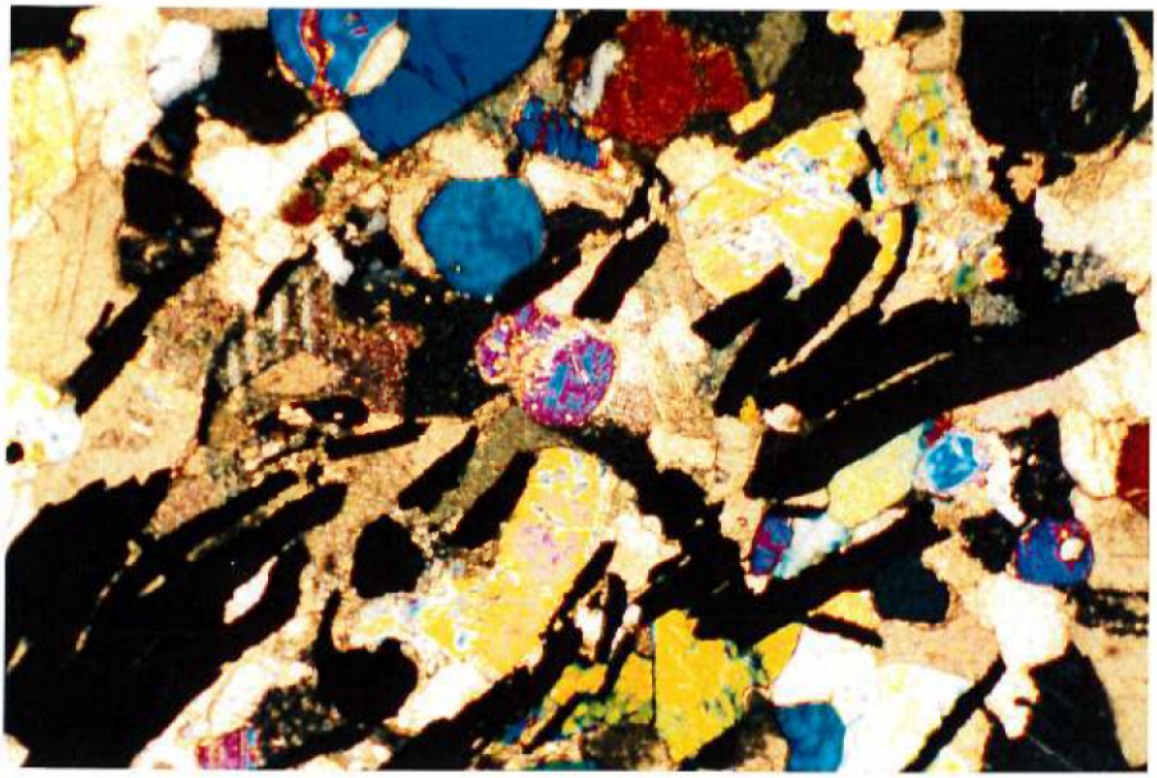
La phlogopite

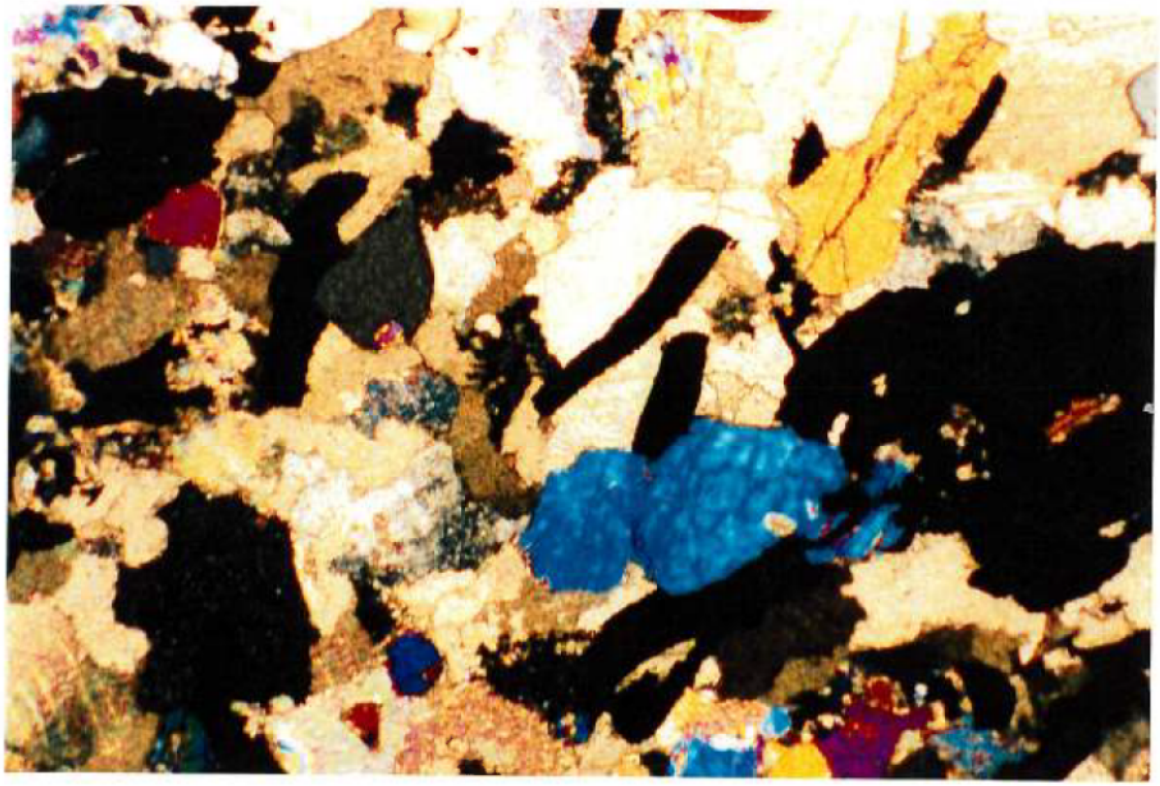
C'est le seul mica présent au sein de ces marbres (25% à 30% des lames minces). Elle se présente sous forme de minces feuillets allongés (0.5 à 1.5mm) et en larges plages xénomorphes (1 à 1.5mm) (cf. photos 31l et 32l). Elle présente un pléochroïsme variable (jaune doré à incolore). Il faut noter qu'elle se retrouve rarement en contact avec la forstérite et que l'assemblage: calcite + dolomie + phlogopite + forstérite + graphite reste rare au sein de nos lames. En effet, lorsque la forstérite est présente, la phlogopite reste très rare à absente et inversement. On remarque également que la phlogopite est plus souvent liée au diopside et, dans ce cas, le carbonate le plus souvent associé est la calcite avec présence rare de la dolomie. La phlogopite ne présente pas d'orientation préférentielle à l'échelle macroscopique et microscopique. Cela peut être relié à la recristallisation totale du marbre.

Photos 29l et 30l:

Photo 29l (haut de page): minerai pauvre en phlogopite. On observe le diopside sous forme globuleuse, parfois craquelé (ZG-2, LP). La calcite et la dolomie sont également présentes. Les sulfures sont présents en plages xénomorphes.

Photo 30l (bas de page): minerai pauvre en phlogopite. On observe de petits globules de diopside (ZG-2, LP). La calcite est plus abondante. Le graphite se retrouve souvent au contact de la forstérite. L'apatite est présente.

