



HAL
open science

**Etude pétrogénétique et métallogénique du gisement de
magnétite de Forsyth et de son enveloppe. HULL
province de QUEBEC, CANADA**

Louis Guilloux

► **To cite this version:**

Louis Guilloux. Etude pétrogénétique et métallogénique du gisement de magnétite de Forsyth et de son enveloppe. HULL province de QUEBEC, CANADA. Minéralogie. Université de Grenoble, 1969. Français. NNT: . tel-00741289

HAL Id: tel-00741289

<https://theses.hal.science/tel-00741289>

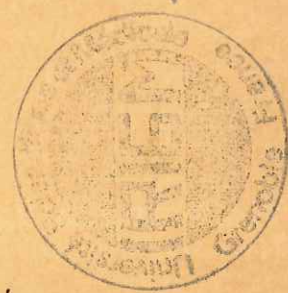
Submitted on 12 Oct 2012

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Doctorat de 3ème Cycle
N° d'ordre

Phiatry



THESE

PRÉSENTÉE

A LA FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE
GRENOBLE

POUR OBTENIR

LE GRADE DE DOCTEUR DE 3ème CYCLE

SPÉCIALITÉ SCIENCES DE LA TERRE

MENTION GÉOLOGIE APPLIQUÉE

PAR

Louis GUILLOUX

Etude pétrogénétique et métallogénique du gisement de
Magnétite de Forsyth et de son enveloppe. HULL. Province-
de QUEBEC CANADA

Soutenue le : 8 Décembre 1969 devant la Commission d'Examen

MM

R. MICHEL	Professeur
P. GIRAUD	" "
P. VIALON	Maitre de Conference
J. GIRAULT	Docteur d'Etat Ingénieur CNRS
M. CHENEVOY	-Professeur - Faculté des Sciences de Lyon

Président
Rapporteur

Invité

Doctorat de 3ème Cycle
N° d'ordre

THESE

PRÉSENTÉE

A LA FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE
GRENOBLE

POUR OBTENIR

LE GRADE DE DOCTEUR DE 3ème CYCLE

SPÉCIALITÉ SCIENCES DE LA TERRE

MENTION GÉOLOGIE APPLIQUÉE

PAR

Louis GUILLOUX

Etude pétrogénétique et métallogénique du gisement de
Magnétite de Forsyth et de son enveloppe. HULL. Province-
de QUEBEC CANADA

Soutenue le : 8 Décembre 1969 devant la Commission d'Examen

MM

R. MICHEL	Professeur	Président
P. GIRAUD	" "	Rapporteur
P. VIALON	Maitre de Conference	
J. GIRAULT	Docteur d'Etat Ingénieur CNRS	
M. CHENEVOY	-Professeur - Faculté des Sciences de Lyon	Invité

AVANT - PROPOS

--==--==--==--

Au terme de ce mémoire, je voudrais exprimer ma reconnaissance aux personnes qui, à des titres divers, ont collaboré à sa réalisation.

Qu'il me soit permis de remercier Monsieur le Professeur R. BARBIER, Directeur de l'Institut Dolomieu, pour m'avoir accepté au nombre de ses étudiants et les Professeurs de cette institution qui m'ont initié à la géologie et m'en ont transmis les connaissances fondamentales.

C'est avec une émotion toute particulière que je désire exprimer ma gratitude à Monsieur le Professeur P. GIRAUD qui, ne ménageant ni son temps, ni ses efforts, s'est intéressé de près à l'élaboration finale de ce travail. J'ai fort apprécié son accueil toujours chaleureux.

J'ai le plaisir de remercier également Monsieur P. VIALON, Maître de Conférences. Les discussions fructueuses que nous avons eues ensemble m'ont aidé à résoudre certains problèmes de pétrographie.

Cette étude ayant été effectuée à l'Ecole Polytechnique de Montréal, je remercie vivement Monsieur le Professeur G. PERRAULT, Directeur du Département de Géologie de m'avoir accueilli au nombre de ses étudiants et permis de rédiger ma thèse tout en suivant les cours conduisant au Ph. D. (doctorat de sciences appliquées). Je m'en voudrais de passer sous silence la participation indirecte mais efficace des Professeurs du département. Grâce à leurs cours, j'ai pu me mettre au courant des dernières découvertes en géologie et des techniques modernes dans ce domaine.

C'est à Monsieur le Professeur R. -A. BLAIS que je dois ce sujet de thèse. Il a su au cours de ce travail, non seulement me diriger, lors de nombreuses discussions, par des conseils appropriés, mais a aussi largement contribué à aplanir certaines difficultés matérielles. Qu'il trouve ici l'hommage de ma profonde reconnaissance.

Monsieur le Professeur R. COY YLL qui m'a autorisé à faire toutes les études à la microsonde, doit aussi être remercié. Son esprit critique, sa sympathie m'ont particulièrement impressionné.

L'intérêt qu'a porté à mon travail Monsieur le Professeur B. M. GUNN, Directeur du laboratoire de géochimie de l'Université de Montréal, mérite d'être souligné. Je l'en remercie.

Je ne saurais oublier Monsieur CUSTEAU, Président de la Société Gorgemines, qui a accepté de me laisser travailler sur le terrain et de procéder à l'échantillonnage systématique des galeries et sondages.

J'ai encore de nombreux remerciements à adresser :

- à Monsieur CHABERT, imprimeur de l'Institut Dolomieu. Il a travaillé de longues heures pour que ce texte soit imprimé correctement dans un délai relativement court.
- à Madame TELMAT, qui a assuré la dactylographie de cet ouvrage. Sa gentillesse, sa patience ont agrémente mon travail.
- et surtout à mon frère Michel, pour sa précieuse collaboration dans la partie dessins.

Pour terminer, je voudrais mentionner l'aide financière que m'a accordée le Conseil National des Arts du Canada sans laquelle ce travail aurait été difficile.

Enfin, puisqu'il faut clore, à tous ceux qui m'ont aidé pendant mes années d'étude, merci.

Grenoble - Montréal

octobre 1968 - décembre 1969

TABLE DES MATIERES

	<u>Pages</u>
<u>CHAPITRE I. - INTRODUCTION</u>	1
I. - <u>SITUATION GEOGRAPHIQUE</u>	1
II. - <u>CADRE GEOLOGIQUE</u>	1
A. Rappel des subdivisions du Précambrien canadien	1
B. Caractères généraux de la province de Grenville	3
1. Les ensembles grenvilliens	3
2. Tectonique de la province de Grenville	3
III. - <u>HISTORIQUE DES TRAVAUX</u>	6
A. Description de la propriété	6
B. Historique des travaux	6
1. Première période : 1830 - 1880	6
2. Deuxième période : 1901 - 1918	8
3. Troisième période : 1956 - 1969	9
4. Conclusion	12
IV. - <u>BUTS ET PLAN DE L'OUVRAGE</u>	14
A. Etat des connaissances	14
B. Buts de l'ouvrage	14
C. Plan de l'ouvrage	14
1. Domaine des informations	14
2. Domaine de l'exploitation des informations	16
3. Domaine des conclusions	16
D. Méthodologie	16
1. Etude du terrain	16
2. Etudes de laboratoire	16
<u>CHAPITRE II. - ANALYSE PETROGRAPHIQUE DES ROCHES FORMANT</u> <u>L'ENVELOPPE DU GISEMENT</u>	
I. - <u>PRESENTATION SOMMAIRE DE LA CARTE</u>	23
II. - <u>LES GRANDS ENSEMBLES</u>	23
A. Les roches carbonatées	23
B. Les quartzites	25

C. L'ensemble gneissique	25
D. Les faciès accessoires	25
E. Les roches éruptives	25
III. - ETUDE PETROGRAPHIQUE DES ROCHES CARBONATEES	25
A. Les marbres et les paragneiss inclus	25
B. Les roches calcosilicatées	31
C. Les skarns à diopside et à scapolite	34
D. Conclusion de l'étude pétrographique des roches carbonatées	41
IV. - ETUDE PETROGRAPHIQUE DES QUARTZITES	41
V. - ETUDE PETROGRAPHIQUE DE L'ENSEMBLE GNEISSIQUE	42
A. Les gneiss à biotite	42
B. Les gneiss à amphibole et à biotite	43
C. Les gneiss à biotite et à grenat	46
D. Les gneiss à sillimanite	47
E. Les gneiss syénitiques à corindon	50
F. Conclusion à l'étude pétrographique de l'ensemble gneissique	51
VI. - ETUDE PETROGRAPHIQUE DES FACIES ACCESSOIRES	54
A. Les amphibolites à pyroxène	54
B. Les gneiss monzonitiques à pyroxène	55
C. Les pyroxénites	55
VII. - ETUDE PETROGRAPHIQUE DES ROCHES ERUPTIVES	58
A. Les roches granitiques	58
B. Les pegmatites	59
C. Le dyke de diabase	59
VIII. - CONCLUSION A L'ETUDE PETROGRAPHIQUE DES ROCHES FORMANT L'ENVELOPPE DU GISEMENT	63
CHAPITRE III. - ETUDE PETROGENETIQUE DES ROCHES FORMANT L'ENVELOPPE DU GISEMENT	65
PREMIERE PARTIE - ETUDE PETROCHIMIQUE DES ROCHES DE L'ENVELOPPE	67
I. - INTRODUCTION	67
1. Localisation des échantillons	68
2. Légende des dessins	69
3. Assemblages géologiques observés	70
II. - ETUDE PETROCHIMIQUE DES ROCHES CARBONATEES	71
A. Les marbres et les paragneiss	71
B. Les roches calcosilicatées	73
C. Les skarns à diopside et à scapolite	78

	<u>Pages</u>
III. - <u>ETUDE PETROCHIMIQUE DE L'ENSEMBLE GNEISSIQUE</u>	81
A. Gneiss à biotite	81
B. Gneiss à biotite et à grenat	85
C. Gneiss à sillimanite	90
D. Gneiss syénitique à corindon	91
IV. - <u>ETUDE PETROCHIMIQUE DES FACIES ACCESSOIRES</u>	94
A. Amphibolites à pyroxène	94
B. Pyroxénite	94
V. - <u>ETUDE PETROCHIMIQUE DES ROCHES ERUPTIVES</u>	97
A. Roche granitique	97
VI. - <u>CONCLUSION A L'ETUDE PETROCHIMIQUE</u>	98
<u>DEUXIEME PARTIE - ORIGINE DES ROCHES FORMANT L'ENVELOPPE DU</u> <u>GISEMENT</u>	 99
I. - <u>DIAGRAMME C - Mg de NIGGLI</u>	99
II. - <u>DIAGRAMME de H. de La ROCHE - Fe₂O₃ (total) + TiO₂ + CaO - SiO₂ x 0,73 - Al₂O₃</u> ..	99
III. - <u>DIAGRAMME MgO/MgO + Na₂O + K₂O - K₂O - Na₂O/MgO + Na₂O + K₂O</u>	103
IV. - <u>CONCLUSION</u>	103
<u>TROISIEME PARTIE - CARACTERES DU METAMORPHISME</u>	104
I. - <u>SILLIMANITE</u>	104
II. - <u>GRENAT</u>	104
III. - <u>PERTHITES</u>	104
IV. - <u>SCAPOLITE</u>	104
V. - <u>EQUILIBRE GRENAT - BIOTITE</u>	104
VI. - <u>CORDIERITE</u>	109
VII. - <u>BIOTITE</u>	109
VIII. - <u>CORINDON</u>	109

	<u>Pages</u>
<u>QUATRIEME PARTIE - METAMORPHISME TOPOCHIMIQUE OU/ET METASOMATOSE</u>	110
I. - <u>PROBLEME DE LA SCAPOLITE</u>	110
II. - <u>PROBLEME DU DIOPSIDE ET DU PHLOGOPITE</u>	110
III. - <u>PHENOMENES DE REMPLACEMENT</u>	111
IV. - <u>RELATIONS GEOCHIMIQUES ENTRE GRANITE, ENVELOPPE ET GISEMENT</u>	114
V. - <u>CONCLUSION</u>	117
 <u>CINQUIEME PARTIE - CONCLUSION A L'ETUDE PETROGENETIQUE</u>	 118
<u>CHAPITRE IV. - ETUDE DU GISEMENT</u>	119
<u>PREMIERE PARTIE - GEOMETRIE DU GISEMENT</u>	121
<u>DEUXIEME PARTIE - ETUDE DES PARAGENESSES</u>	125
A. Description macroscopique du minéral	125
B. Etude minéralogique détaillée des silicates	128
C. Phénomènes de transformation	136
1. Transformation de la fayalite	136
2. Transformation de l'orthopyroxène	137
3. Transformation de l'hédenbergite	140
4. Transformation de l'augite	140
D. Conclusion à l'étude des silicates	141
E. Oxydes et sulfures de fer	142
1. Magnétite	142
2. Sulfures	143
F. Etude des textures	146
G. Etude de la répartition des éléments Fe, Si, Ca et Mg entre magnétite et silicates	146
1. Lame mince polie 4 150	146
2. Lame mince polie 4 170	149
3. Lame mince polie T 2	149
H. Conclusion à l'étude des paragenèses de l'eulysite	149
 <u>TROISIEME PARTIE - ETUDE CHIMIQUE ET GEOCHIMIQUE DU MINERAL</u>	 151
I. - <u>ETUDE CHIMIQUE</u>	151
II. - <u>ETUDE GEOCHIMIQUE</u>	157
A. Diagrammes de variation des ferrides pour le minéral de Forsyth	157
B. Conclusions	159

	<u>Pages</u>
<u>CHAPITRE V. - HYPOTHESES GENETIQUES</u>	161
<u>PREMIERE PARTIE - INTRODUCTION</u>	163
<u>DEUXIEME PARTIE - HYPOTHESE ORTHOMAGMATIQUE</u>	163
I. - <u>EXEMPLE DE COMPORTEMENT DES FERRIDES LORS DE LA DIFFERENCIATION MAGMATIQUE DU MASSIF DE SKAERGAARG (Groenland)</u>	164
II. - <u>COMPARAISON AVEC DIFFERENTS TYPES DE MAGNETITE ET DE MINERAI DE FER</u>	166
<u>TROISIEME PARTIE - HYPOTHESE METASEDIMENTAIRE</u>	170
I. - <u>PROBLEME DE LA FAYALITE</u>	170
II. - <u>CONSTRUCTIONS DES DIAGRAMMES DE FUGACITES f_{O_2}-f_{CO_2}, f_{O_2}-f_{S_2}</u>	172
III. - <u>INTERPRETATION DES DIAGRAMMES DE FUGACITE f_{O_2}-f_{CO_2} et f_{O_2}-f_{S_2}</u>	175
IV. - <u>PROBLEME DU GRENAT</u>	177
V. - <u>PROBLEME DE L'EAU</u>	177
VI. - <u>DIAGRAMME SiO_2, Al_2O_3, FeO, CO_2</u>	178
VII. - <u>DIAGRAMME DE PHASE DANS LE SYSTEME $Fe - C - O - S (H_2O)$</u>	180
VIII. - <u>CONCLUSION</u>	180
<u>QUATRIEME PARTIE - HYPOTHESE METASOMATIQUE</u>	182
I. - <u>PROBLEME DU FER</u>	182
II. - <u>PROBLEME DES SKARNS A DIOPSIDE ET A SCAPOLITE</u>	183
III. - <u>PHENOMENES RETROMORPHIQUES</u>	183
IV. - <u>PROBLEME DU POTASSIUM</u>	183
V. - <u>PROBLEME DE LA CALCITE</u>	183
VI. - <u>CONCLUSION</u>	184
<u>CINQUIEME PARTIE - ORIGINE DU GISEMENT</u>	
I. - <u>CONCLUSION : ORIGINE POSSIBLE DU GISEMENT</u>	184

	<u>Pages</u>
<u>CHAPITRE VI. - CONCLUSIONS GENERALES</u>	185
<u>PREMIERE PARTIE - INTRODUCTION</u>	187
<u>DEUXIEME PARTIE - CONTROLE DE LA MINERALISATION</u>	187
I. <u>CONTROLE STRUCTURAL</u>	187
II. - <u>CONTROLE PETROCHIMIQUE ET GEOCHIMIQUE DE LA MINERALISATION</u>	188
<u>TROISIEME PARTIE - ORIGINE DE LA MINERALISATION</u>	188
I. - <u>GITE PYROMETASOMATIQUE</u>	189
II. - <u>GITE METASEDIMENTAIRE</u>	189
III. - <u>AUTRES HYPOTHESES</u>	190
<u>QUATRIEME PARTIE - ASPECT ECONOMIQUE</u>	

LISTE DES PLANCHES

<u>Planches</u>	<u>Pages</u>
1 Plan de situation	2
2 Carte des provinces du Précambrien canadien	4
3 Carte aéromagnétique, région du lac Pinks	7
4 Schéma méthodologique de l'étude du gisement de magnétite de Hull Iron (propriété Corgemines)	15
5 Carte géologique de la propriété Corgemines (Hull, Québec)	24
6 Marbres et paragneiss	27
7 Phénomènes de fluage	29
8 Roches calcosilicatées	33
9 Skarns à diopside et à scapolite	37
10 Système Si - Mg - Al	39
<u>Fig. 1</u> Représentation des assemblages minéralogiques des skarns à diopside et à scapolite dans le système Si, Mg, Al	
11 Gneiss à biotite	45
12 Gneiss à biotite et à grenat	49
13 Gneiss syénitique à corindon	53
14 Amphibolite à pyroxène -Pyroxénite	57
15 "Roche granitique" - Dyke de diabase - Pegmatite	61
16, <u>Fig. 1</u> Diagrammes ACF et A'KF des roches calcosilicatées, des marbres et des paragneiss .	77
<u>Fig. 2</u> Diagrammes ACF et A'KF des skarns à diopside et à scapolite	

17, <u>fig. 1</u>	Diagramme de NIGGLI C/fm - Al - AlK	79
18, <u>fig. 1</u>	Diagramme C - (Al - AlK)	80
<u>fig. 2</u>	Diagramme C - 100 Mg - (Al - AlK)	
19, <u>fig. 1</u>	Diagrammes ACF et A'KF des gneiss à biotite	82
20, <u>fig. 1</u>	Diagramme de PETTIJOHN	84
21, <u>fig. 1</u>	Diagrammes ACF et A'KF des gneiss à biotite et grenat	86
<u>fig. 2</u>	Diagrammes ACF et A'KF des gneiss à sillimanite, du gneiss syénitique à corindon et de roche granitique	
22, <u>fig. 1</u>	Diagramme A'FM de THOMPSON	89
23, <u>fig. 1</u>	Diagramme de NIGGLI C/fm - Al - AlK	92
24, <u>fig. 1</u>	Diagrammes ACF et A'KF des amphibolites à pyroxène et du pyroxénite	96
25, <u>fig. 1</u>	Diagramme C - Mg	100
26, <u>fig. 1</u>	Diagramme de H. de La ROCHE, Fe_2O_3 (total) + TiO_2 + CaO - $SiO_2 \times 0,73$ - Al_2O_3	101
27, <u>fig. 1</u>	Diagramme de H. de La ROCHE, $MgO/MgO + Na_2O + K_2O - K_2O - Na_2O/MgO + Na_2O + K_2O$	102
28, <u>fig. 1</u>	Diagramme de MIYASHIRO : FeO - MgO - MnO	105
29, <u>fig. 1</u>	Système $KAlSi_3O_8 - NaAlSi_3O_8$	106
30, <u>fig. 1</u>	Géothermomètre biotite - grenat	107-108
31, <u>fig. 1</u>	Perthites - Phénomènes de remplacement	112-113
32, <u>fig. 1</u>	Relations géochimiques entre le gisement et son enveloppe (légende)	116-117
<u>fig. 2</u>	Relations géochimiques entre le gisement et son enveloppe	
33, <u>fig. 1</u>	Géologie de surface	122
34, <u>fig. 1</u>	Géométrie du gisement	123
35, <u>fig. 1</u>	Géométrie du gisement	124
36, <u>fig. 1</u>	Géométrie du gisement	125

<u>Planches</u>		<u>Pages</u>
37	Relations entre le gisement et son enveloppe	126-127
38	Eulysite	132-133
39	Processus d'altération de la fayalite	134-135
40, <u>fig. 1</u>	Système $FeO - Fe_3O_4 - SiO_2 - H_2O$	136
41	Relations fayalite - hypersthène - magnétite - cummingtonite	138-139
42, <u>fig. 1</u>	Tétraèdre $CaO - FeO - MgO - H_2O$	142
43	Textures de la magnétite	144-145
44	Répartition des éléments : Si, Fe, Mg, Ca - Microsonde lame mince 4 150 et lame mince T 2	147
45	Répartition des éléments : Si, Fe, Mg, Ca - Microsonde lame mince 4 170	148
46, <u>fig. 1</u>	Système $FeO - MgO - CaO - H_2O - CO_2$	150
47, <u>fig. 1</u>	Sondage n° 12	158
48, <u>fig. 1</u>	Diagramme de variation - Sondage n° 12	171
49, <u>fig. 1</u> <u>fig. 2</u>	Stabilité de quelques oxydes et sulfures de fer en fonction de $f O_2$ et $f S_2$ à 900°C	174
50, <u>fig. 1</u> <u>fig. 2</u>	Stabilité de quelques oxydes de fer en fonction de $f O_2$ et $f CO_2$ Stabilité de quelques oxydes et sulfures de fer en fonction de $f O_2$ et $f S_2$ à 1 000°C	176
51, <u>fig. 1</u>	Stabilité de quelques oxydes de fer en fonction de $f O_2$ et $f CO_2$ Diagramme $SiO_2 - Al_2O_3 - FeO - CO_2$	179
52, <u>fig. 1</u>	Diagramme de phase dans le système Fe - C - O - S - (H ₂ O) (M. SEGUIN)	181
53	Système Fe - Si - O	172
54	Logique des minéraux	191

TABLEAUX : HISTORIQUE DES TRAVAUX MINIERS

Tableau 1 - Subdivisions du Précambrien canadien	5
" 2 - Résumé des travaux de forage au diamant	11

TABLEAUX : ETUDE DU GISEMENT DE MAGNETITE DE FORSYTH ET DE SON ENVELOPPE

<u>Tableaux</u>		<u>Pages</u>
1	Analyses chimiques des marbres et des paragneiss	72
2	Analyses chimiques des roches calcosilicatées	74
3	Paramètres de NIGGLI	75
4	Paramètre de NIGGLI C/fm - Al - AlK (%) et paramètre C - 100Mg - (Al - AlK) (%)	76
5	Analyses chimiques des skarns à diopside et à scapolite	78
6	Analyses chimiques des gneiss à biotite	83
7	Analyses chimiques des gneiss à biotite et à grenat	85
8	Analyses partielles des grenats dans les gneiss à biotite et à grenat	87

TableauxPages

9	Analyses chimiques des grenats dans les gneiss à biotite et à grenat	88
10	Analyses chimiques des gneiss à sillimanite	91
11	Analyses chimiques des gneiss syénitiques à corindon	93
12	Analyses chimiques des amphibolites à pyroxène	95
13	Analyses chimiques d'un pyroxénite	95
14	Analyses chimiques d'une roche granitique	97
15	Cellule de BARTH	115
16	Analyses chimiques des fayalites	128
17	Analyses chimiques des biotites	130
18	Analyse chimique d'un grenat aux épontes	130
19	Analyse chimique du grenat dans le gisement	131
20	Analyses chimiques de l'eulysite de Forsyth	153
21	Analyses chimiques de formation de fer calcaireux	154
22	Analyses chimiques de formation de fer siliceux	156
23	Variations de la teneur en éléments ferrides au cours de la différenciation magmatique Skaergaard (Groenland)	165
24	Eléments ferrides dans le granite, minerais ferrifère non rubané (Suède) Sidérose - Forsyth	166
25	Eléments ferrides de la magnétite accessoire des roches ignées de certains minerais	167
26	Eléments ferrides dans certains minerais et sédiments ferrifères	168
27	Eléments ferrides dans d'autres minerais ferrifères	169
28	Données utilisées pour la construction des diagrammes de fugacité	173

RESUME

Le gisement de magnétite de Forsyth situé au Nord Ouest de la ville de Hull (province de Québec, Canada) affecte la forme d'une lentille de 10 à 40 m de puissance qui affleure sur 290 m de long.

Inclus dans la province métamorphique de Grenville, l'environnement pétrographique immédiat appartient à un complexe de roches carbonatées ayant une extension régionale importante typique des formations grenvilliennes.

L'enveloppe du gisement est également constituée de plusieurs ensembles : ensembles carbonatés, quartzites, ensembles gneissiques, faciès accessoires, roches éruptives.

Pour les formations cristallophylliennes, les associations minéralogiques exprimées selon divers paramètres, A C F et A' K F de NIGGLI, de H. de La ROCHE et de THOMPSON, calculés à partir de 23 analyses chimiques ont permis, d'une part, de vérifier la compatibilité réciproque des diverses roches et, d'autre part, d'indiquer qu'elles dérivent, par métamorphisme régional d'intensité élevée, d'une série sédimentaire composée de calcaires, de calcaires dolomitiques et de pélites.

Compte tenu de la présence de sillimanite, grenat, perthite, scapolite et des concentrations en Mg, Fe, Mn du couple biotite-grenat dans les gneiss à biotite et à grenat, on peut préciser certains paramètres : pression de 7 à 8 Kb, température de $700^{\circ}\text{C} \pm 20$. De telles conditions s'apparentent à celles du début du faciès granulite.

Le minerai, dont la paragenèse primaire fondamentale est fayalite, cordiérite, amphibole, grenat, graphite, calcite, magnétite, pyrrhotine, se rapproche d'un type particulier de minerai de fer déjà connu en Suède : l'eulysite.

Les produits d'altération (hypersthène, cummingtonite, actinote, grenat, greenalite, serpentine, magnétite secondaire) résultent de processus rétrogrades faisant intervenir les éléments volatils (H_2O , CO_2) et la silice.

Les textures du minerai sont caractérisées par la présence de magnétite secondaire. Celle-ci, issue de l'altération des silicates ferrifères forme des "filonnets" qui recoupent à l'emporte-pièce les cristaux néoformés de magnétite et de pyrrhotine de la première génération.

Une étude de la répartition des divers éléments (Si, Mg, Fe, Ca) à la microsonde a permis de constater que la calcite se dispose en auréole autour de la magnétite primaire.

Le pourcentage en fer du minerai eulysite est supérieur à 50 % tandis que ses teneurs en Ti, V, Mn, Cr, Ni sont faibles. De plus, aucune zonalité géochimique n'a été relevée.

Plusieurs hypothèses génétiques ont été avancées pour déterminer l'origine du gisement. Une étude géochimique comparative des éléments traces (Ti, V, Cr, Ni, Cu, Mn) contenus dans la magnétite du massif intrusif du Skaergaard avec ceux de la magnétite de Forsyth a permis d'éliminer l'hypothèse orthomagmatique de ce gisement en relation avec des masses éruptives basiques ou ultrabasiques. Par contre, il a été noté une certaine consanguinité géochimique entre la magnétite de Forsyth et celle des gîtes pyrométasomatiques liés à la tonalite de Mayo (Ontario). Mais cette hypothèse nécessiterait la présence d'une masse éruptive à caractère acide. Or, il n'apparaît pas que le massif de "roches granitiques" affleurant au Sud ait provoqué d'apports métagénétiques dans les gneiss et les roches carbonatées. Aucune relation géochimique n'a été décelée entre le gisement et le massif de "roches granitiques".

L'origine métasédimentaire a été envisagée dans l'optique de reconstituer l'assemblage minéralogique primaire (fayalite, magnétite, calcite, graphite, pyrrhotine) à partir de la sidérose et du quartz. Pour ce faire, la détermination des domaines de stabilité de ces divers minéraux et leur ordre d'apparition successif ont été étudiés sur les diagrammes de fugacité des gaz (O_2 , CO_2 , S_2) aux températures de 900°K et $1\ 000^{\circ}\text{K}$. Le graphite, ubiquiste par son caractère réducteur, a contrôlé le chimisme des réactions.

En tenant compte des caractéristiques du gisement (structure, minéralogie, chimie, géochimie), l'auteur fait dériver le minerai de magnétite de Forsyth d'un niveau de sidérose renfermant de nombreuses impuretés d'argile et de calcaire dolomitique, affecté par un métamorphisme de haut degré semblable à celui qui a transformé l'enveloppe du gisement.

ABSTRACT

The magnetite ore body of Forsyth which is located North-west of Hull township (province of Quebec, Canada) has the shape of a lens of 10 to 40 metres large outcropping on a distance of 290 metres.

Its immediate petrographic environment, included in the metamorphic province of Grenville, belongs to a carbonated rocks complex having an important regional extension which is typical of the grevillian formations.

The environment of the ore body is also composed of many unities : carbonated unities, quartzite, gneissic complexes, accessory facies and eruptive rocks.

As for the phyllocrystalline formations, we have been able to verify the reciprocal compatibility of the various rocks and to show their diversion, by a regional metamorphism of high intensity, from sedimentary series composed of limestone, dolomitic limestone and pelitic rocks by means of mineralogical associations based on various parameters - ACF, A'KF of NIGGLI, H. de la ROCHE, THOMPSON - calculated from 23 chemical analyses.

In taking into account the presence of sillimanite, garnet, perthite, scapolite and the Mg, Fe, Mn concentrations of the pair biotite-garnet, we can determine some parameters : pressure of 7 to 8 Kb, temperature of $700^{\circ}\text{C} + 20$. These conditions are almost identical to those of the beginning of the granulite facies.

The ore, having as basic primary association fayalite, cordierite, amphibole, garnet, graphite, calcite, magnetite and pyrrhotite, is closely related to a particular type of iron ore known in Sweden as EULYSITE.

The alteration products (hypersthene, cummingtonite, actinote, garnet, greenalite, serpentine, secondary magnetite) are the result of reversed processus necessitating the presence of volatil elements (H_2O , CO_2) and silica.

The ore texture is characterized by the presence of secondary magnetite coming from the alteration of ferriferous silicates that cut the first formed crystals of magnetite and pyrrhotite transversely.

A study of the distribution of the various elements (Si, Mg, Fe, Ca) at the microprobe has established that the calcite is set out in the form of a halo around the primary magnetite.

The iron proportion of the eulysite is higher than 50% while its amount of Ti, V, Mn, Cr, Ni is low. Moreover, no geochemical zone has been found.

Many genetic hypotheses have been proposed to determine the origin of the ore body. A comparative geochemical study of the trace elements (Ti, V, Cr, Ni, Cu, Mn) contained in the magnetite of the intrusive body of Skaergaard with those of the magnetite of Forsyth has enabled us to eliminate the orthomagmatic hypothesis of the ore body related to the basic or ultrabasic eruptive body. On the other hand, we have noted a certain geochemical relationship between the Forsyth magnetite and the magnetite related to the pyrometasomatic ore deposit of Mayo tonalite (Ontario). But for this, the presence of an eruptive body having acid characteristics is needed. It is unlikely that the granitic rocks body that outcrops South of the mine has been caused by metasomatic deposits in the gneisses and the carbonated rocks. No geochemical relations have been discovered between this ore body and the granitic rock body.

The metasedimentary origin has been studied so as to rebuild the primary mineralogical assemblage (fayalite, magnetite, calcite, graphite, pyrrhotite) from siderite and quartz. For this purpose, we have determined the stability field of these minerals and their successive order of appearance on the fugacity diagrams (O_2 , CO_2 , S_2) at temperatures of 900°K and $1\ 000^{\circ}\text{K}$. The graphite, being omnipresent due to his reduction capacity, has controlled the chemism of the reactions.

Taking into account the characteristics of the ore body (structure, mineralogy, chemistry, geochemistry), the author has concluded that the magnetite ore of Forsyth derives from a level of siderite containing many impurities of clay and dolomitic limestone affected by a high degree of metamorphism similar to the one of the geological environment.

- ERRATUMS -

<u>Pages</u>	<u>Au lieu de :</u>	<u>Lire</u>
10	Ilminite	Ilménite
17	200 mesh (= 74 μ)	200 mailles (= 74 μ)
23, 34	HOGGARTH	HOGARTH
50, 58		
35	phlogopite : teintes élevées du premier ordre	teintes élevées du deuxième ordre
35	amas onduleux	amas noduleux
38	NZ	N _Z
39	Li - Mg - Al	Si - Mg - Al
54	LES AMPHIBOLES A PYROXENE	LES AMPHIBOLITES A PYROXENE
59	quartzite	quartz
67	atteintes	atteinte
71	analyse norminative	analyse normative
83	17	x 17
109	analyses 12, 18, 19	analyses 17, 18, 19
109	SCREYER	SCHREYER
109	système cristallisé	système cristallin
122	ECHELLE EN PIEDS : 50 - 100 - 150	ECHELLE EN PIEDS : 150 - 300 - 450
128	2 V _y = 58°	2 V _Z = 58°
"	2 C	Z ^ C
143	lexivation	lexiviation
155	Angleterre	Angleterre
163	à deux taux	à des taux
172	On peut écrire G	On peut écrire ΔG
175	4 Fe Si O ₄	4 Fe ₂ Si O ₄
182	la même plutonique	la masse plutonique
184 et les pages sui- vantes	filon couché	filon couche
188	Fe ₂ O ₃ total toujours supérieure à 50 %	Fe total toujours supérieur à 50 %

- Intervertir la pl. 17 (p. 79) avec la pl. 23 (p. 92) et réciproquement.

CHAPITRE I - INTRODUCTION

PLAN

I - SITUATION GEOGRAPHIQUE

II - CADRE GEOLOGIQUE

III - HISTORIQUE DES TRAVAUX

IV - BUTS ET PLAN DE L'OUVRAGE

INTRODUCTION

Grâce à ses qualités et caractéristiques physiques, par ses utilisations dans l'économie, le fer est, et demeure le plus important de tous les métaux.

En outre, c'est l'un des éléments les plus répandus dans la lithosphère. Il arrive en effet au quatrième rang dans la classification géochimique après l'oxygène, le silicium et l'aluminium.

Il est donc normal que les gisements de fer soient uniformément répartis à la surface du globe et génétiquement associés à tous les types de roches : sédimentaires, plutoniques ou cristallophylliennes.

Ce mémoire tentera d'apporter une explication aux types d'association et au mode de mise en place d'un gisement de fer particulier : le dépôt de magnétite de Forsyth, situé près de Hull, province de Québec, Canada.

I. - SITUATION GEOGRAPHIQUE

Le gisement de magnétite de Forsyth est situé au Nord-Ouest de la ville de Hull, à 3,5 km à l'Ouest du village d'Ironside (voir pl. 1). Le relevé cadastral indique que le gisement est localisé dans le comté de Hull, rang VII, lots 11 et 12, à l'intérieur du parc de la Gatineau, limité au Sud par la rivière Ottawa.

Au point de vue relief, la région, comporte deux parties dont la limite sensiblement est-ouest est située à 3 km au Nord d'Ottawa.

- Au Sud, la plaine d'Ottawa ou "Basses Terres" est un vaste fossé d'effondrement, "The Saint-Lawrence Rift System", comblé, d'une part, par les formations du Paléozoïque qui apparaissent sous forme de petits escarpements et de collines telles que celles où est construit le Parlement canadien à Ottawa, d'autre part, de formations détritiques récentes.

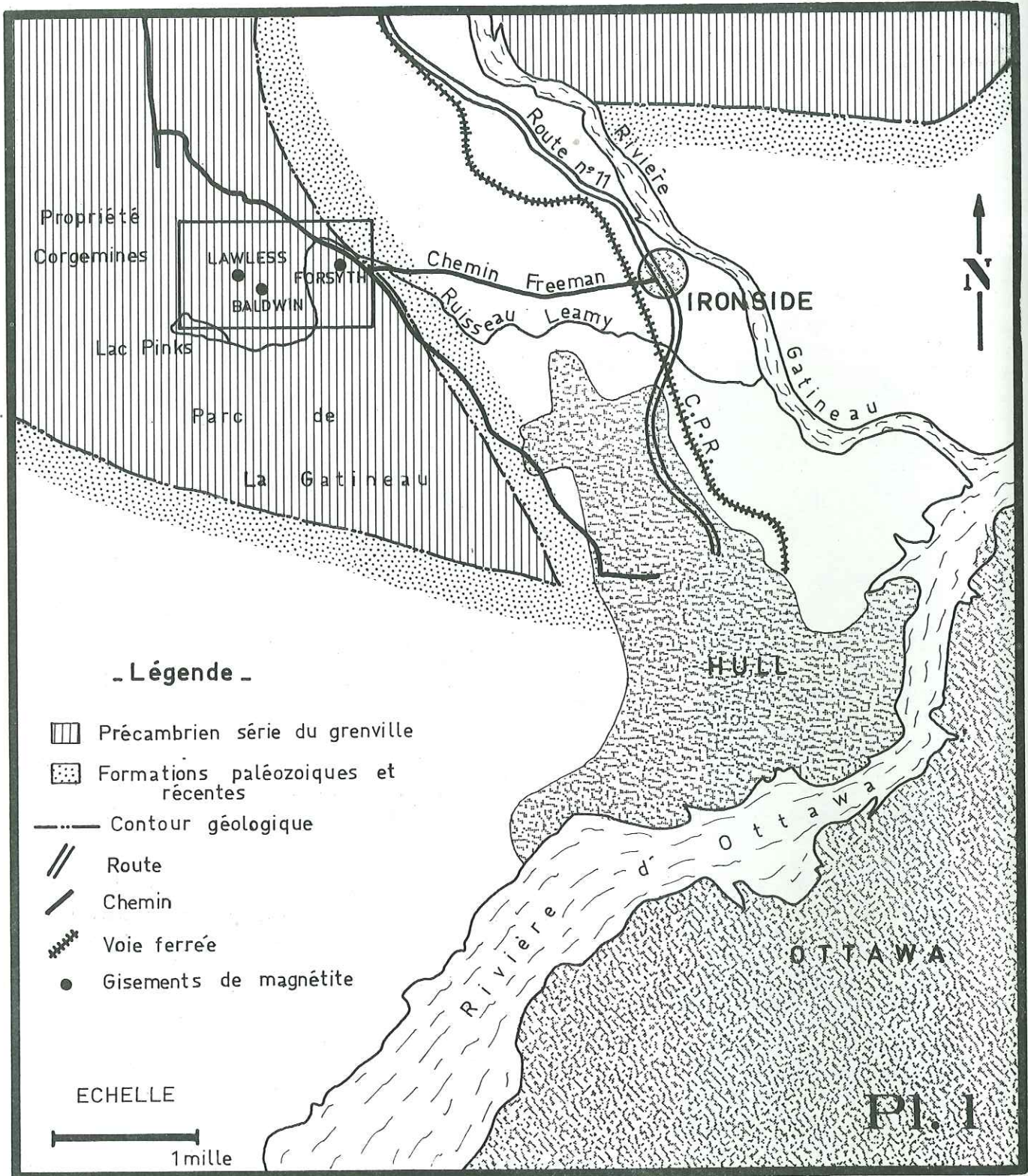
- Au Nord, les "Basses Terres" sont limitées par une série de failles sensiblement est-ouest qui font apparaître les terrains cristallins précambriens du bouclier Canadien et plus précisément ceux de la province métamorphique de Grenville. Ces "Hautes Terres", au relief moutonné, correspondent ici aux monts de la Gatineau ; elles sont criblées de lacs et recouvertes d'un immense manteau forestier.

II. - CADRE GEOLOGIQUE

A. - RAPPEL DES SUBDIVISIONS DU PRECAMBRIEN CANADIEN

La propriété Corgemines dont fait partie la mine de Forsyth se trouve à l'intérieur de la province métamorphique de Grenville, celle-ci étant le résultat de la dernière grande orogénèse précambrienne ayant affecté le bouclier Canadien.

En ce qui concerne les grandes divisions du Précambrien, LOGAN (1849) en avait donné un schéma stratigraphique d'après les méthodes traditionnelles de levés géologiques. Par la suite, ce schéma fut modifié à diverses reprises et aux alentours de 1950, une grande confusion régnait pour interpréter et corrélérer les diverses subdivisions et unités du Précambrien.



— PLAN DE SITUATION —

brien. Mais depuis une dizaine d'années, une étude systématique de datations absolues par la méthode K/Ar des roches du bouclier a permis de différencier diverses provinces métamorphiques qui correspondent à 4 ou 5 orogénèses majeures successives (voir pl. 2 et tableau 1) :

- orogénèse kénoréenne (2 700 à 2 400 M.A.) pour les provinces du Supérieur et de l'Esclave ;
- orogénèse pénokéenne (2 100 M.A.) pour la région de Sudbury ;
- orogénèse hudsonienne (1 900 à 1 700 M.A.) pour les provinces de Churchill et de l'Ours ;
- orogénèse elsonienne (1 500 à 1 200 M.A.) pour la province du Nain ;
- orogénèse grenvillienne (1 100 à 0.800 M.A.) pour la province de Grenville.

Ainsi l'orogénèse grenvillienne est la dernière qui ait affecté le Bouclier canadien. La répartition des différentes provinces autour d'un craton originel, le Supérieur, paraît évidente et l'hypothèse de la croissance progressive des continents s'accorde bien avec ce schéma. Toutefois, à la suite de H.R. WYNNE-EDWARDS (1964), on peut penser que, dans la province métamorphique de Grenville, subsisteraient des restes de chaînes plus anciennes (elsoniennes, hudsoniennes, etc.) qui ont été repris par l'orogénèse ultime. Cette dernière aurait donné un nouveau départ à l'horloge potassium-argon et provoqué aussi la remobilisation partielle de ce matériel ancien.

B. - CARACTERES GENERAUX DE LA PROVINCE DE GRENVILLE

Formant la partie méridionale du bouclier canadien, la province de Grenville se présente comme un vaste segment orienté Nord Est - Sud Ouest, de 300 km de large sur plus de 2 000 km de long. Au Sud Ouest d'Ottawa s'y rattache, par l'axe Frontenac, l'apophyse des Adirondacks. Elle est limitée au Sud-Est par le Graben du Saint-Laurent, au Sud duquel débute le domaine appalachien. Au Nord Ouest, sa limite correspond au fameux front de Grenville qui la met en contact avec les formations volcanodétritiques de la province du Supérieur. Indiquons que la nature de ce front est encore l'objet de discussions et d'études.

1. - Les ensembles grenvilliens

La géologie de la province de Grenville n'est pas simple et est encore sujette à bien des controverses. MORIN et F. OSBORNE l'ont divisée en deux sous-provinces : A et B.

Cette division, acceptée par la plupart des auteurs, peut se résumer ainsi :

1.1 - Sous-province A, composée de calcaires cristallins, de skarns, de quartzites et de gneiss alumineux ayant atteint le faciès granulite à sillimanite. Ces formations composant la série Grenville s.s. sont très abondantes dans la partie sud de la province. Les calcaires cristallins se concentrent dans un cercle de 200 km de rayon centré sur la ville d'Ottawa. C'est le "Ottawa Circle" de H.R. WYNNE-EDWARDS (1964).

1.2 - Sous-province B, formée de gneiss quartzo-feldspathiques à biotite ou à amphibole et de quelques niveaux de calcaires. Le degré du métamorphisme est plus faible : il s'apparente au faciès amphibolite.

1.3 - Massifs intrusifs. Au sein de ces diverses roches cristalloyphylles, on note la présence de très nombreux massifs de roches éruptives anhydres (anorthosites, charnockites, etc.) dont la mise en place serait antérieure aux derniers événements de l'orogénie grenvillienne.

2. - Tectonique de la province de Grenville

Plusieurs hypothèses ont été émises pour établir la suite chronologique des déformations.

D'après WYNNE-EDWARDS (1964), les grands traits de l'évolution tectonique de la province de Grenville seraient les suivants :

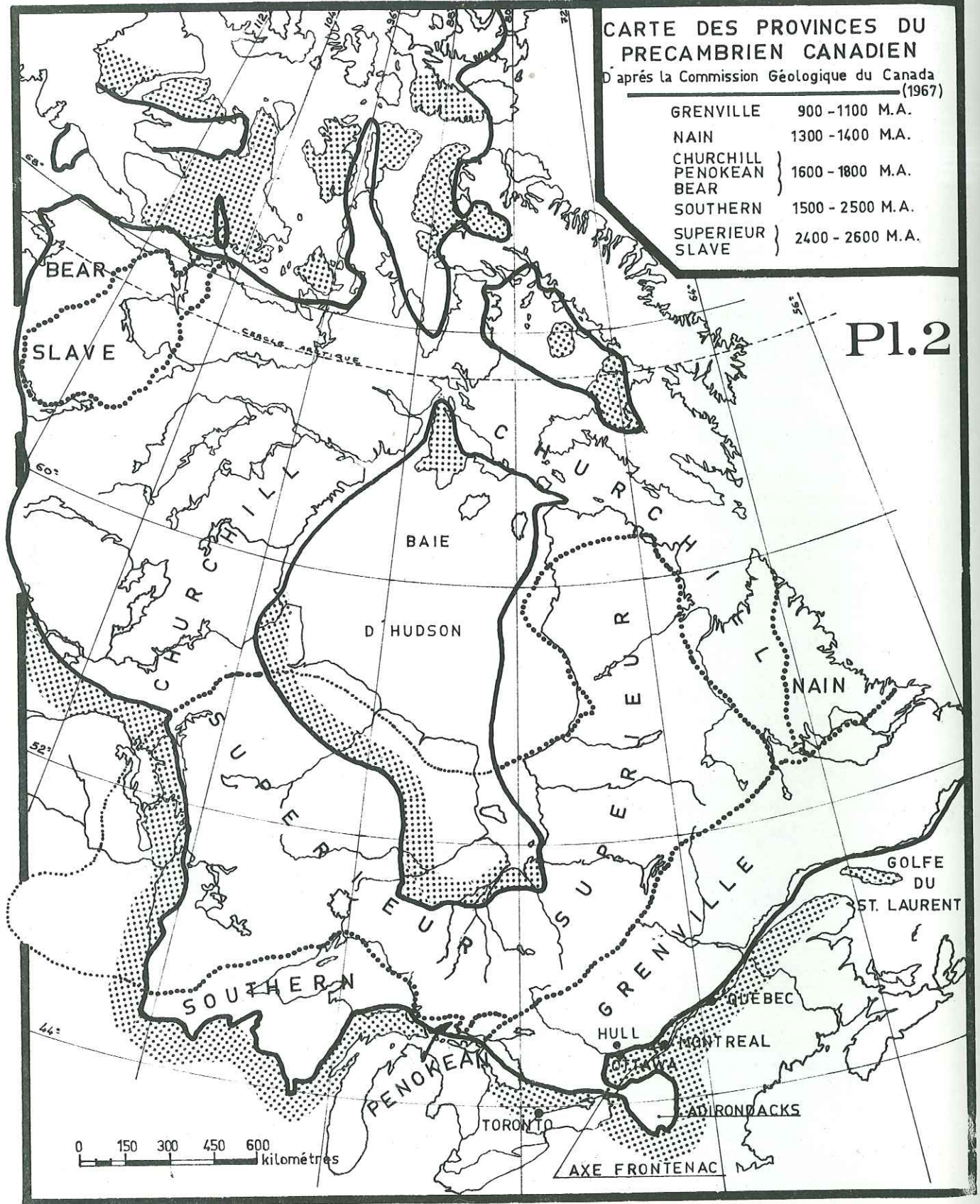
- les plissements hudsoniens de direction majeure nord-sud affectent une série sédimentaire déposée à l'Aphébien moyen sur un socle archéen plissé ;

CARTE DES PROVINCES DU PRECAMBRIEN CANADIEN

D'après la Commission Géologique du Canada
(1967)

GRENVILLE	900 - 1100 M.A.	
NAIN	1300 - 1400 M.A.	
CHURCHILL PENOEAN BEAR	} 1600 - 1800 M.A.	
SOUTHERN		1500 - 2500 M.A.
SUPERIEUR SLAVE		} 2400 - 2600 M.A.

P1.2



— SUBDIVISIONS DU BOUCLIER CANADIEN —

Temps	Orogénese	Périodes géologiques		Provinces métamorphiques
400 M.A.		CAMBRIEN		
600		Hadrymien	Protérozoïque sup.	GRENVILLE
800	GRENVILLE			
1000			Protérozoïque moy.	NAIN
1200	ELSONIEN	Helikien		
1400			Protérozoïque inf.	CHURCHILL DE L'OURS (Sudbury)
1600				
1800	HUDSONIEN	Aphébien		
2000			ARCHEEN	SUPÉRIEUR DE L'ESCLAVE
2200	PENOKIEN			
2400	KENOREEN			
2600				
2800				
3000				
3200				

— TABLEAU N° 1 —

- l'orogénie elsonienne se manifeste par la mise en place des massifs anorthositiques ;
- l'orogénie grenvillienne (entre 0,8 et 1 M.A.) plisse selon une direction majeure nord est - sud ouest les formations de la série de Grenville.

Toutefois, pour E. DIMROTH (1964) et à sa suite J. MARTIGNOLE (1968), on aurait eu la succession tectonique suivante:

"Une tectonique précoce aurait produit des plis couchés à axe nord est, repris par un plissement coaxial très ouvert dans des conditions anatectiques suivies par une deuxième série de mouvements donnant des plis nord-sud".

III. - HISTORIQUE DES TRAVAUX

A. - DESCRIPTION DE LA PROPRIÉTÉ

La propriété Corgemines, d'une superficie de 829,1 ha (2 050 acres) comprend 3 amas de magnétite affleurant en surface.

L'amas de Forsyth est le plus important et il a été l'objet de multiples travaux d'exploration et d'exploitation s'échelonnant sur plus d'un siècle. Ils ont révélé un tonnage appréciable de minerai. De plus, il est fort possible que, la conjoncture aidant, l'exploitation de ce gisement soit reprise dans un avenir assez rapproché.

Deux amas lenticulaires ont été découverts.

- L'amas Baldwin, plus petit que le précédent, est situé à 1 500 m (1 mille environ) à l'Ouest.
- L'amas Lawless, plus ponctuel, a été mis à jour à 500 m (1/3 de mille environ) à l'Ouest de Baldwin.

Ces trois amas sont facilement reconnaissables sur la carte aéromagnétique établie en 1964 (voir pl. 3).

L'amas Forsyth présente une anomalie de 5 000 gammas tandis que les amas Baldwin et Lawless se singularisent par des anomalies ayant pour valeur respective 3 600 et 3 575 gammas.

L'étude chronologique de tous les travaux d'exploration et d'exploitation entrepris sur les 3 dépôts de magnétite a permis de distinguer 3 grandes périodes : 1830-1880, 1901-1918, 1956-1969.

B. - HISTORIQUE DES TRAVAUX

1. Première période : 1830-1880

Les premières recherches géologiques entreprises dans la région de Hull datent de plus d'un siècle. En 1830, L. T. BRADLEY (1) fait mention dans un rapport de l'existence de ces amas minéralisés en magnétite.

Puis d'autres travaux d'exploration sont effectués par la "Commission Géologique du Canada" et c'est ainsi qu'en 1845, W. E. LOGAN (1846)⁽²⁾ souligne, dans un rapport, la présence de ces dépôts de magnétite disposés sous forme de lentilles dans les calcaires cristallins et les autres roches de la série Grenville. Il note aussi que cette minéralisation est contrôlée par les fractures et failles disposées perpendiculairement aux formations lithologiques.

En 1854, les sociétés Forsyth et Cie de Pittsburg-Pennsylvanie (U.S.A.) commencent à exploiter ce dépôt pour alimenter les hauts fourneaux de Cleveland (U.S.A.). Une analyse de ce qu'on a regardé comme un spécimen moyen donne 3,18 % de quartz et de graphite et 96,09 % d'oxyde de fer magnétique, ce qui équivaut à un minerai titrant 69,95 % de fer.

(1) - L. T. BRADLEY - Rapport géologique - 1830.

(2) - W. E. LOGAN - Rapport de la Commission Géologique du Canada - 1845-1846.

CARTE AEROMAGNETIQUE

ECHELLE 1/12 500

Pl. 3



Carte Aéromagnétique

Région du Lac PINKS

- QUEBEC -

Contrôle horizontal
effectué par photo.
aérienne



CORGINES LTEÉ

ECHELLE : 1" = 1320'

Equidistance des
traverses 1/16 mille

Equidistance des courbes
25 gammas

Intensité de base -
arbitraire

CANADIAN AERO SERVICE LIMITED
- OTTAWA - ONTARIO -

Un haut fourneau est construit à Hull en 1867 et entre en opération l'année suivante.

Entre 1855 et 1870, plus de 20 000 tonnes de minerai à 55-60 % de fer sont extraites de la fosse à ciel ouvert de Forsyth. Dans le but d'accroître la production, un puits de 50 mètres est creusé sur le dépôt Forsyth. Une campagne de reconnaissance par puits sur les dépôts Baldwin et Lawless révèle la disparité de la minéralisation.

Vers 1880, on abandonne les travaux.

2. - Deuxième période : 1901-1918

La propriété est remise en exploitation en 1901 par la société Forsyth et Cie. On y extrait 1 034 tonnes de minerai, et, de juillet à octobre 1906, on entreprend quelques travaux d'exploration. Ils se complètent par une série de 12 sondages de reconnaissance systématique qui précise la forme lenticulaire du gisement et son volume, soit 130 mètres de longueur, 122 mètres de hauteur et 21 mètres de puissance moyenne. Une rapide estimation des réserves donne alors un tonnage de 1 million de tonnes d'une teneur de 30 % de fer.

Une analyse chimique du minerai montre qu'il contient 57,29 % de fer, 0,62 % de soufre, 0,017 % de phosphore et 10,67 % de silice (1).

La même année, à 60 mètres à l'Ouest de la fosse Forsyth, on creuse un puits de 36 mètres, et, à cette profondeur, une galerie de 27 mètres de long en direction du gisement.

En 1909, CIRKEL (2) dans la revue "The Literary and Historical Society of Quebec" fait l'historique des divers travaux effectués sur tous les dépôts de magnétite de la région. L'auteur apporte aussi sa contribution à la connaissance du contexte géologique de tous les amas minéralisés de la région qu'il groupe sous le nom de "Montagne de fer de Hull" (Hull Iron Range).

Il ne voit aucun obstacle géologique à ce que des lentilles de minerai, semblables à celles que l'on trouve dans les travaux peu profonds des différentes mines situées le long de la "chafne", soient présentes à de plus grandes profondeurs.

DULIEUX, 1913 (3), fait remarquer la dissémination et le faible volume des lentilles trouvées jusqu'ici. Il note aussi que la magnétite se présente alors en bandes relativement étroites séparées par des bandes de roches stériles.

En résumé, vers les années 1917 et 1918, les travaux sur le dépôt Forsyth consistent en une grande fosse à ciel ouvert en gradins, orientée légèrement au Nord Ouest, mesurant environ 233 mètres de long, 13 à 23 mètres de large et 8 à 16 mètres de profondeur.

Les travaux sur Baldwin se composent d'une série de petites excavations que l'on a creusées dans des poches et des lentilles de minerai sur une longueur d'environ 366 mètres.

L'excavation principale sur les terrains Lawless est un puits de 10 mètres de profondeur environ. Les poches et les lentilles de magnétite, visibles en surface dans les calcaires cristallins, sont de faible étendue.

En se référant aux données gouvernementales, on peut chiffrer le tonnage de minerai extrait comme suit :

1855 - 1858	=	8 000 tonnes
1867 - 1868	=	1 836 tonnes
1869 - 1871	=	10 400 tonnes
1917	=	83 tonnes
1918	=	1 828 tonnes

de 1918 à 1956, la mine est de nouveau abandonnée.

(1) - LINDEMAN et BOLTON, 1917. Volume II - p. 147, carte n° 439.

(2) - CIRKEL, 1909. p. 37-40. - "The Literary and Historical Society of Quebec".

(3) - DULIEUX, 1913. - Rapport sur la propriété Forsyth et Cie.

3. - Troisième période : 1956-1969

En novembre 1956, une campagne de géophysique au magnétomètre est effectuée pour le compte de la société Lee Gordon Mines Ltée. Elle confirme non seulement la présence de l'amas magnétique mais donne des indications précieuses sur son extension latérale et en profondeur.

En se fondant sur l'interprétation du gisement sous la forme d'une lentille de 265 mètres de longueur pour une largeur de 25 mètres et une profondeur de 145 mètres, L. GORDON fournit alors une estimation de 4 millions de tonnes de minerai.

Ce n'est qu'en 1957, à la suite de la prise en option du gisement par la société Hull Iron Mines Ltée, société faisant partie du groupe QUESCO (Quebec South Shore Steel Corporation), que l'on voit la reprise plus ou moins sporadique de travaux soit d'exploration, soit d'exploitation.

Durant l'hiver 1957-58, le dépôt Forsyth est exploré par forage et une campagne géophysique au magnétomètre⁽¹⁾ est entreprise sur toute l'étendue de la propriété.

Tous les renseignements et observations concernant ces travaux sont rassemblés dans le rapport de Alan C. LEE⁽²⁾ qui fait état, du point de vue géologique, de la présence de deux séries lithologiques : les gneiss granitiques, et les bandes de calcaires cristallins au sein des gneiss. En outre, il signale que la minéralisation est liée aux zones fracturées.

Après une description sommaire des trois dépôts principaux, Forsyth, Baldwin et Lawless, il conclut que le minerai est formé de magnétite massive, associée en quantité moindre à de l'hématite spéculaire et à du graphite.

Une campagne de forage au diamant permet alors d'évaluer l'extension latérale et en profondeur de la minéralisation. On implante sur le dépôt Forsyth, 27 sondages représentant un total de 4 705 mètres et sur l'indice Baldwin, 2 sondages correspondant à un total de 100 mètres.

Alan LEE, 1958, rappelle que des essais de concentration ont été entrepris au Ministère des Mines à Québec, aux laboratoires des Mines à Ottawa et à l'Université de Toronto par H. U. ROSS. De plus, des méthodes d'exploitation sont étudiées en tenant compte des caractéristiques du gisement.

Alan LEE fait aussi mention du prix d'extraction du minerai qui serait de l'ordre de \$ 3,46 la tonne pour une production annuelle de 300 000 tonnes.

En 1958, Roland FAUCHER synthétise et résume, dans un rapport de 93 pages, toutes les observations faites par les divers géologues cités précédemment. Il apporte quelques détails personnels sur les dépôts Forsyth, Baldwin, Lawless et sur tous les autres indices adjacents à ces derniers. R. FAUCHER donne des compléments sur la campagne géophysique et sur les divers sondages exécutés depuis septembre 1957. Au total il dénombre 5 825 mètres de sondage.

Après une description très détaillée des travaux de développement et de la géologie dans le puits, le long du tunnel incliné et les nombreuses galeries, il passe en revue tous les procédés expérimentaux de préparation et de traitement de minerai faits sur la magnétite de Forsyth.

En février 1959, H. P. DICKEY publie un rapport général sur la propriété dans lequel il retrace tous les travaux de développement entrepris depuis 1957. Il établit le montant des investissements à \$ 2 458 000 à partir d'une estimation de réserves de l'ordre de 2 750 000 tonnes.

En mars, J. P. JEWELL et R. FAUCHER soulignent les divers traits géologiques de la propriété et donnent la chronologie des travaux accomplis depuis 1957.

En avril 1959, Jérôme MACHAMER présente le premier travail scientifique⁽³⁾ fait sur la propriété.

Après une étude pétrographique très sommaire, il note que la minéralisation est concordante avec les zones de cisaillement, c'est-à-dire qu'elle est contrôlée par la tectonique. Il émet l'hypothèse que les solutions minéralisantes étaient originellement acides et que le dépôt de magnétite a été causé par l'interaction des solutions avec les calcaires cristallins dans un milieu oxydant. Pour lui la source de la minéralisation est inconnue et il conclut à son origine métasomatique.

(1) - E. L. MAC VEIGH, 20 novembre 1957. - Geomagnetic Survey Report.

(2) - Alan C. LEE, 1 février 1958. - Rapport géologique sur la propriété Forsyth.

(3) - J. MACHAMER, The Geology of the Forsyth and Associated Magnetite Deposits, Hull Township Province of Quebec, Master Thesis, Department of Geological Sciences, McGill University, Montreal, Quebec, April 6, 1959.

En février 1963, J.P. JEWELL donne l'estimation des ressources qui s'établit de la façon suivante :

<u>Niveaux</u>		
0'	à 200'	723 394 tonnes à 43 % Fe
200'	à 400'	1 300 788 tonnes à 45 % Fe
400'	à 500'	822 963 tonnes à 53 % Fe
500'	à 565'	512 760 tonnes à 52 % Fe
Minerai possible		750 000 tonnes
Total		4 109 905 tonnes

En juin 1963, un rapport du Ministère des Richesses Naturelles du Québec expose les divers travaux effectués sur l'enrichissement d'un minerai de fer et sur les essais de désulfuration d'un concentré magnétique par grillage. Ces essais ont permis de produire un concentré de fer de valeur marchande éliminant les divers sulfures du minerai. Les recherches ont également permis de mettre au point un procédé d'extraction du graphite contenu (2 %) dans le minerai.

Les analyses de minerai ont donné en moyenne les résultats suivants :

Si O ₂	12,03 %	P ₂ O ₅	traces
Fe total	51,86 %	Al ₂ O ₃	1,37 %
Fe soluble	50,30 %	Ti O ₂	0,08 %
Fe insoluble	1,56 %	Ca O	3,43 %
Fe magnétique	41,93 %	Mg O	2,34 %
Mn	0,41 %	S	0,58 %
		C	traces

Pourcentage calculé des principaux composés du fer :

58,0 %	Magnétite
13,0 %	Hématite
1,1 %	Pyrite
0,25 %	Ilminite

Ce rapport indique les règles de quartage pour obtenir un échantillonnage représentatif du minerai de fer.

En mars 1964, John D. FILO publie les résultats de la campagne de géophysique effectuée par la compagnie "Dominion Geophysics Limited". Cette compagnie détecte deux anomalies mineures correspondant aux dépôts connus, Forsyth et Baldwin. Deux autres anomalies secondaires sont aussi enregistrées.

En octobre 1964, un rapport de J.P. JEWELL et de P.E. DUMONT met l'accent sur les possibilités d'exploitation du gisement de Hull, et présente un autre aperçu des divers travaux effectués (puits, galeries, tunnel, infrastructure énergétique, installation et équipement d'exploitation). Une étude rapide de la géologie est faite à tous les niveaux. Les auteurs font mention des sondages de reconnaissance exécutés aux divers endroits de la mine. Cette exploration permet, non seulement de définir la géométrie du gisement, mais de montrer le caractère erratique de la minéralisation.

D'autre part, J.P. JEWELL et P.E. DUMONT estiment les réserves à un ordre de grandeur de 4 109 905 tonnes.

En février 1965, la compagnie Corgemines prend option sur le gisement de Hull.

En juin 1965, R.A. BLAIS propose à la direction de la société Corgemines d'implanter 5 sondages sur la propriété représentant un total de 275 mètres.

Ces travaux ont pour but d'augmenter les réserves présentes de minerai en explorant des structures géologiques et des anomalies géophysiques favorables.

R.A. BLAIS souligne la similitude de ce gisement avec ceux des mines Hilton et Marmora en le classant dans la catégorie des "Skarns". Il note que de tels gisements de magnétite se distinguent par divers caractères :

- localisation dans des terrains fortement métamorphisés ;
- association avec des assises calcaires recristallisées sous forme de calcaires cristallins plus ou moins silicatés, les minéraux repères étant le diopside, la scapolite, le grenat, l'actinote...
- association de la magnétite aux sulfures de fer de hautes températures (pyrite, pyrrhotine).

En outre, l'auteur propose, en fonction d'une estimation des réserves de 3 359 905 tonnes à 47,8 % Fe, de rechercher des zones moins riches donnant un volume qui serait alors plus économique d'exploiter.

D'autre part, comme le dépôt Forsyth est bien délimité par de nombreux sondages, R. A. BLAIS considère que l'exploration doit être désormais souterraine et se faire le long de l'axe de plongée de l'amas minéralisé, dans le but de trouver d'autres lentilles de minerai.

Une exploration doit être aussi entreprise au Sud du dépôt Forsyth, car cette zone située à proximité de ce gisement appartient à la même unité structurale ; d'ailleurs, une anomalie magnétique montre qu'un palier distinct de faible susceptibilité magnétique permet de supposer l'existence en profondeur de concentration de magnétite.

En septembre 1965, dans un rapport d'évaluation de la propriété Hull Iron, R. A. BLAIS souligne que les travaux d'exploration entrepris au cours de l'été se sont révélés négatifs.

L'auteur conclut que de nouvelles découvertes ne peuvent être faites en poursuivant les travaux d'exploration à partir de la surface. Si les réserves actuelles du minerai justifient l'assèchement de la mine et suffisent à une étude plus approfondie de la rentabilité d'une exploitation éventuelle, il faudrait alors poursuivre l'exploration soit par galerie, soit par sondage.

Au printemps 1966, on procède à l'assèchement de la mine, et en juin, une campagne de sondages au diamant dirigée par E. SEGUIN est entreprise.

Plusieurs sondages sont effectués à partir des 2e, 5e et 6e niveaux. Il s'agit, d'une part, de mieux définir la géométrie du gisement et, d'autre part, de reconnaître de nouvelles zones minéralisées à plus grande profondeur.

C'est ainsi qu'un tonnage additionnel de 175 000 tonnes s'ajoute alors aux réserves existantes.

De plus, les sondages à grande profondeur révèlent la présence de trois veines parallèles et étroites de magnétite le long de l'axe de plongée de l'ensemble de la structure. L'anomalie magnétique décelée en 1957 par E. L. MACVEIGH est étudiée en direction sud à partir du 6e niveau par onze sondages qui se sont révélés négatifs.

En définitive cette campagne de plus de 4 730 mètres de sondage n'a pas apporté les résultats escomptés pour rendre ce gisement économiquement exploitable dans le but d'alimenter, dans la région de Hull, une industrie sidérurgique lourde.

TABLEAU 2

RESUME DES TRAVAUX DE FORAGE AU DIAMANT

Année	Société minière	Nbre de sondages	Nbre de puits forés
1906	Forsyth Ltd.	12	--
1957-1958	Quesco	41	19 890
1964	Hull Iron Mines Ltd.	5	2 800 à 3 000
1965	Corgemines	4	1 410
1966	Corgemines	29	14 847
1967	Corgemines	--	14 180
1906-1967	<u>Total</u>	<u>91</u>	<u>53 327</u> (17 705 m)

4. - Conclusion

Tous les travaux effectués ont ainsi conduit à extraire environ 23 000 tonnes de minerai et de démontrer l'existence de réserve qu'on peut estimer à un ordre de grandeur de 3 500 000 tonnes à une teneur moyenne de 47,8 % de Fe.

Le résumé historique qui vient d'en être fait, montre que tous les efforts accomplis pour mettre en valeur ce gisement n'ont révélé qu'un tonnage relativement faible d'un minerai de fer dont la valeur marchande est soumise aux contingences suivantes :

- lavage magnétique préalable afin d'obtenir de riches concentrés qui devront ensuite être bouletés ;
- exploitation souterraine à bas prix de revient afin de demeurer compétitive avec les exploitations à ciel ouvert ;
- tonnage suffisamment élevé pour justifier les investissements d'une usine de flottation et d'une infrastructure sidérurgique ;
- obtention de contrats d'achat des concentrés.

RECAPITULATION DES RAPPORTS D'EVALUATION DE LA PROPRIETE								
Date	Auteur	Géologie	Géophysique	Forage	Estimation des réserves	Travaux de développement	Valorisation des minerais	Etudes des marchés
1830	BRADLEY L.T.	X						
1846	LOGAN W.E.	X						
1883	Géologie du Canada	X						
1909	CIRKEL	X						
1913	DULIEUX	X						
1917	LINDEMAN et BOLTON	X	X	X				
1956	GORDON L.		X					
1957	Mac VEIGH		X					
1958	LEE Alan C.	X		X	X	X		
1958	FAUCHER R.	X	X	X		X	X	X
1959	DICKEY H.P.	X		X	X	X		
1959	FAUCHER R., JEWELL J.R.	X			X			
1959	MACHAMER J.	X						
1963	JEWELL J.P.				X			
1963	Ministère des Richesses Naturelles (Québec)						X	
1964	FILO J.D.	X	X					
1964	JEWELL J.P., DUMONT P.E.	X			X	X		
1965	BLAIS R.A.	X		X				

IV. - BUTS ET PLAN DE L'OUVRAGE

A. - ETAT DES CONNAISSANCES

A la suite des nombreuses études géologiques entreprises depuis plus d'un siècle sur le gisement de Forsyth, on retient les points suivants :

- il est classé dans le type skarn, groupe V de la classification des gisements de fer de G.A. GROSS, 1959. "Type skarn, gisements situés à quelques distances du contact dans des zones tectoniques et présentant des phénomènes de remplacement" ;
- il est associé à des formations carbonatées recristallisées renfermant de nombreux silicates et fortement métamorphosées ;
- la minéralisation (magnétite, graphite, sulfures de fer) située dans une gangue de silicates ferrifères est contrôlée par la tectonique ;
- le minerai de fer ne contient pas d'impuretés : titane, phosphore, soufre, vanadium...

B. - BUTS DE L'OUVRAGE

L'étude que nous avons effectuée dans des conditions assez difficiles a pour but de répondre à certains des problèmes que pose ce type de gisement, c'est-à-dire son origine, son mode de mise en place et ses relations avec les roches encaissantes.

C. - PLAN DE L'OUVRAGE

Le schéma méthodologique (voir pl. 4) que nous avons suivi pour étudier le gisement de magnétite de Forsyth a été établi dans le but de recenser, non seulement les caractères appartenant en propre au gisement, mais aussi ceux du contexte géologique environnant.

On a distingué deux grandes parties :

- Partie I. - Caractères appartenant au contexte géologique environnant, c'est-à-dire l'enveloppe du gisement ;
- Partie II. - Caractères appartenant au gisement.

Au sein de ces deux grandes parties, nous avons discerné 3 domaines :

- domaine des informations,
- domaine de l'exploitation des informations,
- domaine des conclusions générales.

1. - Domaine des informations

Partie I - Enveloppe

Après une étude des lames minces et des analyses modales, nous avons classé les roches de l'enveloppe en divers types pétrographiques.

De plus, la minéralogie a été précisée par les rayons X et les analyses quantitatives à la microsonde.

Des analyses chimiques totales ont été effectuées sur les principaux types de roches définies au point de vue pétrographique.

..... **ETUDE DES CONDITIONS DE GISEMENT**

CONCLUSIONS
 EXPLOITATION DES INFORMATIONS
 INFORMATIONS

TYPE DE GISEMENT

LOGIQUE DES MINÉRAUX
et différentes étapes :
- MÉTAMORPHISME
- METALLOGÉNÈSE

MISE EN PLACE DU GISEMENT

Phénomènes d'altération
Rétromorphose

HYPOTHÈSES

MAGMATIQUE
géochimie
comparative

MÉTASÉDIMENTAIRE
conditions de
stabilité des
minéraux

MÉTASOMATIQUE
étude de la
mobilité des
éléments

CARACTÈRES DU MÉTAMORPHISME
facies métamorphique
GEOTHERMOMÈTRE DE PERCHUK

ORIGINE DES ROCHES
diagramme de NIGGLI
diagramme C(Al-Alk)
diagramme C-100Mg-(Al-Alk)
diagramme de PETTIJOHN
diagramme DE LA ROCHE

ÉTUDE BIBLIOGRAPHIQUE
sur les conditions de
stabilité des minéraux
THERMODYNAMIQUE

RELATIONS ENTRE L'ENVELOPPE
ET LE GISEMENT
contrôle géochimique

ASSEMBLAGES MINÉRALOGIQUES
diagrammes ACF A'KF
projection A'FM

GÉOMÉTRIE DU GISEMENT
contrôle tectonique de
la minéralisation

DÉFINITION DES TYPES PÉTROGRAPHIQUES

ÉTUDE DE LA MINÉRALISATION
- relations entre la magnétite et
les silicates
- répartitions des éléments
majeurs
- phénomènes d'altération
- relations texturales
- paragenèse
- associations minéralogiques

ANALYSE MODALE

Étude
pétrographique
Lames minces

Analyses
chimiques
Roches

Analyses
R.X.
Microsonde

SÉPARATION DES MINÉRAUX

ÉTUDES DES MINÉRAUX

Analyses
chimiques
minéraux
magnétite

Propriétés
physiques

Analyses
R.X.
Microsonde

ÉTUDES DES SECTIONS POLIES
et lames minces polies

L'ENVELOPPE

LE GISEMENT

SCHEMA METHODOLOGIQUE DE L'ETUDE DU GISEMENT
DE MAGNETITE DE HULL IRON

Partie II - Le gisement

L'examen métallographique complété par une étude aux rayons X et par des analyses à la microsonde a permis le recensement des minéraux formant la gangue et le minerai.

En outre, l'étude des textures a été faite dans le but de voir les diverses relations existant entre le minerai et sa gangue.

2. - Domaine de l'exploitation des informations

Partie I - Etude pétrochimique de l'enveloppe

Les paramètres ACF - A'KF et A'FM calculés à partir des analyses chimiques ont permis de confirmer la compatibilité des divers assemblages minéralogiques observés en lames minces.

Le report de certains paramètres à partir des analyses chimiques sur divers diagrammes (NIGGLI, PETITJOHN, H. de la ROCHE) précisera la nature et l'origine des roches formant l'enveloppe.

Les caractères du métamorphisme et des phénomènes annexes qui lui sont liés seront déterminés et on calculera la température maximale atteinte lors de ce métamorphisme.

Enfin, on montrera quelle a été l'influence du gisement sur les roches encaissantes.

Partie II - Le gisement

En introduction, il sera traité des relations entre l'enveloppe et le gisement du point de vue structural.

A la lumière des données recueillies au stade des informations, on abordera simultanément l'étude de la stabilité des assemblages minéralogiques et des hypothèses génétiques (magmatique, métasédimentaire ou métasomatique).

3. - Domaine des conclusions

Pour définir le type auquel se rattache ce gisement, on tiendra compte de la logique des minéraux apparus lors des diverses étapes de sa mise en place, de la géométrie du gisement et des contrôles tectonique et géochimique de la minéralisation.

D. - METHODOLOGIE

Les informations ont été recueillies de deux façons : par l'étude de terrain et les études en laboratoire.

1. - Etude de terrain

Elle a consisté en :

- a) visite des affleurements en surface et échantillonnage ;
- b) visite de toutes les galeries et géologie des sondages ;
- c) échantillonnage systématique de deux sondages, n° 12 et 6, 34, et de deux galeries, 4e et 6e niveaux.

2. - Etudes de laboratoire

2.1 - Examen microscopique

L'étude pétrographique a été effectuée sur 90 lames minces et 40 lames minces polies. L'étude métallographique a porté sur ces 40 lames minces polies et sur 40 sections polies.

2.2 - Rayons X

La plupart des minéraux ont été contrôlés par rayons X, à la caméra Debye Scherrer.

La présence des éléments dans la magnétite a été mise en évidence par clichés obtenus à la caméra Guinier.

2.3 - Analyse chimique

2.3.1 - Voie humide : l'analyse totale des roches a été faite par voie humide classique sur 6 échantillons de minerai et 4 roches carbonatées.

De plus, on a aussi déterminé le fer soluble et le gaz carbonique par voie chimique.

2.3.2 - Fluorescence X : la plupart des analyses chimiques (20 roches + 28 magnétites) ont été effectuées au département de géologie de l'Université de Montréal sous la direction du Pr B. GUNN. Les différents éléments ont été analysés quantitativement par la fluorescence X, sauf le sodium, le phosphore et le gaz carbonique.

Les pastilles pour la fluorescence X ont été préparées suivant la méthode de WELDAY et al. (1964).

La roche a été broyée jusqu'à 200 mesh dans un concasseur à mâchoires, puis dans un broyeur à disque et enfin dans un broyeur du type "shatter box".

Ensuite, la poudre a été séchée à 100° C sous vide pendant une heure.

Préparation des pastilles de fusion

Dans un gobelet en graphite, on a mis 2 g de tétraborate de lithium ($\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$) et 1 g de poudre à 200 mesh. Le tout, bien mélangé, a été porté au four à 1 050° C pendant 15 mn. Au cours de cette opération, nous avons mélangé l'ensemble avec un petit batteur électrique composé d'un fil de platine.

L'obtention des pastilles s'est faite par moulage dans un disque placé sur une plaque chauffée à 400° C environ.

Les éléments majeurs ont été dosés à partir de ces poudres de roche fondues avec du tétraborate de lithium.

Les éléments en traces ont été déterminés directement à partir des pastilles de poudre pressées dans une enceinte d'acide borique.

Préparation des pastilles de poudre

A 3g de poudre de roche, nous avons ajouté un ciment (polyvinil cement alcohol) et recouvert soigneusement d'acide borique. L'ensemble a été pressé à 8 tonnes/cm².

Les analyses ont été faites sur un appareil Phillips 1 220 semi-automatique et les résultats ont été corrigés pour l'absorption avec un ordinateur électronique C. D. C. 3 400.

Le sodium a été analysé par spectrophotométrie d'absorption. La préparation des échantillons pour l'absorption atomique a été faite selon la méthode préconisée par ABBEY (1966). Les liquides ont été dilués jusqu'à ce que les teneurs en sodium se situent entre 0 et 2 ppm. Les analyses ont été effectuées sur un spectromètre d'absorption Techtron AA 4.

Le phosphore a été dosé au colorimètre Zeiss.

2.4 - Microsonde électronique

La microsonde électronique offre de grandes possibilités d'études fondamentales qualitatives et quantitatives par élément de petites surfaces ainsi que de microvolumes de matière dans un échantillon massif.

Ce chapitre ne constitue nullement une description exhaustive des utilisations d'une microsonde électronique, mais seulement un exposé des diverses techniques particulières que nous avons utilisées.

2.4.1 - Principe. Lorsqu'un échantillon est bombardé par des particules d'énergie suffisante, les couches électroniques des atomes vont être perturbées et le retour à l'équilibre se fera par émission d'un photon-X.

Les particules énergétiques sont des électrons émis par énergie thermique puis accélérés. Le faisceau d'électrons est focalisé sur la surface de l'échantillon. Les photons-X émis dans toutes les directions sont recueillis dans un angle solide faible (problème technologique). Un monochromateur permet de focaliser sur un compteur proportionnel le rayonnement de longueur d'onde (ou d'énergie) désiré.

Le type d'appareil utilisé a été une microsonde électronique M. A. C. (Material Analysis Company, Palo Alto, Californie).

2.4.2 - Etudes qualitatives. Une étude qualitative permet de donner en première approximation des renseignements sur l'homogénéité ou l'hétérogénéité d'une petite surface de l'échantillon.

Deux grandeurs physiques peuvent être utilisées pour atteindre ce résultat :

- le courant transmis : courant dû aux électrons incidents moins les électrons rétrodiffusés et les électrons secondaires ;
- le rayonnement X caractéristique d'un élément.

a) Courant transmis
.....

Cette grandeur est directement liée au numéro atomique moyen du microvolume excité. Plus le numéro atomique est grand, plus sera élevée la rétrodiffusion. Ainsi une augmentation du numéro atomique entraîne une diminution du courant transmis.

b) Rayonnement
.....

Le rayonnement X recueilli par un compteur réglé sur la longueur d'onde d'un élément de l'échantillon (niveau K, L ou M) est, en première approximation, proportionnel à la concentration de cet élément dans le microvolume sondé.

Pour étudier une petite surface de quelques microns carrés jusqu'à $300\mu \times 300\mu$, la sonde balaye la surface par lignes (scanning). La grandeur physique utilisée est traitée par un appareillage électronique qui la transforme en un signal appliqué au Wenhelt d'un oscilloscope synchronisé avec le balayage de la sonde.

c) Image X
.....

L'image obtenue à partir du rayonnement X d'un élément donne immédiatement la répartition relative de cet élément suivant la surface balayée. Cette technique donne de bons résultats entre deux zones étudiées pourvu que leur différence relative de concentration soit supérieure à 15-20 %.

2.4.3 - Etudes quantitatives.

a) Les corrections
.....

A partir du rayonnement X d'un élément recueilli par les compteurs, il est possible, sous réserves de corrections appropriées, de connaître la composition de l'échantillon. Dans une première approximation, CASTAING considère que le rapport de l'intensité du rayonnement X (nombre de coups par seconde) de l'élément A dans l'échantillon à l'intensité du rayonnement X de l'élément A pur est égal à la concentration A, soit :

$$C_A = \frac{I_A}{I(A)} \quad \begin{array}{l} \text{échantillon} \\ \text{standard} \end{array}$$

A cette première approximation, quatre corrections tenant compte des propriétés physiques du rayonnement X et de l'interaction des électrons avec la matière, peuvent nous conduire à un meilleur résultat :

- correction de numéro atomique,
- correction d'absorption,
- correction de fluorescence excitée par une raie caractéristique,
- correction de fluorescence excitée par le fond continu.

a.1- Correction de numéro atomique
.....

Un rôle important déjà signalé du numéro atomique est son influence sur le coefficient de rétrodiffusion. Les électrons rétrodiffusés ne participent pas à l'excitation des atomes de la matière. D'autre part, suivant le numéro atomique de l'échantillon, la loi de diffusion des électrons incidents dans l'échantillon est variable. Dans une matrice de faible numéro atomique, la pénétration des électrons est grande.

Cette correction s'explique de la façon suivante :

$$K_A = \frac{I_A}{I(A)} = C_A \frac{\frac{S}{R} \text{ échantillon}}{\frac{S}{R} \text{ standard}}$$

R = facteur de rétrodiffusion

S = facteur de ralentissement des électrons.

Dans cette équation, S intervient au numérateur et au dénominateur.

PHILIBERT a calculé le facteur de ralentissement des électrons à un coefficient multiplicateur près.

$$\frac{1}{S} = \frac{1}{M} \left[U_0 - 1 - \frac{1}{W} \ln W (Li U_0 W - Li W) \right]$$

$$M = \sum_{A-B} \frac{Z_A}{A_A} C_A$$

$$W^M = \prod_{A-B} \left(\frac{1,166 E_x}{11,5 Z_A} \right) C_A \frac{Z_A}{A_A}$$

et

$$U_0 = \frac{E_0}{E_x}$$

avec

A_A = masse atomique de A

Z_A = numéro atomique de A

E_0 = tension d'accélération en volt

E_x = tension minimale d'excitation en volt.

PHILIBERT donne également les valeurs de R d'après DUNCUMB (non publié) en fonction de Z et U_0 .

Pour le calcul du logarithme intégral, nous avons utilisé la relation mathématique suivante :

$$Li(a) = A + \log | \log(a) | + \log(a) + \frac{\log(a)^2}{2 \times 2} + \dots + \frac{\log(a)^n}{n! n}$$

Dans le calcul, la fonction logarithme intégral s'explique sous la forme d'une différence, soit :

$$f[Li(a)] = Li(a) - A$$

Cette série uniformément convergente a été calculée par itération jusqu'à ce que le dernier terme de la suite calculée représente 0,5 % de la somme des premiers termes.

a. 2 - Correction d'absorption

Les photons X engendrés dans la matière par le bombardement électronique ont à traverser une certaine épaisseur de matière avant d'atteindre les compteurs.

Il y a donc une absorption qui n'est généralement pas la même dans l'élément pur que dans l'échantillon. Comme pour la correction de numéro atomique, nous utiliserons la méthode de PHILIBERT qui s'exprime de la façon suivante :

$$K_A = C_A \frac{f(x) \text{ échantillon}}{f(x) \text{ standard}}$$

avec

$$\frac{1}{f(x)} = 1 + \frac{X}{V} \left[1 + \frac{h}{1+h} \frac{X}{V} \right]$$

$$X = \sum \mu_A^1 \text{ Ci cosec } \theta$$

$$h = 1,2 \frac{A}{Z^2}$$

∇ = constante de Lenard

θ = angle d'émergence du rayonnement analysé.

Pour la microsonde M-A-C, $\theta = 41^\circ$, soit $\text{cosec } \theta = 1,5243$.

Ce modèle de correction d'absorption est très bon à condition que $f(x)$ ne dépasse pas 1,2.

L'utilisation de ces corrections pour l'analyse des silicates, des olivines, des plagioclases, des biotites, des grenats et des amphiboles a été étudiée par R. COY YLL et al., 1969.

Dans notre étude à la microsonde, nous avons employé les mêmes méthodes décrites par ces auteurs pour analyser les biotites, les grenats et les olivines.

CHAPITRE II - ANALYSE PETROGRAPHIQUE DES ROCHES FORMANT
L'ENVELOPPE DU GISEMENT

PLAN

- I - PRESENTATION SOMMAIRE DE LA CARTE
- II - LES GRANDS ENSEMBLES
- III - ETUDE PETROGRAPHIQUE DES ROCHES CARBONATEES
- IV - ETUDE PETROGRAPHIQUE DES QUARTZITES
- V - ETUDE PETROGRAPHIQUE DE L'ENSEMBLE GNEISSIQUE
- VI - ETUDE PETROGRAPHIQUE DES FACIES ACCESSOIRES
- VII - ETUDE PETROGRAPHIQUE DES ROCHES ERUPTIVES
- VIII - CONCLUSION A L'ETUDE PETROGRAPHIQUE DES ROCHES
FORMANT L'ENVELOPPE DU GISEMENT

I - PRESENTATION SOMMAIRE DE LA CARTE

Les faciès pétrographiques cartographiés sur la propriété font partie de la province métamorphique de Grenville (voir pl. 5). Il s'agit, d'une part, de roches cristallophylliennes étroitement associées les unes aux autres : gneiss variés, roches carbonatées, quartzites, d'autre part, de roches éruptives : roches granitiques, pegmatites, diabase.

La série cristallophyllienne est caractérisée par l'abondance des roches carbonatées parmi lesquelles dominent les marbres, les roches calcosilicatées et les skarns à diopside et scapolite. Au sein de cet ensemble, on note la présence, en bancs interstratifiés, de quartzites, d'amphibolites, de pyroxénites et de gneiss.

Localement aussi, certains panneaux de gneiss et de quartzites ont des contacts tectoniques avec les roches carbonatées encaissantes (phénomène de fluage en grand).

Au Sud de la mine de Forsyth, affleure une large bande de quartzite qui est relayée plus au Sud par un ensemble de gneiss à biotite et sillimanite. Ces derniers sont en contact concordant, au Sud, avec un massif de roches granitiques. Parfois, entre les gneiss et le "granite" apparaissent des écailles de quartzite et de roches carbonatées. Au Sud Est, les "roches granitiques" semblent se disposer sous forme d'un dôme intrusif. Elles réapparaissent dans la partie nord ouest. Ce granite et les problèmes qu'il pose quant à ses relations avec la série cristallophyllienne sont en cours d'étude par D.D. HOGGARTH.

Du point de vue tectonique, l'ensemble carbonaté dessine un vaste synclinal orienté N. 40°. C'est sur le flanc sud est de celui-ci qu'est installé le gisement de magnétite (eulysite) de Forsyth. Ces amas minéralisés se présentent, la plupart du temps, en lentilles dans les roches carbonatées. A proximité de la mine de Forsyth, la direction des couches varie entre N. 40° et N. 70°, leur pendage étant, en général, fort. Sur la carte, on note que le minerai affleurant (eulysite) est parallèle à la direction des couches.