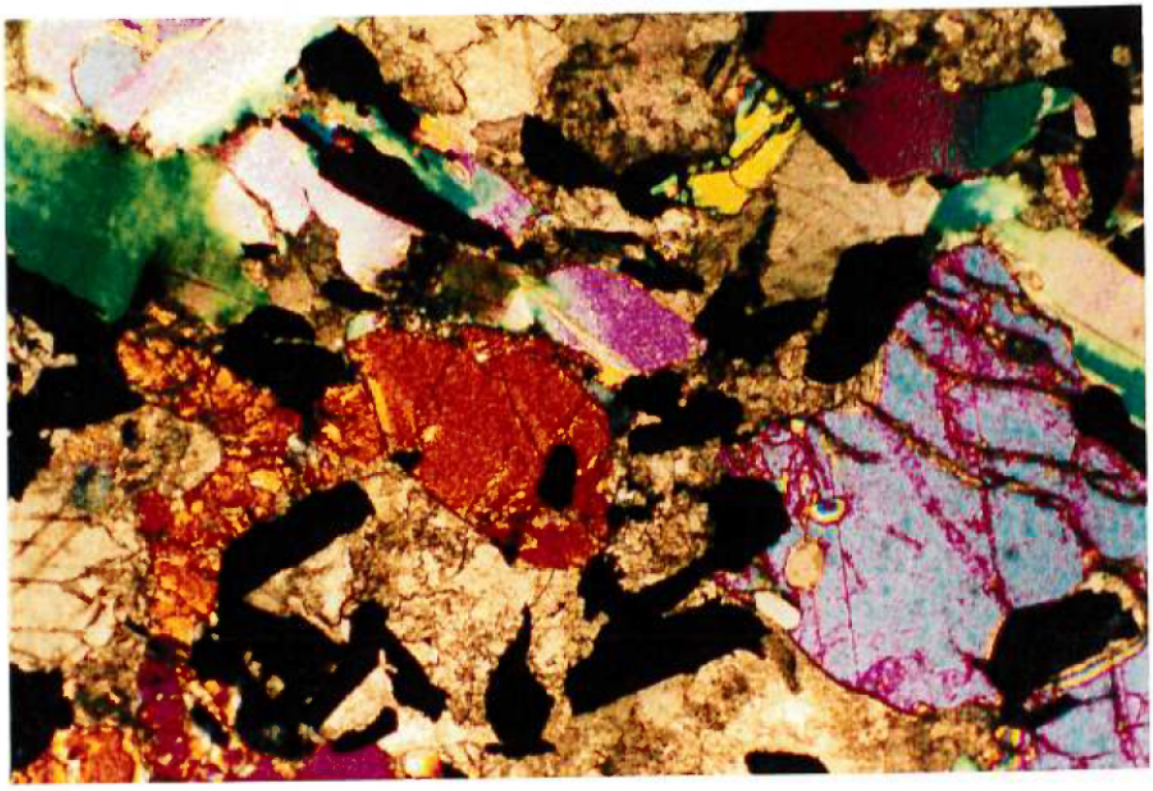


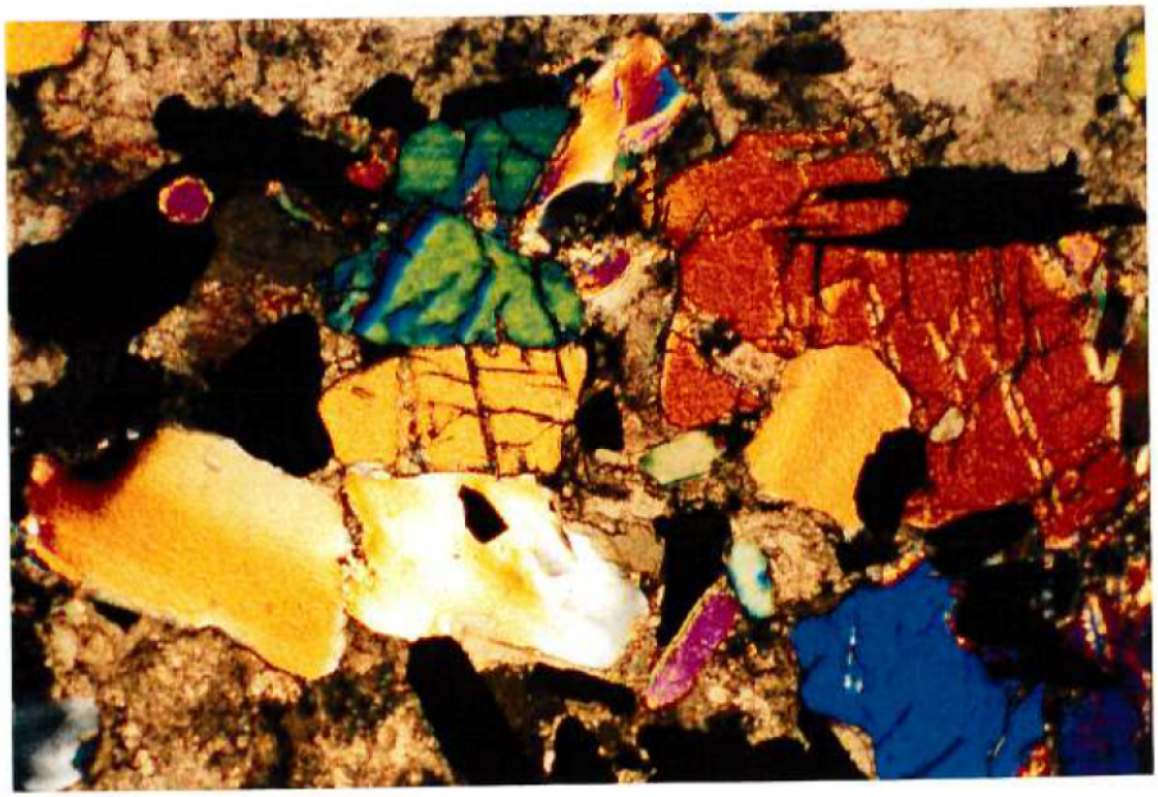


Photos 31l et 32l:

Photo 31l (haut de page): association de phlogopite + diopside + forstérite + calcite + dolomie (ZG-1, LP). Le minerai est plus riche en phlogopite.

Photo 32l (bas de page): phlogopite + forstérite + diopside + carbonates + graphite + scapolite. Le graphite n'a aucune orientation préférentielle. Le minerai est également plus riche en phlogopite (ZG-1, LP).





La calcite

C'est le carbonate le plus répandu au sein du minerai (45% à 64% des lames minces). Elle se présente sous forme de gros cristaux automorphes mâclés aux contours suturés. Sa texture interne s'organise en mosaïque. Nous avons eu recours à une méthode de coloration (alizarine) pour dicerner les deux carbonates en présence. Elle est visible sur toutes les photos ci-dessus.

La dolomie

Elle présente les mêmes caractéristiques que la calcite. Cependant, elle reste moins abondante (< 20% au sein des lames minces).

La scapolite

Elle se présente en petits grains arrondis xénomorphes, parfois carrés (< 0.5mm). Elle est plus souvent liée à la calcite et au diopside. Translucide en lumière naturelle, elle présente une biréfringence faible à élevée (cf. photo 32l).

Le graphite

Il se présente en paillettes de taille variable (0.5 à 1mm) et en plages xénomorphes. Il représente 15% à 20% des lames minces. Le graphite entoure et, parfois, interpénètre les cristaux de carbonates ainsi que les feuillets de phlogopite. Aucune orientation préférentielle des paillettes ne peut être observée. On peut aussi noter que le graphite ne se retrouve presque jamais en

contact avec le diopside et la forstérite.

Les sulfures

Ils se présentent en plages xénomorphes. Le sulfure le plus représenté au sein du minerai est de la pyrrhotine, puis de la pyrite et, enfin, des traces de chalcopyrite.

La sphène

Elle constitue un minéral accessoire, en petits grains millimétriques (< 0.3mm, voire, en trace), au sein des lames minces.

Observations minéralogiques

La scapolite se retrouve essentiellement au contact du diopside et des carbonates. Il faut noter que ce minéral analysé à la microsonde électronique, a révélé des taux assez élevés en calcium (CaO): 17% environ. Elle est donc calcique et se rapproche du pôle de la méionite. Or, les seuls minéraux suceptibles de libérer du calcium dans le milieu semblent être les carbonates (dolomie surtout) et le clinopyroxène.

B3.2- Minerai porphyroblastique

Les pyroxènes

Le clinopyroxène (diopside) forme des porphyroblastes poecilitiques très altérés (en chlorite et/ou calcite), craquelés, avec de nombreuses inclusions de sulfures

qui leur confèrent un aspect brouillé noirâtre sâle. Ces porphyroblastes centimétriques sont xénomorphes (cf. photo 33l). Outre les sulfures, ils possèdent des inclusions de calcite, d'apatite et de graphite. On remarque que les deux types de porphyroblastes se retrouvent en contact (cf. photo 34l). Des petits grains de calcite et de graphite les entourent. On retrouve également des cristaux plus petits (</= à 1mm) de ces pyroxènes. Certains petits grains de diopside sont sub-automorphes.

La Forstérite

Elle présente les mêmes caractéristiques que dans le minerai granoblastique. Cependant, elle est moins répandue.

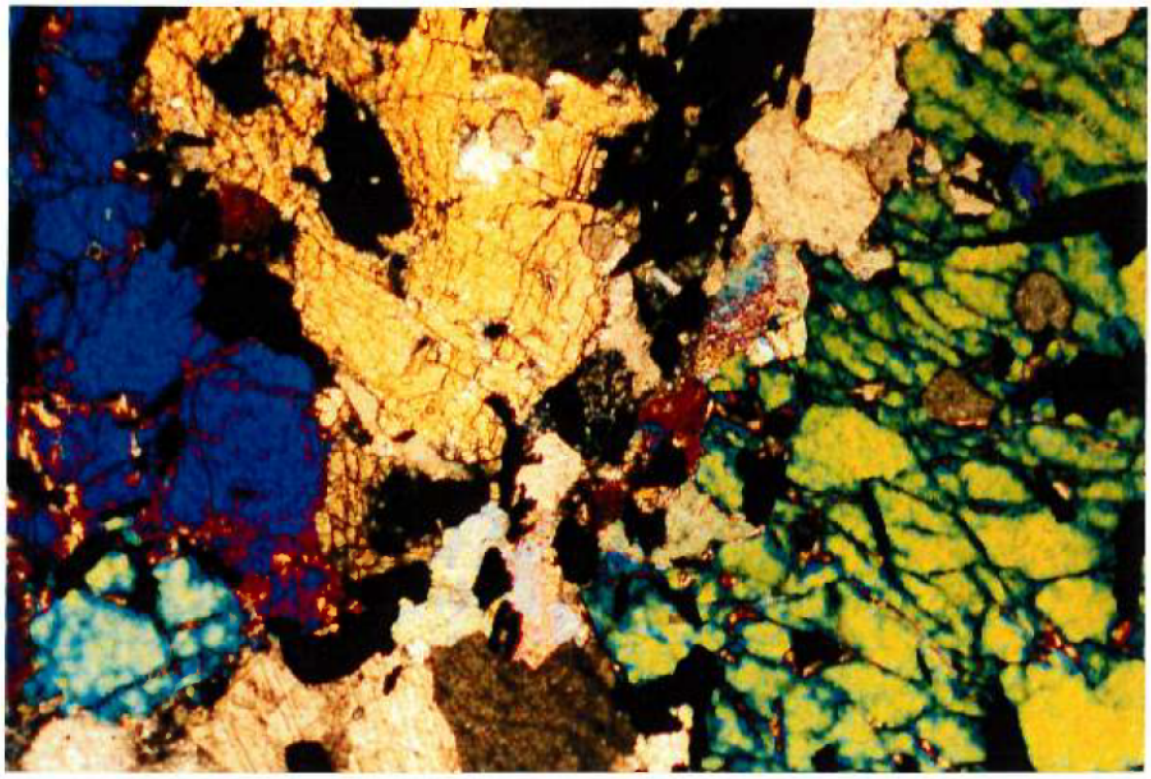
La calcite

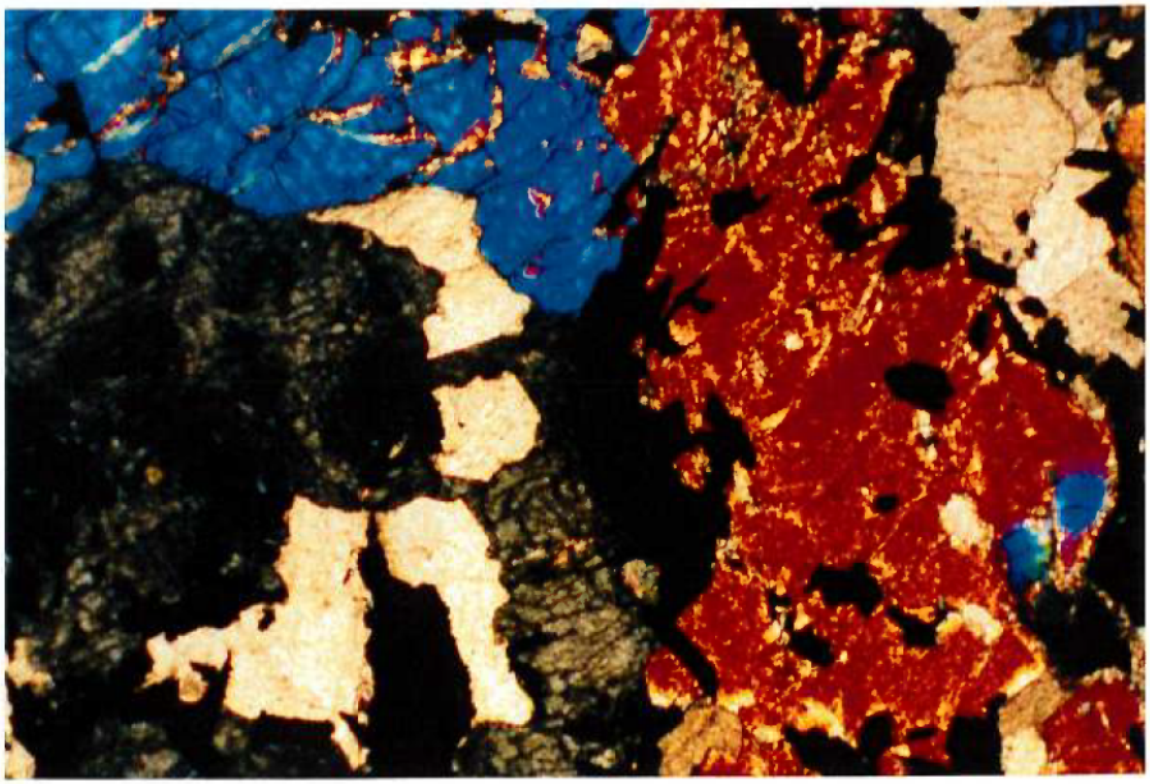
On la retrouve en grains moyens à petits (1.5 à 0.5mm), aux contours assez réguliers. C'est le carbonate dominant au sein de nos lames (cf. photos 33l et 34l). Elle peut présenter ses caractéristiques minéralogiques avec des textures internes en mosaïque et des contours suturés. Cependant, on remarque des amas de carbonates xénomorphes qui débutent aux bordures des cristaux porphyroblastiques de pyroxènes. Cette calcite présente un aspect flou sans forme cristalline. Elle résulte de l'altération des pyroxènes et elle envahit une grande partie de nos lames.

Photos 33l et 34l:

Photo 33l (haut de page): porphyroblastes de diopside craquelés et altérés. Ils possèdent des inclusions de graphite et de sulfures. La phlogopite est totalement absente. La calcite est présente. Le graphite est étroitement lié aux diopsides (ZF-1, LP).

Photo 34l (bas de page): porphyroblastes de diopside (orange et bleu) et d'hypersthène (gris). La calcite se retrouve entre les pyroxènes. Le graphite se trouve autours du diopside et les sulfures sont présents au sein des cristaux des deux types de pyroxènes. La phlogopite reste absente (ZF-1, LP).





La dolomie

Elle est extrêmement rare et, lorsqu'elle est présente, les cristaux possèdent les mêmes caractéristiques que précédemment.

La scapolite

Elle possède les mêmes caractéristiques que précédemment.

Le graphite

Il est étroitement lié aux pyroxènes (surtout au diopside et autres) et aux carbonates. Il se répartit autours et à l'intérieur de ces minéraux.Il se présente le plus souvent en paillettes et, parfois, en plages xénomorphes.

Les sulfures

Ils envahissent les porphyroblastes de pyroxènes et peuvent également de retrouver au sein des carbonates. Ils constituent le plus souvent de petits grains ronds mais peuvent se présenter également en plages xénomorphes.

Observations minéralogiques

Plusieurs points peuvent être abordés selon cette étude minéralogique:

1- comme nous l'avons mentionné, certaines calcites résultent de l'altération des pyroxènes;

2- Aucun mica n'a été observé au sein de ce type de minerai. Cependant, il

faut noter que cette observation n'est pas catégorique. En effet, on a retrouvé de la phlogopite au sein d'autres lames du même type de minerai. Cette absence locale de phlogopite peut s'expliquer par le fait que le milieu ne semble pas très riche en K2O;

3- La dolomie reste rare. Cela peut être du au fait que le milieu n'est pas très magnésien;

4- La teneur en graphite est très importante. Cette observation sera explicitée plus loin, lors des hypothèses proposées pour la genèse du graphite.

B3.3- Minerai à amphibole

Ses caractéristiques minéralogiques s'apparentent à celles du minerai porphyroblastiques. On note cependant l'absence de l'orthopyroxène, de la scapolite, de la phlogopite, et de la dolomie.

Le pyroxène

On observe surtout du diopside en gros grains centimétriques xénomorphes craquelés et très altérés (cf. photos 35l et 36l). Ils sont entourés par une altération verdâtre diffuse à chlorite. Cette altération débute du centre vers les bordures.

L'amphibole

Elle reste rare au sein de la lame (5%). Elle présente un pléochroïsme brun sâle et une mâcle h^1 (100) difficilement dicernable (cf. photo 35l). Les grains sont éclatés et forment alors de petites plages xénomorphes. Cette amphibole présente les caractéristiques d'une hornblende brune. Elle est souvent associée au graphite. Le diopside, l'olivine, et/ou des résidus d'altération, l'entourent (cf. photos 37l et 38l).

La calcite

Elle présente les mêmes caractéristiques que dans les autres minerais. Elle peut également résulter de l'altération d'autres minéraux.