Plusieurs réseaux de failles ont été relevés ; les principales d'entre elles, qui décalent aussi bien les couches carbonatées ou quartzitiques qu'une lentille d'eulysite, sont orientées essentiellement N. 162° et N. 134°.

II - LES GRANDS ENSEMBLES

Nous avons défini 5 grands ensembles correspondant à des entités cartographiables à l'échelle de la carte (1/5 000).

A. - LES ROCHES CARBONATEES

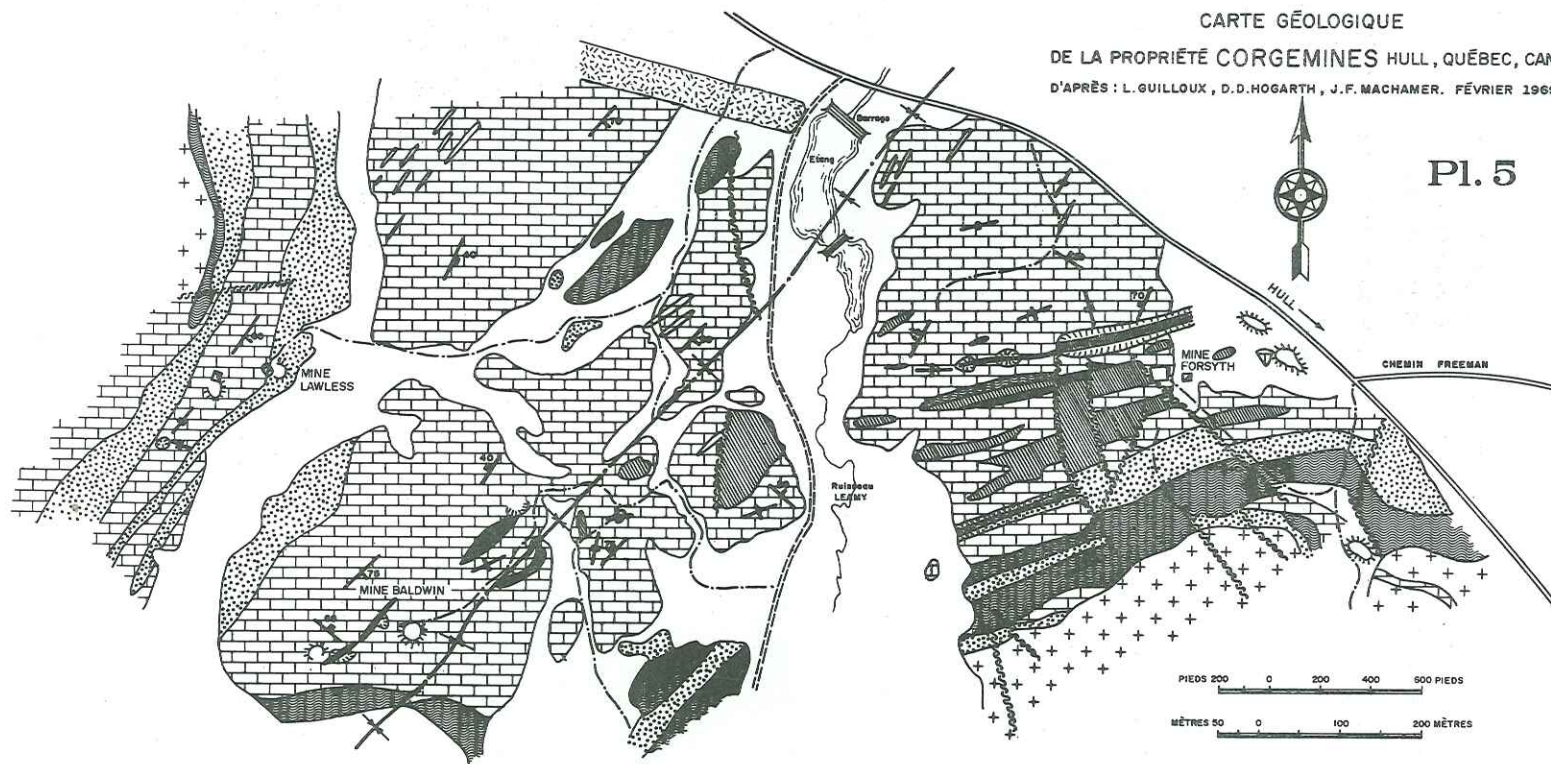
Ce groupe très hétérogène s'individualise par la présence constante, mais en proportion variable, de calcite modale ou normative.

Nous avons distingué 3 types de roches selon le pourcentage relatif de calcite :

- | | |
|--------------------|-----------------------------------|
| . inférieur à 25 % | = skarn à diopside et à scapolite |
| . entre 25 et 50 % | = roches calcosilicatées |
| . supérieur à 50 % | = marbres. |

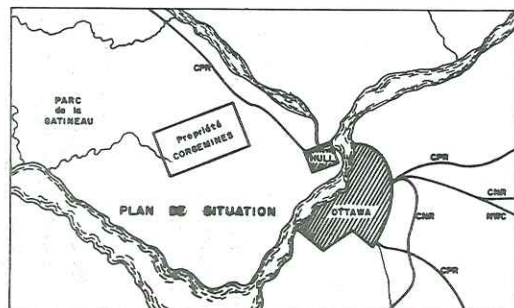
CARTE GÉOLOGIQUE
DE LA PROPRIÉTÉ CORGEMINES HULL, QUÉBEC, CAN.
D'APRÈS : L. GUILLOUX, D. D. HOGARTH, J. F. MACHAMER. FÉVRIER 1969

Pl. 5



LÉGENDE

	DYKE de DIABASE
	PEGMATITE
	EULYSITE
	SKARN à DIOPSIDE et à SCAPOLITE
	MARBRE et ROCHE CALCO-SILICATÉE
	QUARTZITE à BIOTITE
	GNEISS à BIOTITE et à GRENATS ; GNEISS à SILLIMANITE
	ROCHE GRANITIQUE
	RECouvreMENT GLACIAIRE, ÉBOULIS, ÉLUVIONS, ALLUVIONS



SIGNES CONVENTIONNELS

	DIRECTION et PENDAGE de la STRATIFICATION ; INCLINÉE et VERTICALE ..
	JOINT ; INCLINÉ et VERTICAL
	PUITS et BÂTIMENT
	CARRIÈRE et TRANCHÉE
	REBUTS
	ROUTE
	CHEMIN CARROSSABLE en ÉTÉ
	SENTIER
	AXE de SYNCLINAL
	FAILLE

B. - LES QUARTZITES

Il s'agit d'un groupe très homogène, formé de quartz et d'éléments accessoires : biotite, minéraux opaques.

C. - L'ENSEMBLE GNEISSIQUE

Il s'agit de toute une série de roches dont le caractère gneissique est partout évident. Des niveaux mélanocrates massifs de 10 à 15 cm de puissance sont interstratifiés avec des niveaux leucocrates plus petits.

La distinction de ces divers types de gneiss est basée, d'une part, sur leurs caractères minéralogiques (leur paragenèse), d'autre part, sur leur mode de gisement.

Les coupures sont assez franches sauf entre les gneiss à sillimanite et les gneiss à biotite et à grenat.

D. - LES FACIES ACCESSOIRES

On a groupé sous cette rubrique toutes les roches caractérisées par la prédominance de minéraux ferromagnésiens et par le fait qu'ils se présentent souvent en lentilles de faible extension dans les autres types de roches.

E. - LES ROCHES ERUPTIVES

Nous avons classé dans ce groupe toutes les roches ayant un caractère éruptif, soit : les roches granitiques, les pegmatites et le dyke de diabase.

III - ETUDE PETROGRAPHIQUE DES ROCHES CARBONATEES

A. - LES MARBRES ET LES PARAGNEISS INCLUS

1. Les marbres

1.1 - Mode de gisement

Ce sont eux qui constituent l'essentiel de l'ensemble carbonaté de cette région du Nord Ouest de Hull. Ils sont caractérisés, d'une part, par d'énormes cristaux de calcite blanche dont le pourcentage est supérieur à 60 % et, d'autre part, par la présence constante de lentilles, d'amas, de blocs étirés et plissés de paragneiss (voir pl. 6, fig. 1-2).

1.2 - Etude microscopique

La texture est grossièrement granoblastique : calcite en plages de l'ordre du cm et plus (voir pl. 6, fig. 3).

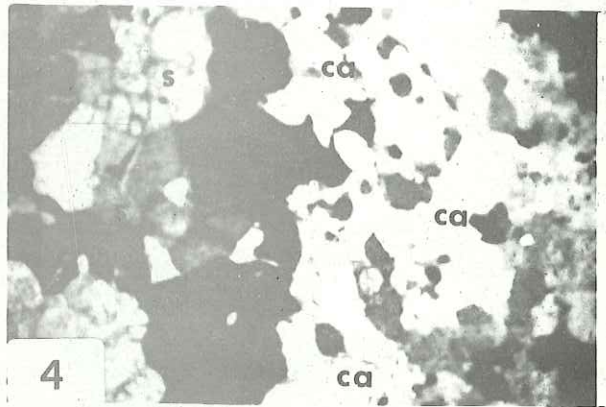
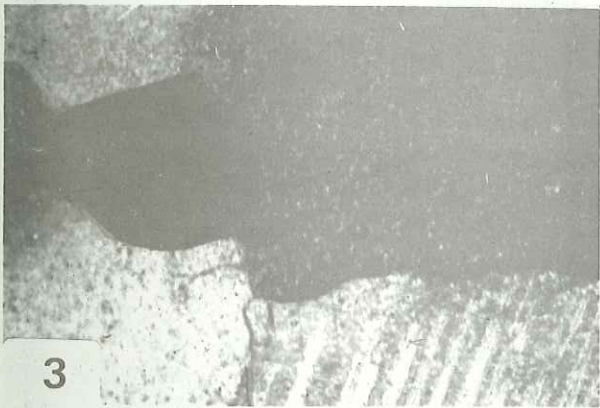
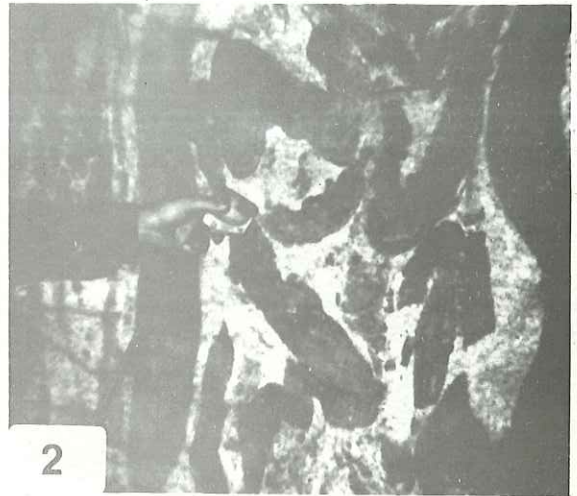
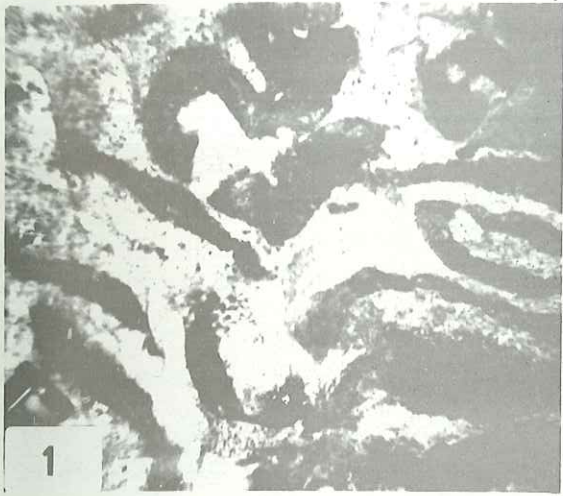
- Calcite : son pourcentage volumétrique varie de 60 à 70 %. Elle est incolore en lumière naturelle. Les clivages sont courbes, ce qui témoigne que la roche a subi d'intenses efforts tectoniques.
- Pyroxène (5 à 20 %) : il s'agit de diopside souvent déchiqueté, situé sur le pourtour des cristaux de calcite. Localement, il présente une légère altération en serpentine (chrysotile γ) le long de certains plans de clivage.

Comme autres minéraux, signalons la présence de hornblende verte (3 à 5 %), de phlogopite (1 à 5 %), de scapo-

PLANCHE 6

MARBRES ET PARAGNEISS

- Figure 1 - Phénomènes de fluage. Certains niveaux de paragneiss sont légèrement digérés par les marbres.
- Figure 2 - Phénomènes de fluage des paragneiss dans les marbres. Boudinage des principaux niveaux qui présentent des renflements et des étirements.
- Figure 3 - Cristal de magnétite dans les marbres.
Lame mince 4 75.
- Figure 4 - Contact paragneiss - marbre. Le passage du paragneiss au marbre est souligné par une rangée de gros cristaux de diopside (d) et par une rangée de cristaux de scapolite (s).
(L.P.) x 10
Lame mince 4 120.



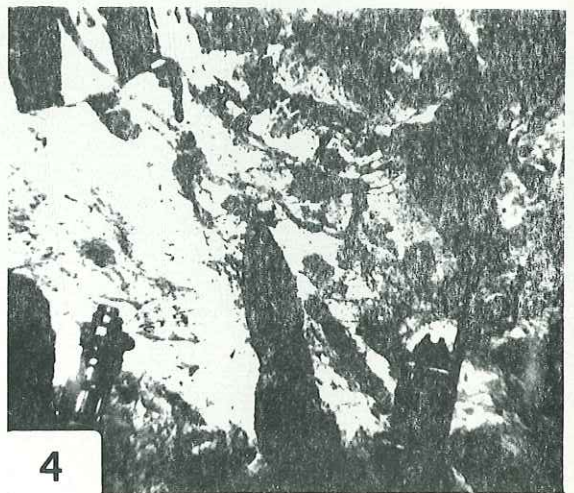
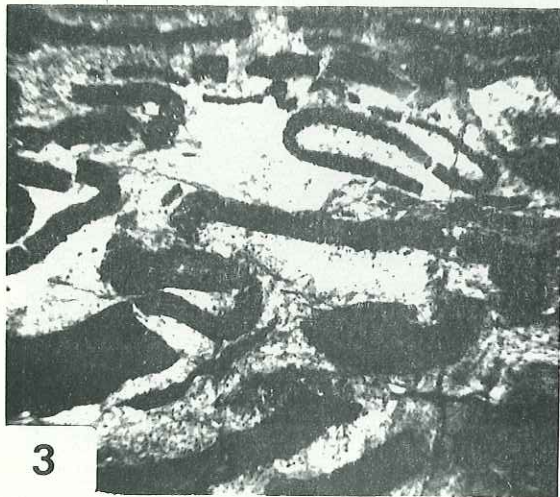
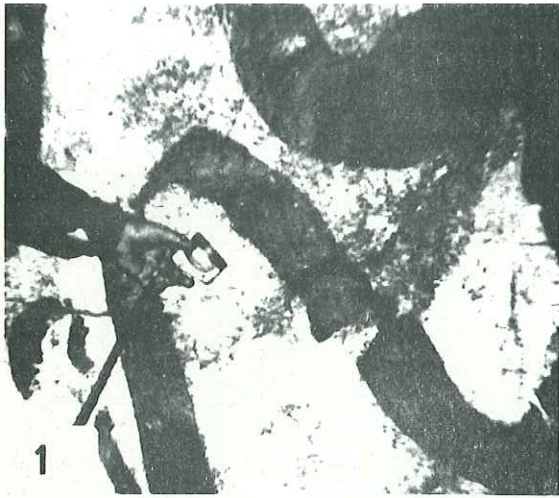


PLANCHE 7

PHENOMENES DE FLUAGE

Figure 1 - Niveaux de paragneiss plissés et fracturés. Noter la zonalité minéralogique (zone sombre) au contact des marbres (zone plus claire) à l'intérieur de chaque banc.

Figure 2 - Phénomènes de fluage. Les niveaux de paragneiss sont soit étirés, soit plissés ou fracturés.

Figure 3 - Phénomènes de fluage en "accordéon".

Figure 4 - Phénomènes de fluage plus cassant. De petites failles ont décroché les divers niveaux de paragneiss les uns par rapport aux autres.

lite (5 à 10 %) qui présente une altération sériciteuse le long des clivages, de plagioclases (2 à 5 %), de feldspaths potassiques (2 à 10 %), de quartz (5 à 10 %) et, à titre accessoire, de sphène, d'apatite, de pyrite, de pyrrhotine et de magnétite. Ces trois minerais se disposent souvent le long des nombreuses fissures des autres minéraux.

- Hornblende : en cristaux automorphes, elle offre un habitus prismatique très pléochroïque :

X = jaune vert, Y = brun verdâtre, Z = vert foncé, brun.

$Z \wedge C = 12 \text{ à } 15^\circ$, $2 V_X = 65 \text{ à } 85^\circ$.

Le rapport $100 \text{ Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe}^{+2} + \text{Fe}^{+3} + \text{Mn})$ varie de 45 à 80 (DEER, HOWIE and ZUSSMANN, 1963, vol. 2, p. 296).

- Phlogopite : il a une répartition très hétérogène au sein de la roche, soit en petites lamelles flexueuses disséminées, soit en gros cristaux formant des amas centimétriques se débitant suivant le clivage (001). Souvent incolore, il peut être légèrement coloré en brun clair. Cette coloration est due à un pourcentage de fer plus élevé.

- Scapolite : elle peut se présenter sous deux formes : en petits cristaux de 0,3 à 0,4 mm ou en gros cristaux le plus souvent emballés dans un matériel sériciteux.

- Plagioclases : quelques plagioclases s'individualisent par leurs macles polysynthétiques de l'albite. Ils appartiennent à la série labrador-bytownite. Quelques individus en voie d'altération sont parcourus par de fines paillettes de séricite et d'épidote.

- Feldspaths potassiques : ils sont assez nombreux et offrent un excellent état de fraîcheur. Quelques individus, maclés albite-péricline, appartiennent à la série du microcline. Les autres se rapprochent du pôle orthose sans perthite apparente. Ils sont sains et aucun phénomène de déstabilisation n'est à signaler.

- Quartz : en fins cristaux à extinction onduleuse, il s'insinue autour des cristaux de calcite.

Les associations minéralogiques au sein des marbres sont nombreuses. La plupart d'entre elles possèdent de la calcite comme terme majeur :

- calcite - quartz - graphite
- calcite - quartz - scapolite - diopside - graphite
- calcite - diopside - feldspath potassique - graphite
- calcite - scapolite - plagioclases - graphite
- calcite - hornblende - diopside - scapolite - sphène - graphite
- calcite - oxyde de fer + sulfure de fer + sphène - apatite - graphite.

Au sein des marbres, on note également la présence de niveaux rubanés plus riches en minéraux silicatés. Ces niveaux ont une composition intermédiaire entre les marbres et les roches calcosilicatées s.s.

2. Les paragneiss

2.1 - Mode de gisement

Dans les parements des galeries de la mine, on voit se détacher dans les marbres blancs de nombreux bancs de paragneiss cassés, déplacés, plissés, renflés ou étirés (voir pl. 6, fig. 1-2 ; pl. 7, fig. 1, 2, 3, 4). On a là un magnifique exemple de phénomènes de fluage matérialisant la plasticité des marbres. Les niveaux de calcaires, sous l'effet des températures et pressions élevées, régnant lors du métamorphisme général, sont devenus des corps plastiques qui ont flué, tronçonnant, déplaçant et plissant dans leurs mouvements les niveaux de paragneiss.

2.2 - Etude microscopique

Le contact entre marbres et paragneiss est très net. Il s'agit de gneiss à diopside et à scapolite. Les différents minéraux observés sont : quartz, feldspath potassique, oligoclase, diopside vert, scapolite, phlogopite, sphène, graphite, pyrite.

La proportion de ces minéraux est très variable. On passe, par exemple, de gneiss à pyroxène à des roches ayant une composition de skarns.

En général, scapolite et diopside se trouvent près du contact avec les marbres tandis que les feldspaths et le quartz sont abondants au centre des lentilles.

On peut penser que ces nombreux bancs de paragneiss représentent d'anciens niveaux argilo-gréseux qui témoignent du caractère rythmique de la sédimentation originelle.

Quant à la zonalité métamorphique observée dans ces niveaux de paragneiss, on peut penser qu'il y a eu, lors du métamorphisme, contamination par le calcium des lits argilo-gréseux développant ainsi une frange de silicates calciques (diopside, scapolite).

B. - LES ROCHES CALCOSILICATEES

1. Mode de gisement

A l'échelle du levé cartographique, il n'a pas été possible de séparer les roches calcosilicatées des marbres, car elles forment des niveaux discontinus épais de 3 m à quelques cm, irrégulièrement répartis et en général parfaitement interstratifiés dans les marbres. Toutefois, on a pu observer des enclaves isolées et déplacées de roches calcosilicatées dans les marbres. Ceci est le résultat d'un phénomène de fluage produit lors des processus métamorphiques accompagnant les déformations.

On observe également dans ces bancs calcosilicatés de fins horizons d'amphibolite, de gneiss à biotite et de quartzite ainsi que des filons pegmatitiques recoupants.

2. Etude macroscopique

Les niveaux calcosilicatés sont de couleur grise alors que les marbres sont blancs. En outre, ils présentent une foliation assez nette, soulignée par une plus grande abondance de minéraux silicatés dans certains niveaux.

La taille des grains varie de "moyen" à "grossier". Les rhomboèdres de calcite de l'ordre du cm sont courants. Les autres minéraux identifiables à l'œil sont diopside, phlogopite, feldspaths, quartz, phlogopite, graphite.

3. Etude microscopique

La texture, en général granoblastique, est contrôlée par la forme et la taille des minéraux de calcite. Elle peut, en certains endroits, s'apparenter au type mortier. Les plages de calcite sont alors entourées de fins cristaux de silicate.

Les minéraux rencontrés sont les suivants :

- Calcite : en lumière naturelle, elle apparaît en grandes plages pléochroïques de blanc à rose ou de blanc à vert clair. Son pourcentage volumétrique varie de 25 à 50 % (1).
- Perthite : (15 à 20 %). Sa présence est constante. Il s'agit d'un feldspath potassique très frais (sans doute microcline) renfermant de fins bâtonnets d'albite d'exsolution.
- Plagioclase : (15 à 30 %). Il est également constant, soit frais, soit séricitisé, soit chargé de fins granules grisâtres non biréfringents.
- Quartz : (5 à 8 %). Il constitue des amas ou des files flexueuses entre les cristaux de calcite. Souvent dentelé à extinction onduleuse, il s'engrène en de petits cristaux allongés contournant les autres minéraux.
- Phlogopite : (8 à 12 %). Son pléochroïsme est net (X = incolore, Y = brun jaune). Il occupe souvent les interstices entre les plages de diopside.
- Diopside : (1 à 10 %). Le clinopyroxène observé a une composition qui oscille entre celle du diopside s. str. (incolore en lumière naturelle) et celle de la salite-ferrosalite de couleur vert foncé. Cette dernière ne se rencontre que dans les niveaux très sombres.

(1) - Les pourcentages correspondent aux pourcentages volumétriques fournis par les comptages de points effectués sur 10 lames minces.

PLANCHE 8

ROCHES CALCOSILICATEES

Figure 1 - Roches calcosilicatées - cummingtonite (cm) fibreuse présentant de nombreuses macles polysynthétiques.

(L.P.) x 40

Lame mince 634 838

Figure 2 - Transformation d'un pyroxène en amphibole, serpentine (sr) et calcite (ca).

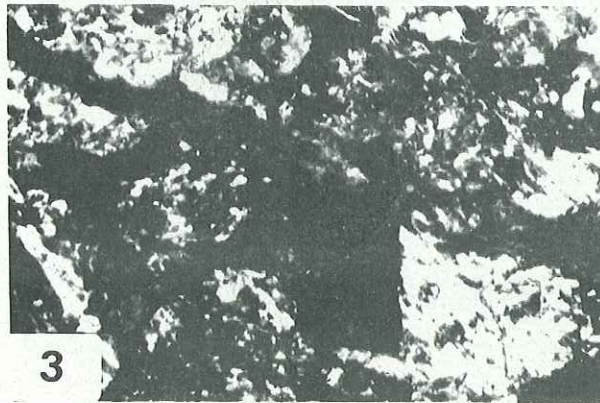
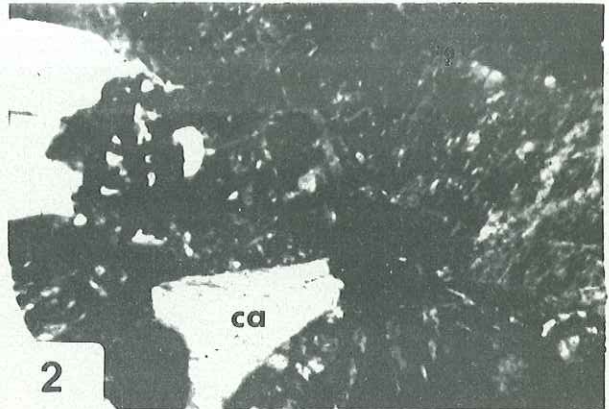
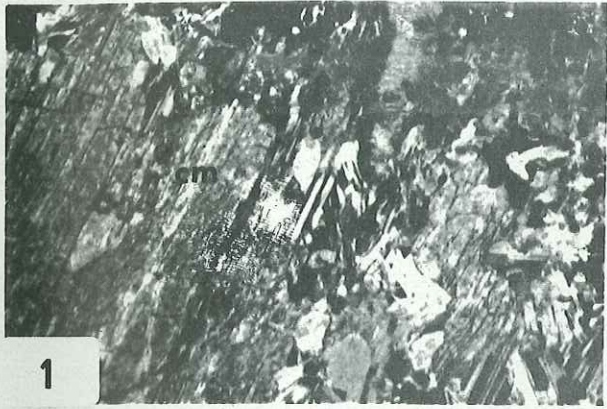
(L.P.) x 20

Lame mince 634 446

Figure 3 - Phénomènes d'altération dans les roches calcosilicatées ; filonnets de calcite et d'ankérite recoupant des cristaux de sphène et de diopside.

(L.P.) x 20

Lame mince 634 572



- Amphiboles : (3 à 10 %). Il s'agit, d'une part, de trémolite-actinote incolore en lumière naturelle et, d'autre part, de cummingtonite (voir pl. 8, fig. 1). Cette dernière montre le pléochroïsme suivant : X = jaune paille, Y = gris, Z = incolore, et, en lumière polarisée, des macles polysynthétiques. Parfois elle est légèrement chloritisée. Comme autre variété d'amphibole, nous avons noté la présence, dans certaines lames, de quelques cristaux de hornblende verte. D. D. HOGGARTH (comm. pers.) a observé dans les roches calcosilicatées de la région de Hull, la présence accessoire mais constante d'anthophyllite, laquelle exclut les autres minéraux ferromagnésiens.
- Scapolite : (5 à 10 %). Ses caractères sont identiques à ceux observés dans les scapolites des skarns.
- Epidotes : quelques cristaux d'épidotes sont à signaler.
- Olivine : les rares cristaux d'olivine en voie de résorption montrent des plages globuleuses. Quelques phénocristaux montrent un $2 V_x = 75$ à 85° correspondant à $Fo = 75$ à 80% .
Les cristaux d'olivine sont la plupart du temps altérés en un minéral optiquement homogène, de couleur rouille et ayant un angle d'extinction parallèle à celui du cristal d'olivine. C'est sans doute de l'iddingsite. Elle forme un anneau externe très étroit autour du cristal d'olivine ou bien rentre dans ce dernier à la faveur des craquelures. Le contact entre l'olivine et l'iddingsite est flou.
- Sphène : (2 à 5 %). Quelques cristaux automorphes à fort relief sont uniformément répartis au sein de la lame mince.
- Spinelles : quelques spinelles alumineux du type hercynite se rencontrent dans les horizons pauvres en silice.
- Phlogopite : (1 à 5 %). A une répartition assez aléatoire, il apparaît par bouffées en gros cristaux centimétriques.

Les associations minéralogiques les plus courantes sont très variables :

- calcite - clinopyroxène - microcline - (plagioclase) - (quartz). (Ces deux derniers sont parfois absents).
- clinopyroxène - plagioclase - microcline - calcite - graphite
- clinopyroxène - plagioclase - calcite - graphite.

4. Conclusion

La minéralogie des roches calcosilicatées est très disparate, reflet d'une composition chimique très variée. Les phénomènes d'altération affectent quelques rares minéraux (voir pl. 8, fig. 2-3).

C. - LES SKARNS A DIOPSIDE ET A SCAPOLITE

1. Mode de gisement

Comme l'indique la carte géologique de la planche n° 5, les skarns à diopside et à scapolite affleurent sous forme de nombreuses lentilles concordantes au sein des marbres et des roches calcosilicatées, particulièrement au Nord de la masse des "roches granitiques".

2. Etude macroscopique

Les skarns à diopside et à scapolite, de couleur verdâtre, sont facilement reconnaissables par l'état de fraicheur des divers minéraux. Leur texture est équante et ils ne possèdent en général aucune foliation nette. Toutefois, de petits niveaux sombres de quelques millimètres, très riches en pyroxène, se répétant souvent déterminent une foliation.

3. Etude microscopique

Les minéraux principaux (diopside, scapolite, phlogopite) sont automorphes et très frais. La texture est grano-blastique (voir pl. 9, fig. 1 et 2), parfois en mortier : la grosseur des cristaux est de l'ordre du mm, mais certaines zones monominérales sont formées de gros cristaux (5 à 20 mm).

- Scapolite : en lumière naturelle, elle apparaît en général incolore et possède un état de fraîcheur remarquable. Parfois une légère coloration vert jaunâtre est visible, ce qui témoigne d'une certaine altération. On note aussi dans certains cas, la présence de carbonates le long des clivages ou des inclusions de pyroxène, de calcite, de sphène, de plagioclase et de feldspath potassique.

Les deux clivages rectangulaires, plus ou moins fins, sont fréquemment nets. D'après la mesure de l'indice Nm aux liqueurs d'indices, il s'agit de scapolite de 35 à 60 % de méionite.

Cette scapolite est toujours intimement associée à la calcite et leur assemblage est souvent entouré par un film de plagioclases très frais (voir pl. 9, fig. 3,4). Ceci suggère une cristallisation concomitante de scapolite et de plagioclase et non pas un développement de la première aux dépens du second.

- Clinopyroxène : les cristaux de pyroxène sont subautomorphes de forme globuleuse, parfois éclatés, de teinte verte avec un léger pléochroïsme. Dans la lame 673, 1403, les propriétés optiques mesurées sont :

2 Vz	Z \wedge C
68°	50°
65°	48°
60°	47°

Il s'agit d'un clinopyroxène se rapprochant du pôle hédénbergite (WINCHELL, p. 413).

Le pourcentage en fer est responsable de la couleur verte de ces pyroxènes (voir pl. 9, fig. 5).

Parfois le clinopyroxène présente une altération périphérique en amphibole et chlorite. Lors de l'ouratilisaiton, il exsude son fer qui se dispose selon une trame opaque dans le minéral. Au contact des grains de magnétite, on observe (lame 634,490) la pseudomorphose du pyroxène en un agrégat de ferroactinote. Enfin, les inclusions poecilites des autres silicates sont fréquentes.

Le phlogopite est un constituant assez constant des skarns à diopside et à scapolite. On le rencontre souvent en lamelles pouvant atteindre quelques centimètres. Incolore en lumière naturelle, il polarise dans les teintes élevées du premier ordre, indiquant une variété peu ferifère (pl. 9, fig. 6).

Le microcline et un feldspath potassique perthitique sont très répandus et assez abondants. Ils forment de gros cristaux répartis uniformément dans la roche (lame 634, 1815),

Le microcline est caractérisé par ses macles polysynthétiques albite-péricline très fines et par l'absence d'inclusions d'albite.

En ce qui concerne le feldspath potassique perthitique, on peut en distinguer deux types :

- cryptoperthite à extinction régulière et homogène ;
- perthite à exsolutions d'albite maclée et régulièrement alignées.

Les mesures de l'angle 2 Vx semblent indiquer que nous avons deux variétés de feldspaths potassiques perthitiques :

- celle à 2 Vx = 60 à 70° dans la zone (010) ;
- celle à 2 Vx compris entre 10 et 30° dans la zone (010) indiquant qu'il s'agit d'un feldspath se rapprochant de la composition de l'orthose.

Le problème de ces perthites sera abordé dans le chapitre "Pétrochimie - origine des roches formant l'enveloppe".

Les plagioclases sont beaucoup plus rares. Ils présentent des macles fusiformes du type albite-péricline. Ils sont parfois poecilites avec des inclusions de pyroxène, de calcite et de zircons. Quelques mesures de 2 Vx à la platine FEDOROV donnent un angle de 85 à 90°, correspondant à An 12 et à An 15. Les angles d'extinction mesurés suivant la méthode de RITTMAN (zone 001 sur le clivage Ab) donnent des valeurs de $\alpha = 15^\circ$, soit An 12.

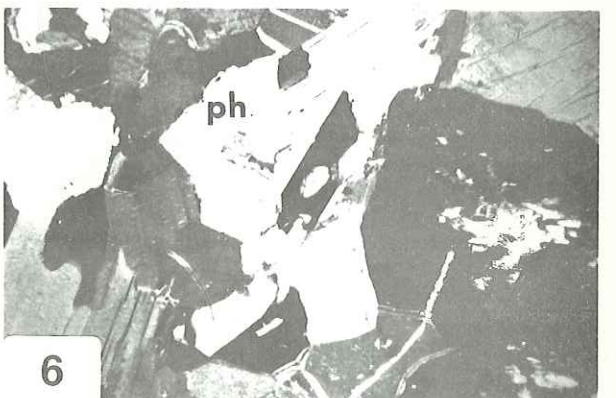
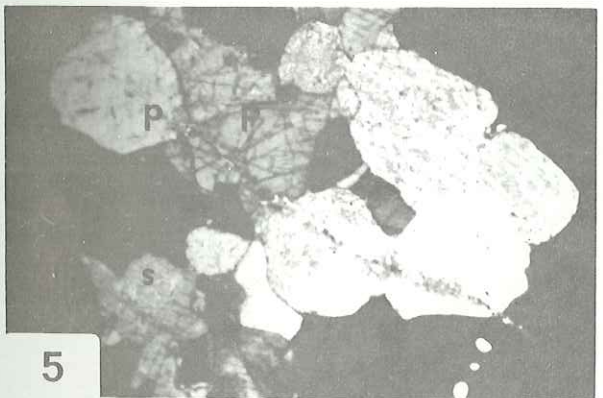
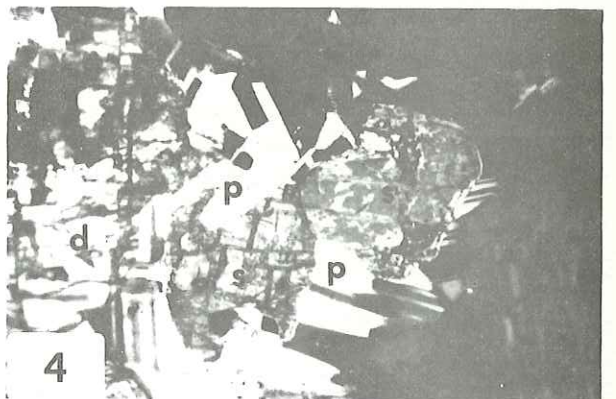
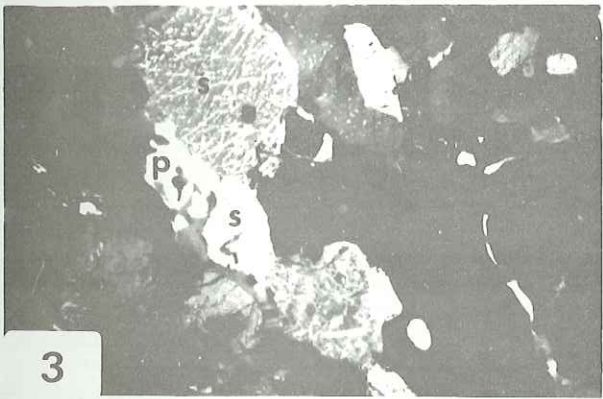
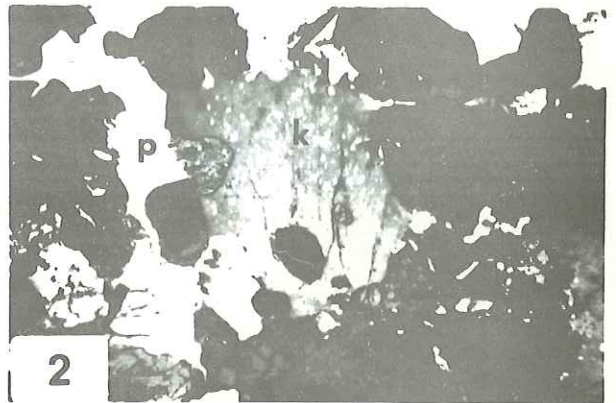
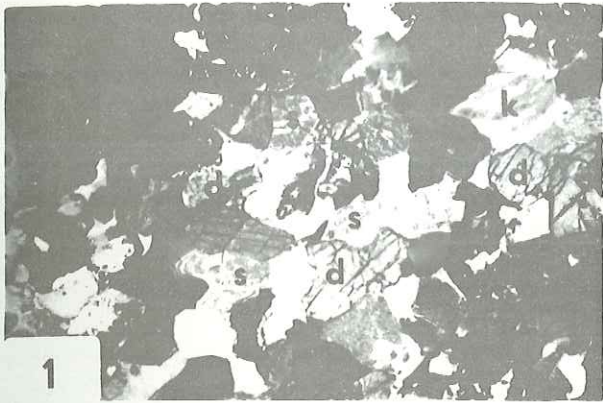
Les amphiboles se rencontrent de place en place, tantôt en cristaux isolés, tantôt en amas onduleux, en association avec les plagioclases. Il s'agit de pargasite et de hornblende verte. La pargasite a les caractères suivants : biaxe positif et formule pléochroïque suivante :

X = vert bleuâtre, Y = vert jaune, Z = vert clair

PLANCHE 9

SKARNS A DIOPSIDE ET A SCAPOLITE

- Figure 1 - Texture granoblastique des skarns à diopside et à scapolite. Vue générale.
(L. P.) x 10
Lame mince 637 402
- Figure 2 - Texture granoblastique avec diopside, plagioclase et feldspaths potassiques à perthites alignées.
(L. P.) x 30
Lame mince 637 402
- Figure 3 - Cristaux de scapolite (s) et de diopside (d) entourés par un film de feldspath-albite (p) et de plagioclase.
(L. P.) x 20
Lame mince 637 1403
- Figure 4 - Scapolite ceinturée par de nombreux cristaux de plagioclase. A droite, cristal de feldspath perthitique.
(L. P.) x 30
Lame mince 637 1403
- Figure 5 - Photo montrant l'association diopside (p) et scapolite (s).
(L. P.) x 30
Lame mince 634 295
- Figure 6 - Diopside avec inclusions et phlogopite.
(L. P.) x 30
Lame mince 1 C A 2.



avec $2 V_z = 80$ à 85° , $Z \wedge C = 20$ à 23° et $N Z = 1,640 \pm 0,005$.

On peut déduire le rapport $100 \text{ Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe}^{+2} + \text{Fe}^{+3} + \text{Mn}) = 80 + 3$ (DEER, HOWIE, ZUSSMANN, p. 298).

Quant à la hornblende verte, elle donne des cristaux subautomorphes recoupant les cristaux de plagioclase, de scapolite et les carbonates. Ils contiennent de nombreuses inclusions de plagioclases, de carbonate et de biotite. Quelquefois, l'altération en serpentine, chlorite et en ouralite est assez prononcée.

Souvent certains amas de cristaux (carbonates, scapolite, diopside, plagioclases et phlogopite) sont entourés par un mince liséré de hornblende verte très fraîche qui paraît s'être développée secondairement.

Le quartz (1 à 5 %) forme soit des petits cristaux souvent engrenés les uns dans les autres, se disposant en amas entre les gros cristaux (diopside, scapolite), soit de grandes plages à extinction onduleuse et sont en contact direct avec les feldspaths potassiques avec lesquels il forme des myrmékites caractéristiques.

Quelques cristaux d'apatite automorphes se rencontrent ici et là.

La magnétite se présente sous diverses formes :

- en mince liséré autour des autres minéraux ou en fins granules, quand elle est en faible proportion ;
- en plages xénomorphes relativement larges et s'anastomosant en un réseau dendroforme quand elle est abondante, les autres minéraux apparaissant alors en inclusions.

Qu'elle soit en forte ou en faible proportion, la magnétite est toujours associée à des carbonates. En outre, on note que lorsque les carbonates sont en proportion voisine, le pourcentage de la magnétite est assez fort.

Le sphène, en cristaux automorphes rouge brunâtre à fort relief, est le principal constituant accessoire.

La calcite, en faible proportion, se présente en petits cristaux ovales, elle est souvent associée au graphite.

4. Analyse modale des skarns à diopside et à scapolite

Tableau n° 3

Minéraux	1 C 1	634, 181	634, 295	634, 220
Quartz	3,8	1,1	---	---
Feldspath	6,5	24,4	---	7,8
Pyroxène - Diopside	43,8	23,9	44,8	40,5
Hornblende	4,0	0,2	traces	---
Scapolite	21,4	42,6	42,1	42,9
Calcite	4,8	0,6	8,7	4,4
Phlogopite - Biotite	10,0	---	traces	traces
Sphène	3,6	4,1	3,2	3,6
Zircon	traces	traces	---	---
Apatite	traces	traces	---	---
Spinelle, minéraux opaques	2,1	3,1	1,2	0,8

Sur le tableau, figurent les analyses modales de 4 échantillons. On notera tout particulièrement le faible pourcentage de calcite : 0,6 à 8,7 %. Par contre, on note les proportions très élevées de scapolite (21 à 42,9 %) et de diopside (23,9 à 43,8 %).

La calcite est mineure.

5. Les divers assemblages minéralogiques

Pour visualiser les divers assemblages minéralogiques des skarns à diopside et à scapolite, a été établi le diagramme Li - Mg - Al (voir pl. 10).

Nous supposons que les éléments H_2O , CO_2 , K_2O , Na_2O et CaO sont mobiles et que leurs potentiels chimiques peuvent fluctuer au cours des phénomènes de skarnification.