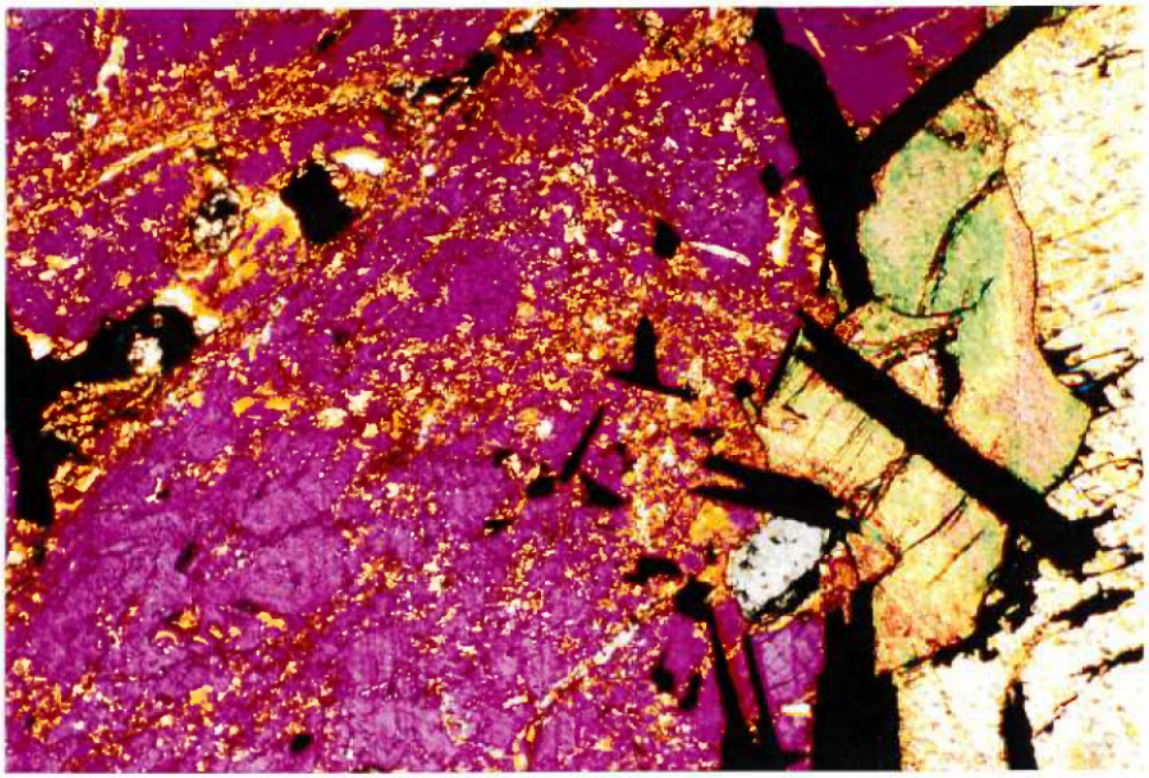
Le graphite

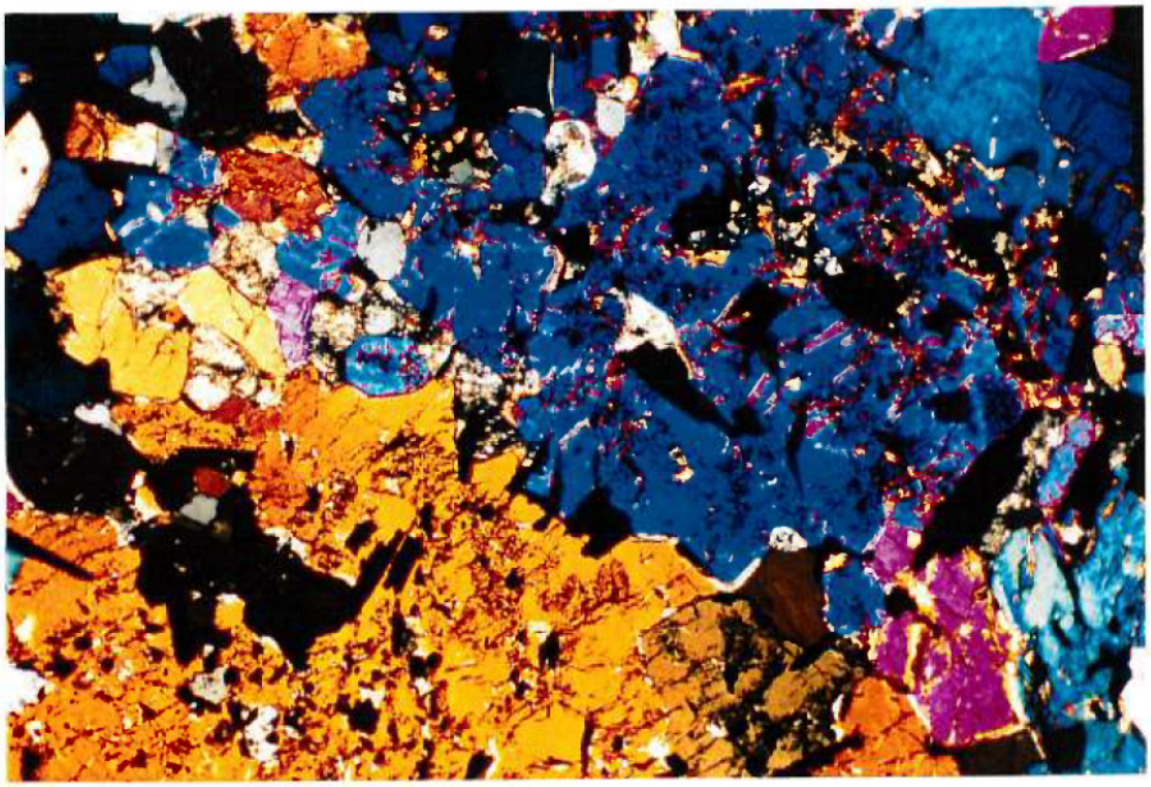
Il est très abondant au sein de ce type de minerai. On le retrouve en paillettes (1 à 2mm) disposées en gerbes formant des amas et en larges plages xénomorphes au sein de nos lames.

Photos 35l et 36l:

Photo 35l (haut de page): porphyroblaste de diopside altéré avec inclusions de sulfures. L'amphibole se retrouve en bordure du diopside avec les paillettes de graphite (Amp1. LP).

Photo 36l (bas de page): porphyroblastes de diopside avec inclusions de sulfures et de graphite. On y observe également de petits grains de diopside et de forstérite (Amp1, LP).

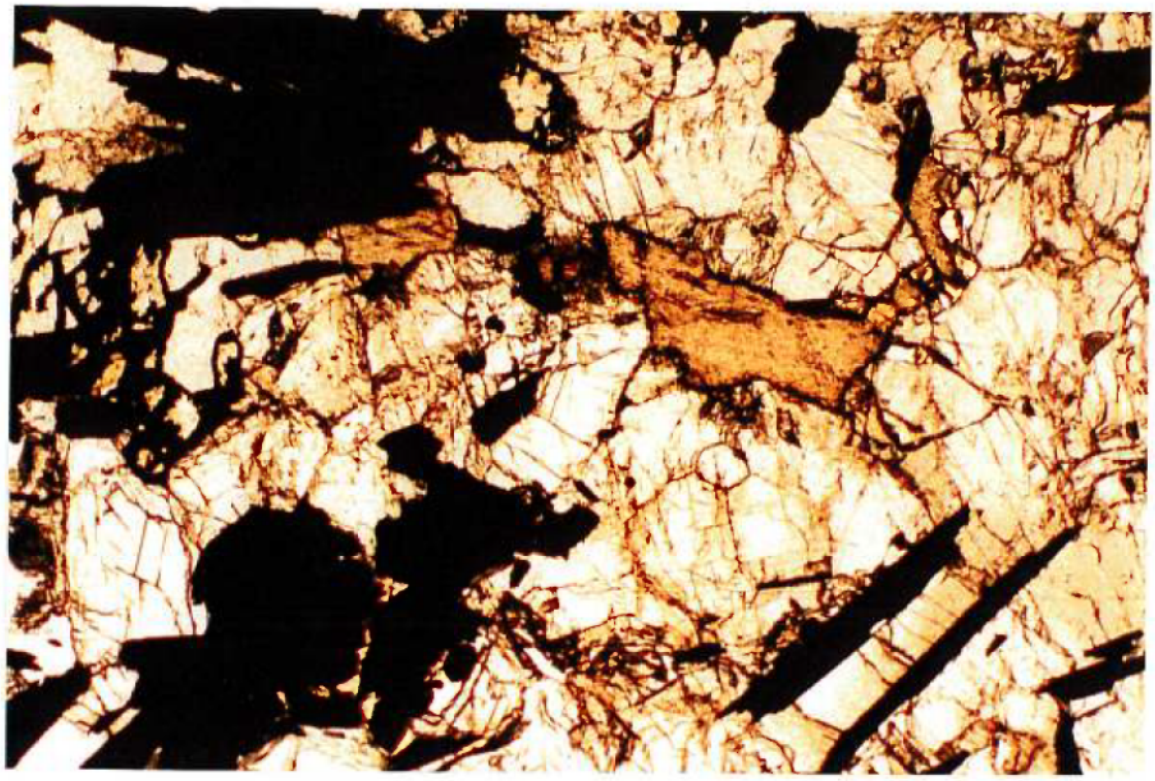


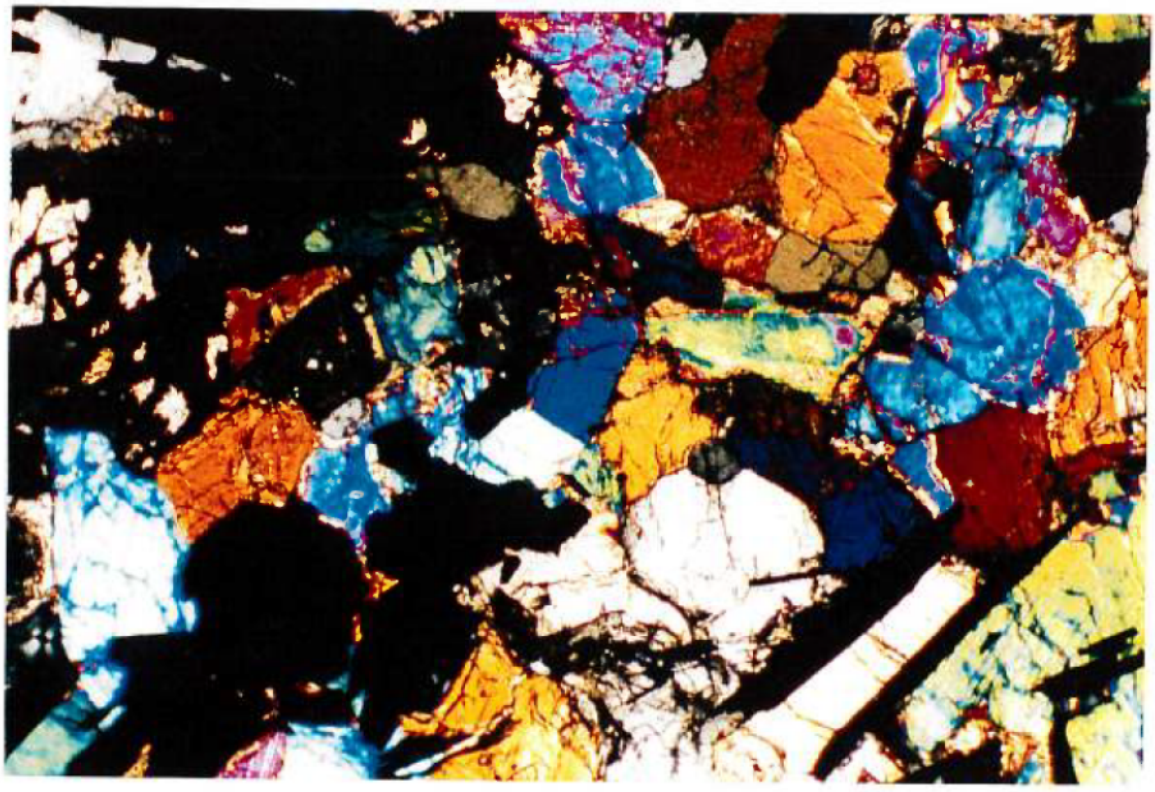


Photos 37l et 38l:

Photo 37l (haut de page): on remarque l'amphibole pléochroïque. Le graphite forme des « rosettes » et des plages xénomorphes. Il ne posséde aucune orientation préférentielle (Amp1, LN).

Photo 38l (bas de page): même vue que la photo 37l en lumière polarisée. L'amphibole est entourée par du diopside et des carbonates. L'apatite est également présente.





Observations minéralogiques

On retrouve les mêmes observations que pour le minerai porphyroblastique. On peut donc reprendre les explications proposées précédemment pour l'absence de la phlogopite et les caractéristiques minéralogiques de la calcite. Il faut souligner que la dolomie est totalement absente au sein de ce minerai. Le milieu semble donc plus riche en silice, favorisant ainsi la formation des silicates.

La haute teneur en graphite sera explicitée plus loin, au sein d'une partie consacrée aux hypothèses pour la genèse du graphite.

Comme mentionné plus haut, nous n'avons pas effectué de lames minces au sein du quatrième type de minerai (pegmatitique), vue sa rareté au sein de la fosse. Il reste donc exeptionnel et il ne peut pas réellement représenter un type de minerai en tant que tel. Nous pouvons retenir qu'il se compose essentiellement de cristaux de diopside pouvant atteintre plusieurs centimètres. L'augite y apparait également en cristaux automorphes. La pyrrhotine est abondante et se retrouve en petits amas au sein des veines.

C- DISCUSSION

Dans sa thèse sur les gîtes de graphite de la Gatineau, G. J. Simandl a décrit brièvement les marbres de Stratmin Graphite. Il a également étudié plus en détails la mine de Graphite Asbury et les indices de Sainte-Véronique (situés à 40 km au sud et à l'est de Stratmin respectivement). Cependant, quelques points sont à revoir d'après cette nouvelle étude. Tout d'abord, selon lui, les marbres à

texture granoblastique contiennent des teneurs en graphite non-économiques, pouvant varier entre 1% et 3%. Il souligne que les teneurs supérieures à 5% restent rares. Ces marbres sont constitués principalement de calcite, de dolomie et de diopside. De plus, ils présentent la minéralogie suivante: magnésite, quartz, trémolite, forstérite, humites, grenats, scapolite, wollastonite, feldspath potassique, plagioclase, phlogopite, et de la muscovite. On y retrouve aussi des oxydes de fer, des sulfures, du graphite, et de l'idocrase.

Il faut noter que les marbres granoblastiques constituent la principale formation minéralisée et donc le minerai de Stratmin Graphite. Ces marbres à dominante calcitique contiennent également beaucoup de diopside, de dolomie et de phlogopite. Or, ils présentent des teneurs économiques comprises entre 4% et 8%! Ils feraient donc partie des marbres classés comme « rares » par G. J. Simandl, avec des teneurs en graphite supérieures à 5%. Les roches calco-silicatées à plagioclase et feldspath potassique sont également présentes à Stratmin. Bien qu'elles représentent une lithologie mineure dans la fosse, elles sont également minéralisées. G. J. Simandl classe tous les marbres de Stratmin dans la catégorie « marbre porphyroblastique ». Cependant, l'analyse au microscope nous a permis de différencier les marbres granoblastiques des marbres porphyroblastiques à Stratmin Graphite. Nous avons vu que les teneurs en graphite variaient selon les caractéristiques minéralogiques observées. Il existe donc des marbres granoblastiques à dominante calcitique dans la région de Hull- Lachute- Mont-Laurier porteurs de graphite avec des teneurs largement

économiques. Le dépôt de Stratmin Graphite en est un exemple flagrant.

Les marbres porphyroblastiques décrits par G. J. Simandl contiennent des porphyroblastes de clinopyroxène, du quartz, de la pyrite, du grenat, de la titanite et de la magnétite (mine Graphite Asbury). L'apatite est également présente dans les indices de Sainte-Véronique. Ceux de Stratmin contiennent principalement des porphyroblastes de clinopyroxène, de la calcite, de la forstérite, de la dolomie et de la scapolite. Les teneurs en graphite varient entre 0% et 25% à la mine Graphite Asbury, inférieur et/ou supérieur à 4% à Sainte-Véronique, et entre 7% et 10% à Stratmin. Bien que ces teneurs diffèrent, la répartition des paillettes de graphite semblent identiques dans la mine Graphite Asbury et à Stratmin. En effet, dans les deux cas, elles forment des couronnes autour des porphyroblastes et/ou elles se trouvent disséminées dans la matrice.De plus, les paillettes peuvent envahir l'intérieur des porphyroblastes de clinopyroxène. Les marbres porphyroblastiques étudiés par G. J. Simandl se rapprochent donc de ceux de Stratmin pour ce qui est de la répartition du graphite. Cependant, la minéralogie et les teneurs diffèrent.

Les minerais de types 3 et 4 (amphibolite et pegmatitique respectivement) n'ont pas été décrits dans la thèse de G. J. Simandl. Ces deux nouveaux types de gîtes bien que plus rares, viennent donc compléter son étude.

ANNEXE IV

LES PEGMATITES
DYKE INTRUSIF

LES PEGMATITES

Des filons de pegmatites traversent la fosse dans toute sa longueur (N-S). Ils serpentent le long des murs nord et sud, et recoupent toutes les lithologies encaissantes (cf. photo 17). Ils sont facilement repérables de par leur couleur beige sâle à verdâtre et par leur structure plissée. Ils semblent donc syn- à tardi-tectoniques selon les périodes de déformation présentes au sein de la fosse. Nous les avons resitués lors de notre étude structurale, partie I. Nous tenterons, dans le châpitre concernant la géologie structurale, de les replacer temporellement au sein des déformations visibles dans la fosse. Ces filons intrusifs sont spatialement reliés au minerai. On caractérise deux types de pegmatite. En effet, un premier type sépare les gneiss à grenats et/ou à biotite des couches minéralisées (cf. photo 18). Celui-ci contient la paragenèse suivante: qtz + K-felds + plag + opx. Il peut donc représenter une suite charnockitique d'origine ignée (cf. photo 22e). Un second type de pegmatite se retrouve de plus en plus au sein des marbres graphiteux au fur et à mesure que l'on s'enfonce dans la fosse *(Gigi, communication personnelle)*. Ces filons traversent le minerai et présentent une minéralogie différente de ceux qui affleurent en surface le long des murs (cf photo 23e).

Photo 17: filons de pegmatite qui serpentent le long du mur nord. Ces pegmatites représentent une suite charnockitique.

Photo 18: contact pegmatite/minerai au sud de la fosse.

Photo 22e: échantillon ZA-8: pegmatite à orthopyroxène affleurant en surface. On observe des porphyroblastes de sphène (marron) et de diopside (vert).

CENTIMETRES
1
2
3
4
5
6
7

Photo 23e: échantillon 30/11: pegmatite dépourvue d'orthopyroxène se retrouvant surtout en profondeur au sein du minerai.

ACME MADE IN CANADA
1
2

A- DESCRIPTION MACROSCOPIQUE

A1- SUITE CHARNOCKITIQUE

Macroscopiquement, on observe des porphyroblastes de feldspath-K, de plagioclase, de quartz, de diopside, de sphène, de tourmaline et de biotite pour les filons de surface. La biotite est brune à noire révélant sa richesse en fer et le degré élevé du métamorphisme. La sphène présente des cristaux centimétriques (1 à 2cm) automorphes losangiques et parfois brisés. Le diopside, en grains ronds centimétriques (1 à 1.5cm), se caractérise par sa couleur verte foncée (cf. photo 22e). Ce type de pegmatite se trouve souvent injectée entre la quartzite (gneiss très silicifié), et le minerai. Le contact avec la quartzite nous a révélé la présence de micro-grains de plagioclase orientés selon la direction d'injection de la pegmatite. Ce contact peut donc témoigner d'une zone de trempe. Au contraire, le contact avec le minerai reste net. Il est difficile d'expliquer cette différence minéralogique au sein des contacts. Cela pourrait être du au fait que le marbre réagit différemment à cause d'un événement thermique qui diffère selon la roche dans laquelle les pegmatites s'introduisent.

A2- PEGMATITES DE PROFONDEUR

Les filons les plus profonds et situés au coeur du minerai se composent essentiellement de feldspath très potassique (couleur rosâtre), de plagioclase et de quartz (cf. photo 23e). Le quartz peut être gris à blanc translucide ou brun

fumé. Les contacts avec les lithologies encaissantes restent francs et réguliers et ne présentent aucune figure de trempe. Encore une fois, la mise en place de l'intrusion se serait donc produite au sein d'un milieu très chaud.

B- DESCRIPTION MICROSCOPIQUE

B1- MINERALOGIE

Les pegmatites qui affleurent en surface présentent une texture porphyroblastique avec des cristaux pegmatitiques (1 à 5mm) de feldspath-K, de plagioclase, de quartz, de clinopyoxène (diopside), de sphène, et d'orthopyroxène (hypersthène). La biotite se retrouve aussi dans certaines lames. La tourmaline, le zircon, l'apatite restent des minéraux accessoires. Les pegmatites plus profondes contiennent très peu de pyroxène et de sphène et l'orthose et le quartz dominent sous forme porphyroblastique. Le zircon constitue alors le principal minéral accessoire.

B2- PARAGENESES

Plusieurs assemblages paragénétiques peuvent être observés (cf. tableau XVIII). Cependant, on observe une constance de certains minéraux. Pour les pegmatites de premier type, on observe: pyroxène (clinopx et/ou orthopx) + biotite + quartz

Tableau XVIII: paragenèses observées au sein des pegmatites.

TABLEAU XVIII												
Pegmatite												
Lame	ZA-3	ZA-3	ZA-3	ZA-3	ZA-4	ZA-4	ZA-4	ZF-2a	ZF-2a	ZF-2b	ZB-2b	P30-1
Orthopx	X					X		X		X		
Clinopx		X	X	X		X	X	X			X	X
Fedspath K	X	X		X	X	X	X	X	X	X	X	X
Plagioclase	X	X	X	X		X		X	X	X	X	
Quartz	X		X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
Biotite	X	X	X	X	X		X	X	X		X	
Sphène	X	X		X					X	X	X	
Apatite			X	X						X	X	
Calcite								X	X		X	X
Tourmaline											X	
Sulfures					X				X			X
Graphite												X

+ feldspath K + plagioclase ± sphène ± apatite. La tourmaline, la calcite, le zircon, et la scapolite se retrouvent comme minéraux accessoires. Au sein des pegmatites plus profondes, on retrouve l'assemblage suivant: feldspath K + quartz + plagioclase ± diopside ± carbonates. Le zircon existe en accessoire.

Au sein du contact pegmatite/minerai pour la pegmatite affleurant en surface (premier type), on remarque que la scapolite se retrouve en quantité appréciable (trace à 10%) directement aux apophyses de l'intrusion mais peu dans le minerai (cf. photo 39l). La calcite se situe également au contact. On peut observer que certains minéraux, tels que le diopside et le graphite, ont été remobilisés et incorporés dans la pegmatite aux abords du contact (cf. photo 40l).

B3- DESCRIPTION DES MINÉRAUX

B3.1- Pegmatite à orthopyroxène (premier type)

Le quartz

Il se présente en gros grains et/ou en petits grains microscopiques (dm=1mm). Il représente 10% à 25% des lames. Son extinction est presque toujours ondulante.