— SYSTÈME Si - Mg - Al —

Pl. 10

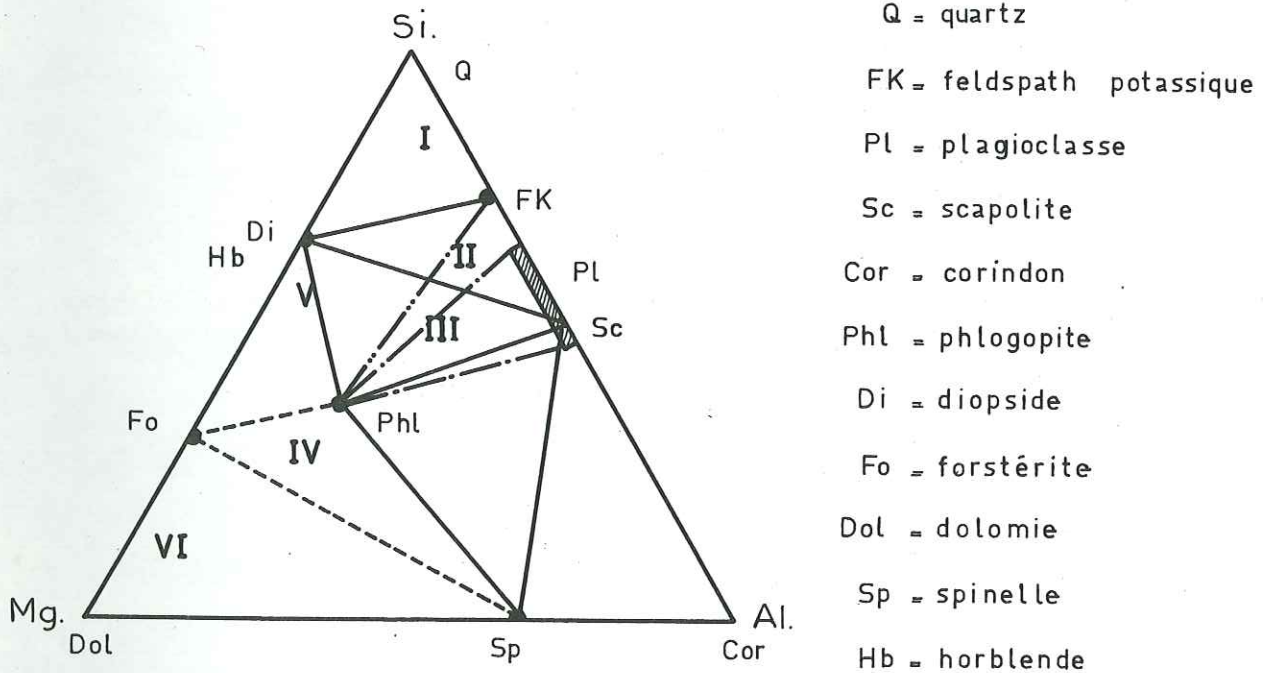


Fig. 1

H_2O , CO_2 , S, SO_3 , K_2O , Na_2O , O_2 , Fe = éléments mobiles

Représentation des assemblages minéralogiques des skarns à diopside et à scapolite dans le système : Si - Mg - Al -

Pour la construction de ce diagramme, nous avons pris les divers minéraux rencontrés répondant aux formules chimiques typiques, soit :

Q = quartz = Si O_2

Di = diopside = $2 \text{ Si O}_2, \text{ Mg O}, \text{ Ca O}$

Sc = scapolite = $7 \left[\text{Ca Al}_2 \text{ Si}_2 \text{ O}_8 - \frac{1}{3} \text{ Ca} (\text{CO}_3 - \text{SO}_4) \right]$
 $3 \left[\text{Na Al Si}_3 \text{ O}_8 - \frac{1}{3} \text{ Na} (\text{Cl} - \text{H SO}_4 \text{ H} (\text{O}_3)) \right]$

Fk = orthose = $6 \text{ Si O}_2, \text{ K}_2 \text{ O}, \text{ Al}_2 \text{ O}_3$

Phl = phlogopite = $6 \text{ Si O}_2, 2 \text{ H}_2 \text{ O}, \text{ K}_2 \text{ O}, 6 \text{ Mg O}, \text{ Al}_2 \text{ O}_3$

Fo = forstérite = $\text{Si O}_2, 2 \text{ Mg O}$

Dol = dolomite = $\text{Ca O}, \text{ Mg O}, 2 \text{ CO}_2$

Sp = spinelle = $\text{Al}_2 \text{ O}_3, \text{ Fe O}, \text{ Mg O}$

Cor = corindon = $\text{Al}_2 \text{ O}_3$

Assemblages minéralogiques observés dans les skarns à diopside et à scapolite

- I. - orthose - quartz - diopside - (sphène)
- II. - orthose - diopside - hornblende - scapolite - plagioclase - (sphène)
- III. - diopside - scapolite - phlogopite - plagioclase - hornblende
- IV. - phlogopite - calcite - diopside - scapolite - (hornblende)
- V. - diopside - phlogopite - calcite - (hornblende) - (forstérite)
- VI. - calcite - phlogopite - spinelle - (sphène) - (forstérite).

6. Conclusion

D'après leur mode de gisement, leur minéralogie, les skarns à diopside et à scapolite forment une entité pétrographique bien définie. En effet, la nature et le pourcentage volumétrique des minéraux sont presque partout identiques :

- scapolite 40 %
- diopside 40 %
- présence de nombreux feldspaths :
 - . feldspaths potassiques perthitiques et microcline frais,
 - . plagioclase (oligoclase) souvent en auréole autour de la scapolite,
- phlogopite caractéristique,
- apatite et sphène en répartition constante,
- myrmékites nombreuses envahissant les feldspaths potassiques ; ces derniers pseudomorphosent généralement des plagioclases.

Le développement des myrmékites sera étudié sous l'angle des phénomènes de migrations d'éléments pendant le métamorphisme.

De plus, les phénomènes secondaires d'altération, soit automorphiques ou épimétamorphiques, sont très minimes.

D. - CONCLUSION A L'ETUDE PETROGRAPHIQUE DES ROCHES CARBONATÉES

L'étude pétrographique des roches carbonatées nous a permis d'en distinguer 3 groupes : les marbres, les roches calcosilicatées et les skarns à diopside et à scapolite.

Cette distinction a été faite surtout d'après la plus ou moins grande abondance de calcite.

Toutefois, il s'agit de faciès présentant une certaine homogénéité due à ce que leurs paragenèses appartiennent au même grade métamorphique et à ce que certains minéraux, tels que la scapolite se retrouvent à peu près constamment en proportions variables.

Cette différence d'ordre minéralogique reflète des modifications résultant de la sédimentation originelle qui apparaît avoir eu un certain caractère de rythmicité. Cette dernière a été plus ou moins effacée par les déformations intenses qui ont été facilitées par la plasticité de ce matériel carbonaté.

IV. - LES QUARTZITES

1. Mode de gisement

Les quartzites couvrent une surface de 5 à 10 % de la propriété. On les rencontre à proximité des skarns à diopside et à scapolite, des roches calcosilicatées et des marbres. Ils se présentent la plupart du temps en bancs homogènes plus ou moins lités. Le contact avec les roches carbonatées est souvent souligné par des niveaux quartzo-feldspathiques. Ces derniers se rencontrent également dans les quartzites, ce qui laisse supposer qu'il s'agit d'anciens lits sédimentaires.

2. Etude macroscopique

L'aspect massif des quartzites est caractéristique, mais localement, à l'affleurement, ils peuvent présenter un débit schisteux. Leur patine est tantôt rose, tantôt légèrement verdâtre. De nombreux niveaux sombres dont la puissance n'excède pas 2 cm révèlent une stratification originelle.

3. Etude microscopique

Le quartz en gros cristaux automorphes forme la majeure partie de la roche. Dans certains horizons, le quartz offre un habitus granuleux dentelliforme et contribue, en association avec la biotite, à former la trame de la roche. Dans certaines lames, il est clastique, en grains anguleux, brisés ou esquilleux et disposés en tous sens.

Les minéraux accessoires sont par ordre d'importance : biotite, microcline, oligoclase, épidote, chlorite, oxydes (magnétite et hématite) et des sulfures (pyrite et pyrrhotine). Ces constituants sont primaires et se concentrent dans les horizons plus sombres.

Les paillettes de biotite montrent un alignement parallèle soulignant la foliation de la roche. En général très fraîche, elle peut aussi être entourée de chlorite secondaire. Dans ce cas, l'altération de la biotite s'accompagne d'une décoloration et d'une exsudation du fer à la périphérie du cristal. Quelquefois la biotite est accompagnée de hornblende verte.

Le microcline est en cristaux aux contours nets et ovoïdes. Il est quelquefois partiellement envahi sur ses bords par des minéraux phylliteux. Ce faciès est dû à des fracturations qui se manifestent par des petits filonnets de quartz en grains xénomorphes associés à de la chlorite et de l'épidote.

L'épidote est une pistacite ferrifère ($2 Vx = 60$ à 75°). Ses sections sont rectangulaires et intimement associées au quartz.

L'oligoclase maclé albite est plus rare. Sa répartition est très hétérogène.

L'oligiste, la magnétite et le graphite s'associent au quartz en longues traînées effilochées ou en plages diffuses.

Lorsque l'hématite est seule, elle se concentre en lits plissotés, alternant avec les lits quartzeux plus épais. Localement, ces derniers, où apparaissent également des feldspaths, présentent des renflements qui repoussent les lits hématitiques.

Ce phénomène peut s'expliquer soit par la remobilisation de la silice contenue dans la roche, soit par un apport extérieur de type métasomatique.

En outre, la formation de ces bourrelets a sans doute été facilitée par la tectonique de fluage, productrice des lentilles effilochées de paragneiss contenues dans les marbres.

Le zircon de forme sphérique et les bâtonnets de tourmaline se répartissent uniformément au sein de la roche. On note aussi la présence de nombreux cristaux de pyrite bien cristallisés.

V. - ETUDE PETROGRAPHIQUE DE L'ENSEMBLE GNEISSIQUE

A. - LES GNEISS A BIOTITE

1. Mode de gisement

Les gneiss à biotite forment des niveaux concordants d'une dizaine de mètres d'épaisseur dans la série des roches calcosilicatées et des skarns à diopside et à scapolite.

2. Etude macroscopique

Les gneiss à biotite, de couleur foncée, bien lités, sont des roches composées essentiellement de quartz, de feldspath et de biotite. La taille des grains se situe entre 0,2 et 1 mm. Le litage originel est souligné par l'alternance de bandes leucocrates et de bandes mélanocrates.

3. Etude microscopique

Les minéraux majeurs sont : quartz, biotite, feldspaths et cordiérite.

Les minéraux accessoires sont les suivants :

- | | |
|-------------|--------------|
| - chlorite | - apatite |
| - scapolite | - zircon |
| - carbonate | - graphite |
| - sphène | - pyrite |
| - magnétite | - pyrrhotine |

La roche présente, dans son ensemble, une texture lépidoblastique due à un alignement des principaux minéraux : plagioclases, cordiérite et surtout biotite.

Le quartz, granoblastique, se présente soit en petits amas, soit en cristaux globuleux engrenés avec les plagioclases. Il ne renferme aucune inclusion et montre une extinction onduleuse indiquant qu'il a subi des efforts tectoniques.

Le plagioclase a une composition moyenne comprise entre An 27 et An 32 (oligoclase-andésine). Toutefois, ces pourcentages peuvent être supérieurs ou inférieurs à ces valeurs.

En cristaux prismatiques maclés, les plagioclases sont généralement pœcilitiques. Ils renferment çà et là de petits cristaux de quartz, de feldspaths potassiques et de biotite. Certains individus renferment des agglomérats de matériel sériciteux.

Trois variétés de feldspath potassique (voir pl. 11, fig. 1-2) (30 à 35 % du volume total de la roche) ont été reconnues :

- microcline caractérisé par un fin quadrillage albite - péricline, en plages automorphes rarement altérées ;
- orthose non maclée et à extinction onduleuse ;
- orthose perthitique à exsolutions d'albite en plages fraîches.

La biotite est abondante. Elle est fortement pléochroïque (X = jaune pâle, Y = Z = brun sombre). Il s'agirait donc de lépidomélane. Elle forme des paillettes effilochées dont la disposition souligne la stratification originelle. Elle contient des grains de zircon entourés d'un halo pléochroïque.

La cordiérite se présente en cristaux quadrangulaires assez massifs. Souvent fraîche, certains individus montrent une altération assez poussée faite de chlorite verte (pinnite). Des îlots de cordiérite fraîche sont entourés par un tissu chloriteux s'anastomosant.

La chlorite, gris verdâtre est rare. Quand elle existe, elle est associée soit à la cordiérite, soit à la biotite dont elle en constitue le produit d'altération.

La magnétite se rencontre sous forme soit de petits grains, soit de paillettes filiformes très abondantes (voir pl. 11, fig. 3). Son pourcentage varie dans la plupart des gneiss de la région de Hull. Il est en général de 3 à 5 %, mais dans quelques lentilles riches en biotite de 10 à 15 cm de longueur et de 5 à 6 cm d'épaisseur, il peut atteindre 10 à 15 %. Aucune relation entre la magnétite et la biotite n'est à signaler. Ces concentrations ferrifères étant toujours parallèles à la stratification, on peut penser qu'elles sont syngénétiques. Une compilation bibliographique a permis, par ailleurs, de montrer que la composition moyenne en magnétite des roches métamorphiques était comprise entre 1 et 3 %.

On peut donc envisager une relation directe entre cette richesse anormale en fer de certains niveaux gneissiques d'origine très vraisemblablement sédimentaire avec la présence des gisements de magnétite de la région de Hull.

Le fer, initialement disséminé dans les diverses roches sédimentaires silico-alumineuses ou carbonatées, aurait pu être remobilisé lors du métamorphisme général et être la source potentielle des gisements. Toutefois, aucun lien direct n'a été observé entre ces niveaux paramétamorphiques et les amas économiques.

B. - GNEISS A AMPHIBOLE ET A BIOTITE

1. Mode de gisement

Un petit niveau de 30 cm d'épaisseur plus ou moins lenticulaire a été reconnu au 4e niveau. Il est caractérisé par une foliation peu marquée et une paragenèse assez particulière.

2. Etude microscopique

La texture est isogranulaire franche.

Une analyse modale donne les résultats suivants :

- quartz	18,2 %
- plagioclase + feldspath potassique	52,2 %
- hornblende verte	20,9 %

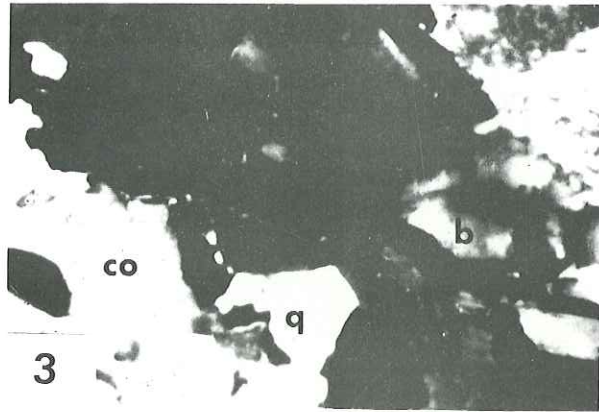
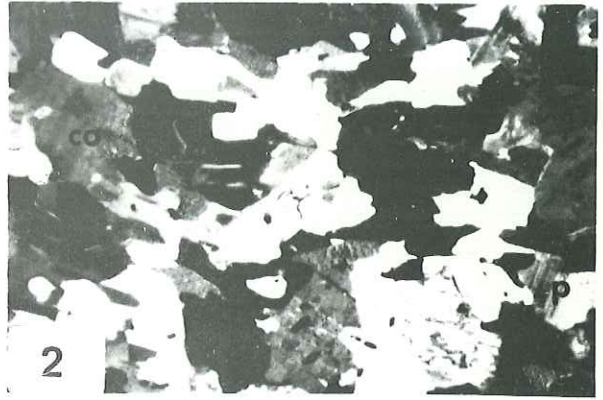
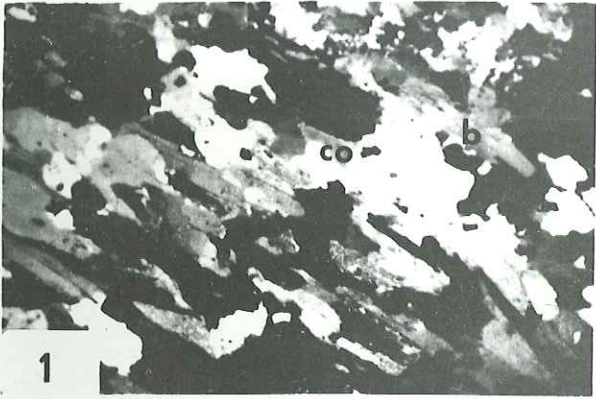
PLANCHE 11

GNEISS A BIOTITE

Figure 1 - Texture lépidoblastique des gneiss à biotite soulignée par l'alignement des paillettes de biotite.
(L.P.) x 35
Lame mince 4 15

Figure 2 - Texture granoblastique des gneiss à biotite.
(L.P.) x 40
Lame mince H 31

Figure 3 - Relations entre biotite et magnétite dans les gneiss à biotite.
(L.P.) x 60
co = cordiérite
q = quartz
b = biotite
p = plagioclase
Lame mince 4 30.



- biotite + phlogopite	3,4 %
- scapolite	1,8 %
- minéraux opaques	3,5 %

Le pourcentage en plagioclase est beaucoup moins important que celui du feldspath potassique qui s'individualise en petits cristaux globulaires à contours très nets et peu altérés.

Le quartz à extinction onduleuse est réparti d'une façon très homogène au sein de la roche.

La biotite en petites paillettes rectangulaires offre une orientation parallèle.

L'amphibole est une hornblende verte typique. Quelques mesures des angles optiques indiquent que $2V_x = 75$ à 85° tandis que $Z \quad C$ oscille autour de 18 à 22° . Elle se présente en cristaux de même taille, répartis de façon homogène.

C. - LES GNEISS A BIOTITE ET A GRENAT

1. Mode de gisement

Les gneiss à biotite et grenat affleurent largement dans la partie sud de la propriété. Le passage des roches carbonatées aux gneiss est brutal mais concordant.

2. Etude macroscopique

L'aspect gneissique est net. L'alternance de niveaux mélanocrates à biotite et grenat et de niveaux leucocrates quartzeux souligne la stratification originelle.

3. Etude microscopique

Composition minéralogique :

- quartz	25 à 30 %	- mésoperthite + microcline	25 à 30 %
- biotite	15 à 20 %	- plagioclase (An 38-43)	15 à 20 %
- grenat	10 à 15 %	- minéraux opaques	3 à 5 %

Les grenats, de taille moyenne, globuleux, sont automorphes et se disposent en traînées parallèles à la foliation. Ils contiennent de nombreuses inclusions (quartz, feldspaths).

La biotite est en général très fraîche (voir pl. 12, fig. 1), mais certains individus sont légèrement chloritisés.

Les feldspaths potassiques (microcline et mésoperthite) sont les plus abondants. On les trouve en gros cristaux automorphes très frais. Le microcline se concentre en horizons distincts où le pourcentage de plagioclase est alors faible. Inversement, les niveaux plagioclasiques (lame 634 329) sont formés de petits cristaux bien maclés albite. Ils sont souvent ponctués de séricite et de saussurite. Certains d'entre eux sont remplacés par le microcline. Des langues de ce dernier pénètrent dans le plagioclase le long des surfaces irrégulières plus ou moins corrodées.

Le quartz, en petits grains, remplit les interstices entre les minéraux dans les niveaux mélanocrates. Les horizons leucocrates sont formés partiellement de quartz en gros cristaux poëcilitiques : inclusions de feldspath, de biotite, de grenat et de minéraux opaques.

D. - GNEISS A SILLIMANITE

1. Mode de gisement

Les gneiss à sillimanite sont étroitement associés aux gneiss à biotite et grenat auxquels ils passent de façon très graduelle. Leur puissance peut atteindre 50 m.

2. Etude macroscopique

Les gneiss à sillimanite montrent une alternance de bancs leucocrates et mélanocrates. Les niveaux leucocrates, centimétriques, sont composés uniquement de quartz saccharoïde et de feldspath potassique rose. Les niveaux mélanocrates sont parcourus par des fibres de sillimanite contournant les grenats et la biotite.

3. Etude microscopique

Composition minéralogique d'un niveau mélanocrate :

- quartz	40 à 45 %	- grenats	15 à 20 %
- sillimanite	15 à 20 %	- séricite	2 à 5 %
- feldspath potassique		- minéraux opaques	3 à 5 %
+ plagioclase	7 à 10 %		
- biotite	5 à 7 %		

Le quartz, en gros cristaux dentelliformes, engrenés les uns dans les autres, montre une extinction onduleuse.

Comme feldspath, il s'agit, d'une part, de feldspath potassique non maclé (microcline) et, d'autre part, de plagioclase à macles fusiformes discontinues.

La sillimanite est un des constituants majeurs de ce type de roche. Elle se présente en cristaux aciculaires, trapus ou losangiques, dont l'orientation détermine une linéation nette. Elle montre de beaux clivages dans les sections allongées.

Les grenats automorphes, de 5 à 10 mm de diamètre, incolores en lumière naturelle, sont parcourus de fractures parallèles à la linéation, souvent remplies de matériel chloriteux. Ils sont entourés, la plupart du temps, par de la biotite n'ayant aucune orientation. Les inclusions dans les grenats sont nombreuses : quartz, feldspath, aiguilles de sillimanite, biotite et minéraux opaques.

La biotite, plus ou moins fraîche, est souvent pseudomorphosée en chlorite. Lorsqu'elle est fraîche, sa couleur est d'un rouge sang, très vif, avec un pléochroïsme intense, caractère des biotites titanifères.

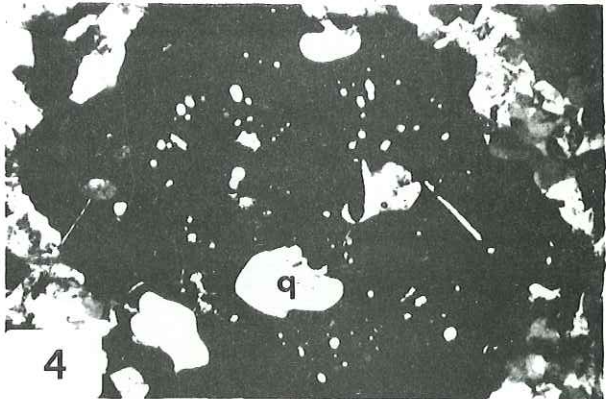
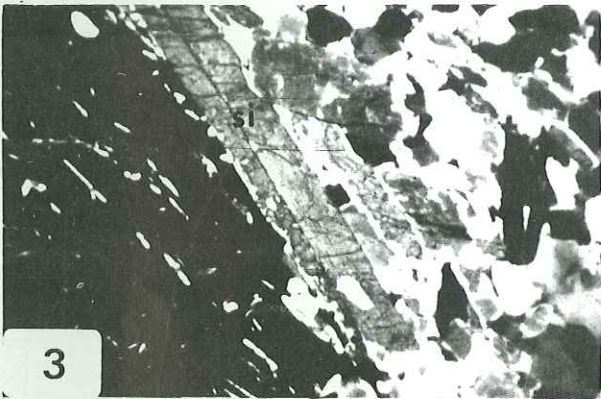
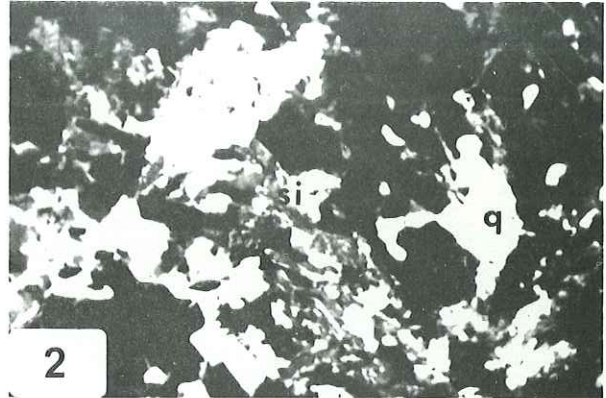
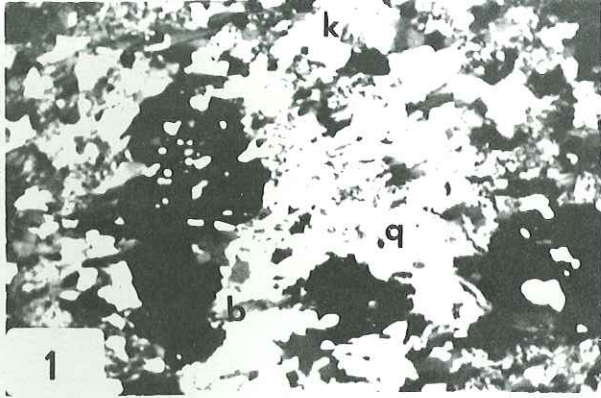
PLANCHE 12

GNEISS A BIOTITE ET A GRENAT

- Figure 1 - Texture granoblastique des gneiss à biotite et à grenat. (grenat avec nombreuses inclusions : q = quartz ; K = feldspath potassique ; b = biotite intimement associée au grenat.
(L.P.) x 30
Lame mince 4 b

GNEISS A SILLIMANITE

- Figure 2 - Photo montrant les relations entre biotite, grenat, sillimanite (Si). Noter l'envahissement du grenat par le quartz.
(L.P.) x 40
Lame mince I G 3
- Figure 3 - La sillimanite (Si) intimement associée au grenat se présente en aiguilles allongées ou en sections losangiques. Nombreuses inclusions dans le grenat : quartz, microcline, plagioclases et sillimanite.
(L.P.) x 80
Lame mince I G 3
- Figure 4 - Inclusions de quartz (q) et de feldspaths dans un grenat.
(L.P.) x 80
Lame mince I G 5



E. - GNEISS SYENITIQUE A CORINDON

1. Mode de gisement

Cette roche a été reconnue seulement dans les carottes du sondage 634 à la cote 147,5. Elle paraît intercalée dans les gneiss à biotite. Des roches semblables ont été signalées plus au Sud par D. D. HOGGARTH (comm. pers.) qui les a individualisées sous le vocable de "Aluminous rich gneiss".

2. Etude macroscopique

La roche de couleur grise ne présente aucune foliation nette. Seuls les feldspaths et la biotite sont visibles à l'œil nu.

3. Etude microscopique

Composition minéralogique :

- feldspath potassique	65 %
- biotite	20 %
- corindon	8 %
- minéraux opaques (magnétite, graphite)	5 %
- spinelle (hercynite)	2 %

Compte tenu de la richesse en feldspath potassique, de l'absence de quartz et de la nature cristallographique de cette roche, il nous a semblé souhaitable de lui appliquer le terme de "gneiss syénitique" d'après A. LACROIX (*). On pourrait également parler de "lamboanite à corindon".

Les feldspaths potassiques sont nombreux et forment la matrice de la roche. Ils se présentent en plages engrenées dentelliformes. Certains montrent une légère altération en séricite. De nombreuses inclusions sont reconnaissables : sphène, épidote, magnétite, zircon et apatite. Le quartz est absent.

La biotite, en cristaux automorphes se dispose sans orientation particulière. Elle entoure souvent les agrégats de corindon (voir pl. 13, fig. 2). Ce dernier est facilement reconnaissable par son habitus en cristaux fusiformes, par sa forte réfringence en lumière naturelle et par ses teintes de polarisation jaune à gris bleuté.

La magnétite et le graphite se répartissent uniformément au sein de la roche. De gros cristaux d'hercynite vert foncé s'individualisent nettement.

Certains cristaux sont entourés partiellement de biotite (voir pl. 13, fig. 3).

L'origine de cette formation sera discutée ultérieurement.

(*) - LACROIX (A.), 1939. La lamboanite, schiste cristallin à faciès gneissique dépourvu de quartz et pegmatite à cordiérite qui l'accompagne à Ankaditany (S. Madagascar), Bull. Soc. Fr. Mineral. cristallogr., 62, p. 235.

F. - CONCLUSION A L'ETUDE PETROGRAPHIQUE DE L'ENSEMBLE GNEISSIQUE

L'ensemble gneissique est constitué par une alternance de niveaux de gneiss silico-alumineux. Ce sont des roches à aspect dense et bien feuilleté où les lits sont alternativement gris sombre et blanchâtres.

Dans cet ensemble, les paragenèses sont assez différents. On peut en dégager les caractéristiques essentielles suivantes :

Gneiss à biotite

Le quartz est abondant.

Le plagioclase, très abondant, dont la teneur moyenne en anorthite se situe entre 27 et 32 %, est peu altéré.

Le feldspath potassique se présente sous 3 formes distinctes : microcline, orthose, perthite.

La magnétite peut former de petites concentrations lenticulaires.

Gneiss à amphibole et à biotite

La hornblende verte est très abondante.

Gneiss à biotite et à grenat

La biotite et le grenat sont souvent en contact et ne présentent aucun phénomène d'altération.

Gneiss à sillimanite

Il représente un type de gneiss plus alumineux ayant pour paragenèse : quartz, feldspath potassique, grenat, biotite, sillimanite, plagioclase.

Gneiss syénitique à corindon

La présence de corindon est assez importante.

De gros cristaux automorphes d'hercynite sont communs.

PLANCHE 13

GNEISS SYENITIQUE A CORINDON

Figure 1 - Texture granolépidoblastique des gneiss syénitiques. Alignement de la biotite et du corindon.

(L.P.) x 20

Lame mince 637 1475

Figure 2 - Photo montrant les associations minéralogiques corindon (co) - biotite (b) - feldspath potassique (k). Le corindon est souvent ceinturé par la biotite.

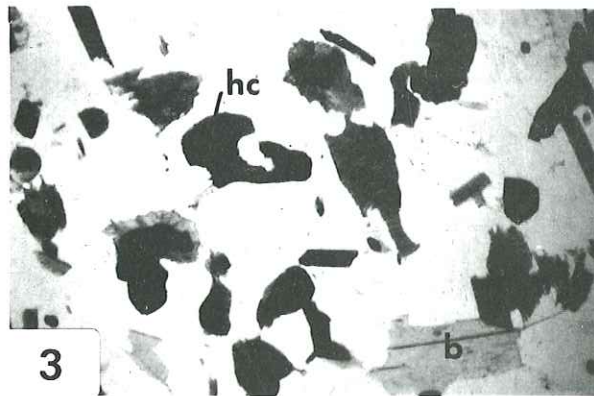
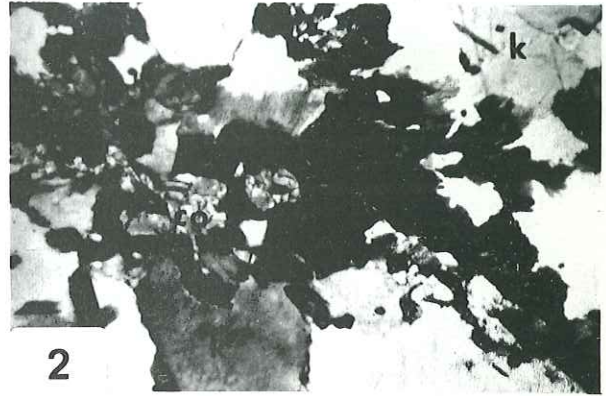
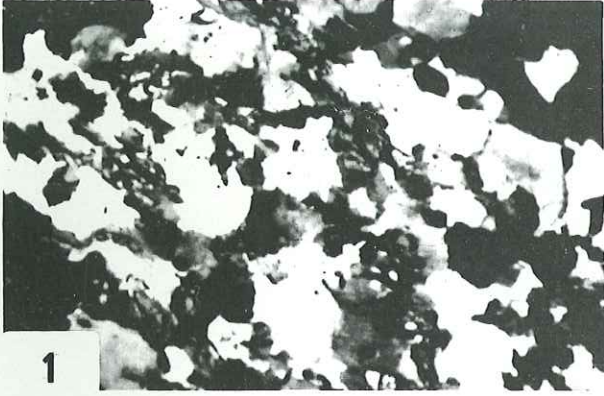
(L.P.) x 30

Lame mince 637 1475.

Figure 3 - Biotite et spinelle-hercynite intimement associés.

(L.P.) x 40

Lame mince 637 1475.



VI. - ETUDE PETROGRAPHIQUE DES FACIES ACCESSOIRES

A. - LES AMPHIBOLES A PYROXENE

1. Mode de gisement

Ces roches de couleur vert sombre, à texture massive, sont composées essentiellement de gros cristaux de hornblende verte. Elles sont interstratifiées dans les roches carbonatées en bancs ou en lentilles décimétriques, surtout près du gisement de magnétite, en contact graduel avec les eulysites.

2. Etude microscopique

La texture nématoblastique domine, mais elle tend parfois à être porphyroblastique (voir pl. 14, fig. 1 et 2). Hornblende verte, plagioclase et augite sont les minéraux principaux. Les minéraux accessoires sont épidote, chlorite, serpentine, calcite, sphène, pyrite, magnétite et graphite. La proportion de minéraux noirs est plus importante que dans les gneiss à pyroxène.

Le plagioclase (An 30-35) est rare et il est souillé par un fin réseau de séricite, de calcite, d'épidote et de chlorite. Il est souvent zoné.

Le feldspath potassique n'a été observé que très accessoirement dans quelques lames. Il est légèrement séricité.

Le quartz, très rare, est craquelé.

La hornblende verte, $2 Vx = -35-40^\circ$, $Z \wedge C = 18 \text{ à } 22^\circ$, en porphyroblastes (voir pl. 14, fig. 2) possède quelques inclusions de calcite, de magnétite, de graphite et de biotite. Elle est, la plupart du temps, très fraîche, mais lorsqu'elle a subi des phénomènes d'altération, elle est complètement transformée en un agrégat de chlorite, de serpentine et de sphène. Cette transformation, en s'accroissant, tend à déborder les contours de l'amphibole primitive et à gagner le feldspath le long des clivages et des fractures.

Une variété de hornblende brune, $2 Vx = -55-58^\circ$, $Z \wedge C = 0 \text{ à } 5^\circ$, très fraîche se rencontre assez souvent. Elle est associée, la plupart du temps, à son homologue, la hornblende verte.

La magnétite, hypidiomorphe à xénomorphe occupe les interstices entre les grains de carbonates et de silicates.

Le pyroxène est concentré aux épontes des lentilles d'amphibolite et son apparition marque le passage aux pyroxénites. Il s'agit de cristaux automorphes dont la formule pléochroïque (X = jaune violet, Y = violet, Z = brun) fait penser qu'il s'agit d'augite titanifère $2 Vx = 52^\circ$, $Z \wedge C = 50^\circ$.

Le long des zones fracturées, l'augite s'altère complètement en un produit de fibres d'actinote et de hornblende enchevêtrées. Les cristaux d'actinote néoformés forment alors 5 à 10 % de la roche.

B. - GNEISS MONZONITIQUE A PYROXENE

1. Mode de gisement

Les gneiss monzonitiques à pyroxène se rencontrent en bancs réguliers dans les roches calcosilicatées et dans les skarns à diopside et à scapolite.

2. Etude macroscopique

La roche est de couleur vert sombre. Les pyroxènes font saillie en surface et se détachent sur une trame constituée de feldspaths et de minéraux opaques.

3. Etude microscopique

Compte tenu de son mode de gisement et de sa texture granoblastique, il s'agit d'un gneiss qui, du fait de sa composition minéralogique (absence de quartz, feldspaths potassiques et plagioclases abondants, présence de clinopyroxène), a comme équivalent éruptif la monzonite, d'où le terme "gneiss monzonitiques".

(Lame 6.9) Les feldspaths potassiques prédominent largement : il s'agit, d'une part, de microcline et, d'autre part, d'orthose perthitique.

Le plagioclase, moins abondant, a une composition An 25 à 35. La plupart du temps, il montre des macles à moitié diffuses ; certains individus en sont même parfois complètement dépourvus. Les phénomènes d'altération sont peu prononcés et se réduisent à une légère séricitisation.

Les pyroxènes de la série diopside-hédenbergite, $2V_z = 60$ à 63° et $Z \wedge C = 46$ à 48° , riches en fer, se disposent en niveaux distincts soulignant le litage. Ils sont automorphes et souvent craquelés. A la périphérie, une altération peu intense en actinote et en chlorite s'observe.

La magnétite est assez abondante ; elle s'oriente en filaments plus ou moins esquilleux, respectant le litage. Elle est souvent en contact avec des cristaux subautomorphes de sphène.

De nombreux grains d'épidote, de zircon et d'apatite parsèment la roche. Le zircon se concentre plus spécialement dans les feldspaths.

C. - LES PYROXENITES

1. Mode de gisement

Les pyroxénites, assez courantes, se rencontrent en niveaux interstratifiés d'une puissance de l'ordre de 20 à 50 cm dans les divers types de roches : gneiss, roches calcosilicatées, marbres, skarns et quartzites. Quelquefois, elles sont associées aux gneiss à pyroxène et aux amphibolites à pyroxène. Enfin, on les trouve en lentilles à contours nets à proximité des eulysites.

2. Etude macroscopique

Les pyroxénites de couleur vert sombre sont facilement reconnaissables par leur composition homogène. On distingue facilement de gros cristaux de diopside englobant quelques mouchetures de phlogopite. Parfois, ce dernier peut prendre des dimensions de l'ordre de quelques centimètres. Quelques sulfures, pyrite, pyrrotine, parsèment la roche avec des paillettes de graphite.

PLANCHE 14

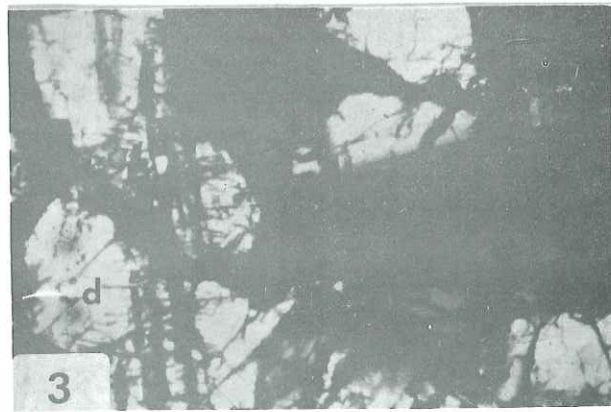
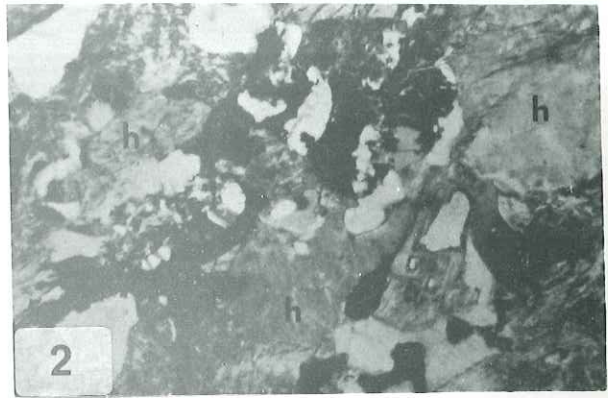
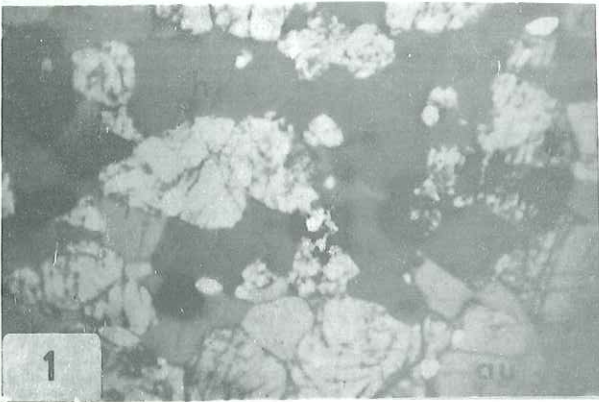
AMPHIBOLITE A PYROXENE

Figure 1 - Texture granoblastique des amphibolites à pyroxène.
h = hornblende verte fraîche. Pyroxène : augite (au).
(L.P.) x 10
Lame mince 1 B 31

Figure 2 - Photo montrant la hornblende verte (h) en voie d'altération (chlorite - serpentine).
Feldspath potassique automorphe.
(L.P.) x 10
Lame mince 634 580.

PYROXENITE

Figure 3 - Pyroxène : diopside (d) parcouru par des travées de magnétite.
(L.P.) x 30
Lame mince 4 M 1



3. Etude microscopique

La texture est granoblastique. Le pyroxène est le principal élément : 80 à 90 % de la roche. Il se présente en cristaux automorphes de couleur vert pâle, parfois poëcilitiques (inclusions de phlogopite et de magnétite). Sa formule pléochroïque est la suivante : X = vert bleuâtre, Z = vert jaune. Quelques mesures de $Z \wedge C = 43^\circ$ (valeur moyenne) le classent dans le type diopside-salite.

Les cristaux sont en général très frais ; toutefois, une légère altération s'observe le long des fractures : fines paillettes de chlorite et de calcite. Parfois aussi, une ouralitisaiton est à signaler : l'amphibole envahit le pyroxène. Les autres minéraux accessoires sont : hornblende verte, phlogopite, calcite, feldspath potassique, scapolite, sphène et minéraux opaques. La magnétite se rencontre également soit en minuscules grains qui pigmentent le diopside, soit en gros cristaux intergranulaires.

La magnétite, lorsqu'elle est présente, offre un habitus très particulier. Elle s'insinue entre les cristaux de pyroxène et pénètre dans ces derniers à la faveur des nombreux clivages et fractures (voir pl. 14, fig. 3).

VII. - ETUDE PETROGRAPHIQUE DES ROCHES ERUPTIVES

A. - LES ROCHES GRANITIQUES

1. Mode de gisement

Près de la bordure sud du terrain, apparaît une masse de roches éruptives appelées par les auteurs canadiens "Granitic rocks".

Le contact de ce massif avec la série cristallophyllienne qui affleure au Nord semble concordant. Ce matériel "granitique" semble même occuper une zone anticlinale. Bien que ce problème soit encore en cours d'étude par D. D. HOGGARTH, on peut penser qu'il s'agit d'une manifestation éruptive syntectonique.

Ces "roches granitiques" homogènes gris verdâtre montrent une structure équante, sans foliation. On ne note pas non plus de phénomènes de cataclase ni d'écrasement. Toutefois, près du contact avec les gneiss, la roche acquiert une certaine foliation due à la disposition parallèle des micas.

2. Etude microscopique

La composition modale est la suivante :

- quartz	8 à 12 %	- hornblende	5 à 10 %
- plagioclase (An 20-25)	30 à 40 %	- chlorite-épidote	8 à 12 %
- microcline	5 à 10 %	- carbonate	1 à 2 %
- biotite	5 à 10 %	apatite	
- augite	5 à 10 %	sphène	
		zircon	

On note tout de suite une teneur assez faible en quartz (8 à 12 %) qui est confirmée par sa teneur normative (7,69).

La texture est grenue franche (voir pl. 15, fig. 1-2). Quartz, feldspaths, biotite et augite forment des cristaux automorphes. Parfois, on remarque une orientation parallèle des paillettes de biotite.

Le plagioclase (An 22) est un oligoclase maclé albite. Il est souvent altéré en séricite.

Le feldspath potassique est du microcline frais.

Le quartzite est en plages dentelliformes à extinction onduleuse.

La biotite est souvent altérée en chlorite.

L'augite et la hornblende verte forment des amas qui entourent les petits cristaux de quartz et de microcline.

L'analyse chimique (voir tableau n°11) a permis de calculer la composition normative et les paramètres C.I.P.W. = LACROIX.

Composition normative

- quartz	7,69		
- orthose	8,21		
- plagioclase	69,13	(anorthite =	12,94
		albite =	56,19)
- diopside s.s.	8,08	(diopside =	6,60
		hédénbergite =	1,48)
- hypersthène	3,58	(enstatite =	2,84
		ferrosilite =	0,73)
soit : (I) II. '5.1. (4) 5 -			

On voit donc qu'il ne s'agit pas, dans la classification de A. LACROIX, d'un véritable granite, mais d'une roche feldspathique à silice saturée. Les paramètres $q = '5$, $r = 1$ et $s = (4) 5$ la classent dans la famille des syénites alcalines sodiques.

B. - LES PEGMATITES

Les pegmatites rencontrées dans les roches carbonatées forment des filons recoupants de 20 à 25 m de longueur et de 60 à 80 cm de puissance. Leur direction est soit N. 25°, soit N. 37°. Leur présence est soulignée, du point de vue topographique, par de petites dépressions. On peut en distinguer deux variétés d'après la taille des cristaux.

Les pegmatites grossières (de 5 à 10 cm) sont constituées essentiellement de quartz et de feldspath potassique rose. Le quartz dont le pourcentage varie de 35 à 40 % cimente les cristaux de feldspath.

On a deux variétés de feldspath potassique : microcline et orthose. Les plages de cette dernière sont souillées de grains d'épidote et de paillettes de séricite et de chlorite.

Comme autres minéraux, signalons : calcite, phlogopite, sphène et amphibole (dans la lame 634, 572, il s'agit de ferrohastingsite).

Les pegmatites à grain moyen (3 à 5 cm) sont constituées là encore par du quartz, deux types de feldspath potassique (voir pl. 14, fig. 5) (microcline et orthose), légèrement séricitisé, un peu de biotite, de sphène et d'apatite. Mais, à la différence des précédentes, elles renferment un peu de plagioclase et surtout de la tourmaline.

C. - LE DYKE DE DIABASE

1. Mode de gisement

A l'Ouest du petit barrage installé sur le ruisseau Leamy, affleure un filon de diabase de 30 m de puissance qui a été suivi vers l'Ouest sur 200 m.

Sa direction est Est-Ouest, son pendage, vertical. Il est découpé par de nombreuses fractures orientées selon trois directions :

PLANCHE 15

"ROCHE GRANITIQUE"

Figure 1 - Texture œillée. Cristaux de quartz (q) et de feldspath potassique (k) entourés d'augite.
(L.P.) x 15
Lame mince G 1

Figure 2 - Même photo en lumière naturelle. L'augite est partiellement ouralitisée. Quelques cristaux de biotite sont légèrement altérés, à la périphérie, en chlorite.
(L.N.) x 15
Lame mince G 1

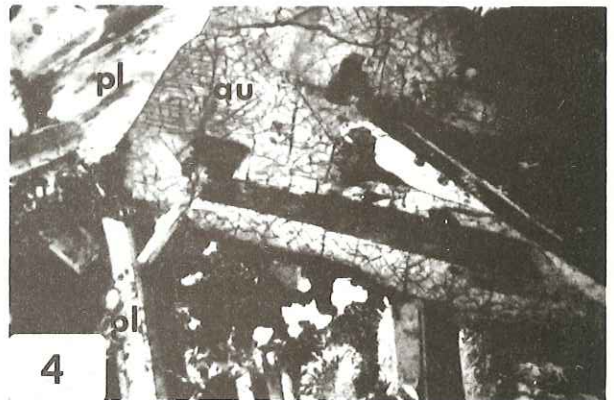
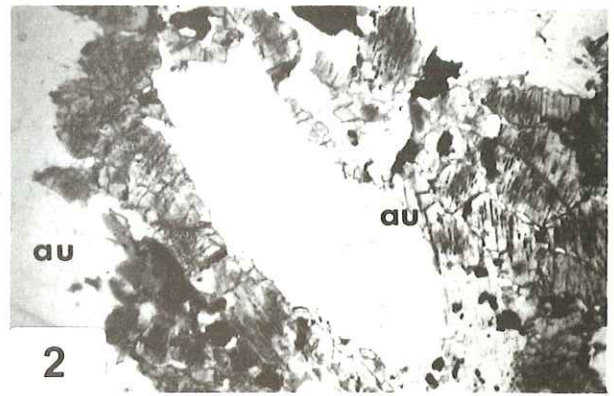
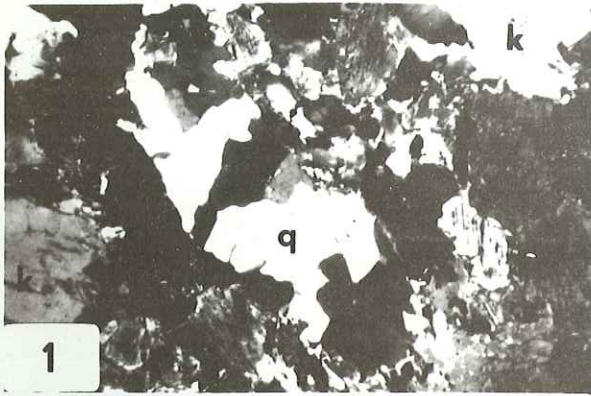
DYKE DE DIABASE

Figure 3 - Diabase à texture intersertale plus ou moins divergente. Les interstices formés par l'entrecroisement des bâtonnets de plagioclase (pl) sont occupés par de l'augite (au).
(L.P.) x 15
Lame mince D 1

Figure 4 - Altération affectant l'augite (au) selon l'axe d'allongement du cristal. Plagioclase (pl) et séricite.
(L.P.) x 30
Lame mince D 1

PEGMATITE

Figure 5 - Cristaux de feldspath (microcline) recoupés par des filonnets de calcite.
Lame mince 634 120



N. 170° pendage 35° Ouest
N. 10° pendage 45° Est
N. 105° pendage 70° Sud.

Ces diaclases peuvent être interprétées comme résultant de la contraction de la roche lors du processus de refroidissement.

Les rapports de ce dyke avec les roches encaissantes sont difficiles à préciser, mais il ne semble pas avoir produit de métamorphisme de contact sur les roches carbonatées encaissantes. On trouve même des fragments de ces dernières, non modifiées, en inclusions dans le filon, près des épontes.

On note çà et là, recoupant la diabase, quelques veinules de quartz orientées nord-sud.

2. Etude macroscopique

C'est une roche compacte, homogène, de couleur gris verdâtre à brun. Le grain est en général fin et les minéraux ne sont pas identifiables à l'œil. Toutefois, au cœur du dyke, on distingue les baguettes de plagioclase dans la pâte vert sombre.

3. Etude microscopique

Composition minéralogique :

- plagioclase (An 55)	55 %
- augite	35 %
- hornblende verte + actinote	6 %
- chlorite, séricite, épidote	5 à 6 %
- minéraux opaques	3 %

La texture doléritique est typique (voir pl. 15, fig. 3). L'entrelacement de microclites de plagioclase (An 55) ménage des interstices occupés par des pyroxènes du type augite. Cette texture devient par endroit de type ophitique : les bâtonnets de plagioclase sont alors inclus dans les cristaux subautomorphes de pyroxène. Souvent, les baguettes de plagioclase sont légèrement zonées et un peu altérées en séricite.

Le pyroxène, en individus xénomorphes ou quelquefois subautomorphes, est une augite, $2 Vx = 35$ à 38° ; $Z \wedge C = 45$ à 48° . Souvent, il est craquelé, ce qui facilite les processus d'altération. Cette dernière s'opère de trois façons :

- à la périphérie se développent des agrégats de fibres de hornblende, d'actinote et de chlorite ;
- ces mêmes minéraux peuvent pseudomorphoser complètement le pyroxène. Dans quelques individus, on a observé le développement dans le cristal et parallèlement à son axe d'allongement principal d'un produit dont la nature est difficile à préciser (serpentine, amphibole ou ouralite ?) (voir pl. 15, fig. 4) ;
- enfin, on a souvent la succession suivante : du cœur des cristaux vers la périphérie : augite - hornblende ou actinote - chlorite.

L'amphibole est soit une hornblende, soit une actinote. Elle est secondaire et se forme à partir du pyroxène primitif. On reconnaît çà et là quelques reliques d'augite en voie de transformation.

La chlorite est un produit d'altération de l'amphibole avec laquelle elle est étroitement associée. Il s'agit de pennine qui se dispose en taches diffuses dans la trame amphibolique.

L'épidote est très accessoire et est distribuée sporadiquement.

La magnétite, en cristaux cubiques ou en paillettes allongées, remplit les interstices entre les plagioclases et les ferromagnésiens.

4. Conclusion

Ce dyke de diabase ne révèle pas de variation importante dans sa composition minéralogique. La structure originelle est nette ; les phénomènes d'altération sont constants mais faibles. Ils concernent uniquement le plagioclase et les ferromagnésiens.

Le plagioclase s'altère en séricite. Les ferromagnésiens ont subi tous les processus d'altération depuis le pyroxène jusqu'à la chlorite en passant par l'amphibole. Cette altération à caractère hydrothermal est due à un phénomène d'autométamorphisme.

VIII. - CONCLUSION A L'ETUDE PETROGRAPHIQUE DES ROCHES FORMANT L'ENVELOPPE DU GISEMENT

Les types de roches rencontrées dans l'environnement de la mine de Forsyth sont très variés.

Les principaux se rangent dans l'ensemble carbonaté : marbres, roches calcosilicatées et skarns. Ce sont des faciès pétrographiques caractérisés surtout par la présence, outre la calcite dont le pourcentage est très variable, de silicates ferromagnésiens anhydres (diopside, amphiboles) ou hydroxylés (scapolite, phlogopite).

Au sein des marbres, les lentilles disloquées de paragneiss sont caractérisées par la présence de calcite, en faible quantité toutefois.

L'ensemble gneissique qui ceinture au Sud Est la masse carbonatée, est représenté par des faciès variés : gneiss à biotite, à amphibole et biotite, à grenat et biotite, à sillimanite, syénitique à corindon. Du point de vue minéralogique, il convient de mettre en relief la présence de feldspath potassique perthitique, de sillimanite et de grenat.

Quant aux roches éruptives, leur importance est subsidiaire au point de vue du volume qu'elles occupent sur la propriété. Par contre, à la simple lecture de la carte, on est conduit à envisager une relation entre la présence de la masse de "roches granitiques", d'une part, et celle de skarns et de minerai, d'autre part.

Quant aux pegmatites, il n'est pas possible de préciser si elles sont ou non en relation avec les "roches granitiques".

Le dyke de diabase enfin, orienté Est-Ouest, représente la manifestation d'une faible activité magmatique relativement récente.

CHAPITRE III - ETUDE PETROGENETIQUE DES ROCHES
FORMANT L'ENVELOPPE DU GISEMENT

PLAN

PREMIERE PARTIE - ETUDE PETROCHIMIQUE

DEUXIEME PARTIE - ORIGINE

TROISIEME PARTIE - CARACTERE DU METAMORPHISME

QUATRIEME PARTIE - METAMORPHISME TOPOCHIMIQUE OU METASOMATI-
QUE

CINQUIEME PARTIE - CONCLUSIONS A L'ETUDE PETROGENETIQUE DES
ROCHES FORMANT L'ENVELOPPE DU GISEMENT

ETUDE PETROCHIMIQUE

I. - INTRODUCTION

L'étude pétrographique a permis de définir les associations minéralogiques des diverses formations cristalloylliennes de la région. Pour préciser le type et le degré du métamorphisme responsable de ces paragenèses, il n'est pas possible de trancher d'après la seule composition minéralogique.

En ce qui concerne d'abord le type du métamorphisme, la présence de la cordiérite signalée dans les gneiss à biotite tendrait à faire penser qu'il s'agit d'un métamorphisme de haute température et de basse pression. Par contre, la présence beaucoup plus fréquente de scapolite indiquerait un métamorphisme de haute température et de haute pression. Il y a donc là un premier problème que l'on tentera de résoudre. Ensuite, on n'a pas observé, non plus, de minéraux typiques d'un grade spécifique de métamorphisme.

Dans les roches carbonatées, diopside et hornblende peuvent indiquer tout aussi bien le faciès amphibolite - almandin que le faciès granulite (sous-faciès à hornblende).

Dans les roches silico-alumineuses, la sillimanite est stable à partir du faciès amphibolite - almandin jusqu'au subfaciès granulite à pyroxène.

En outre, la présence, d'une part, de scapolite et, d'autre part, de feldspaths perthitiques laisse entrevoir une "tendance" vers le faciès granulite. A l'opposé, la biotite observée dans les gneiss tendrait à indiquer qu'il s'agit du faciès amphibolite - almandin.

L'étude pétrochimique qui va suivre va tenter de lever cette indétermination et de préciser, le plus étroitement possible, les conditions thermodynamiques du métamorphisme. En outre, on s'attachera à vérifier le degré de compatibilité entre les minéraux observés, et la composition chimique des diverses roches, à définir l'origine de ces dernières et à voir si leur nature originelle a été ou non modifiée lors du métamorphisme.

Pour arriver à ces objectifs, on a utilisé, à partir de 23 analyses chimiques de roches, divers diagrammes (ACF - A' KF, A' FM, de NIGGLI, de PETTIJOHN, de H. de la ROCHE) ainsi que la cellule de BARTH. Enfin, à l'aide des analyses de biotite et de grenat faites à la microsonde, on calculera la température que les roches ont atteintes au cours du métamorphisme.

N.B. Compte tenu du fait que les paragenèses observées ne peuvent être reportées de façon absolument certaine au faciès amphibolite à almandin ou au faciès granulite.

Nous avons utilisé de façon quelque peu arbitraire presque exclusivement les diagrammes ACF et A' KF du faciès granulite.

LOCALISATION DES ECHANTILLONS

N° des analyses	
1. Roches calcosilicatées	4e niveau à 45 m au Nord du puits
2. Roches calcosilicatées	4e niveau à 12 m au Nord du puits
3. Skarn à diopside et à scapolite	Affleurement à 65 m au Sud du puits
4. Skarn à diopside et à scapolite	Sondage 6,34 à 140,5 m
5. Marbre	4e niveau à 75 m au Nord du puits
6. Marbre	Sondage 6,34 à 186 m
7. Paragneiss	6e niveau à 75 m au Nord du puits
8. Amphibolite à pyroxène	Tunnel à 230 m de l'entrée
9. Amphibolite à pyroxène	Tunnel à 130 m de l'entrée
10. Amphibolite à pyroxène	Carrière Baldwin, entrée principale
11. Amphibolite à pyroxène	Carrière Baldwin à 10 m de l'entrée nord
12. Gneiss à biotite et à grenat	Affleurement à 150 m au Sud du puits
13. Gneiss à biotite et à grenat	Affleurement à 170 m au Sud du puits
14. Gneiss à sillimanite	Affleurement à 160 m au Sud du puits
15. Gneiss à sillimanite	Affleurement à 175 m au Sud du puits
16. Gneiss à sillimanite	Affleurement à 180 m au Sud du puits
17. Gneiss à biotite	3e niveau à 35 m au Nord du puits
18. Gneiss à biotite	4e niveau à 5 m au Nord du puits
19. Gneiss à biotite	Sondage 6,34 à 6 m
20. Gneiss à biotite	4e niveau à 30 m au Nord du puits
21. Gneiss syénitique à corindon	Sondage 6,37 à 50 m
22. Pyroxénite	6e niveau à 80 m au Nord du puits
23. Roche granitique	Affleurement à 300 m au Sud du puits

Tous les échantillons ont été étudiés et le tableau de la page 70 donne le recensement des divers minéraux observés.

LEGENDE DES DESSINS

Symbole	Numéro des Analyses	Désignation
⊕	— 1	— ROCHES CALCOSILICATÉES
	— 2	
+	— 3	— SKARN A DIOPSIDE ET A SCAPOLITE
	— 4	
⊙	— 5	— MARBRE
	— 6	
●	— 7	— PARAGNEISS
	— 8	
▲	— 9	— AMPHIBOLITE A PYROXÈNE
	— 10	
	— 11	
○	— 12	— GNEISS A GRENAT ET A BIOTITE
	— 13	
⊙	— 14	— GNEISS A SILLIMANITE
	— 15	
	— 16	
x	— 17	— GNEISS A BIOTITE
	— 18	
	— 19	
⊙	— 20	— GNEISS SYÉNITIQUE A CORINDON
	— 21	
▲	— 22	— PYROXENITE
□	— 23	— ROCHE GRANITIQUE

ASSEMBLAGES MINÉRALOGIQUES OBSERVÉS

N° des échantillons et des analyses	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
Quartz	+	+	+	+	+	+	+					+	+	+	+	+	+	+	+				+
Plagioclase	+	+	+	+			+	+		+	+	+	+	+	+	+	+	+	+		+		+
Feldspath (K)	+	+	+	+	+	+	+				+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+		+
Biotite								+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+		+
Cordiérite																	+	+	+	+			
Grenat												+	+	+	+	+							
Sillimanite														+	+	+							
Diopside	+	+	+	+			+	+	+	+	+											+	+
Hornblende	+	+	+	+			+	+	+	+	+									+	+		
Corindon																						+	
Sphène	+	+	+	+																			
Calcite	+	+	+	+	+	+	+											+	+	+			
Apatite		+	+				+					+	+					+	+		+		+
Scapolite	+		+	+			+															+	+
Phlogopite	+	+	+	+			+																+
Magnétite	+	+	+	+			+	+	+	+	+			+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Tourmaline	+	+		+			+															+	
Rutile														+	+	+		+	+	+		+	+

II. - ETUDE PETROCHIMIQUE DES ROCHES CARBONATEES

A. - LES MARBRES ET LES PARAGNEISS

1. Les marbres (n° 5 et 6 sur les figures)

1.1 - Diagrammes A C F et A'K F (pl. 16, fig. 1)

Les marbres ayant un très fort pourcentage de calcite, ils se projettent près des pôles C et F dans les diagrammes A C F et A'K F.

1.2 - Diagramme de NIGGLI - C/fm - Al - AlK (pl. 17, fig. 1)

Projetées dans ce diagramme, ces roches se concentrent près du pôle C/fm, dans le domaine des roches éruptives. En effet, les marbres peuvent être tout aussi bien d'anciens calcaires purs, d'origine sédimentaire, recristallisés, que des carbonatites d'origine éruptive.

1.3 - Diagramme C - (Al - AlK) et diagramme C - 100 Mg - (Al - AlK) (pl. 18, fig. 1-2)

Dans le premier diagramme, les roches 5 et 6 montrent un paramètre (Al - AlK) très faible, reflet d'une déficience en Al_2O_3 , en K_2O et en Na_2O .

En fait, ces deux roches sont des roches à fort pourcentage de calcite, mais la roche 5 est plus magnésienne que la roche 6.

Ces constatations sont identiques dans le diagramme C - (Al - AlK).

2. Les paragneiss inclus dans les marnes (n° 7 sur les figures)

Rappelons que les paragneiss forment de petits niveaux lenticulaires plissés, tronçonnés, déplacés dans les marbres. L'examen microscopique a montré la paragenèse diopside - scapolite - hornblende - feldspath potassique - plagioclase.

2.1 - Diagrammes A C F et A'K F (pl. 16, fig. 1)

Le point représentatif du paragneiss de l'analyse (7) se situe sur la droite scapolite - anorthite - hornblende. Par rapport aux roches calcosilicatées et aux skarns, on note, d'une part, qu'il est moins calcique et plus alumineux, d'autre part, qu'il est plus potassique.

<u>Analyse chimique</u>				<u>Analyse normative</u>	
Si O ₂	40,80			Quartz	3,55
CO ₂	9,33	Ca O	18,70	Calcite	21,22

2.2 - Diagramme de NIGGLI C/fm - Al - AlK (pl. 17)

Le paragneiss (7) se projette toujours dans le domaine des "sédiments résiduels et argileux", mais on note ici, par rapport aux roches carbonatées citées précédemment, une valeur AlK plus élevée.

2.3 - Diagramme C - (Al - AlK) et diagramme C - 100 Mg - (Al - AlK) (pl. 18, fig. 1-2)

Dans le diagramme C - (Al - AlK), le paramètre C du paragneiss est légèrement supérieur à celui des skarns à diopside et à scapolite. Ceci est beaucoup plus net dans le diagramme C - 100 Mg - (Al - AlK).

MARBRES ET PARAGNEISS

Tableau n° 1

N° des analyses	5	6	7
Si O ₂	4,47	2,25	40,80
Al ₂ O ₃	0,71	0,86	13,40
Fe ₂ O ₃	0,03	0,00	0,55
Fe O	0,38	1,15	6,30
Mg O	2,46	0,55	2,33
Ca O	49,18	51,72	18,70
Na ₂ O	0,00	0,00	1,00
K ₂ O	0,25	0,00	3,40
Ti O ₂	0,04	0,00	0,76
P ₂ O ₅	0,01	0,03	0,14
Mn O	0,01	0,05	0,06
CO ₂	41,56	42,98	9,33
S	0,16	0,00	1,34
H ₂ O ⁺	0,00	0,00	0,00
H ₂ O ⁻	0,00	0,00	0,00
Total	99,26	99,59	98,11
A	0,73	0,87	23,94
C	92,33	95,96	35,72
F	6,92	3,16	40,32
A'	3,73	0,00	0,00
K	3,73	0,00	21,29
F	92,53	100,00	78,70

En définitive, il s'agit d'un faciès proche des roches carbonatées dans lesquelles il est riche, mais il s'en distingue surtout par une plus grande abondance de Al_2O_3 et particulièrement de K_2O .

B. - LES ROCHES CALCOSILICATEES (n° 1 et 2 sur les figures)

1. Diagrammes ACF et A'KF (1) (pl. 16, fig. 1)

Les assemblages minéralogiques montrés par les deux diagrammes de la figure 1 correspondent à ceux qui ont été observés en lame mince:

- diopside - plagioclase - hornblende - phlogopite - feldspath potassique
- scapolite - diopside - quartz - (calcite) - (hornblende) - phlogopite - feldspath potassique.

Ainsi la comparaison des analyses modales et normatives ne montre pas de différences essentielles. Les minéraux recensés se retrouvent aussi dans l'analyse normative CIPW.

<u>Composition modale</u>		<u>Composition chimique</u>				<u>Composition normative</u>	
Quartz	1 à 10 %	Si O ₂	31,93 (1)			Quartz	0,87 (1)
			25,43 (2)				3,93 (2)
Calcite	25 à 50 %	CO ₂	15,70	CaO	27,47 (1)	Calcite	35,71 (1)
			23,00		36,46 (2)		52,31 (2)

La roche 2 est plus calcique que la roche 1, d'où une valeur plus élevée du paramètre C.

Le faible pourcentage en quartz, la haute teneur en calcite et l'apparition de silicates ferromagnésiens sont les critères spécifiques des roches calcosilicatées.

2. Diagramme de NIGGLI C/fm - Al - AlK (pl. 17, fig. 1)

Le report des points représentant les analyses 1 et 2 sur le diagramme de NIGGLI les situe dans le domaine des roches sédimentaires.

Il faut noter que C/fm pour l'analyse 2 est plus élevé, ce qui confirme la plus grande richesse en CaO. Par contre, les valeurs de Al K, faibles, sont proches l'une de l'autre (19,83 et 14 %).

3. Diagramme C - (Al - Al K) et diagramme C - 100 Mg - (Al - Al K) (pl. 18, fig. 1-2)

Le report 1 et 2 montre que ces roches se situent dans le domaine des calcaires dolomitiques.

En définitive, les roches calcosilicatées peuvent être considérées comme résultant du métamorphisme d'anciens calcaires dolomitiques renfermant quelques impuretés argileuses.

(1) - Les paramètres ACF et A'KF ont été calculés selon la méthode proposée par P.E. ESKOLA, 1930 et reprise par H.G. WINKLER, 1965. Les corrections apportées pour les minéraux accessoires (sphène, magnétite et ilménite) n'ont pas été effectuées à partir de leur pourcentage modal, mais d'après leur pourcentage normatif (minéraux virtuels calculés).

Les calculs ont été faits à partir des programmes du calcul de la norme CIPW mis au point par L. GELINAS et J.C. SISI sur ordinateur CDC 7 000 de l'Université de Montréal.

LES ROCHES CALCOSILICATEES

Tableau n° 2

	1	2
Si O ₂	31,93	25,43
Al ₂ O ₃	6,98	4,59
Fe ₂ O ₃	3,03	0,57
Fe O	5,25	6,10
Mg O	6,57	1,51
Ca O	27,47	36,46
Na ₂ O	0,25	0,33
K ₂ O	1,57	0,83
Ti O ₂	0,47	0,30
P ₂ O ₅	0,05	0,08
Mn O	0,13	0,10
CO ₂	15,70	23,00
S	0,00	0,00
H ₂ O ⁺	0,00	0,00
H ₂ O ⁻	0,00	0,00
Total	99,40	99,30
A	12,16	11,31
C	33,59	46,03
F	54,24	42,65
A'	00,00	00,00
K	7,25	7,03
F	92,74	92,96

PARAMETRES DE NIGGLI

Tableau n° 3

N°	Al	FM	C	AlK	Ti	K	Mg	W	Si
1	8,00	32,26	57,30	2,42	6,88	0,80	0,59	0,34	61,26
2	5,35	15,58	77,37	1,68	0,44	0,62	0,28	0,07	50,37
3	17,84	31,68	46,78	3,69	2,02	0,59	0,61	0,09	97,60
4	15,23	32,86	47,52	4,37	1,22	0,45	0,64	0,07	108,29
5	0,73	7,01	91,98	0,27	0,05	1,00	0,91	0,06	7,80
6	0,87	3,15	95,96	0,00	0,00	1,00	0,44	0,00	3,89
7	19,60	22,85	49,74	7,79	1,41	0,69	0,37	0,07	101,30
8	15,65	46,82	35,80	1,71	0,76	0,70	0,20	0,08	81,22
9	2,23	56,34	40,95	0,47	0,02	0,00	0,65	0,06	98,64
10	13,28	49,02	32,81	4,88	1,31	0,65	0,41	0,12	86,78
11	8,15	59,48	28,78	3,57	0,20	0,51	0,40	0,18	86,17
12	32,55	48,99	9,51	8,88	2,46	0,69	0,47	0,16	198,04
13	33,87	51,21	4,19	10,71	4,83	0,88	0,42	0,12	274,36
14	37,93	47,90	2,52	11,63	4,43	0,84	0,40	0,15	251,51
15	43,39	45,21	3,18	8,21	4,51	0,87	0,35	0,13	208,95
16	36,92	47,22	3,43	12,41	3,84	0,75	0,38	0,19	201,03
17	28,83	44,60	8,04	18,52	2,24	0,29	0,50	0,37	187,84
18	35,06	34,46	12,85	17,60	2,35	0,56	0,50	0,33	254,59
19	35,78	33,32	7,13	23,75	2,98	0,82	0,46	0,51	164,65
20	18,95	54,53	14,38	12,12	2,99	0,77	0,32	0,10	97,68
21	41,71	28,74	4,05	25,49	3,52	0,49	0,31	0,17	155,50
22	23,16	28,20	33,16	10,47	2,04	0,26	0,31	0,28	131,71
23	35,61	20,61	17,98	25,77	2,17	0,12	0,60	0,29	223,97

DIAGRAMME C/fm - Al - AlK et DIAGRAMME C - 100 Mg - (Al - AlK)

PARAMETRES

Tableau n° 4

N°	C/fm %	Al %	AlK %	100 Mg %	C %	Al - Al K %
1	14,54	65,61	19,83	48,44	46,97	4,57
2	41,36	44,62	14,00	26,08	70,56	3,35
3	6,41	77,54	16,03	50,14	38,27	11,58
4	6,86	72,34	20,79	52,45	38,70	8,84
5	92,86	5,16	1,96	49,69	50,06	0,24
6	97,18	2,80	0,00	31,67	67,70	0,61
7	7,35	66,29	26,34	37,98	50,11	11,90
8	4,21	86,32	9,46	28,78	51,26	19,95
9	21,24	65,09	13,71	60,63	37,74	1,62
10	3,55	70,52	25,92	50,54	39,66	10,15
11	3,95	66,75	29,28	54,64	39,13	6,22
12	0,46	78,19	21,34	58,93	11,81	29,24
13	0,18	75,83	23,98	61,00	5,97	33,01
14	0,10	76,44	23,44	58,17	3,66	38,16
15	0,13	83,97	15,88	48,27	4,28	47,43
16	0,14	74,72	25,12	58,00	14,00	36,83
17	0,37	60,66	38,96	73,26	11,71	15,02
18	0,70	66,07	33,17	62,34	15,97	21,65
19	0,35	59,88	39,75	70,72	10,89	18,37
20	0,84	60,48	38,67	60,49	26,78	12,72
21	0,20	62,07	37,92	60,90	7,81	31,27
22	3,86	66,19	29,93	38,54	46,11	15,33
23	1,40	57,19	41,40	68,42	20,41	11,16

— DIAGRAMMES ACF - A'KF —

Pl. 16

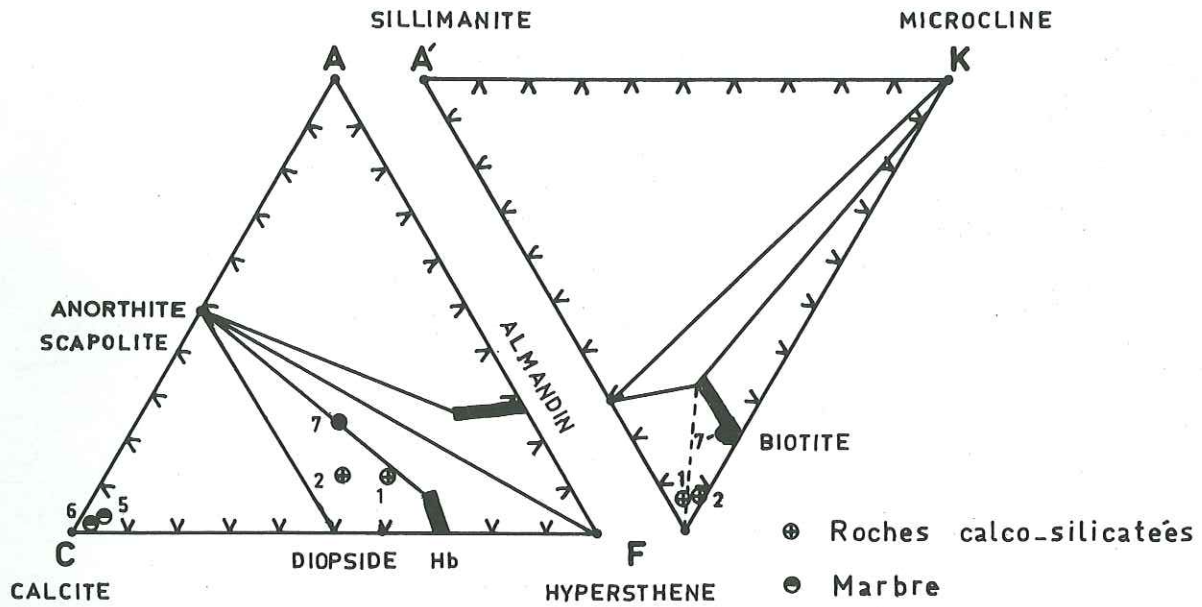


Fig. 1

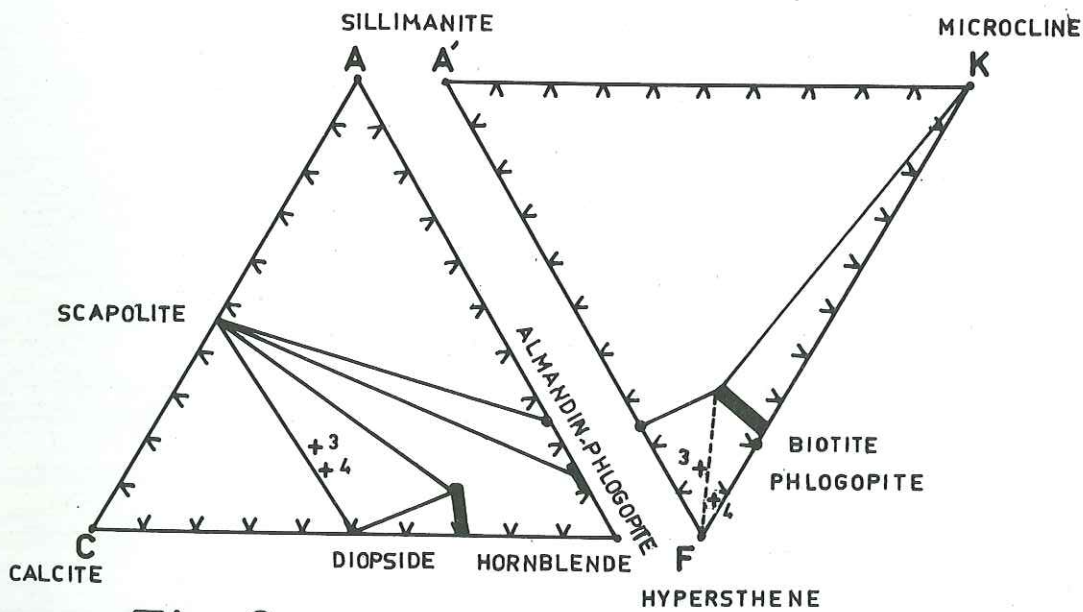


Fig. 2

+ Skarn à diopside et à scapolite

C. - LES SKARNS A DIOPSIDE ET A SCAPOLITE (n° 3 et 4 sur les figures)

Tous les minéraux des skarns à diopside et à scapolite ont une fraîcheur remarquable. Quelques rares traces d'altération très faible s'observent çà et là. Ceci indique que ces roches représentent des assemblages minéralogiques stables. Les conditions thermodynamiques optimales requises pour les former ont persisté assez longtemps pour que l'équilibre soit atteint. Nous sommes sans doute en présence d'un faciès métamorphique bien délimité plutôt que d'un résidu d'une série de réactions plus ou moins complètes.

L'assemblage essentiel est : diopside, amphibole, phlogopite, feldspath, sphène et calcite. Il témoigne, comme nous le verrons, d'un type de faciès métamorphique assez particulier.

1. Diagrammes ACF' et A' KF (pl. 16, fig. 2)

La lecture du diagramme ACF laisse apparaître l'assemblage minéralogique précédemment décrit :
- diopside - scapolite - hornblende.

La comparaison des deux analyses révèle peu de différences notables.

Composition modale		Composition chimique			Composition normative		
Quartz	3,8 (3)	Si O ₂	45,96 (3)		Quartz	0,00 (3)	
	0,0 (4)		49,10 (4)			0,08 (4)	
Calcite	4,8 (3)	CO ₂	1,70 (3)	Ca O	20,56 (3)	Calcite	3,87 (3)
	4,4 (4)		2,30 (4)		20,11 (4)		5,23 (4)

Par rapport aux roches calcosilicatées, les skarns à diopside et à scapolite possèdent un pourcentage plus élevé en Si O₂, un pourcentage plus faible en Ca O et en CO₂.

2. Diagramme de NIGGLI C/fm - Al - AlK (pl. 17, fig. 1)

Les points représentatifs se situent dans l'aire des roches sédimentaires. Si leur paramètre C/fm est identique, par contre, le paramètre AlK de l'analyse 4 est plus élevé que celui de l'analyse 3, et :

Na ₂ O + K ₂ O (4)	Na ₂ O + K ₂ O (3)
Al ₂ O ₃ (3)	Al ₂ O ₃ (4)

LES SKARNS A DIOPSIDE ET A SCAPOLITE

Tableau 5

	3	4		3	4
Si O ₂	45,96	49,10			
Al ₂ O ₃	14,26	11,72			
Fe ₂ O ₃	0,73	0,50			
Fe O	6,15	5,80	A	19,29	13,26
Mg O	6,14	6,44	C	48,26	49,60
Ca O	20,56	20,11	F	32,43	37,13
Na ₂ O	0,72	1,12			
K ₂ O	1,63	1,41	A'	7,50	0,00
Ti O ₂	1,27	0,74	K	6,78	6,12
P ₂ O ₅	0,11	0,00	F	85,71	93,87
Mn O	0,09	0,09			
CO ₂	1,70	2,30			
S	0,00	0,00			
H ₂ O ⁺	0,00	0,00			
H ₂ O ⁻	0,00	0,00			
Total	99,32	99,33			

— DIAGRAMME de NIGGLI C/fm - Al-AIK —

Pl. 17

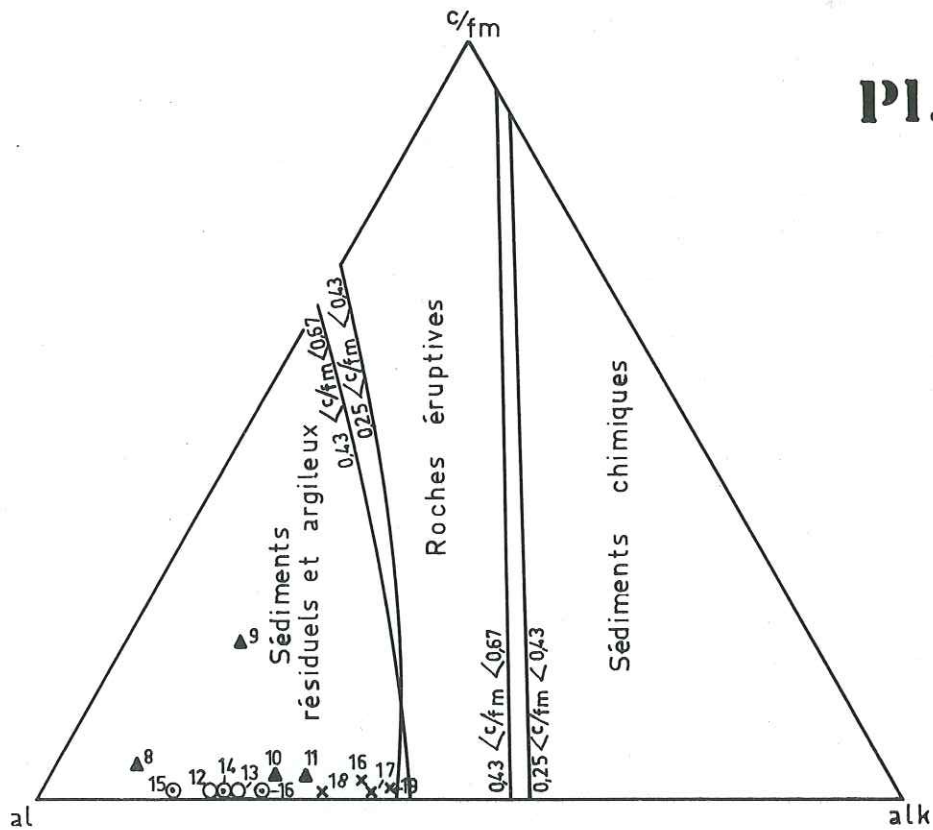


Fig. 1

Position des diverses roches dans le tétraèdre de Niggl, superposition des secteurs $c/fm = 0,25 - 0,43$ et $c/fm = 0,44 - 0,67$

_ DIAGRAMME C_(Al-AIK) _

Pl. 48

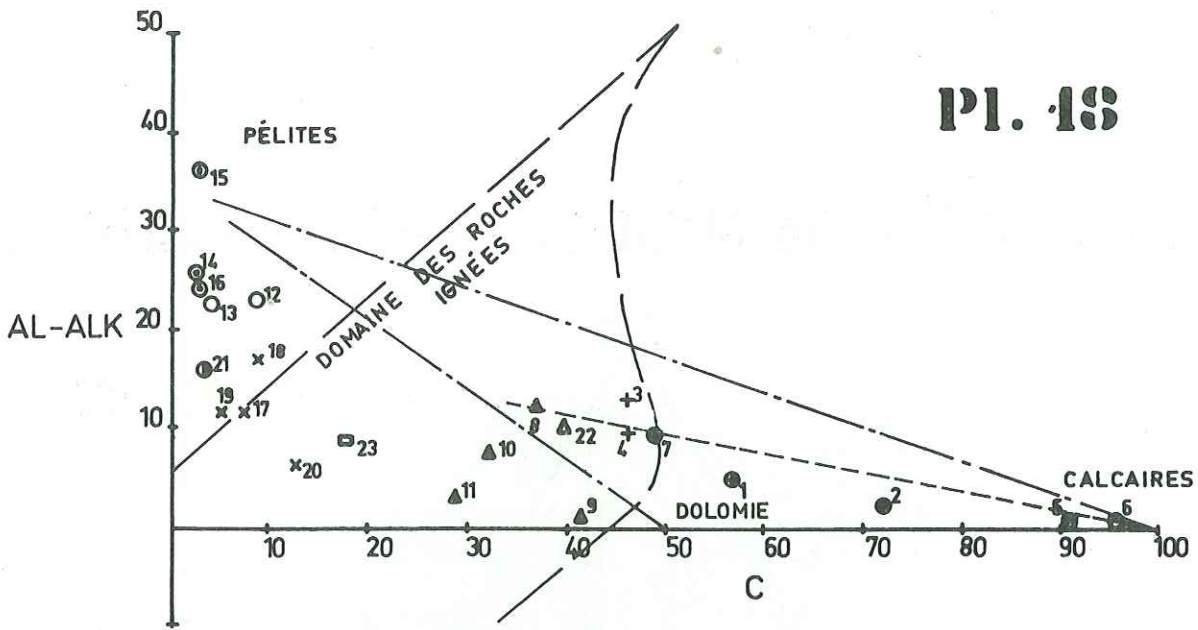


Fig. 1

_ DIAGRAMME C_100 Mg_(Al-AIK) _

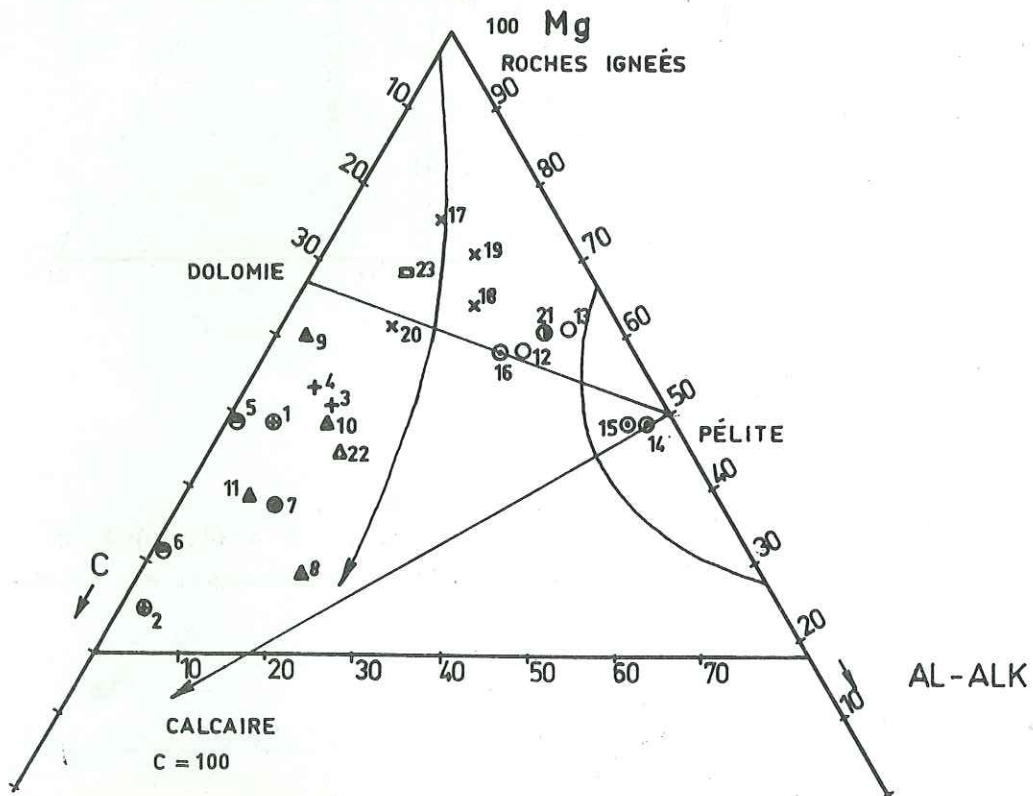


Fig. 2

3. Diagramme C - (Al - AlK) et diagramme C - 100 Mg - (Al - AlK) (pl. 18, fig. 1-2)

Dans ces diagrammes, les roches montrent une valeur de C à peu près identique. Elles se rapprochent du domaine des dolomies argileuses.

4. Diagramme C - Mg (pl. 25, fig. 1)

Les deux analyses se placent à mi-chemin entre les dolomies et les calcaires pélitiques.