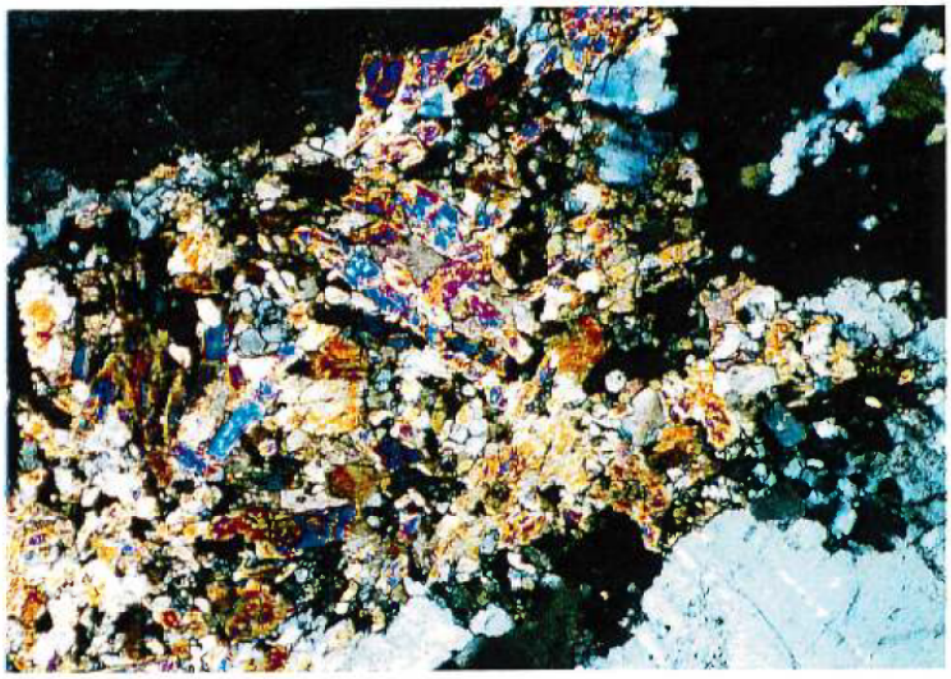
Le feldspath potassique

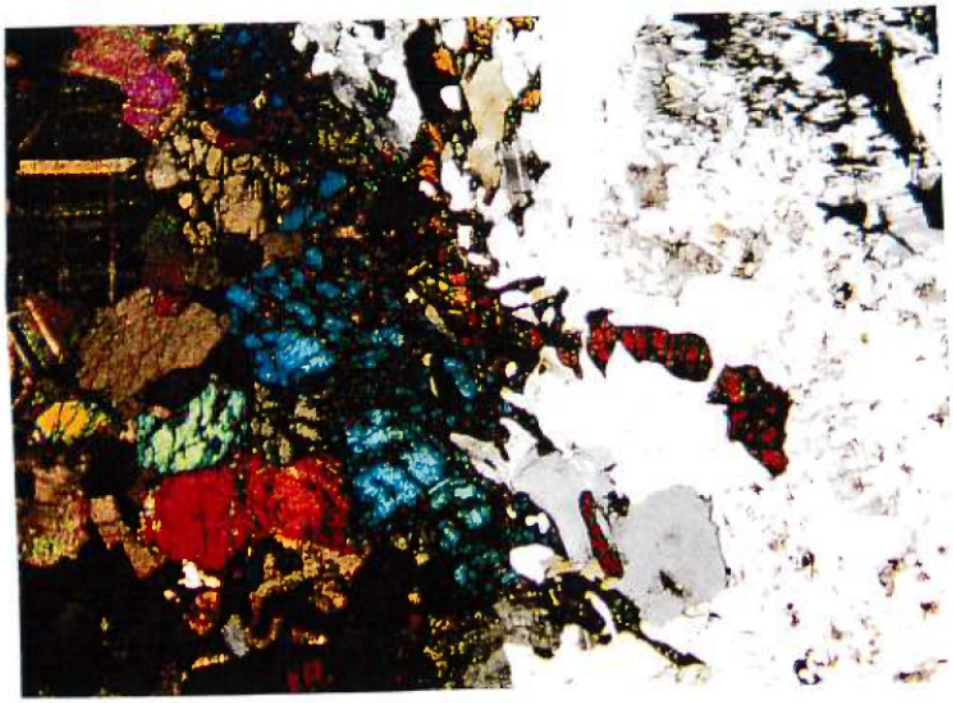
Il représente 35% à 55% des lames.On le retrouve surtout en gros grains porphyroblastiques (dm=6mm). Les grains sont alors entourés de quartz et de

Photos 39l et 40l:

Photo 39l (haut de page): scapolite au contact pegmatite/minerai.

Photo 40l (bas de page): diopside et graphite remobilisés au contact.





plagioclase. Les grains sont sub-automorphes, souvent perthitiques, et peuvent présenter une altération en séricite. On peut également le retrouver en inclusion dans la biotite. Il est présent au sein de la matrice, en petits grains microcristallins.

Le plagioclase

Il peut représenter 20% à 30% des lames. Les plus gros cristaux se retrouvent surtout dans les lames où la sphène se retrouve en trace. Les grains sont zonés et peuvent parfois être altérés en séricite. On trouve de la biotite et de la sphène en inclusions à l'intérieur des gros grains. Le zircon zoné se retrouve souvent à l'intérieur des gros cristaux.

Au niveau du contact et de la zone de trempe, le plagioclase se présente sous la forme de petits cristaux (<0.5mm) allongés et mâclés. Ces petits cristaux fins sont alignés perpendiculairement au contact (cf. photo 41l).

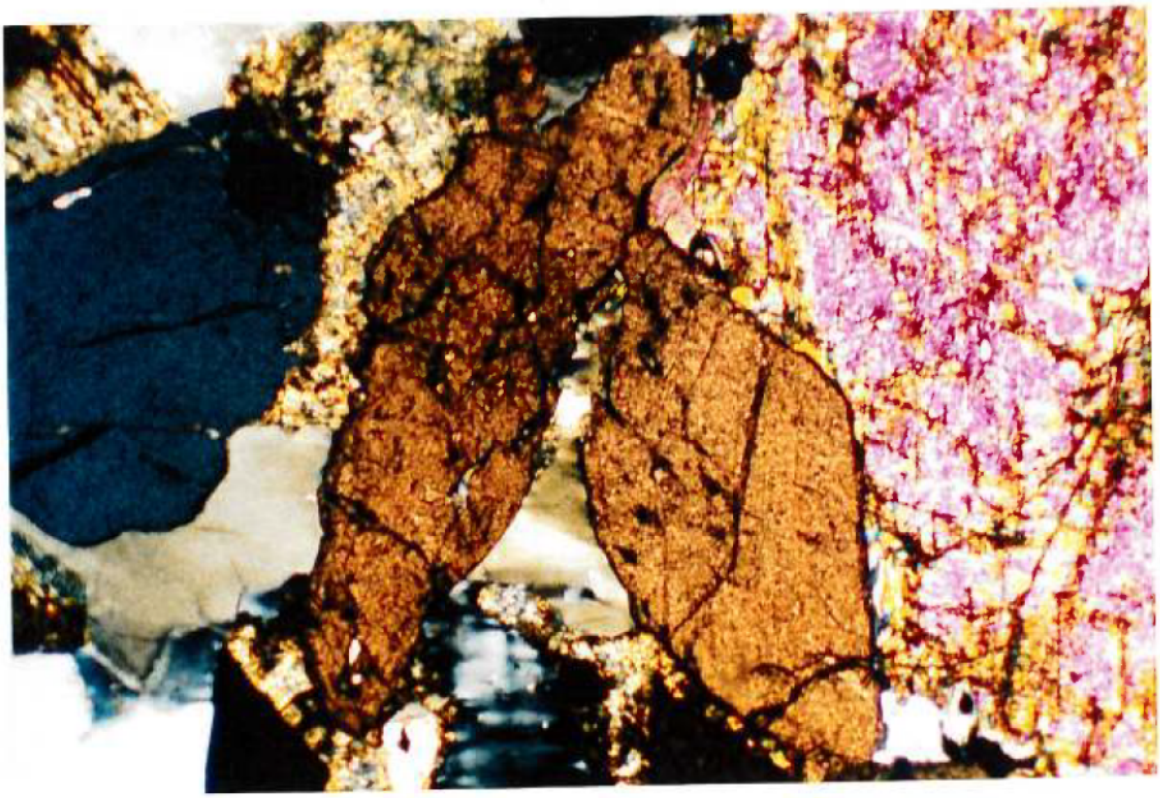
Le clinopyroxène: diopside

Il représente 0% à 15% des lames. Il se présente en porphyroblastes très altérés et poeciloblastiques (cf. photo 42l). Les cristaux sont très craquelés et entourés de chlorite. Le quartz, l'apatite, la biotite, et la sphène se retrouvent en inclusions au sein des gros cristaux. Autours des porphyroblastes, on trouve du quartz, des feldspaths potassiques et des textures myrmékitiques. L'altération

Photos 41l et 42l:

Photo 41l (haut de page): petits cristaux de plagioclase orientés perpendiculairement au contact pegmatite/ « quartzite ». Des petits grains de biotite, de quartz et de calcite sont également présents (ZF-2a, LP).

Photo 42l (bas de page): diopside + sphène + apatite. Le diopside est très altéré (rose). On remarque le produit d'altération des pyroxènes entre les cristaux de sphène et d'apatite (ZF-2b, LP).



des cristaux provient du fait que le diopside a été incorporé et « rongé » par la pegmatite lors de son intrusion dans le milieu.

L'orthopyroxène

Il se retrouve rarement dans les lames. Il se présente sous forme de porphyroblastes en prismes trapus avec des lamelles d'exsolution à l'intérieur des plus gros cristaux. Les couronnes sont composées de biotite, de quartz, et de plagioclase. Il est souvent en contact avec les gros cristaux d'orthose perthitiques (cf. photos 43l et 44l).