En définitive, les skarns à diopside et à scapolite dérivent très vraisemblablement d'anciennes roches sédimentaires calco-argilo-dolomitiques. Elles ne peuvent pas représenter le produit d'altération d'amphibolites ou de pyroxénites qu'on retrouve par ailleurs dans l'ensemble carbonaté. On peut noter également, d'une part, que la teneur en potassium de la roche originelle était relativement assez élevée et supérieure au sodium, d'autre part, que l'alumine avait une teneur faible, ce qui a permis la cristallisation d'un pyroxène peu alumineux de la série diopside - hédénbergite.

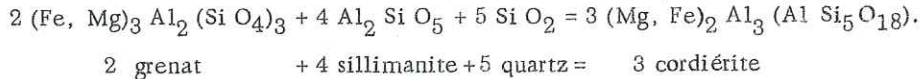
III. - ETUDE PETROCHIMIQUE DE L'ENSEMBLE GNEISSIQUE

A. - GNEISS A BIOTITE (n° 17, 18, 19, 20 sur les figures)

1. Diagrammes ACF et A'KF (pl. 19, fig. 1)

La concordance des assemblages minéralogiques donnés par les diagrammes ACF et A'KF et ceux donnés par les observations microscopiques n'est pas parfaite.

Les analyses 18 et 19 dans le diagramme ACF montre que le grenat almandin devrait faire partie de l'assemblage minéralogique. Or ce dernier n'a jamais été observé en lame mince. Ceci peut s'expliquer par le fait que dans le diagramme A'KF, l'assemblage cordiérite - biotite - feldspath potassique exclut la présence du grenat. Cette absence du grenat permet de préciser l'apparition de la cordiérite :



Cette réaction établit ainsi la compatibilité de la paragenèse observée sur le terrain.

Les analyses 17 et 20 sont issues de roches plus ou moins riches en magnétite. Leur représentation sur les diagrammes ACF et A'KF les groupe dans les domaines représentant les roches basiques.

2. Diagramme de NIGGLI C/fm - Al - AlK (pl. 23, fig. 1)

Ces quatre analyses se groupent dans le domaine des roches sédimentaires. Elles révèlent peu de variations dans les paramètres Al et AlK.

3. Diagramme C - (Al - AlK) et diagramme C - 100 Mg - (Al - AlK) (pl. 18, fig. 1-2)

Le même type de répartition se manifeste dans ces deux diagrammes. Les analyses 17, 18, 19 et 20 se localisent entre les domaines des roches dolomitiques et le domaine des roches pélitiques.

4. Diagramme de PETTIJOHN (pl. 20, fig. 1)

Le diagramme de PETTIJOHN est établi d'après les relations entre les oxydes de fer et de magnésium, et le pourcentage en Si O₂ donné par l'analyse chimique. Si sa construction est facile, son interprétation est, par contre, très délicate. En effet, il ne permet pas de dégager les tendances sédimentaires des tendances éruptives d'une roche métamorphique.

— DIAGRAMME A C F . A' K F —

Pl. 49

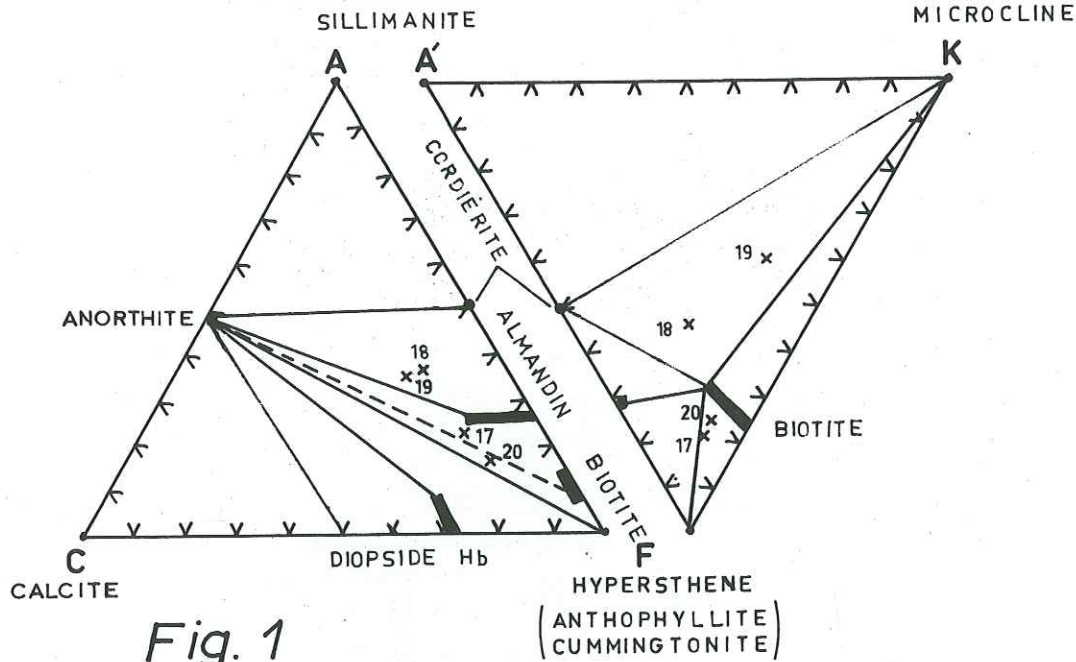


Fig. 1

x Gneiss à biotite

De plus, ce diagramme montre la différence en $Fe_2O_3 + FeO + MgO$ des diverses roches. L'analyse 20, plus riche en magnétite que l'analyse 17, se place dans le domaine des roches ultrabasiques, mais il faut noter qu'il s'agit d'un gneiss à biotite riche en magnétite. Les analyses 17, 18 et 19 offrent une répartition anarchique.

Conclusion

Les petits niveaux de gneiss à biotite ont une composition chimique qui les situe sensiblement entre le domaine des pélites et celui des dolomies.

LES GNEISS A BIOTITE

Tableau 6

	17	18	19	20		17	18	19	20
Si O ₂	59,81	65,76	53,90	42,48					
Al ₂ O ₃	15,58	15,37	19,88	13,99					
Fe ₂ O ₃	3,47	1,94	3,98	2,19	A	21,52	35,25	33,87	16,99
Fe O	5,15	3,40	3,40	17,10	C	15,76	17,03	19,35	12,74
Mg O	4,79	3,00	3,39	5,17	F	62,71	47,71	46,76	70,25
Ca O	2,39	3,10	2,18	5,84					
Na ₂ O	4,28	2,06	1,37	1,20	A'	7,02	21,21	12,43	7,14
K ₂ O	2,74	4,00	10,11	6,44	K	14,32	23,22	47,50	15,85
Ti O ₂	0,95	0,81	1,30	1,73	F	78,46	55,55	40,06	76,99
P ₂ O ₅	0,11	0,81	0,06	1,87					
Mn O	0,17	0,15	0,02	0,07					
CO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00					
S	0,00	0,00	0,00	0,00					
H ₂ O ⁺	0,00	0,00	0,00	0,00					
H ₂ O ⁻	0,00	0,00	0,00	0,00					
Total	99,44	100,41	99,59	98,08					

— DIAGRAMME de PETTIJOHN —

Pl. 20

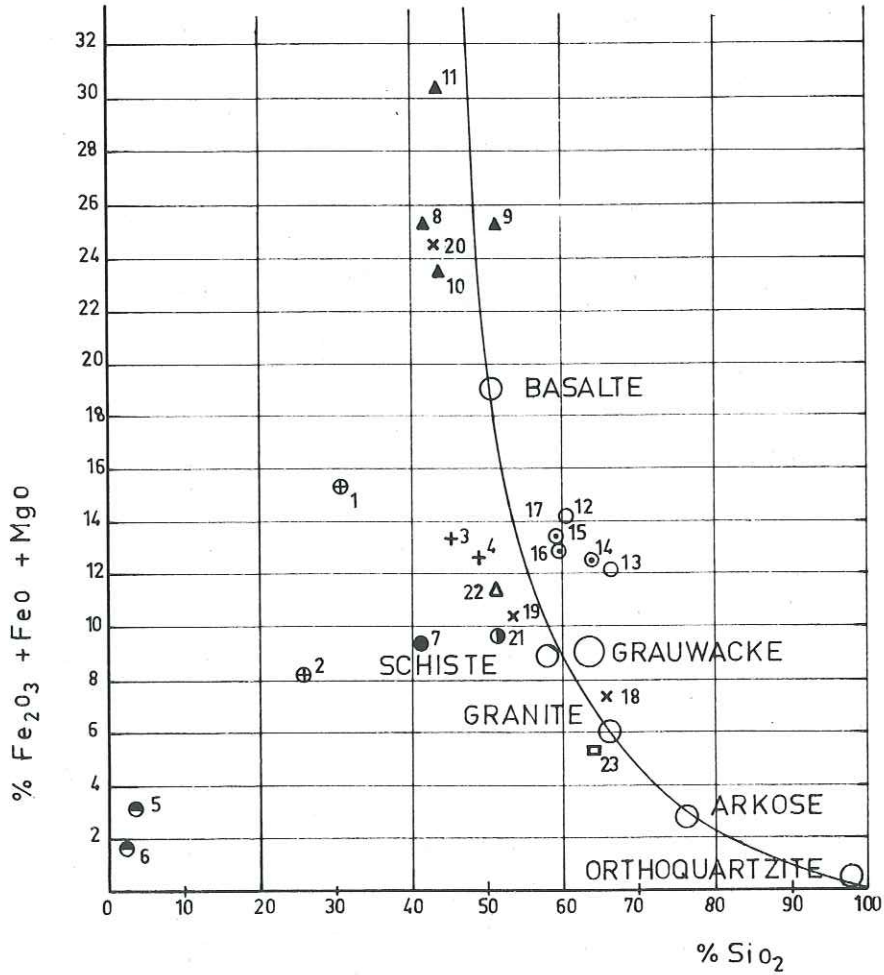


Fig. 1

Relations entre les pourcentages de Fe₂O₃+FeO+MgO
et le pourcentage de SiO₂ -

B. - LES GNEISS A BIOTITE ET A GRENAT (n° 12 et 13 sur les figures)

L'étude pétrographique des gneiss à biotite et à grenat a démontré qu'ils sont composés de quartz, de feldspath potassique, de plagioclase, de biotite et de grenat.

1. Diagrammes ACF et A'KF (pl. 21, fig. 1)

Le report sur diagramme ACF et A'KF des deux analyses chimiques effectuées sur ce type de roche permet de vérifier les observations microscopiques. Dans le diagramme ACF (fig. 1), les points représentatifs se trouvent au-dessus de la droite joignant le pôle almandin - anorthite, près du domaine des grenats almandin.

Normalement nous devrions trouver de la sillimanite, image de l'assemblage ternaire sillimanite - anorthite - almandin du diagramme ACF. Ces gneiss ont la potentialité de former de la sillimanite dans la mesure où les conditions thermodynamiques d'apparition de ce minéral sont atteintes. Or, la sillimanite est absente alors que ces conditions ont été réalisées. Essayons d'expliquer cette absence.

Tout d'abord, l'examen du diagramme A'KF montre que l'analyse 12 se trouve, en fait, dans l'assemblage ternaire microcline - biotite - grenat qui exclut la sillimanite. Par contre, pour l'analyse 13, la sillimanite serait susceptible d'apparaître, car elle se situe dans le triangle partiel sillimanite - microcline - almandin.

Toutefois, il faut rappeler que $A' = Al_2O_3 + Fe_2O_3 - Na_2O + K_2O + CaO$. Or, les éléments soustraits sont plus faibles que dans le cas de la roche 12. Il n'en reste pas moins qu'il y a lieu d'expliquer cette absence de sillimanite. D'après la composition chimique, le pourcentage en Al_2O_3 nécessaire à la formation de la sillimanite (SiO_4Al_2O) est assez faible par rapport à celui des gneiss à sillimanite.

	Gneiss à biotite et à grenat	Gneiss à sillimanite
Al_2O_3	13 à 17 %	16 à 21 %

LES GNEISS A BIOTITE ET A GRENAT

Tableau 7

	12	13		12	13
Si O ₂	60,37	66,58			
Al ₂ O ₃	16,84	13,95			
Fe ₂ O ₃	1,72	1,13			
Fe O	7,60	7,35	A	32,47	33,93
Mg O	4,78	3,57	C	12,41	5,80
Ca O	2,72	0,95	F	55,10	60,25
Na ₂ O	0,84	0,32			
K ₂ O	2,97	3,59			
Ti O ₂	1,00	1,56	A'	23,96	27,52
P ₂ O ₅	0,11	0,04	K	10,18	13,52
Mn O	0,19	0,13	F	65,84	58,95
CO ₂	0,00	0,00			
S	0,00	0,00			
H ₂ O ⁺	0,00	0,00			
H ₂ O ⁻	0,00	0,00			
Total	99,14	99,17			

— DIAGRAMMES ACF . A'KF —

Pl. 21

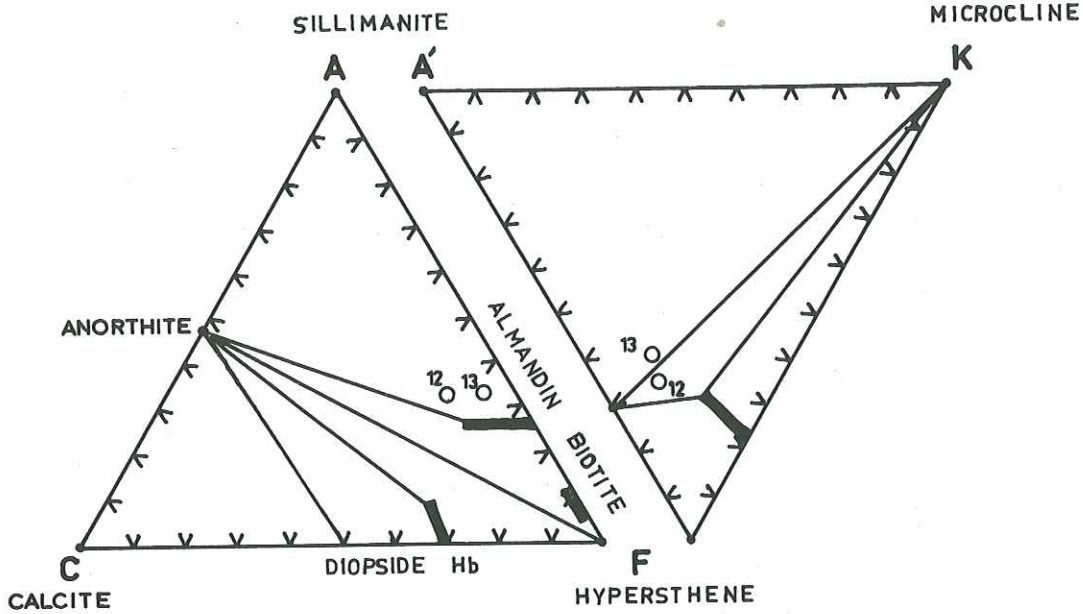


Fig. 1

○ Gneiss à grenat et à biotite

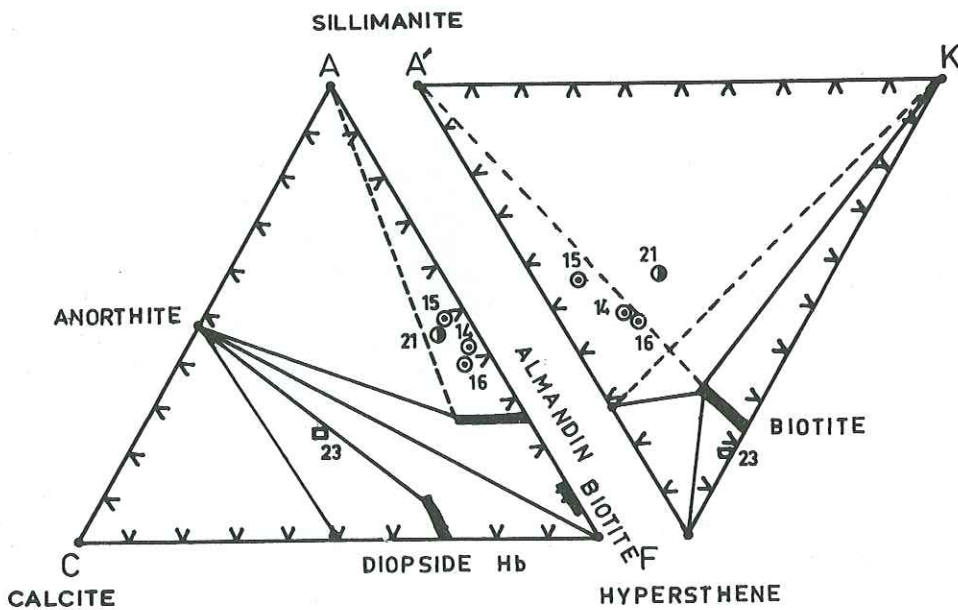


Fig. 2

○ Gneiss à sillimanite
 ● Gneiss syénitique à corindon
 □ Roche granitique

2. Diagramme A'FM de THOMPSON (pl. 22, fig. 1)

Nous avons eu recours à la projection A'FM de THOMPSON qui permet de représenter les assemblages minéralogiques des roches métamorphiques tout en tenant compte, d'une part, de l'analyse chimique totale de la roche, et d'autre part, de l'analyse chimique de certains minéraux indicateurs du grade métamorphique.

Rappelons que la projection AFM effectuée à partir du pôle de la muscovite s'applique uniquement aux roches métamorphiques contenant ce minéral et possédant un excès de Si O₂ matérialisé par une composition modale et normative riche en quartz. Au-delà du faciès amphibolite à épidote, cette projection est inutilisable : la muscovite devient instable et se transforme en un silicate d'alumine et en feldspath potassique du type microcline.

Pour les grades de métamorphisme élevés, on a recours à la projection A'FM dérivée de la précédente, à partir du pôle microcline. Les divers paramètres permettant de situer les domaines minéralogiques sont ainsi différents, mais leur calcul ne pose pas de problème particulier.

En se basant sur le principe même de cette projection qui tient compte de la composition des minéraux indicateurs et de celle de la roche, il est possible d'expliquer l'absence de la sillimanite constatée dans les roches 12 et 13.

Nous avons d'abord analysé à la microsonde électronique deux couples biotite - grenat en équilibre dans chacune des deux roches en question (voir tableaux 8-9).

Le calcul de A' pour la biotite a été fait à partir de la méthode graphique proposée par F. TURNER.

	n° 12	n° 13
A'	3,95 ± 0,10	6,80 ± 0,10

Le calcul de F est donné dans le tableau n° 8.

BIOTITES (analyses partielles)

Tableau 8

N°	12	13
Si O ₂	35,06	37,38
Al ₂ O ₃	15,60	13,47
Fe O	13,34	14,74
Mg O	16,37	16,19
Ca O	----	----
K ₂ O	9,20	9,61
Ti O ₂	3,86	3,35
Mn O	0,19	0,20
Total	93,62	94,94
$\frac{\text{Mg}}{\text{Mg} + \text{Fe} + \text{Mn}}$ (Mol)	+ 0,456	+ 0,484
$\frac{100 \text{ Al}_2 \text{ O}_3}{\text{Al}_2 \text{ O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{MnO}}$ (Mol) Calcul transitoire de A' pour A'FM	+17,807	+20,468
$\frac{100 \text{ FeO}}{\text{Fe O} + \text{MgO}}$ (Mol) % Paramètre F pour A'FM	+33,805	+31,376

Pour les grenats, le report des diverses analyses a été obtenu en calculant les paramètres A'FM en se servant des données moléculaires des analyses chimiques,

Analyse chimique des grenats

GNEISS A BIOTITE ET A GRENAT

Tableau 9

Nombre d'ions associés à 24 O

	3 e	12	13		3 e	12	13
Si O ₂	39,33	36,96	37,82	Si	6,19	5,78	5,93
Al ₂ O ₃	21,79	23,89	22,34	Al ^{IV}	----	0,21	0,06
Fe O	24,53	23,75	26,00	Al ^{III}	3,39	3,52	3,42
Mg O	10,91	11,38	10,60	Fe ⁺³	0,04	0,36	0,36
Ca O	1,92	1,91	2,29	Fe ⁺²	3,18	2,75	2,05
Mn O	-----	2,00	0,64	Mg	2,56	2,65	2,47
Ti O ₂	-----	0,08	0,09	Mn	----	0,26	0,08
<u>Total</u>	98,48	99,97	100,06	Ca	0,25	0,32	0,38
				Ti	----	0,01	0,01

	Grenats N° 12	Grenats N° 13
A'	27,657	25,961
F	39,019	42,88
M	33,323	31,157

De la même façon, nous avons fait le calcul des paramètres A'FM pour la composition chimique totale des roches des analyses 12 et 13.

Notons que pour le calcul de A' on a tenu compte des affinités des calco-alcalins avec Al₂O₃ pour former des minéraux alumino-calco-sodiques ou alumino-potassiques. Nous avons donc retranché à la quantité moléculaire totale de Al₂O₃ la somme moléculaire des calco-alcalins.

Si on reporte conjointement, d'une part, les points représentatifs de grenats et de biotite des roches 12 et 13, et d'autre part, ceux des analyses totales de ces deux roches dans le diagramme A'FM, on constate les points suivants :

- l'analyse 12 se trouve sur la ligne d'attache reliant les pôles grenat - biotite de la roche 12 ;
- l'analyse 13 se trouve elle aussi sur la ligne d'attache reliant les pôles grenat - biotite de la roche 13.

Si on construit le triangle sillimanite - grenat 12 - biotite 12, on constate que la composition chimique totale de la roche 12 située sur le côté grenat 12 - biotite 12, exclut la présence de la sillimanite. Il en est de même pour la roche 13.

On remarque aussi que le calcul de la composition en minéraux virtuels CIPW donne un pourcentage en corindon assez élevé :

	Analyse 12	Analyse 13
Corindon	7,56	7,97

Ce pourcentage en corindon est plus faible que celui calculé pour les gneiss à sillimanite :

	Analyse 14	15	16
Corindon	10,49	15,53	10,59

_ DIAGRAMME A'FM de THOMPSON _

Pl. 22

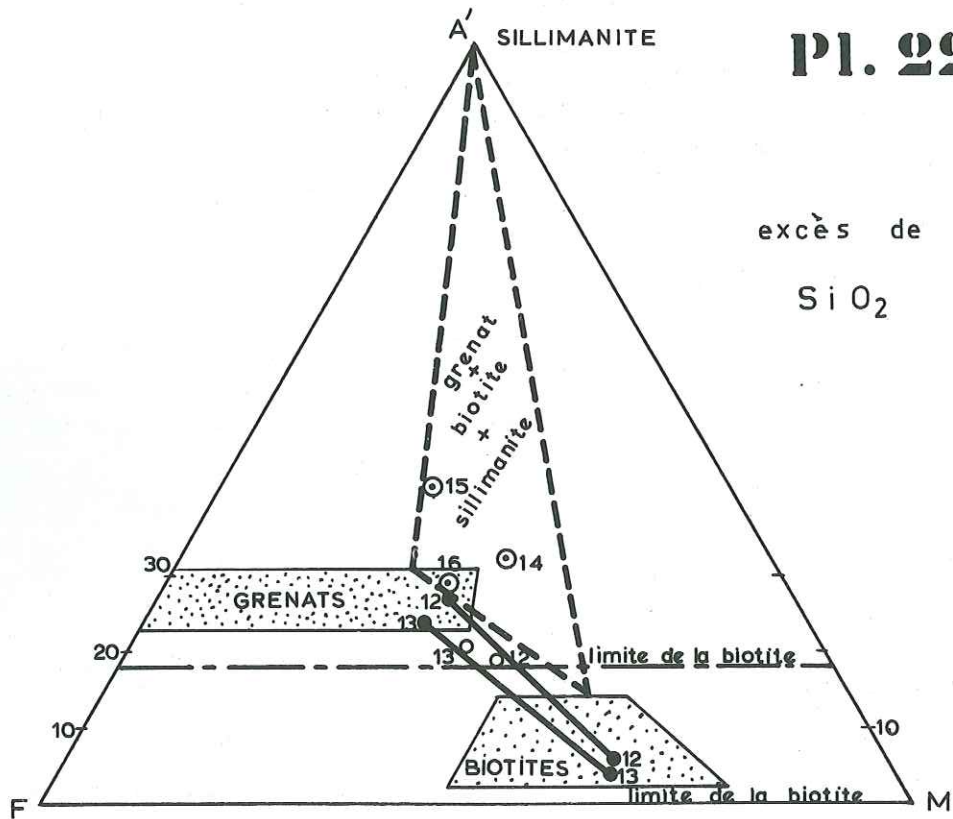


Fig. 1

- Analyse des minéraux - Grenat - Biotite -
Analyse totale des roches
- Gneiss à biotite et à grenat
- ⊙ Gneiss à sillimanite

Si l'excédent d'alumine est réel, il est moins élevé que pour les gneiss à sillimanite.

En outre, on constate que les lignes d'attache grenat - biotite des deux roches ne se croisent pas. On peut en déduire les points suivants :

1. L'équilibre chimique entre les deux couples de minéraux est manifeste. D'ailleurs, aucune auréole réactionnelle n'a été mise en évidence entre ces deux minéraux.
2. La température et la pression n'ont pas beaucoup fluctué au cours du métamorphisme.
3. Le potentiel chimique de l'eau et de l'oxygène n'a pas varié durant le métamorphisme.

En conclusion, les roches 12 et 13 ont une composition chimique leur interdisant, semble-t-il, de former de la sillimanite même lorsque les conditions thermodynamiques d'apparition de celle-ci sont atteintes.

3. Diagramme de NIGGLI C/fm - Al - AlK (pl. 23, fig. 1)

Dans le domaine des roches sédimentaires, les roches 12 et 13 s'individualisent par des différences notables des paramètres Al et AlK, traduisant une composition chimique différente.

	Analyse 12	Analyse 13
Al ₂ O ₃	16,84	13,95
K ₂ O + Na ₂ O	3,81	3,91

4. Diagramme C - (Al - AlK) et diagramme C - 100 Mg - (Al - AlK) (pl. 18, fig. 1-2)

Les deux gneiss à biotite et à grenat ne présentent pas de différences sensibles sur ces deux diagrammes. Toutefois, les valeurs du paramètre C (12 = 9,51; 13 = 4,19) traduisent un pourcentage en CaO plus élevé dans la roche 12 (2,72) que dans la roche 13 (6,95).

C. - LES GNEISS A SILLIMANITE (n° 14, 15, 16 sur les figures)

1. Diagrammes ACF et A'KF (pl. 21, fig. 2)

Le report des paramètres ACF et A'KF sur les diagrammes triangulaires de H. G. WINKLER donnent l'image des assemblages minéralogiques observés en lame mince :

- sillimanite - grenat almandin - feldspath potassique - biotite.

L'analyse 15 présente un paramètre A' supérieur aux analyses 14 et 16, reflet du pourcentage de Al₂O₃ plus élevé pour des valeurs identiques de FeO, Fe₂O₃, MgO, CaO, Na₂O et de K₂O.

2. Diagramme A'FM de THOMPSON (pl. 22, fig. 1)

A titre de comparaison avec les gneiss à biotite et à grenat, on a calculé les paramètres A'FM et on les a reportés sur le diagramme de THOMPSON (fig. 1). Les points représentatifs se situent tous dans le domaine de l'assemblage ternaire : grenat - biotite - sillimanite.

3. Diagramme de NIGGLI C/fm - Al - AlK (pl. 23, fig. 1)

On note que les variations de Al₂O₃ sont assez importantes, que les 3 analyses se projettent dans le domaine des roches sédimentaires et que les valeurs de AlK sont différentes.

Analyses	16	17	18
AlK	25,12	23,44	15,88
K ₂ O + Na ₂ O	5,24	4,40	3,48

4. Diagramme C - (Al - AlK) et diagramme C - 100 Mg - (Al - AlK) (pl. 18, fig. 1-2)

Dans le diagramme C - (Al - AlK), les mêmes variations s'observent que dans le diagramme précédent.

Dans le diagramme triangulaire, les analyses des roches 14 et 15 se projettent près du pôle représentant la composition des pélites, alors que l'analyse de la roche 16 est au milieu de la droite, joignant le pôle pélite au pôle dolomie.

LES GNEISS A SILLIMANITE

Tableau 10

	14	15	16		14	15	16
Si O ₂	64,03	59,11	59,00				
Al ₂ O ₃	16,39	20,83	18,39				
Fe ₂ O ₃	1,45	1,47	2,16				
Fe O	7,35	8,40	8,15				
Mg O	3,28	3,07	3,59				
Ca O	0,60	0,84	0,94	A	40,23	48,29	39,01
Na ₂ O	0,47	0,31	0,91	C	3,09	3,88	5,15
K ₂ O	3,93	3,17	4,33	F	56,66	47,81	55,83
Ti O ₂	1,50	1,70	1,50				
P ₂ O ₅	0,09	0,07	0,04	A'	34,11	43,52	32,34
Mn O	0,08	0,10	0,08	K	13,83	9,61	14,31
CO ₂	0,00	0,00	0,00	F	52,05	46,86	53,34
S	0,00	0,00	0,00				
H ₂ O ⁺	0,00	0,00	0,00				
H ₂ O ⁻	0,00	0,00	0,00				
Total	99,17	99,07	99,09				

D. - GNEISS SYENITIQUE A CORINDON (n° 21 sur les figures)

1. Diagrammes ACF et A'KF (pl. 21, fig. 2)

Le gneiss syénitique à corindon ayant un fort pourcentage en Al₂ O₃ (23,58 %) se projette dans le domaine aluminé sur ACF dont l'assemblage minéralogique est formé de sillimanite et grenat.

La projection sur le diagramme A'KF exclut la présence du grenat almandin.

L'assemblage minéralogique observé (feldspaths potassiques, corindon, biotite) n'ayant pas révélé de grenat, est conforme à celui déduit par les projections ACF et A'KF.

_ DIAGRAMME de NIGGLI C/fm - Al-AIK _

Pl. 25

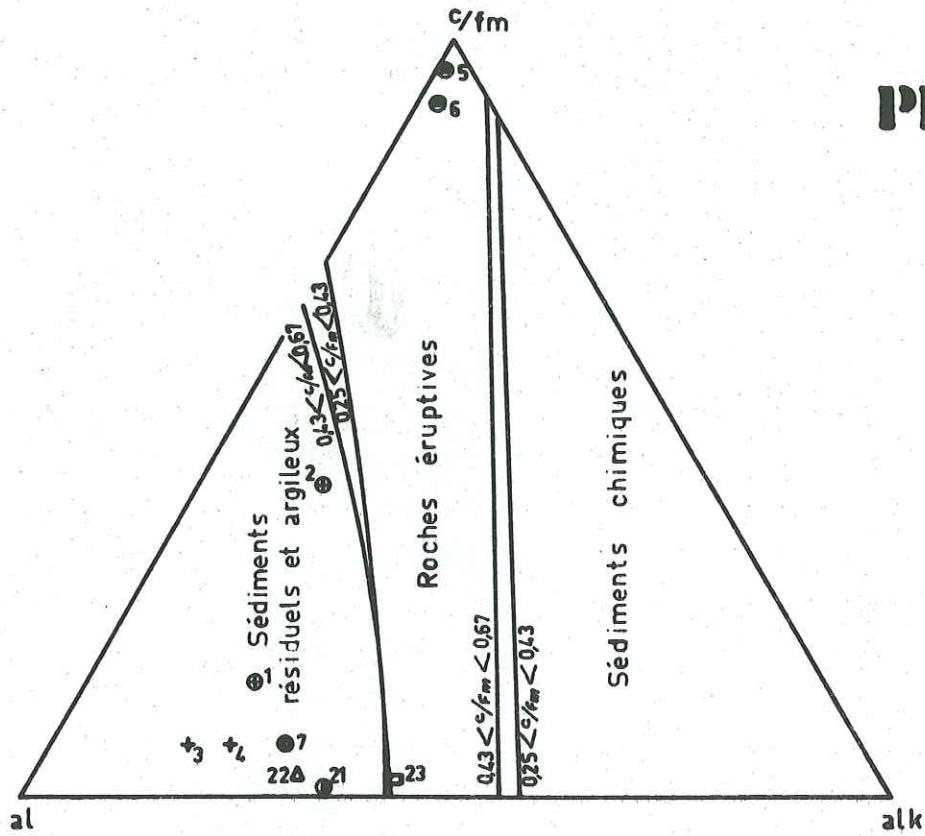


Fig. 1

Position des diverses roches dans le tétraèdre de Niggl;
 superposition des sections $c/fm = 0,25-0,43$ et $c/fm = 0,44-0,67$

2. Diagramme de NIGGLI C/fm - Al - AlK (pl. 17, fig. 1)

Le gneiss syénitique à corindon situé dans le domaine des sédiments résiduels et argileux présente un paramètre C/fm très petit (0,20 %) correspondant à un pourcentage faible de Ca O (1,26 %), de Fe O (6,45 %) et Mg O (2,03 %).

3. Diagramme C - (Al - AlK) et diagramme C - 100 Mg - (Al - AlK) (pl. 18, fig. 1-2)

Dans le diagramme C - (Al - AlK), le gneiss montre un paramètre C très faible pour un paramètre Al - AlK = 16,22.

Les mêmes observations sont à noter dans le diagramme C - 100 Mg - (Al - AlK).

En conclusion, les gneiss syénitiques à corindon ont une composition chimique qui les situe dans le domaine des pélites argileuses.

GNEISS SYENITIQUE A CORINDON

Tableau 11

N° analyse	21		21
Si O ₂	51,80		
Al ₂ O ₃	23,58		
Fe ₂ O ₃	1,50		
Fe O	6,45		
Mg O	2,03		
Ca O	1,26		
Na ₂ O	4,41		
K ₂ O	6,61	A	45,50
Ti O ₂	1,56	C	8,72
P ₂ O ₅	0,05	F	45,76
Mn O	0,03		
CO ₂	0,00	A'	33,03
S	0,00	K	25,84
H ₂ O ⁺	0,00	F	41,11
H ₂ O ⁻	0,00		
Total	99,28		

IV . - ETUDE PETROCHIMIQUE DES FACIES ACCESSOIRES

A. - LES AMPHIBOLITES A PYROXENE (n° 8, 9, 10, 11 sur les figures)

1. Diagrammes ACF et A'KF (pl. 24, fig. 1)

Ces roches étant composées presque exclusivement de hornblende verte, il est normal qu'elles se projettent dans le diagramme ACF près du pôle hornblende.

Les analyses 8 et 10 sont situées dans l'assemblage ternaire hornblende - diopside - anorthite, tandis que les analyses 9 et 11 se trouvent entre la hornblende et le diopside. L'analyse 9 se singularise par une teneur en Al_2O_3 excessivement faible (1,95 %) et par une teneur en $FeO + MgO + CaO$ élevée.

2. Diagramme de NIGGLI C/fm - Al - AlK (pl. 23, fig. 1)

Le report de ces analyses dans le triangle de NIGGLI indique que celles-ci tombent encore dans le domaine sédimentaire. Alors que les analyses 8, 10, et 11 montrent un faible paramètre C/fm, l'analyse 9 est très différente : C/fm est plus élevé, car le pourcentage en Al_2O_3 est faible.

3. Diagramme C - (Al - AlK) et diagramme C - 100 Mg - (Al - AlK) (pl. 18, fig. 1-2)

Les roches 8, 9, 10 et 11 ont une répartition disparate, mais elles se localisent toutes dans le domaine périto-calcaréo-dolomitique.

4. Diagramme de PETTIJOHN (pl. 20, fig. 1)

Dans ce type de diagramme, les roches 8, 9, 10 et 11 se situent dans le domaine des roches "ultrabasiqes" avec un fort pourcentage en ferromagnésien contre un pourcentage de SiO_2 allant de 40 à 50 %. Or, on ne peut, d'après ce diagramme, dégager avec précision les tendances sédimentaires des tendances éruptives de cet ensemble de roches à pyroxène d'après les autres diagrammes. Il s'agit vraisemblablement d'anciennes roches sédimentaires périto-calcaréo-dolomitiques.

B. - PYROXENITE (n° 22 sur les figures)

1. Diagrammes ACF et A'KF (pl. 24, fig. 1)

La projection de l'analyse chimique du pyroxénite exprimé en ACF et A'KF se situe dans le domaine ternaire calcite, scapolite - diopside, anorthite. Elle reflète ainsi la compatibilité minéralogique observée : diopside - phlogopite - scapolite.

Dans le diagramme A'KF, le fort pourcentage en ferromagnésien projette la pyroxénite au pôle F.

2. Diagramme de NIGGLI C/fm - Al - AlK (pl. 17, fig. 1)

Situé dans le domaine des sédiments résiduels et argileux, le pyroxénite offre un paramètre C/fm % assez faible (3,86 %) pour un paramètre Al de 66,19 %.

3. Diagramme C - (Al - AlK) et diagramme C - 100 Mg - (Al - AlK) (pl. 18, fig. 1-2)

Le pyroxénite dans le diagramme C - (Al - AlK) se situe entre les pôles dolomie et pélite. Ceci s'observe aussi dans le diagramme C - 100 Mg - (Al - AlK).

LES AMPHIBOLITES A PYROXENE ET PYROXENITE

Tableau 12

Tableau 13

N° analyse	8	9	10	11		22
Si O ₂	40,91	50,84	43,05	44,16		51,88
Al ₂ O ₃	13,38	1,95	11,18	7,09		15,48
Fe ₂ O ₃	1,98	0,85	2,30	4,51		2,80
FeO	20,40	10,90	14,75	17,45		6,45
MgO	3,18	12,82	6,77	8,23		2,38
CaO	16,83	19,70	15,19	13,77		14,03
Na ₂ O	0,26	0,25	0,86	0,91		3,13
K ₂ O	0,96	0,00	2,49	1,49		1,71
Ti O ₂	0,51	0,02	0,87	0,14		1,07
P ₂ O ₅	0,66	0,00	0,70	0,03		0,27
MnO	0,35	0,21	0,19	0,27		0,07
CO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00		0,00
S	0,00	0,00	0,00	0,00		0,00
H ₂ O ⁺	0,00	0,00	0,00	0,00		0,00
H ₂ O ⁻	0,00	0,00	0,00	0,00		0,00
Total	99,42	97,54	98,35	98,05		99,27
A	17,15	1,81	15,34	7,03		18,65
C	37,21	42,14	35,59	34,19		54,68
F	45,62	56,04	49,05	58,77		26,66
A'	3,85	0,00	9,65	2,52		0,00
K	2,72	0,00	6,33	3,53		13,24
F	93,42	100,00	84,00	93,94		86,75

— DIAGRAMMES ACF A'KF —

Pl. 24

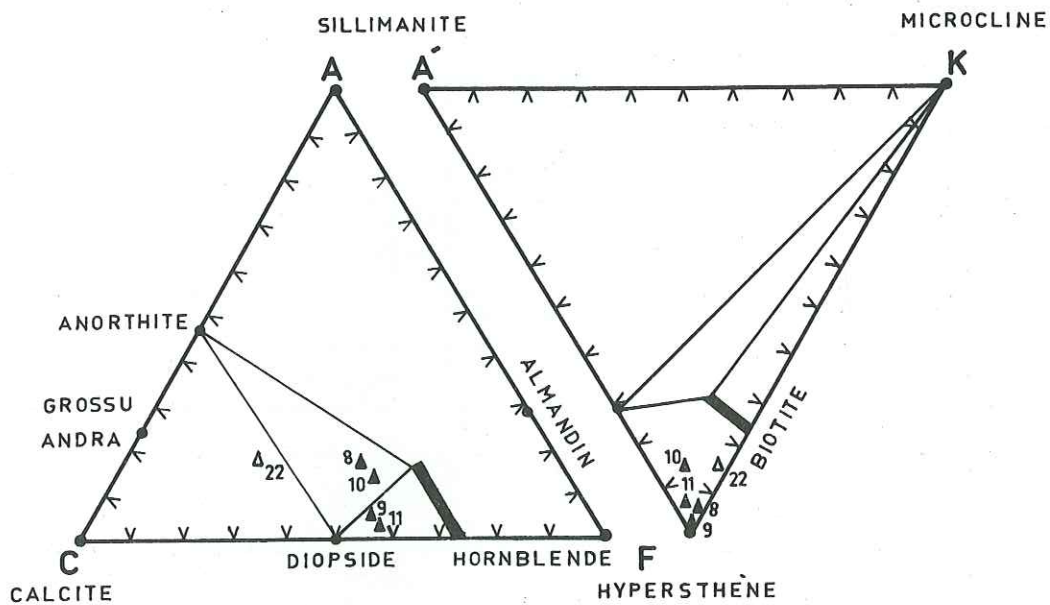


Fig. 1

- ▲ Pyroxénite
- ▲ Amphibolite à pyroxène

V. - ETUDE PETROCHIMIQUE DES ROCHES ERUPTIVES

A. - ROCHE GRANITIQUE (n° 23 sur les figures)

1. Diagrammes ACF et A'KF (pl. 21, fig. 2)

La composition chimique sur le diagramme ACF la situe dans le domaine ternaire anorthite - diopside - hornblende.

Dans le diagramme A'KF, la roche 23 se projette près du pôle biotite. Sur l'arête, F - K indique que le paramètre A est nul. En fait, si l'on compare ces données avec les domaines représentant les différentes roches magmatiques et sédimentaires (WINKLER, 1967, p. 56), on s'aperçoit que l'analyse 23 tombe dans l'aire des granodiorites et des tonalites.

2. Diagramme de NIGGLI C/fm - Al - AlK (pl. 17, fig. 1)

L'analyse 23 de la roche granitique se projette, dans ce type de diagramme, dans le domaine des roches éruptives.

3. Diagramme C - (Al - AlK) et diagramme C - 100 Mg - (Al - AlK) (pl. 18, fig. 1-2)

Dans le diagramme C - (Al - AlK), la roche granitique 23 se situe dans le domaine des roches ignées. Ce même fait s'observe dans le diagramme C - 100 Mg - (Al - AlK).

4. Diagramme de PETTIJOHN (pl. 20, fig. 1)

Ce diagramme permet de visualiser la grande richesse en SiO₂ par rapport à la somme Fe₂O₃ + FeO + MgO. La roche 23, située près du pôle granite, montre un faible pourcentage en ferromagnésien. Le caractère igné de ce type de roche apparaît dans tous les diagrammes.

ROCHE GRANITIQUE

Tableau 14

N° analyse	23		23
Si O ₂	63,63		
Al ₂ O ₃	17,17		
Fe ₂ O ₃	0,90		
Fe O	1,95	A	22,28
Mg O	2,37	C	41,51
Ca O	4,77	F	35,19
Na ₂ O	6,64		
K ₂ O	1,39	A'	0,00
Ti O ₂	0,82	K	17,34
P ₂ O ₅	0,09	F	82,65
Mn O	0,02		
CO ₂	0,00		
S	0,00		
H ₂ O ⁺	0,00		
H ₂ O ⁻	0,00		
Total	99,75		

VI. - CONCLUSION A L'ETUDE PETROCHIMIQUE

On peut résumer sous forme d'un tableau, l'origine vraisemblable des différents faciès pétrographiques qui constituent l'enveloppe du gisement.

Faciès pétrographiques	Origine
Marbres	Calcaire pur
Paragneiss	Calcaire dolomitique avec des impuretés argileuses
Roches calcosilicatées	Calcaire dolomitique avec des impuretés argileuses
Skarns à diopside et à scapolite	Roches sédimentaires calco-argilo-dolomitiques
Gneiss à biotite	Entre pélites dolomitiques
Gneiss à biotite et à grenat	Pélites
Gneiss à sillimanite	Pélites
Gneiss syénitique à corindon	Pélites argileuses
Amphibolite à pyroxène	Roches sédimentaires péli-to-calcaréo-dolomitiques
Pyroxénite	Roches sédimentaires péli-to-calcaréo-dolomitiques
Roche granitique	Roche éruptive ?

DEUXIEME PARTIE

ORIGINE DES ROCHES FORMANT L'ENVELOPPE DU GISEMENT

Maintenant, pour avoir une vue d'ensemble sur les caractères de la série sédimentaire originelle et pour pouvoir comparer entre eux les différents faciès, nous allons utiliser de nouveaux diagrammes synthétiques.

I. - DIAGRAMME C - Mg de NIGGLI (pl. 25, fig. 1)

Les marbres (5 et 6) n'ont pas été reportés car la valeur de C est très élevée (91,98 - 95,96). De même, la roche 20 (gneiss à biotite riche en magnétite) n'a pas été figurée car les valeurs de C et Mg sont très élevées.

Pour les autres roches, on constate une très forte dispersion des points représentatifs, surtout pour l'ensemble carbonaté.

Pour les gneiss, il y a par contre, une certaine concentration dans le domaine des pélites ou à proximité de celui-ci. Seule, la roche (17) s'en éloigne très nettement en raison de la forte valeur de C.

De la lecture de ce diagramme, on peut conclure qu'on avait, avant le métamorphisme, une série très différenciée, essentiellement caractérisée par les deux tendances suivantes :

- répartition assez régulière entre un pôle franchement pélitique et un pôle franchement carbonaté ;
- teneurs en Mg variables sans toutefois atteindre le domaine des dolomies.

Il semble logique de penser que ces caractères soient dus à des conditions de sédimentation plutôt qu'à des modifications chimiques provoquées par des phases de différenciation métamorphique ou de métagénèse.

II. - DIAGRAMME de H. de La ROCHE ($\text{SiO}_2 \times 0,73 - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Fe}_2\text{O}_3$ (total) + $\text{TiO}_2 + \text{CaO}$) (pl. 26, fig. 1)

Bien que ce diagramme ne soit pas utilisable pour des roches où les proportions respectives de Fe et de Ca doivent être prises en compte pour les comparer entre elles et préciser ainsi leur origine, il peut être utilisé pour des roches dont les teneurs en Fe et en Ca sont relativement peu élevées et où les proportions relatives de Fe et de Ca sont d'un intérêt secondaire.

De même, dans ce diagramme, les marbres (5 et 6) n'ont pas été reportés car ils se situent au-delà de 50 % de Fe_2O_3 (total) + $\text{TiO}_2 + \text{CaO}$.

Les amphibolites à pyroxène (8 - 9 - 10 - 11) sont très éloignées de la courbe des roches éruptives rhyolite - basalte, constituant ainsi un argument supplémentaire en faveur de leur origine sédimentaire. Elles se situent, en outre, à proximité des points représentatifs des skarns (3 et 4) et du paragneiss inclus dans les marbres (7).

Ce diagramme permet essentiellement de situer et de comparer entre elles les roches gneissiques. On note que celles de notre région sont relativement bien groupées :

- 13, 14, 17 et 18 tombent dans les domaines soit des shales, soit des grauwackes, domaines qui, sur ce diagramme, se chevauchent en grande partie ;
- 15 et 19 dans le domaine des shales ;
- 12 et 16 à proximité de ce dernier.

Le point représentatif de l'analyse (2) dénote une forte teneur en Al_2O_3 , reflet de sa composition chimique originelle puisqu'il s'agit d'un gneiss syénitique à corindon.

— DIAGRAMME C.Mg —

Pl. 23

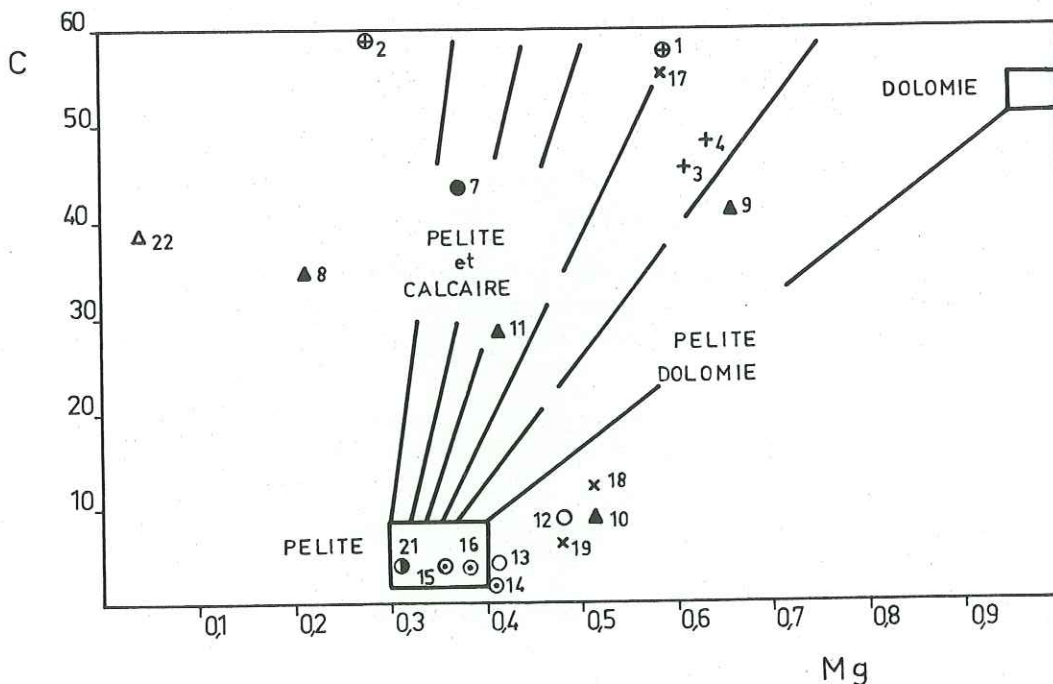


Fig. 1

PARAMETRES DE NIGGLI

$$\text{Mg} \frac{100 \text{ Ca}}{\text{Mg} + \text{Mn} + \leq \text{Fe}}$$

$$\text{C} \frac{\text{Mg}}{\text{Ca} + \text{Mg} + \leq \text{Fe} + \text{Al}}$$

La carence effective de ce diagramme est de grouper Fe O et Ca O. En conséquence, on ne pourra pas distinguer les roches carbonatées des roches ferrifères. Nous avons reporté les points figuratifs des roches calcosilicatées (1, 2), du paragneiss inclus dans les marbres (7), des amphibolites (8, 9, 10, 11) et de la pyroxénite (22).

On constate ainsi un nouveau groupement nettement distinct de celui des gneiss. Les valeurs de Fe O₃ (total) + Ti O₂ + Ca O sont toujours supérieures à 25 %. Par contre, les valeurs de Al₂ O₃ varient entre 15,48 et 1,95.

Dans ce domaine des roches carbonatées, on voit figurer un gneiss à biotite (20). Ceci s'explique par le fait qu'il est riche en fer (Fe₂O₃ total = 21,17) et que, rappelons-le, ce type de diagramme ne permet pas de différencier les roches carbonatées des roches ferrifères.

— DIAGRAMME H De la ROCHE —
 — Fe_2O_3 (total) + TiO_2 + CaO — $SiO_2 \times 0,73$ — Al_2O_3 —

Pl. 26

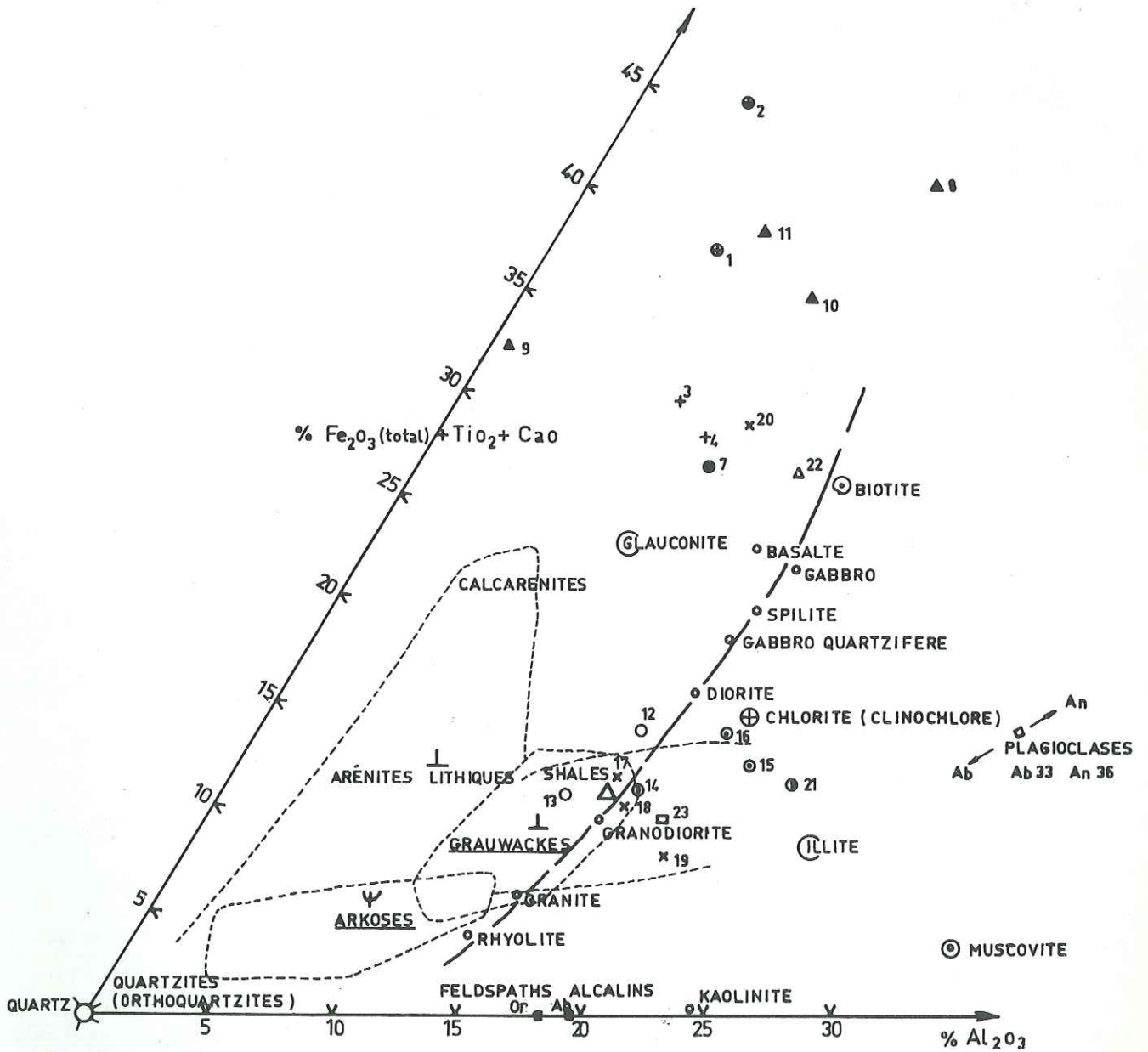


Fig. 1

— DIAGRAMME H De la ROCHE —

— $\frac{MgO}{MgO + Na_2O + K_2O} - K_2O$ — $\frac{Na_2O}{MgO + Na_2O + K_2O}$ —

Pl. 27

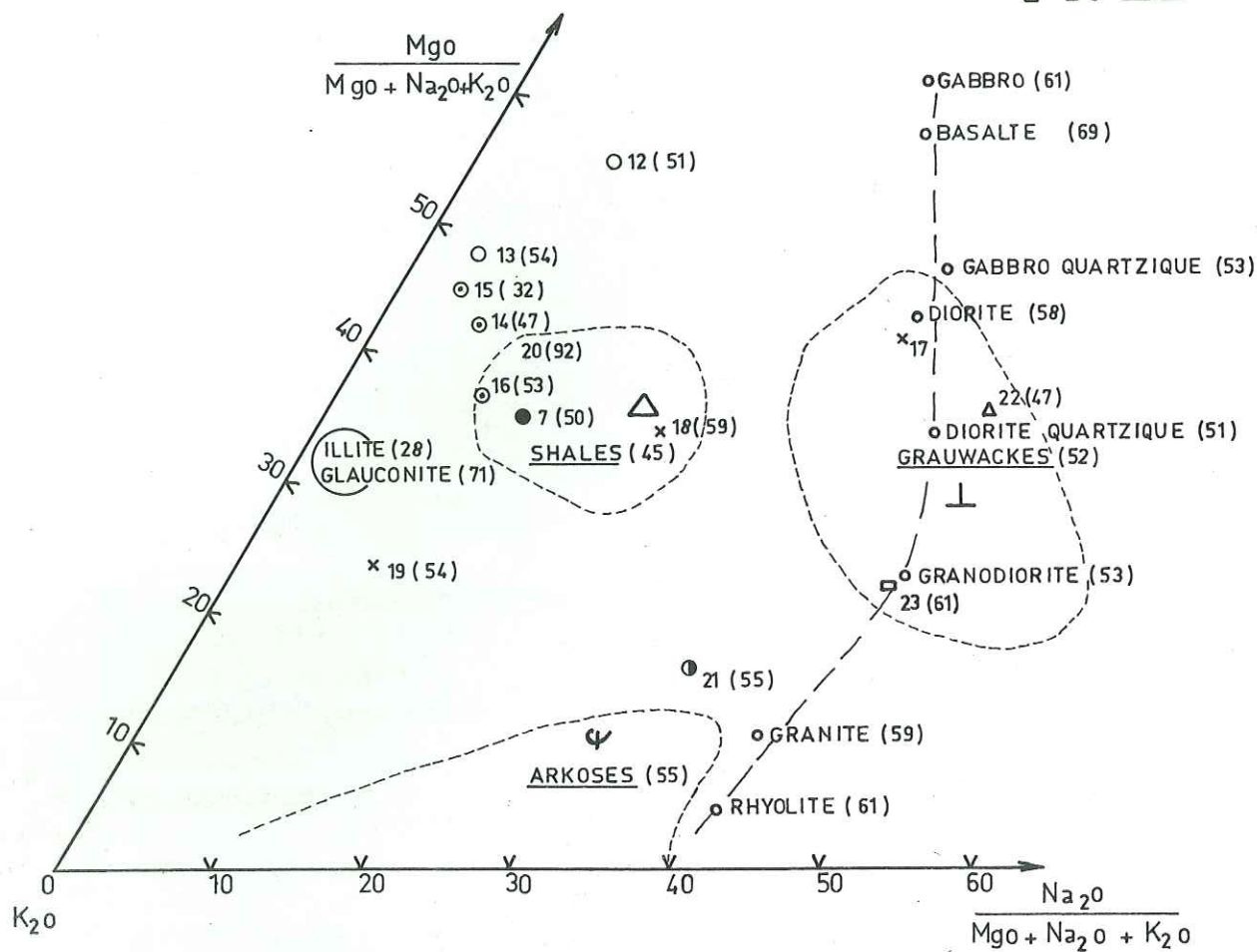


Fig. 1

III. - DIAGRAMME $MgO/MgO + Na_2O + K_2O - K_2O - Na_2O/MgO + Na_2O + K_2O$ (pl. 27, fig. 1)

Ce diagramme va surtout nous permettre de lever l'indétermination signalée au paragraphe précédent entre les shales et les grauwackes.

On note ainsi que la plupart des gneiss se situent dans le domaine des shales (7, 16, 18, 20) ou à proximité (12, 13, 14, 15, 19). Seule la roche 17 (gneiss à biotite) tombe dans le domaine des grauwackes, du fait de sa teneur élevée en Na_2O (4,28 %). Rappelons que, sur le diagramme de NIGGLI C - Mg, cette roche avait une position apparemment aberrante par rapport aux autres gneiss en raison de la valeur élevée de son paramètre C (alors qu'en fait la teneur en CaO n'était pas spécialement élevée : 2,39 %).

Il a paru utile de reporter les points figuratifs des roches carbonatées et calcosilicatées.

Les roches reportées dans ce diagramme sont affectées de leur indice de basicité :

$$100 \frac{MgO + Na_2O + K_2O}{Al_2O_3}$$

IV. - CONCLUSION

L'étude des diagrammes C - Mg de NIGGLI, $MgO/MgO + Na_2O + K_2O - K_2O - Na_2O/MgO + Na_2O + K_2O$ et Fe_2O_3 (total) - $TiO_2 - CaO - SiO_2 \times 0,73 - Al_2O_3$ de H. de la ROCHE confirme pleinement l'origine sédimentaire des roches carbonatées et des divers gneiss de la région de Forsyth. Si, sur le premier de ces diagrammes, on peut entrevoir les passages continus entre les divers faciès en raison des variations relativement progressives des teneurs en calcium et en Mg, par contre, sur les deux autres diagrammes, apparaissent deux domaines distincts, surtout d'après les valeurs de $Fe_2O_3 + TiO_2 + CaO$.

TROISIEME PARTIE

CARACTERES DU METAMORPHISME

Pour préciser les conditions thermodynamiques du métamorphisme général responsable de la formation des roches cristallophylliennes de l'enveloppe, nous avons d'abord fait appel à des minéraux indicateurs : sillimanite, grenats, perthite, scapolite, cordiérite, biotite, corindon.

I. - LA SILLIMANITE

Ce minéral se rencontrant aussi bien dans les paragenèses des faciès amphibolites à almandin que dans celles du faciès granulite, n'est d'aucune utilité.

II. - LES GRENATS

On sait, d'après les travaux de MIYASHIRO, 1953, que les teneurs respectives en FeO, MgO, MnO des grenats pauvres en calcium permettent de délimiter les domaines des différents faciès.

Or, trois analyses de grenat ont été effectuées à la microsonde M - A - C (voir tableau 9, p. 88). Le report des résultats sur le diagramme FeO, MnO, MgO est donné à la planche 28, figure 1. On constate que si les grenats des gneiss 12 et 3e tombent dans le champ du faciès granulite, par contre, celui du gneiss 13 se projette dans le champ du faciès amphibolite à proximité, toutefois, de sa limite avec le faciès granulite.

Donc, là encore, on ne peut pas trancher le problème quant au véritable grade métamorphique.

III. - LES PERTHITES

Dans les skarns à diopside et à scapolite, certains feldspaths potassiques se caractérisent par un développement de perthites (voir pl. 31, fig. 1-2). On peut tenter de fixer les conditions de leur apparition d'après les travaux de BOWEN et TUTTLE sur le système $KAlSi_3O_8 - NaAlSi_3O_8$.

On voit, d'après le diagramme de la planche 29, figure 1, que pour qu'il y ait formation de perthites (ou d'antiperthites) à des températures compatibles avec les conditions du métamorphisme ayant affecté la région, on se trouve dans le cas du diagramme C où la pression d'eau exercée sur le système est très supérieure à $2\ 000\text{ kg/cm}^2$. Cette dernière permet au point maximum du liquidus, pour une valeur de $F_p = 100\%$, de se situer à une température de l'ordre de 660°C environ.

Notons également que l'augmentation de P_{H_2O} , tout en abaissant la courbe de cristallisation, fait disparaître le champ de stabilité de la leucite sans affecter la proportion F_p/Ab du point eutectique E.

Ainsi, d'après la présence de perthites, on peut fixer la température régnant, lors de leur formation, à un minimum de 660°C et la pression de H_2O supérieure à 2 kilobars.

IV. - LA SCAPOLITE

Il a été noté, lors de l'étude pétrographique, la coexistence de scapolite et de plagioclase absolument frais. Il ne paraît donc pas y avoir eu un phénomène de scapolitisation secondaire.

De la sorte, la scapolite apparaît comme un minéral primaire né lors de la phase majeure du métamorphisme général et témoigne, comme l'indiquent les divers auteurs, de conditions thermodynamiques élevées qui, d'après VAN de KAMP, 1968, pourraient être les suivantes :

température de 500 à 700°C et pression de 6 à 8 Kb .

V. - L'EQUILIBRE BIOTITE - GRENAT

Pour lever l'imprécision quant aux conditions thermodynamiques du métamorphisme général, nous avons fait appel au géothermomètre de PERCHUK, 1969, en utilisant les analyses de biotite et de grenat (voir tableau 8 et 9, p. 87 et 88) déjà employées précédemment (diagrammes A'FM de THOMPSON et FeO, MnO, MgO de MIYASHIRO).

— DIAGRAMME de MIYASHIRO $\text{FeO} \text{--} \text{MgO} \text{--} \text{MnO}$ —

Pl. 28

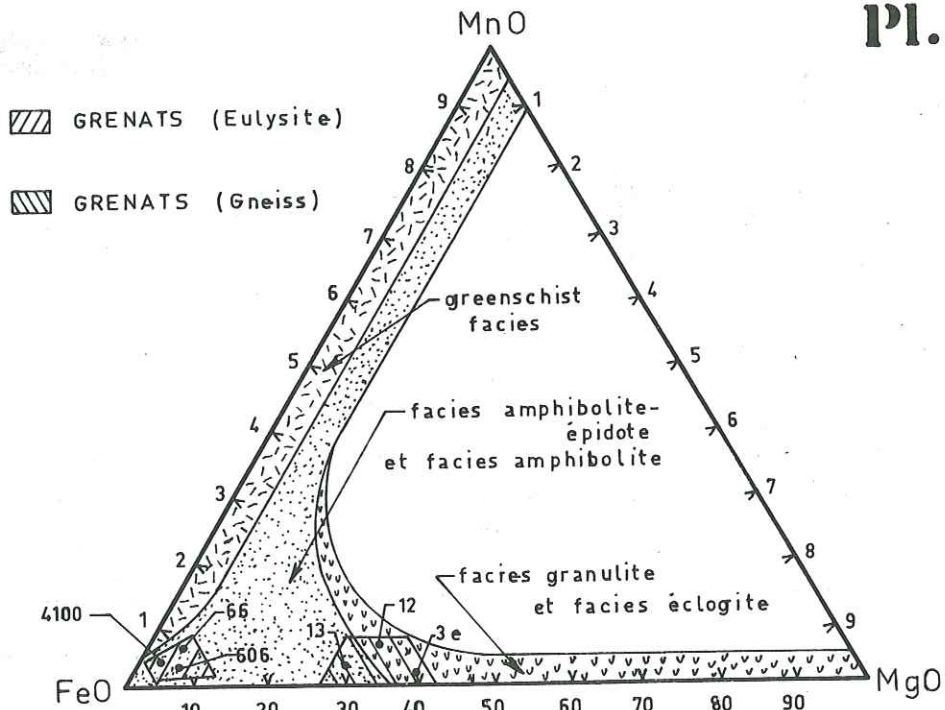


Fig. 1

Distribution dans le triangle $\text{FeO} \text{--} \text{MgO}$ et MnO de la composition moléculaire des grenats pauvres en calcium de facies métamorphiques différents. (MIYASHIRO 1953)

— SYSTEME —
 — KAlSi_3O_8 — $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ —

Pl. 29

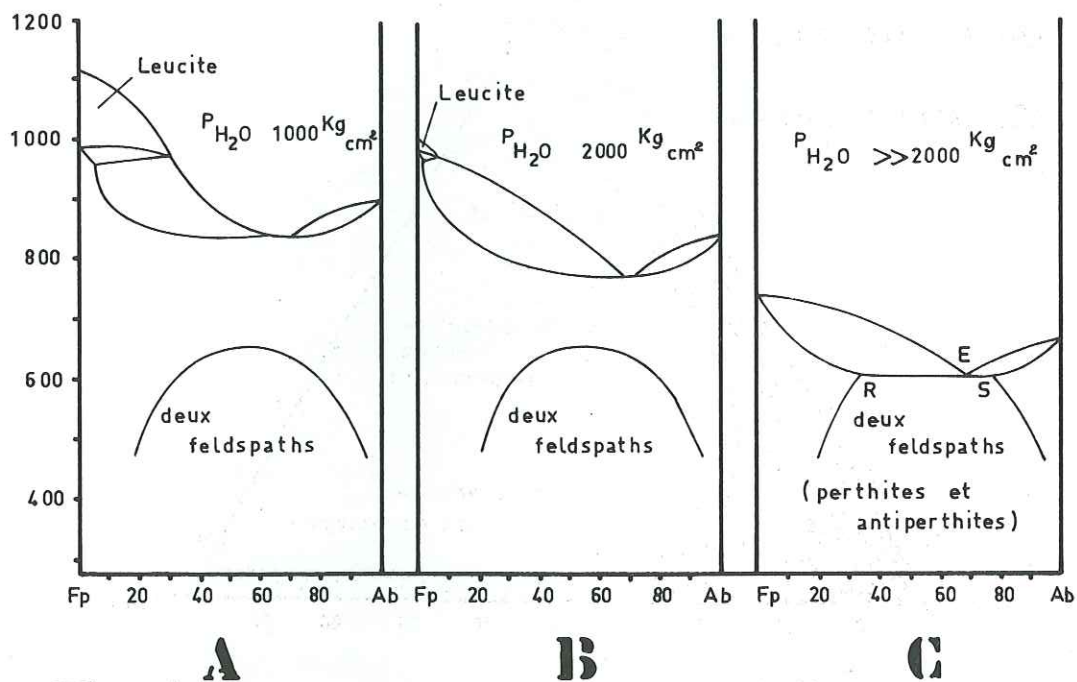


Fig. 1 **A**

B

C

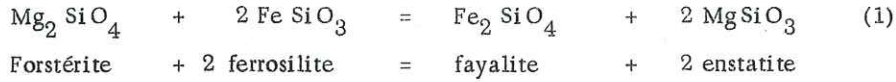
Diagramme des phases du système KAlSi_3O_8 — $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ pour des pressions de vapeur d'eau différentes.

D'après BOWEN et TUTTLE (1950).

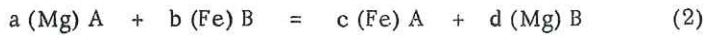
Ce géothermomètre est basé sur la dérivation de la loi de distribution de NERNST pour les éléments Fe, Mg et Mn entre les minéraux biotite et grenat.

En effet, de nombreux auteurs ont montré, qu'à l'équilibre, la répartition de certains éléments majeurs comme Fe⁺², Mg, Mn dans des couples de silicates ferromagnésiens obéissait à la loi d'action de masse appliquée aux solutions idéales.

RAMBERG et de VORE, 1951, ont développé les équations suivantes pour les réactions :



soit littéralement :



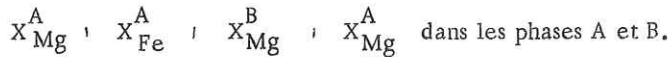
où a, b, c, d = coefficients stoechiométriques,

Mg_A, Fe_B, Fe_A, Mg_B = solutions idéales rentrant dans la structure de deux solutions solides parfaites A et B.

Lorsque l'équilibre est atteint, on peut écrire la relation :

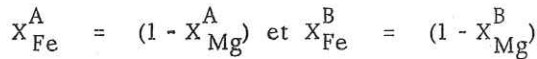
$$\frac{(\Delta G)_P^T}{RT} = \ln K_x = \frac{(X_{\text{Fe}A})^c \cdot (X_{\text{Mg}B})^d}{(X_{\text{Mg}A})^a \cdot (X_{\text{Fe}B})^b} \quad (3)$$

K_x est une constante rapportée aux fractions molaires de :



KRETZ (1960) explicite d'une autre manière cette réaction.

Il pose au départ :



de telle sorte que l'équation (3) s'écrit dans le cas général :

$$\frac{(\Delta G)_P^T}{RT} = \ln K_{\text{Mg}}^{A-B} = \frac{(1 - X_{\text{Mg}}^A)^c \cdot (X_{\text{Mg}}^B)^d}{(1 - X_{\text{Mg}}^B)^b \cdot (X_{\text{Mg}}^A)^a} = \text{constant.} \quad (4)$$

K_{Mg}^{A-B} est une valeur déterminée par les coefficients d'activité de X_{Mg}^A, X_{Mg}^B dans les phases A et B. La courbe résultant du report X_{Mg}^A versus X_{Mg}^B est très irrégulière pour des concentrations élevées.

Par contre, aux faibles concentrations et dans le cas de solutions idéales, le coefficient de distribution K_x est une constante, soit :

$$K_x^{\text{Mg}} = K_{\text{Mg}}^{A-B} = \frac{X_{\text{Mg}}^A}{1 - X_{\text{Mg}}^A} \times \frac{1 - X_{\text{Mg}}^B}{X_{\text{Mg}}^B} \approx \frac{X_{\text{Mg}}^A}{X_{\text{Mg}}^B} \quad (5)$$

ou $X_{\text{Mg}}^A = \frac{\text{Mg}}{\text{Mg} + \text{Fe}}$ = coefficient de distribution de l'élément Mg dans la phase A.

L'équation (5) est tout simplement l'expression de la loi de NERNST appliquée aux solutions idéales.

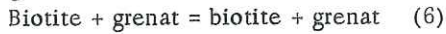
Si les conditions de pression et température sont fixées, le coefficient K_x reste constant et la relation $X_{\text{Mg}}^A \times K_{\text{Mg}}^{A-B} =$

(X_{Mg}^B) se traduit par une droite dans un diagramme de concentration. La pente de la droite est une fonction de la température. De ce fait, le facteur K_x a deux intérêts :

- il permet de vérifier si l'équilibre chimique a été atteint ;
- il peut servir de géothermomètre.

L. L. PERCHUK, 1969, a étudié les équilibres entre les grenats et les biotites à partir du modèle précédent.

En effet, le couple de minéraux grenat, biotite peut être considéré comme étant un système chimique en équilibre où les échanges d'ions se font mutuellement. Ce postulat implique que les potentiels chimiques des éléments choisis, Mg^{++} , Fe^{++} , Mn^{++} , dans la biotite et le grenat sont identiques.



$$\text{ou } (\Delta G) = \Delta G_0 + RT \ln K_X = 0$$

K_X = coefficient de distribution d'un élément entre le couple de minéraux grenat et biotite.

L. L. PERCHUK a établi pour l'équilibre (6) la relation suivante :

$$K_X^{Mg} = K_{Mg}^{A-B} = \frac{X_{Mg}^{Bi}}{1 - X_{Mg}^{Bi}} \times \frac{X_{Mg}^{Gre}}{1 - X_{Mg}^{Gre}} = \exp \left(- \frac{\Delta G}{2RT} \right)$$

ou

$$X_{Mg} = \frac{Mg}{Mg + Fe + Mn} = \text{fraction molaire du magnésium dans la biotite et le grenat.}$$

A l'équilibre, K_X^{Mg} est fonction de la température :

$$K_X^{Mg} = f(T).$$

Compte tenu de cette relation, PERCHUK a établi une série de courbes isothermes correspondant à des coefficients X_{Mg} différents (pl. 30, fig. 1).

En reportant sur cette figure les valeurs X_{Mg} pour les couples biotite - grenat de nos analyses, on s'aperçoit qu'elles tombent sur la courbe isotherme de $720^\circ C \pm 15^\circ$.

$$\begin{array}{l} \text{BIOTITES} \\ \left[\begin{array}{l} X_{Mg-Fe-Mn}^{Gre - Bi (12)} = 0,625 \\ X_{Mg+Fe+Mn}^{Gre - Bi (13)} = 0,599 \end{array} \right. \end{array} \quad \begin{array}{l} \text{GRENATS} \\ \left[\begin{array}{l} X_{Mg-Fe-Mn}^{Gre - Bi (12)} = 0,379 \\ X_{Mg+Fe+Mn}^{Gre - Bi (13)} = 0,354 \end{array} \right. \end{array}$$

Cette température d'équilibre grenat - biotite nous renseigne sur le climat thermique du métamorphisme. Du fait que les formations de la région ne montrent pas trace de phénomènes d'anatexie qui auraient dû normalement se produire à une telle température, on peut penser que ce métamorphisme s'est déroulé sous les conditions du faciès granulite commençant.

Il ressort de cette étude que la répartition des éléments Fe^{+2} , Mg^{+2} et Mn^{+2} entre les minéraux biotite et grenat obéit à une corrélation du type $X_{Mg}^A = K_X \times X_{Mg}^B$, il en est de même pour le fer (voir pl. 30, fig. 1).

Le rapport total $K_X = \frac{X_{Mg}^A}{X_{Mg}^B}$ constant permet d'affirmer que les conditions de température et de pression sont restées à peu près constantes au cours du métamorphisme.

Par contre, les rapports K_X de chaque élément entre grenat et biotite montrent quelques variations, reflet d'une fluctuation des conditions thermodynamiques (pression, température, pression H_2O , pression partielle d'oxygène) pouvant contrôler l'état d'oxydation du fer et modifier ainsi les substitutions des éléments Mg^{+2} , Fe^{+2} et Mn^{+2} dans le réseau cristallin des minéraux considérés.

$K_{Mg}^{12} = 0,70$	$K_{Fe}^{12} = 1,78$	$K_{Mn}^{12} = 10,59$
$K_{Mg}^{13} = 0,66$	$K_{Fe}^{13} = 1,77$	$K_{Mn}^{13} = 32,16$

— GEOTHERMOMETRE · BIOTITE · GRENAT —

Pl. 50

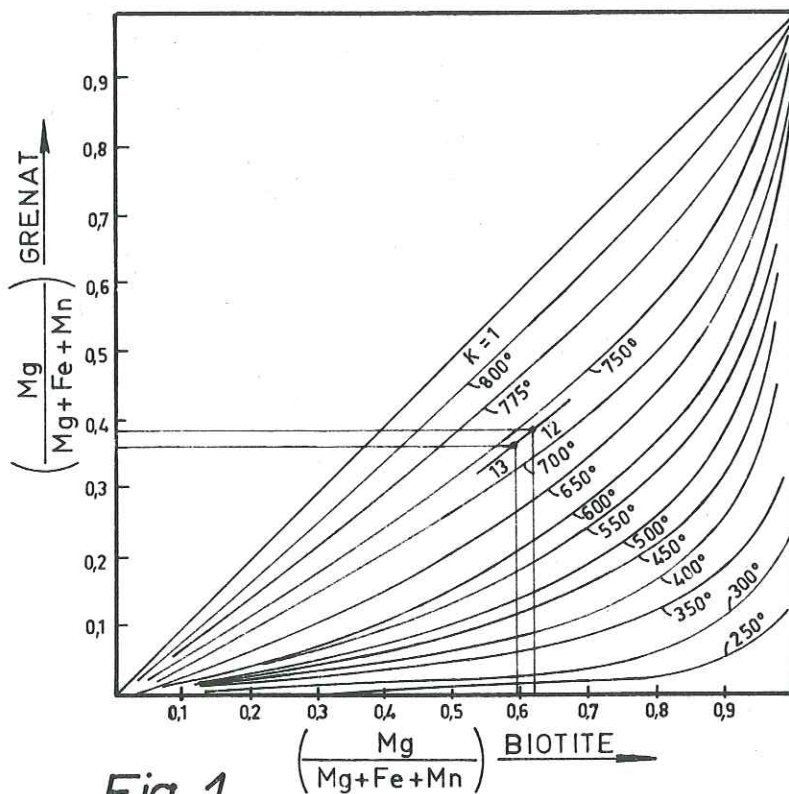


Fig. 1

X Mg	Grenat		Biotite	
	12	13	12	13
$\frac{\text{Mg}}{\text{Mg} + \text{Fe} + \text{Mn}}$	0,379	0,354	0,625	0,599

— DISTRIBUTION DE Fe (fer total) —
entre grenat et biotite
(gneiss à biotite 12.13)

Pl. 50 a

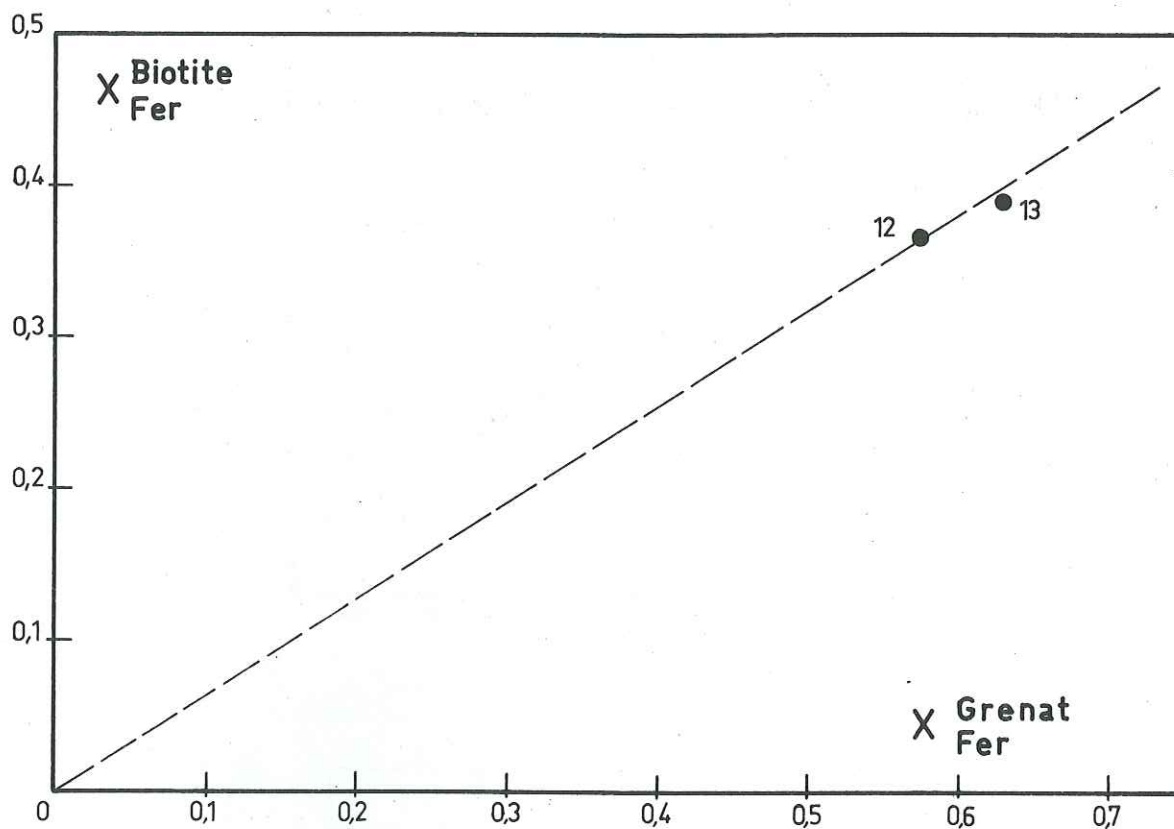


Fig. 1

X Fe	Grenat		Biotite	
	12	13	12	13
$\frac{\text{Fe}}{\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Mn}}$	0,572	0,629	0,368	0,394

Cette variation peut aussi être contrôlée par le chimisme originel de la roche, par exemple : niveaux plus riches en fer.

La teneur en Fe^{+2} dans la roche originelle avant le métamorphisme va déterminer la quantité de Mg^{+2} rentrant dans la composition des grenats et des biotites. Cette quantité de Mg est fonction de l'état d'oxydation (fugacité de O_2) qui augmente les possibilités de substitution par remplacement de type diadochique ou par balancement d'électro-négativité tel que $Mg^{VI} = Fe^{+2}$, $Mn - Mg^{VIII} = Ca^{+2} - Fe^{+3} = Al^{VI} - Fe^{+3} = Ti - Fe^{+3} + Al^{VI} = Na + K$. Ces substitutions seront de ce fait liées et contrôlées par la quantité de fer ferrique issue des processus chimiques oxydant lors du métamorphisme (présence d'hématite). L'abondance du fer ferrique dans le réseau cristallin des grenats et des biotites sera contrôlée par le potentiel chimique d'autres cations avec lequel il s'associe ou se substitue.

Les analyses à la microsonde ne pouvant distinguer le fer ferrique du fer ferreux, les coefficients K_{Mg}^{A-B} sont entachés d'erreurs au départ, puisqu'ils ont été calculés à partir du FeO total donné par l'analyse chimique.

VI. - LA CORDIERITE

Ce minéral se rencontre dans les gneiss en association avec quartz, plagioclase, feldspath potassique (parfois perthitique) et biotite (gneiss à biotite, analyses 12, 18, 19).

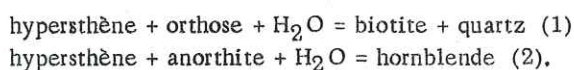
Sa présence pourrait indiquer que le métamorphisme général s'est effectué à une pression solide relativement faible. Mais nous n'avons pas analysé ces cordiérites de telle sorte que nous n'avons pas pu calculer leur indice de distorsion et ainsi préciser s'il s'agissait de types de haute ou de basse température (A. MIYASHIRO, 1957, SCREYER et al., 1951, 1966, J.P. BARD, 1969).

VII. - LA BIOTITE

Alors que certaines observations laissent penser que les recristallisations majeures se sont produites sous les conditions du faciès granulite, on est surpris de n'avoir jamais rencontré d'orthopyroxène et, par contre, de voir se développer largement la biotite.

Or, il est admis, en règle générale, que les roches de faciès granulite sont caractérisées par l'absence de minéraux hydroxyles.

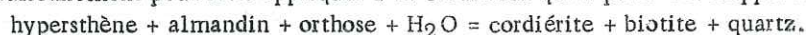
On connaît les deux réactions suivantes :



Il a été calculé en laboratoire que la réaction (1) s'effectuait à $720^\circ C$ pour une pression de 1400 bars avec une augmentation de volume de $48,4 \text{ cm}^3$ ($435 \text{ cm}^3/\text{mole} \rightarrow 512 \text{ cm}^3/\text{mole}$). Cette augmentation de volume va aussi accroître la pression totale, laquelle sera supérieure à P_{H_2O} . Cette augmentation de volume est due à l'eau qui rentre dans le système cristallisé de la biotite.

En définitive, on peut envisager le processus suivant : les conditions du faciès granulite ont été réalisées en partie du fait que P_{H_2O} était inférieure à la pression totale ($P_s + P_f$), mais le système étant fermé, du fait peut-être de la présence de niveaux "imperméables" tels que les roches à scapolite, l'eau n'a pu s'échapper et a été réutilisée pour la formation de la biotite.

Le même raisonnement pourrait s'appliquer à la cordiérite qui a pu se développer selon la réaction :



Cette remarque suggère que la composition chimique de la roche gneiss à biotite interdit la formation d'un grenat ferrique du type almandin.

VIII. - LE CORINDON

Observé dans un gneiss syénitique, il permet de fixer la valeur approximative de la pression de H_2O . En effet, associé au corindon nous avons du feldspath potassique et on connaît la réaction muscovite \rightarrow feldspath potassique + corindon étudiée par YODER et EUGSTER, 1954. Du fait que la température de notre métamorphisme a été fixée à $700-720^\circ C$, la pression d'eau peut être évaluée aux alentours de 2 000 bars.

QUATRIEME PARTIE

METAMORPHISME TOPOCHIMIQUE OU/ET METASOMATOSE

Nous avons raisonné jusqu'à maintenant comme si nous n'avions eu à faire qu'à des recristallisations à caractère topochimique. Or, il ne faut pas oublier qu'au Sud de notre régionaffleure un massif de "granite" qui a pu développer un métamorphisme de contact et aussi provoquer certains phénomènes métasomatiques.

Il convient donc de voir s'il est possible de mettre en évidence l'introduction, dans les roches de l'enveloppe, d'éléments issus du "granite".

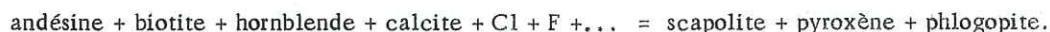
I. - PROBLEME DE LA SCAPOLITE

Il a été dit au paragraphe précédent que la scapolite paraissait, à l'examen pétrographique, comme étant primaire et non pas en pseudomorphose de plagioclase (voir pl. 9, fig. 4).