La sphène

Elle se présente en gros grains porphyroblastiques de forme typique (les cristaux sont losangiques, parfois mâclés, cf. photo 42l). Les plus grands cristaux peuvent atteintre 10mm de longueur. On observe une altération en leucoxène en bordure de certains cristaux. Le quartz et l'apatite se retrouvent en inclusions. Autours des gros cristaux, on observe des micrograins de quartz, de feldspath potassique, de plagioclase et, parfois, de biotite et de clinopyroxène. Les cristaux sont parfois brisés et séparés en morceaux par des couloirs quartzo-feldspathiques.

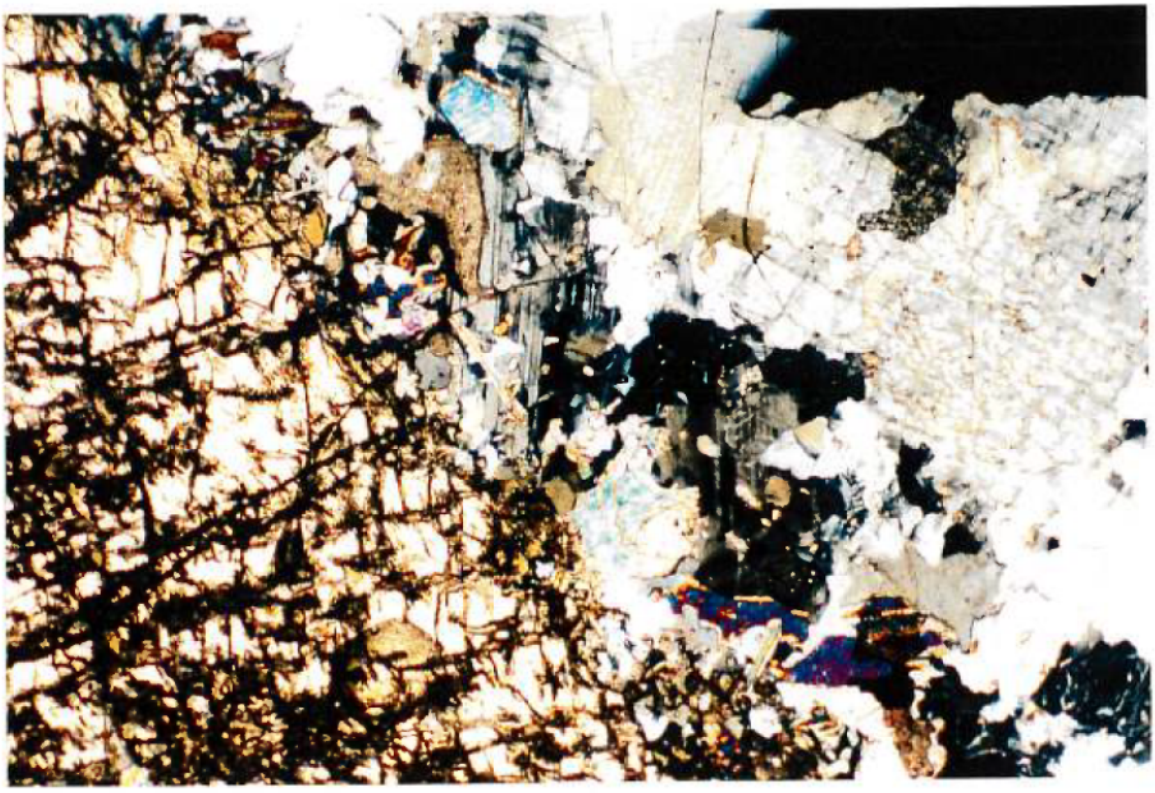
La biotite

On la trouve en petits et gros feuillets avec un fort pléochroïsme brun-rouge. Le

Photos 43l et 44l:

Photo 43l (haut de page): association de feldspath-K + orthopyroxène hypersthène + plagioclase + quartz + biotite. L'orthose est perthitique. La biotite, le quartz et le plagioclase se retrouvent entre les porphyroblastes d'orthose et d'hypersthène (ZF-2a, LP). Cette association pourrait représenter une suite charnockitique.

Photo 44l (bas de page): les porphyroblastes d'orthose et d'hypersthène sont encore séparés par de petits cristaux de quartz et de plagioclase (suite charnockitique). La calcite est également présente (ZF-2a, LP).



quart et l'orthose sont en inclusions dans les gros feuillets. Les petits feuillets s'organisent en couronnes autours des porphyroblastes de pyroxènes.

La tourmaline

Elle se retrouve surtout sous forme d'inclusions. Cependant nous avons pu observer de très gros cristaux porphyroblastiques au sein de certains échantillons. Elle présente souvent un fort pléochroïsme vert à bleu-vert d'eau très particulier.

L'apatite

Elle se trouve en sections rectangulaires et/ou hexagonales. L'apatite constitue un minéral accessoire, surtout comme inclusion au sein des gros cristaux nommés plus haut.

Le graphite

Il se retrouve en trace (0% à 6%) au sein des lames. Certaines lames montrent une relation spatiale entre le diopside et les aiguilles de graphite. En effet, le graphite a cristallisé entre les différents cristaux de diopside.

Les sulfures

Ils se retrouvent surtout autours des porphyroblastes de sphène sous forme de petits grains ronds et de petites plages xénomorphes.

Observations

L'analyse en microsonde nous a permis d'évaluer une formule moléculaire pour les minéraux présents au sein de cette pegmatite *(St-Amand, 1996)*. L'orthopyroxène possède la formule suivante: $(Fe_{0.56},Mg_{0.44})SiO_3$. Cette formule correspond à une hypersthène.

Les feldspath alcalins sont principalement constitués de microcline ou une forme polymorphe. Les plagioclases sont principalement des andésines et forment, avec le feldspath-K, une texture perthitique.

Le diopside possède la formule moléculaire suivante: $Ca(Mg_{0.80}, Fe_{0.20})Si_2O_6$.

La biotite contient beaucoup de fer et de titane au sein de sa composition: $K(Mg_{0.56}, Fe_{0.34}, Ti_{0.09})_3\ AlSi_3O_{10}(OH)_2$. La présence de porphyroblastes de sphène (titanite) dans le milieu témoigne de cette richesse en titane. Le milieu est également très magnésien.

La scapolite est calcique, proche de la méionite.

B3.2- Pegmatite de profondeur

Le feldspath potassique

Il se présente en gros grains porphyroblastiques (10mm) sub-automorphes. Les cristaux sont altérés et montrent alors un aspect gris sâle. Ils sont entourés de petites tâches de sulfures et, parfois, de graphite. On peut aussi supposer que ce phénomène se produit lors du refroidissement de la roche. L'orthose représente plus de 50% des lames minces.

Le quartz

On le retrouve également en gros cristaux de 10mm. Le quartz représente 45% des lames minces. Les cristaux montrent, en général, une extinction franche. Certains grains peuvent révéler une extinction ondulante. Des petits grains de 1 à 2mm peuvent se retrouver en inclusions à l'intérieur et en bordure des porphyroblastes d'orthose.

Le carbonate

Le carbonate est très altéré, il est donc difficile de le distinguer (calcite et/ou dolomie). Il se retrouve entre les porphyroblastes d'orthose.

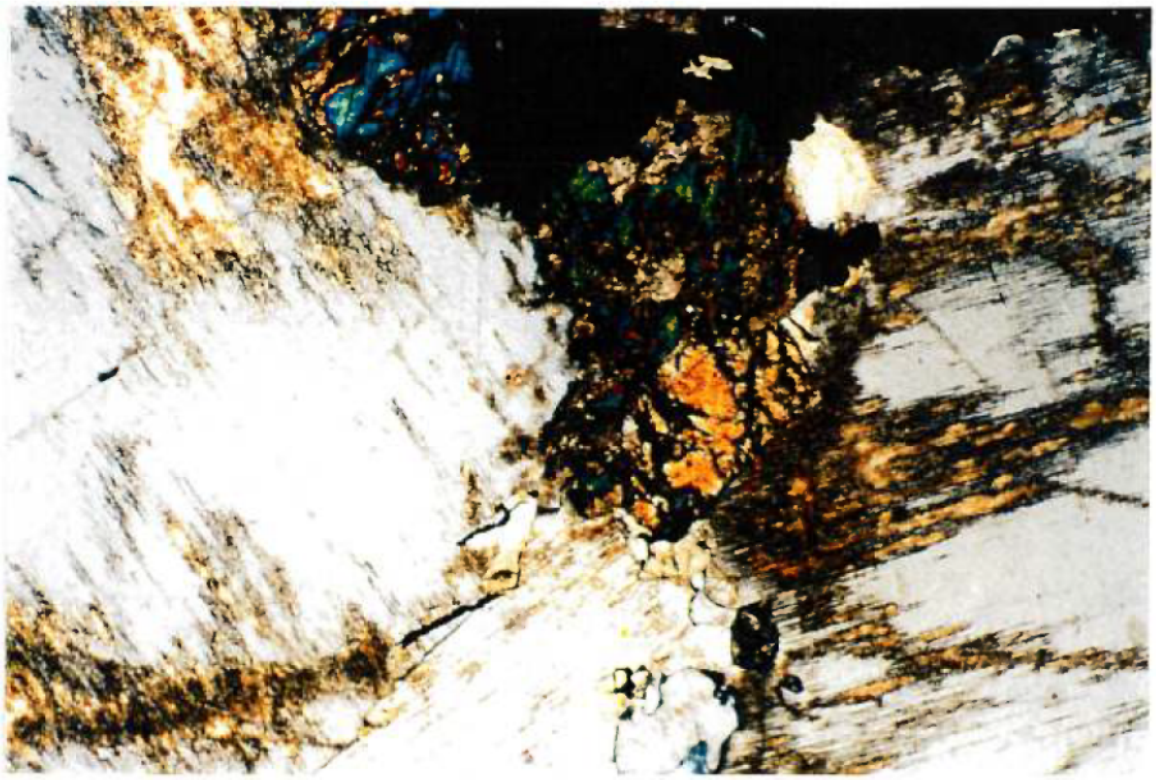
Le clinopyroxène: diopside

Le diopside se retrouve très rarement au sein des lames. De plus, il se présente en grains très altérés et broyés entre les porphyroblastes d'orthose. Il est entouré de trace de sulfures (cf. photo 45l).

Observations

L'altération des carbonates et du diopside montre qu'ils ont été incorporés à l'intérieur de la pegmatite lors de son intrusion dans la roche encaissante (marbre calcitique: minerai).

Photo 45l: pegmatite de profondeur. Le diopside est très altéré et est entouré de porphyroblastes d'orthose également altérés. Le zircon se retrouve en inclusion dans les porphyroblastes d'orthose (30-1-1, LP).



C- DISCUSSION

G. J. Simandl *(1992)* peut encore servir de référence pour illustrer la présence de ces pegmatites au sein de notre gisement. En effet, il a décrit des dykes de pegmatite à la mine Graphite Asbury. Ces intrusions se composent de microcline, et de plagioclase. Le quartz enfumé est présent. Les pegmatites sont en général dépourvues de minéraux ferromagnésiens. De plus, on remarque que ces pegmatites se situent au contact marbres porphyroblastiques/paragneiss ou marbres porphyroblastiques/quartzite. Elles semblent donc posséder la même minéralogie que les pegmatites de profondeur de Stratmin Graphite. Enfin, bien qu'elles ne semblent pas traverser le minerai comme à Stratmin, elles semblent toujours relier les horizons porteurs de graphite. Cela peut être expliqué par la différence de compétence entre l'horizon porteur de graphite (plus ductile) et les roches adjacentes (plus dures). Ce contact constitue une zone de faiblesse propice à la circulation de fluides et à la mise en place de pegmatites.

DYKE intrusif au sein des marbres dolomitiques

Ce dyke se situe à l'est de la fosse, en intrusion au sein des marbres dolomitiques. De couleur gris clair, il présente des variantes au sein de sa minéralogie aux contacts avec le marbre encaissant. De plus, on remarque que le contact supérieur présente une enveloppe xénomorphe de couleur jaune-orangée le long d'un contact irrégulier avec le marbre (cf. photo 24e). Cette couleur semble due à une altération de la roche. Le contact inférieur est noir et présente un aspect tigré avec des alternances de points noirs et gris clairs. Ce changement de couleur confère un aspect diffus aux niveaux des contacts. Ce dyke, de nature intrusive s'oriente NW-SE. Ce type de dyke n'apparaît pas au sein des autres marbres dolomitiques, ni au sein des autres roches. Nous allons parcourir brièvement sa minéralogie car il constitue une lithologie mineure au sein de l'exploitation.

A- DESCRIPTION MACROSCOPIQUE

Macroscopiquement, on retiendra que le quartz semble le principal minéral présent. Il donne à la roche sa couleur grise et peut parfois se présenter sous forme de gros cristaux enfumés (couleur marron translucide). La serpentine donne sa couleur noire au contact inférieur.

Photo 24e: échantillon ZB-11: contact supérieur dyke gris/marbre dolomitique.

ZB 11
CENTIMETRES
1
2
3
4
5
6
7

B- DESCRIPTION MICROSCOPIQUE

Du point de vue microscopique, les minéraux sont équigranulaires (<0.5mm). On observe du quartz, du plagioclase, du diopside, de l'olivine, de la calcite, et de la dolomie. On note une certaine zonalité au sein du dyke et les assemblages varient du contact supérieur au contact inférieur:

-contact supérieur et centre du dyke: qrtz + plg + K-felds + diop ± calc,

-contact inférieur: diop + ol + serp ± calc ± dol.

La sphène constitue un minéral accessoire au sein du contact supérieur et au centre du dyke. Les opaques possèdent la même répartition spatiale.

Le quartz se présente sous forme de porphyroblastes xénomorphes à extinction ondulante. Il se retrouve également en petits grains. *Des myrmékites* se situent surtout au contact supérieur.

Les plagioclases présentent des recristallisations à leur bordure. Au sein du contact supérieur, on observe des plagioclases avec des zonations du centre vers les bordures marquant leur croissance progressive.

Le feldspath-K se compose essentiellement de microcline.

Le diopside est altéré. Il se retrouve en contact avec le quartz et le plagioclase. Le diopside a été « rongé » et incorporé au sein du dyke lors de son intrusion.

La serpentine et les carbonates se retrouvent en contact avec l'olivine.

Un autre type d'intrusions se retrouvent au sein de la fosse. Ce sont des dykes de diabase, surtout composés de diorite. Ces dykes recoupent toutes les lithologies encaissantes et semblent donc tardifs.

ANNEXE V

MESURES STRUCTURALES

Plis P1			
Linéations		***W et E fosse***	
Points	*Direction*	*Plongement*	
1	N10	10	
2	N0	5	
3	N350	5	
4	N340	10	
5	N350	0	
6	N05	20	
	Direction	*Pendage*	
Plan Axial	N250	20	
Plis P2			
Schistosités			
Points	*Direction*	*Pendage*	
1	N0	45	
2	N305	65	Graphite
3	N165	30	
4	N05	30	Graphite
5	N160	10	
6	N350	20	
7	N0	25	
8	N0	10	
9	N180	10	
Cisailmts			
Mur	*Direction*	*Pendage*	
Ouest	N160	45 à 90	
Est	N10	45	

ANNEXE VI

ANALYSES EN MICROSONDE
(Disquette)

Tableau	des	échantillons		
Echantillons	*Localisation*	*Lithologie*	*Lame mince*	*Microsonde*
ZA-1	NE	GN à Biotite	X	X
ZA-2	NE	GN à Biotite	X	
ZA-3	NE	MB Dolomitique	X	
ZA-4	NE	Contact GN à	X	X
		Biotite/MB Dolo		
ZA-5	NE	Pegmatite	X	
ZA-6	NE	MB Dolomitique	X	
ZA-7	NE	MB Dolmitique	X	X
ZA-8	NE	Pegmatite	X	X
ZA-9	NE	MB Dolomitique	X	X
ZB-1	E	MB Dolomitique	X	X
ZB-2	E	MB Dolomitique	X	
ZB-3	E	MB Dolomitique	X	
ZB-4	E	MB Dolomitique	X	
ZB-5	E	Contact GN à	X	
		Grenat/MB Dolo		
ZB-6	E	Contact GN à	X	X
		Grenat/MB Dolo		
ZB-7	E	MB Dolomitique	X	
ZB-8a	E	MB Dolomitique	X	
ZB-8b	E	MB Dolomitique	X	
ZB-8c	E	MB Dolomitique	X	
ZB-8d	E	MB Dolomitique	X	
ZB-9	E	Contact GN à	X	
		Grenat/MB Dolo		
ZB-10	E	Contact < MB	X	
		Dolo/Dyke gris		
ZB-11	E	Contact > MB	X	
		Dolo/Dyke gris		
ZB-12	E	Dyke gris	X	
ZC-1	E	GN à Grenat	X	
ZC-2	E	GN à Grenat	X	
ZD-1	E	Quartzite dans	X	
		GN à Grenat		
ZE-1a	SO	Contact GN à	X	
		Grenat/MB Dolo		
ZE-1b	SO	Contact GN à	X	
		Grenat/MB Dolo		
ZE-2	S	GN à Grenat	X	
		N80/90		
ZE-3	SW	MB Dolomitique	X	
ZE-4	S	GN à Grenat	X	
		N90/70		
Sag1-13	N	Pegmatite	X	X

Tableau	des	échantillons	(suite)	
Echantillons	*Localisation*	*Lithologie*	*Lame mince*	*Microsonde*
ZF-1	N	Minerai	X	
ZF-2	N	Contact Qrtzite/	X	X
		Pegmatite		
ZF-3	N	GN à Grenat	X	
		faillé N85/90		
ZF-4	N	GN à Grenat	X	X
		faillé N90/90		
ZF-5	N	GN à Grenat	X	
		faillé N55/85		
ZF-6	N	Contact zone	X	
		minéralisée/		
		Porphyre		
ZF-7	N	Minerai	X	
ZF-8	N	Minerai	X	
ZF-9	N	GN à Grenat	X	
		à calcite rose		
ZG-1	SE	Minerai	X	
ZG-2	SE	Minerai	X	
ZG-3	SE	Minerai	X	
ZG-4	TransitionSE/SO	GN à Grenat	X	
ZG-5	S	GN à Grenat	X	
ZG-6	S	GN à Biotite	X	
		N15/47		
ZG-7a	SO	Contact GN à	X	
		Grenat/Peg.		
ZG-7b	SO	Contact GN à	X	
		Grenat/Peg.		
ZG-8	SO	GN à Grenat	X	
		N65/73		
ZH-1	SE	Dyke porphy.	X	
		dans GN à Biot.		
ZH-2	SE	Dyke porphy.	X	
		dans GN à Biot.		
ZH-3	SE	GN à Biotite	X	
		N25/80		
ZI-1	E	GN à Biotite	X	
ZI-2	E	GN à Biotite	X	
ZJ-1	O	MB Dolomitique	X	
ZK-1	Centre de fosse	Minerai	X	
ZK-2	Centre de fosse	Quartzite	X	
ZK-3	Centre de fosse	Minerai	X	
Amp1	SE	Amphibolite	X	
595-4	S	GN à Grenat	X	X
SM-2	E	GN à Biotite	X	X
SM-1	SE	Amphibolite	X	X
SM-5	Centre de fosse	Minerai	X	X

FICHIERS SUR DISQUETTE (Excel 5.0)

Maczones: ce fichier contient toutes les analyses regroupées par lame mince.

Twq: ce fichier contient toutes les analyses utilisées pour le calcul sur TWEEQU des conditions P-T au sein des différentes lithologies.