Or, la scapolite est caractérisée par les éléments suivants : Ca, Na, CO₂, Cl, F, SO₃, H₂O, B, Be, Li, Sr, Pb dont l'origine prête à discussion.

Plusieurs hypothèses ont été avancées. A. LACROIX, 1889 et SUNDIUS, 1915, admettent qu'elle se développe lors d'un métamorphisme de type pneumatolitique. D. M. SHAW, 1962, suggère que les skarns à diopside et à scapolite résultent du métamorphisme d'une série volcano-sédimentaire renfermant des intercalations d'évaporites (gypse, halite, anhydrite) qui seraient la source potentielle de Cl, S, P, Na, Ca et Sr.

VAN de KAMP, 1968, considère que les gneiss à diopside et à scapolite du Sud Est de l'Ontario inclus dans un ensemble analogue à celui de notre région, sont le résultat du métamorphisme d'un ensemble de calcaires, de coulées basaltiques et de tuffs andésitiques. En particulier, il y aurait eu, avec un apport de Cl, F, ions hydroxylés, etc. la réaction suivante :



Pour cet auteur, cette réaction nécessiterait une température de 500-700°C pour une pression de 6 à 8 Kb, conditions du faciès granulite.

Il semble ainsi que la plupart des auteurs font appel à un apport extérieur d'éléments pour former les skarns à diopside et à scapolite.

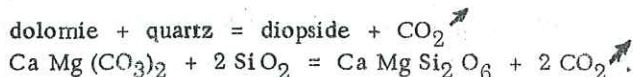
On peut toutefois considérer qu'une série à dominante calcaire renfermant des niveaux marno-gypsifères peut être une source potentielle de Ca, Na, K, Al, Si, CO₂, S, SO₃, Cl, F, P, H₂O, B, Be, Li, etc., éléments nécessaires à la formation de la scapolite. En conséquence, il convient peut-être de ne pas faire appel de façon systématique à des apports métasomatiques pour expliquer la présence, dans des roches carbonatées, de la scapolite.

En ce qui concerne la coexistence constatée en lames minces du plagioclase et de la scapolite (p. 35), on peut en déduire que la pression totale de fluide (Pf) a été constante lors de la cristallisation synchrone de ce couple plagioclase - scapolite. La fraicheur du plagioclase indique que la pression partielle de H₂O a baissé brutalement dès sa cristallisation. De ce fait, Pf restant constante, les pressions partielles de CO₂, Cl₂ et SO₃ ont augmenté.

II. - PROBLEME DU DIOPSIDE ET DU PHLOGOPITE

Parfois, le diopside et le phlogopite rencontrés dans les roches carbonatées ont été interprétés comme résultant de certaines actions métasomatiques. Or, il apparaît qu'il est beaucoup plus simple de faire appel à des recristallisations topochimiques, comme la plupart des auteurs s'accordent à le faire à l'heure actuelle.

Pour le diopside, la réaction principale est la suivante :



Pour le phlogopite, il peut apparaître facilement par métamorphisme général d'un calcaire dolomitique impur.
 $3 \text{ Ca Mg} (\text{CO}_3)_2 + \text{K Al Si}_3 \text{ O}_8 + \text{H}_2 \text{ O} = \text{K Mg}_3 \text{ Al Si}_3 \text{ O}_{10} (\text{OH})_2 + 3 \text{ Ca CO}_3 + 3 \text{ CO}_2$
 dolomie + feldspath potassique + eau = phlogopite + calcite + 3 CO₂

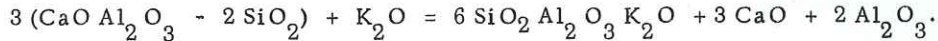
III. - PHENOMENES DE REMPLACEMENT

A. - MICROCLINISATION DU PLAGIOCLASE

Le microcline, la plupart du temps, est très frais tandis que le plagioclase est souvent altéré en séricite ou en saussurite. Ceci indique que le microcline serait postérieur au plagioclase et aurait échappé ainsi aux processus d'altération.

Au microscope, nous rencontrons souvent des phénomènes de remplacement. Des veinules et des bâtonnets de microcline pénètrent dans le plagioclase. Souvent des golfes de corrosion dans le plagioclase sont remplis de microcline. Le microcline se propage, par exemple, le long des plans de clivage du plagioclase.

La transformation du plagioclase en microcline se fait par absorption de K₂O. Cette addition de potasse s'accomplît de telle façon que le plagioclase devient albitique et que le potassium se substitue au calcium de la fraction anorthite pour donner un feldspath potassique selon la réaction :

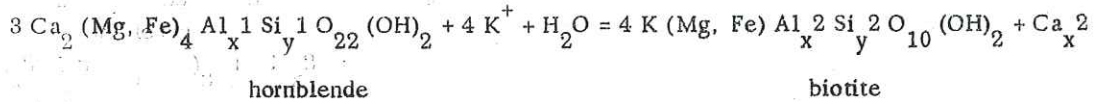


Au sujet de cette transformation, le problème est de savoir si K₂O provient de l'extérieur ou s'il a été emprunté dans la roche même.

B. - BIOTITISATION DES HORNBLENDES

Dans plusieurs lames minces, nous remarquons que la biotite ceinture des cristaux de hornblende verte (voir pl. 31 fig. 4-5). Parfois, des reliquats de hornblende subsistent dans la biotite.

RAMBERG, 1953, explicite ce phénomène de la façon suivante :



Là encore, le problème de l'origine du potassium est posé.

C. - LES MYRMEKITES

Les myrmékites sont assez nombreuses dans toutes les roches de la région (voir pl. 31, fig. 3). Nous en avons identifié deux types :

- l'un antérieur au microcline ;
- l'autre postérieur.

Les premières myrmékites sont constituées de quartz en bâtonnets et de plagioclases corrodés entourés de microcline tardif. Les secondes, elles aussi abondantes, sont composées d'albite fraîche et de quartz vermiculaire ou en bâtonnets.

Plusieurs auteurs, tels DRESCHER-KADEN, 1948, SIMONEN, 1948, EDEIMAN, 1949 et HARME, 1958, pensent que la myrmékite se forme par remplacement métagénétique, à l'échelle du cristal, en étroite relation avec la formation du microcline.

PLANCHE 31

PERTHITES

Figure 1 - Photo montrant de nombreuses perthites alignées parallèlement les unes aux autres dans un feldspath potassique des skarns à diopside et à scapolite.
(L.P.) x 60
Lame mince 637 403

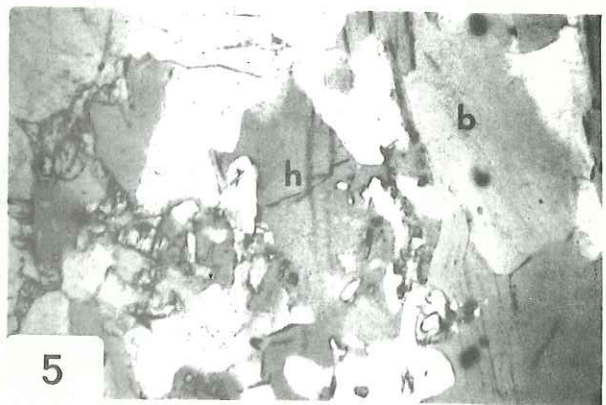
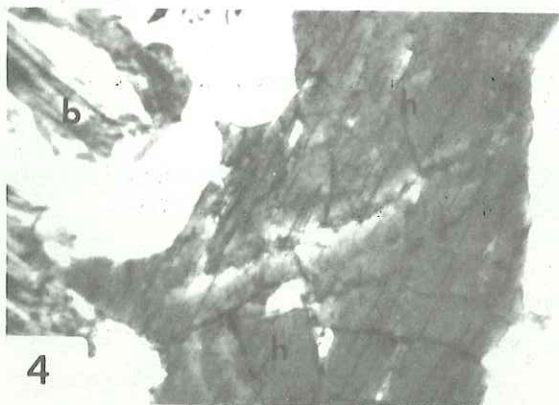
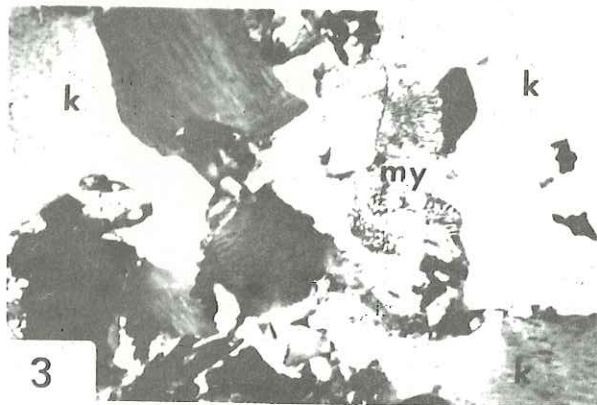
Figure 2 - Perthite maclée albite.
(L.P.) x 120
Lame mince 637 403

PHENOMENES DE REMPLACEMENT

Figure 3 - Myrmékite (my) remplaçant les orthoses perthitiques (k).
(L.P.) x 10
Lame mince 68 6

Figure 4 - Biotite (b) digérant un cristal de hornblende verte (h).
(L.N.) x 30
Lame mince A CA 3

Figure 5 - Hornblende verte (h) partiellement transformée en biotite. Seuls quelques îlots persistent encore.
(L.N.) x 15
Lame mince A CA 3



IV. - RELATIONS GEOCHIMIQUES ENTRE GRANITE, ENVELOPPE ET GISEMENT

Compte tenu des difficultés rencontrées pour préciser l'origine du potassium responsable des nombreux phénomènes de remplacement observés à l'échelle de la lame mince et aussi l'origine des nombreux éléments contenus dans la scapolite, nous avons utilisé la cellule de Barth, 1948, qui permet non seulement de mettre en évidence les apports, mais aussi les départs d'éléments dans un volume de matière constant et équivalent à 160 oxygènes.

Rappelons que cette "cellule" est basée sur le calcul du nombre de cations accompagnant ces 160 oxygènes.

KORZHINSKII, 1947a, a établi un ordre décroissant de la mobilité des éléments lors des processus métasomatiques :

H_2O , CO_2 , S, SO_3 , Cl, K_2O , Na_2O , CaO, O_2 , Fe, P_2O_5 , BaO, MgO, SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 .

Les quatre derniers éléments, MgO, SiO_2 , Al_2O_3 et TiO_2 sont, la plupart du temps, considérés comme inertes.

Nous avons donc calculé les proportions atomiques des divers éléments accompagnant 160 oxygènes pour les 23 analyses dont nous disposons (voir tableau 15). Ne possédant pas de résultats en ce qui concerne les éléments de cette classification (H_2O , CO_2 , S, SO_3 , Cl), notre étude sur la mobilité des éléments portera sur ceux donnés par nos analyses chimiques, c'est-à-dire K, Na, Ca, Mg, Fe, Mn, Al, Si, Ti, P, O.

Mais parmi ces 23 analyses, 11 ont été effectuées sur des échantillons pris selon une direction perpendiculaire au gisement et à partir de celui-ci vers le massif de "roche granitique" (analyse 23). C'est donc avec ces 11 analyses que nous allons essayer de voir quelles sont les relations géochimiques entre le granite, les roches de l'enveloppe et le gisement (voir pl. 32, fig. 1).

A. - TABLEAU A et B

Tout d'abord, la comparaison entre les tableaux A (pourcentages volumétriques des analyses modales) et B (pourcentages pondéraux des analyses chimiques) n'apporte pas beaucoup de renseignements sur ce problème.

Les résultats de la "cellule de Barth" sont donnés pl. 32 (C et D). La lecture de ces deux diagrammes permet de tirer les conclusions suivantes :

B. - TABLEAU C

Si : en partant du granite, on voit une légère décroissance progressive interrompue toutefois pour le gneiss à biotite (18). Il faut noter que pour les roches carbonatées (4, 3, 2, 1), les valeurs de Si sont évidemment les plus basses : 46, 47 - 37, 82 - 40, 74.

Al : sa valeur oscille entre 22, 53 (15) et 8, 04 (2), mais les variations ne semblent pas être liées à une position particulière vis-à-vis soit du gisement, soit du granite.

Ca : pour les roches carbonatées, sa valeur est très élevée (22, 27 pour 3 ; 58, 09 pour 2 ; 37, 55 pour 1) tandis que pour les gneiss, elle est au maximum de 6, 57 (20) et oscille pour les autres entre 2, 97 et 0, 54.

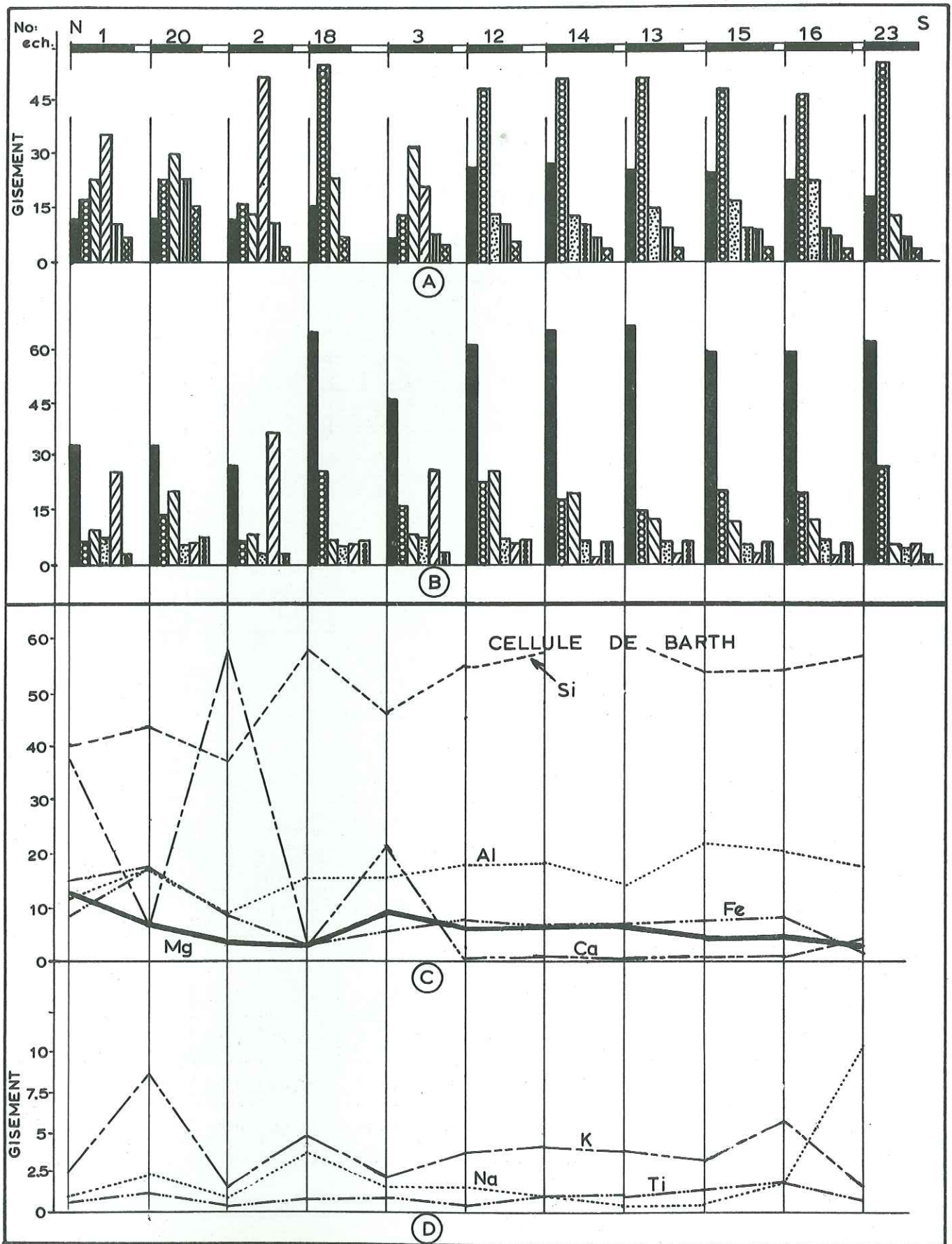
Fe : il diminue d'abord progressivement à partir du granite (23) jusqu'au gneiss à biotite (13), puis, à l'approche du gisement, sa teneur augmente pour atteindre 16, 75 dans la lentille des gneiss à biotite et magnétite (20). Mais, on peut remarquer que les roches carbonatées, surtout celles proches du gisement, sont relativement plus riches en fer que les gneiss.

Mg : il suit en gros les mêmes variations que le fer.

CELLULE STANDARD DE BARTH

Tableau 15

N°	K	Na	Ca	Mg	Fe	Mn	Al	Si	Ti	P	O	OH
1	2,56	0,62	37,55	12,49	8,51	0,14	10,50	40,74	0,45	0,05	160,0	0,00
2	1,57	0,95	58,09	3,35	8,22	0,13	8,04	37,82	0,34	0,10	160,0	0,00
3	2,10	1,41	22,27	9,25	5,76	0,08	16,99	46,47	0,97	0,09	160,0	0,00
4	1,81	2,19	21,73	9,68	5,27	0,08	13,93	49,52	0,56	0,00	160,0	0,00
5	0,76	0,00	5,54	8,74	0,81	0,02	1,99	10,65	0,07	0,02	160,0	0,00
6	0,00	0,00	0,02	2,07	2,43	0,11	2,56	5,69	0,00	0,06	160,0	0,00
7	4,98	2,23	23,01	3,99	6,53	0,06	18,14	46,86	0,66	0,14	160,0	0,00
8	1,30	0,53	19,12	5,03	19,67	0,31	16,72	43,39	0,41	0,59	160,0	0,00
9	0,00	0,50	21,67	19,61	10,01	0,18	2,36	52,19	0,02	0,00	160,0	0,00
10	3,33	1,75	17,07	10,58	14,75	0,17	13,82	45,16	0,69	0,62	160,0	0,00
11	2,03	1,88	15,75	13,09	19,20	0,24	8,92	47,14	0,11	0,03	160,0	0,00
12	3,49	1,50	1,69	6,57	7,06	0,15	18,31	55,69	0,69	0,09	160,0	0,00
13	4,15	0,56	0,92	4,82	6,33	0,10	14,89	60,28	1,06	0,03	160,0	0,00
14	4,56	0,83	0,58	4,45	6,59	0,06	17,58	58,27	1,03	0,07	160,0	0,00
15	3,71	0,55	0,83	4,20	7,46	0,08	22,53	54,26	1,17	0,05	160,0	0,00
16	5,13	1,64	0,94	4,97	7,84	0,06	20,14	54,83	1,05	0,03	160,0	0,00
17	3,24	7,68	2,37	6,61	6,41	0,13	17,00	55,38	0,66	0,09	160,0	0,00
18	4,56	3,57	2,97	3,99	3,84	0,11	16,18	58,74	0,54	0,61	160,0	0,00
19	12,32	2,54	2,23	4,83	5,58	0,02	22,38	51,47	0,93	0,05	160,0	0,00
20	8,63	2,44	6,57	8,09	16,75	0,06	17,32	44,62	1,37	1,66	160,0	0,00
21	8,04	8,16	1,29	2,89	6,22	0,02	26,51	49,42	1,12	0,04	160,0	0,00
22	2,12	5,90	14,61	3,45	7,29	0,06	17,73	50,42	0,78	0,22	160,0	0,00
23	1,60	11,59	4,60	3,18	2,08	0,02	18,22	57,30	0,56	0,07	160,0	0,00



LEGENDE : voir page précédente

Fig. 2

C. - TABLEAU D

K : la faible valeur du nombre de cations de potassium est pour le moins inattendu. En effet, elle est de 1,60 pour la "roche granitique", valeur proche de celle des roches calcosilicatées (1,57), (analyse 2). Sur ce diagramme, on voit deux pics correspondant, d'une part, à un gneiss à sillimanite (16) proche du granite et, d'autre part, au gneiss à biotite et magnétite (20). On ne peut donc pas mettre en évidence un apport de potassium en provenance du granite.

Na : sa valeur est très élevée pour le granite (11,59), mais faible pour les autres roches où seul le gneiss à biotite (18) présente un pic à 3,57.

V. - CONCLUSION

En définitive, rien ne permet de dire que la masse de "roche granitique" affleurant au Sud de la région étudiée a provoqué des apports métasomatiques dans les divers schistes cristallins qui constituent l'enveloppe du gisement. Par ailleurs, les relations géochimiques entre ce dernier et son encaissant pourraient simplement révéler une augmentation des teneurs en fer des gneiss et roches carbonatées quand on s'approche du gisement.

— RELATIONS GEOCHIMIQUES ENTRE LE GISEMENT ET SON ENVELOPPE —

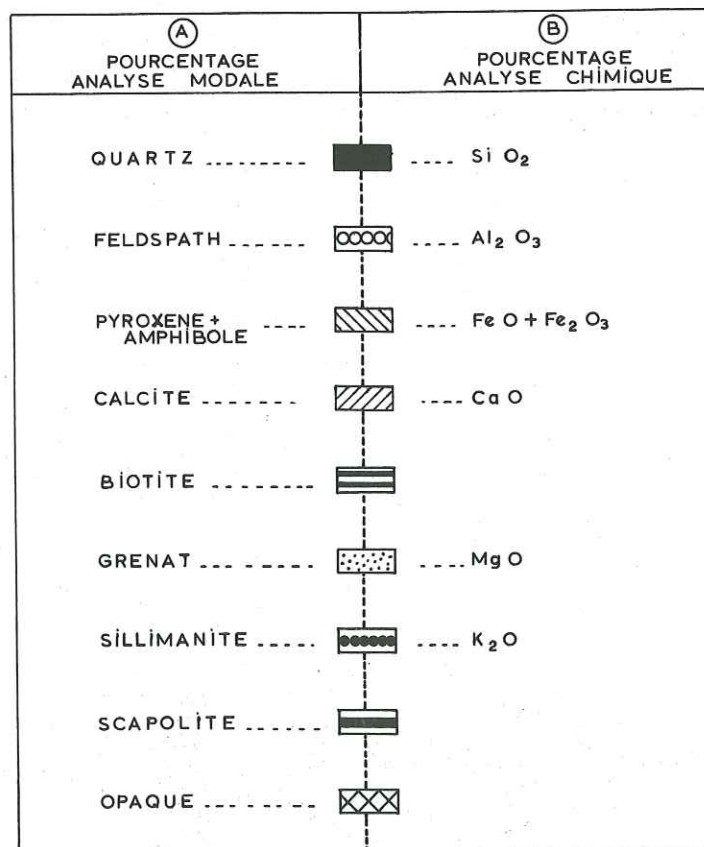


Fig. 1

CINQUIEME PARTIE

CONCLUSION A L'ETUDE PETROGENETIQUE

L'origine des diverses roches de l'enveloppe du gisement de magnétite de Forsyth peut être considérée comme étant sédimentaire. Au départ, il s'agissait d'un ensemble lithologiquement bien différencié, représenté par des calcaires purs, des calcaires impurs (plus ou moins dolomitiques et plus ou moins argileux), des pélites, soit dolomitiques, soit très alumineuses.

Les conditions thermodynamiques du métamorphisme général qui a affecté ces divers faciès ont pu être approchées en tenant compte des paragenèses observées et des caractéristiques chimiques de certains minéraux ou couples de minéraux.

En ce qui concerne la température, elle a été estimée à un minimum de 660°C d'après la présence des perthites, entre 500 et 700°C d'après celle de la scapolite et enfin à 720°C \pm 20 en fonction des concentrations en Mg, Fe et Mn du couple biotite - grenat. On peut donc retenir un ordre de grandeur de 700°C.

Pour la pression, il est plus difficile de la fixer même approximativement. En effet, d'après la présence de cordiérite, sa valeur devrait être inférieure à 7 Kb, mais d'après celle de la scapolite, elle pourrait atteindre 8 Kb.

Compte tenu du fait que la cordiérite peut être considérée dans la région comme un minéral relativement exceptionnel, et que pour les gneiss, la paragenèse la plus fréquente est quartz, plagioclase, feldspath potassique perthitique, grenat ferrifère et sillimanite, on peut admettre qu'on se situe entre 7 et 8 Kb.

De telles conditions (700°C, 7 - 8 Kb) et l'absence de phénomènes anatectiques conduisent à penser qu'on se trouve dans le domaine du faciès granulite.

La présence de biotite à la place d'orthopyroxène qui, en principe, aurait dû être présent peut s'expliquer de la façon suivante : la pression partielle de H₂O a bien été inférieure à la pression totale P_s + P_f, mais, le système étant fermé, l'eau a été immédiatement réutilisée pour former la biotite. Notons, par ailleurs, que les biotites analysées dans les gneiss 12 et 13 sont riches en TiO₂ (3,86 % et 3,35 %). Or, beaucoup d'auteurs ont montré que les biotites associées à l'hypersthène dans différentes roches de faciès granulite sont caractérisées par leur teneur élevée en TiO₂.

CHAPITRE IV - ETUDE DU GISEMENT

PLAN

PREMIERE PARTIE - GEOMETRIE DU GISEMENT

DEUXIEME PARTIE - ETUDE DES PARAGENESES

TROISIEME PARTIE - ETUDE CHIMIQUE ET GEOCHIMIQUE DU
MINERAL

PREMIERE PARTIE

GEOMETRIE DU GISEMENT

Le gisement de magnétite de Forsyth est un amas lenticulaire inclus dans les roches carbonatées, décrites au chapitre précédent.

Il affleure selon une direction N. 80 sur 330 m. Sa puissance variable, de l'ordre de 40 m sur 290 m, s'amincit à 10 m dans sa partie occidentale. Il est à signaler que son plus grand allongement est parallèle à la direction des roches encaissantes.

Une série de sections et de coupes (pl. 33 et 34) révèle l'allure en profondeur de cette lentille. De plus, en coupe longitudinale, on voit que l'amas se ferme vers 250 m de profondeur et que son axe est incurvé : près de la surface il est vertical, à partir de 200 m son plongement s'infléchit vers l'Est pour devenir subhorizontal.

Les sections transverses montrent que la forme lenticulaire n'est pas régulière. L'amas, dont le pendage varie de 87 à 70 N., présente des rétrécissements (par exemple entre le 3e et 4e niveau sur la section 100 E) ou des renflements (par exemple sur la section 200 E., la puissance est de 18 m au 2e niveau mais atteint 70 m au 4e niveau). Sur ces sections, on aperçoit très bien également la fermeture de la lentille vers 250 m de profondeur mais des sondages inclinés pratiqués à partir du 6e niveau indiquent que d'autres amas (apparemment en bancs) existent à des cotes variables. Ces amas ne semblent pas avoir de relations spatiales avec le gisement principal.

D'après la carte géologique de surface, notons aussi les points suivants :

- dans le prolongement de la lentille, aucune faille et zone mylonitique n'a été mise en évidence ;
- les failles incurvées, observées au Sud de la lentille ne paraissent pas recouper cette dernière.

Voyons maintenant les relations de l'amas minéralisé avec son encaissant.

Le parallélisme entre la direction d'allongement de la lentille de minerai et celle des roches de son enveloppe est un fait assez frappant. En ce qui concerne les pendages, celui de la lentille est soit subvertical, soit de 85 N. et ceux de l'encaissant varient entre 80° Sud et 70° Nord.

Les contacts entre l'amas minéralisé et les calcaires sont nets. Dans le minerai, à proximité de ses épontes, on observe parfois des lentilles de marbres, de roches calcosilicatées ou de skarns à diopside et scapolite (pl. 37, fig. 1-2). Cette observation peut laisser supposer que le minerai est postérieur aux roches carbonatées au sein desquelles il se serait mis en place .

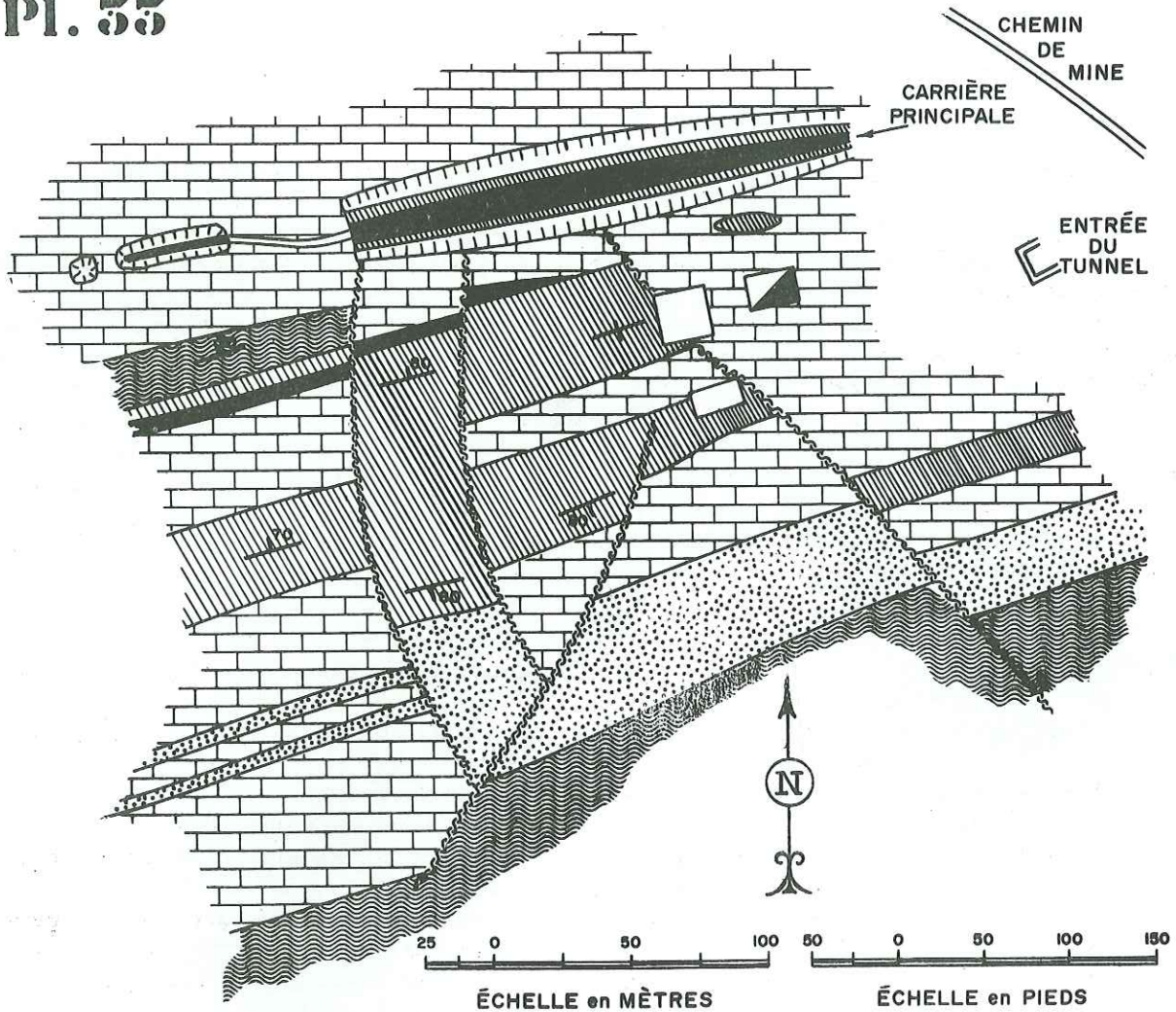
Toutefois, on ne doit pas oublier que l'ensemble carbonaté, du fait de ses caractéristiques mécaniques très différentes de celles des gneiss et du minerai, réagit de façon plastique aux efforts tectoniques et provoque des phénomènes de fluage spectaculaires. Les "inclusions" de roches carbonatées au sein du minerai peuvent donc s'expliquer également de cette façon.

GÉOLOGIE DE SURFACE

MINE FORSYTH

HULL, Prov. QUÉBEC, CANADA

Pl. 55












LÉGENDE		SIGNES CONVENTIONNELS	
	EULYSITE		DIRECTION et PENDAGE des FORMATIONS....
	SKARN à DIOPSIDE et à SCAPOLITE		FAILLE et ZONE de CISAILLEMENT
	MARBRE et ROCHES CALCO-SILICATÉES....		PUITS — BÂTIMENT
	QUARTZITE à BIOTITE		CARRIÈRE.....
	GNEISS à BIOTITE et à GRENATS — GNEISS à SILLIMATITE		

Fig. 1

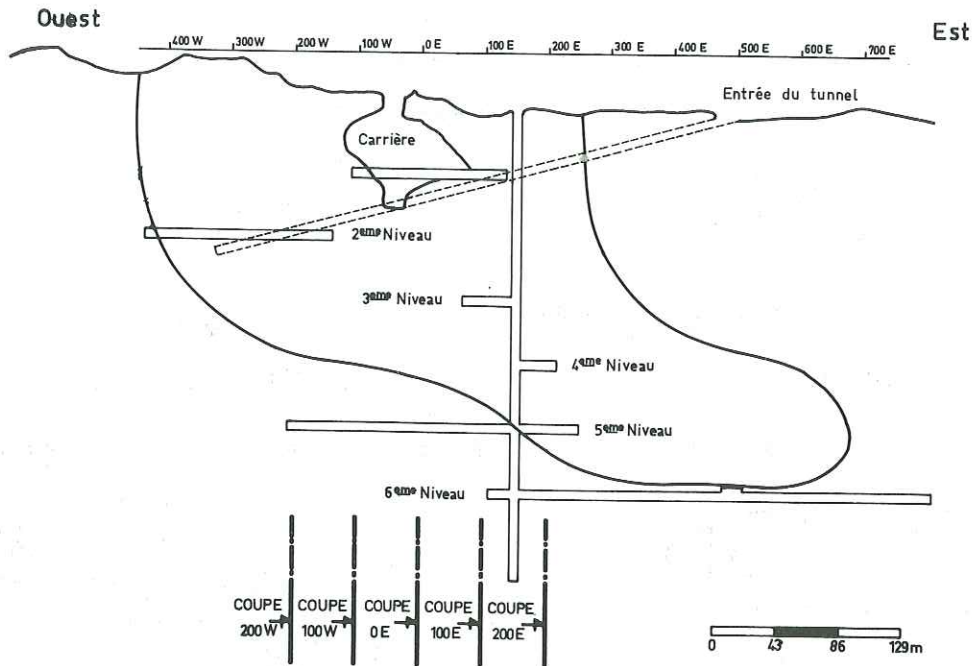
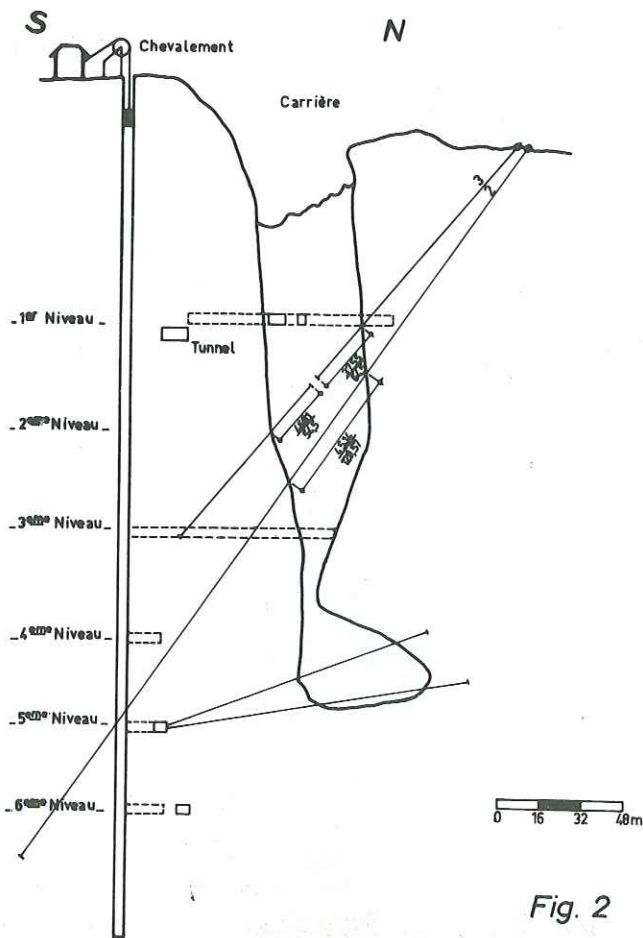
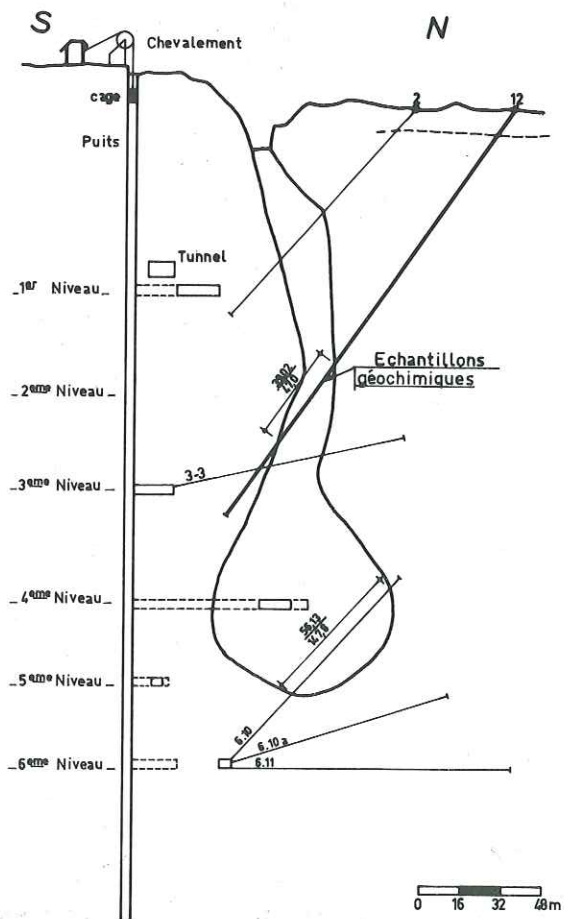


Fig. 1

— Coupe longitudinale est ouest —

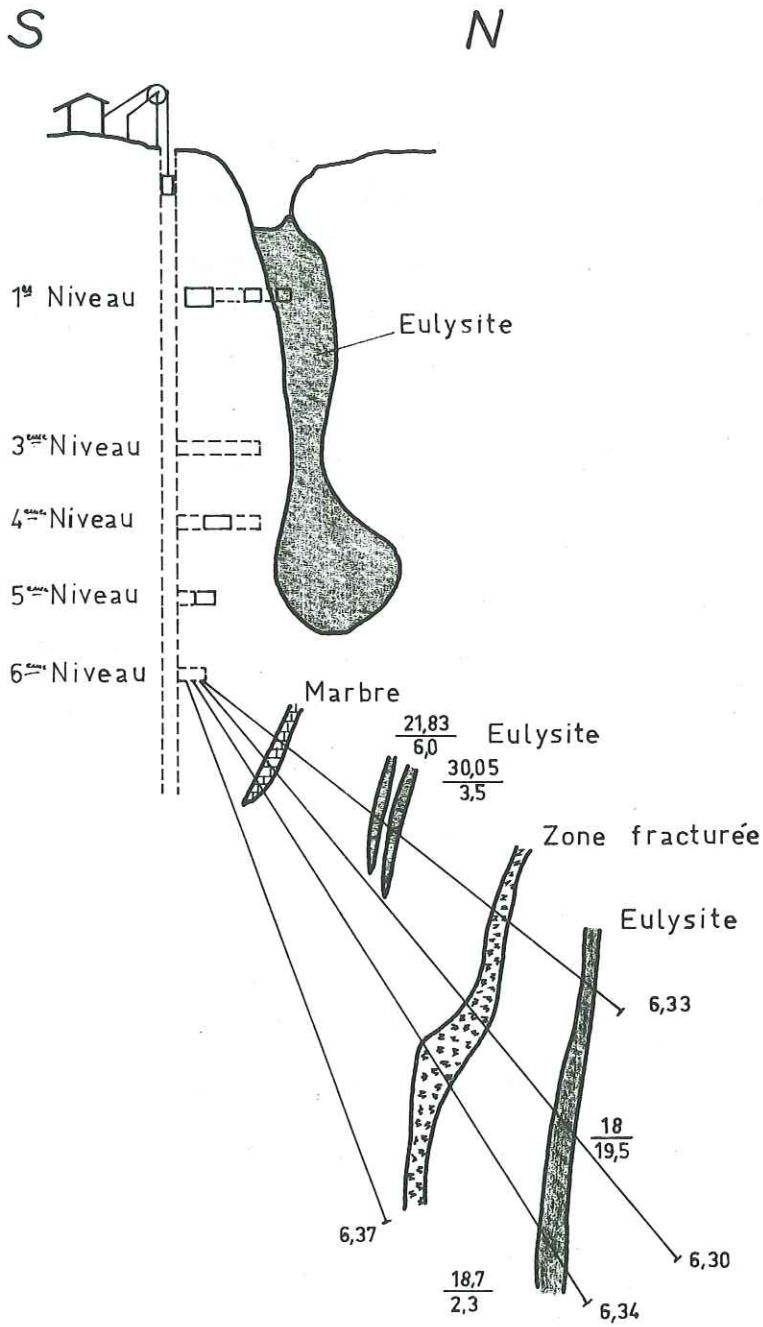


_ Section 100 E _



_ Section 200 E _

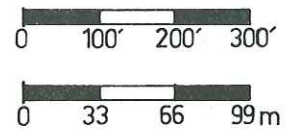
SECTION 130 E



6,33 N° du sondage

$$\frac{30,05}{3,5} = \frac{\% \text{ en fer}}{\text{distance en pieds}}$$

— ECHELLE —



— SONDAGE 6.54 —












Section 200 E

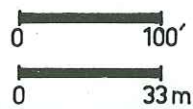
Longueur 1025'

Pendage 62° N

— LEGENDE —

-  Skarn à diopside et à scapolite
-  Roches calco silicatées
-  Marbre
-  Gneiss à biotite
-  Amphibolite
-  Pyroxenite
-  Pegmatite
-  Eulysite
-  Zone fracturée

— ECHELLE —



DEUXIEME PARTIE

ETUDE DES PARAGENESES

Au cours de l'étude qui va suivre, le minerai sera couramment appelé eulysite. En effet, il s'agit d'une roche qui se rapproche de celle décrite sous ce terme par JOHANNSEN, 1937, p. 412. Elle est caractérisée par la présence de fayalite (manganésifère), de diopside, de grenat, d'amphiboles (hornblende, grunérite, anthophyllite) et, accessoirement, de quartz, de biotite et d'apatite.

A. - DESCRIPTION MACROSCOPIQUE DU MINERAI

Le minerai, de couleur noire à vert foncé, à éclat mat, est constitué de gros cristaux (quelques centimètres) de magnétite, de sulfures de fer (pyrite, pyrrhotine) disséminés dans une gangue de silicate ferrifère. En outre, çà et là, on voit des paillettes flexueuses de graphite et des amas de mica noir (biotite).

Pourcentages volumétriques

Afin de préciser l'importance des différents minéraux et minerais constitutifs du minerai exploitable, nous avons calculé les pourcentages volumétriques respectifs, d'une part, de la gangue, d'autre part, de la fraction métallique. La teneur en FeO (total) du minerai tout venant est de l'ordre de 51,86 % (voir p. 10).

1) de la gangue

- fayalite	50 à 75 %	- actinote	1 à 3 %
- hypersthène	5 à 7 %	- graphite	1 à 2,3 %
- diopside - augite	8 à 15 %	- biotite	1 à 2 %
- grenat - almandin	10 à 15 %	- feldspath potassique	1 à 2 %
- hornblende brune	5 à 10 %	- quartz	1 à 2 %
hornblende verte			
- grunérite - cummingtonite	1 à 3 %	- carbonates	traces
- cordiérite ferrifère	1 à 3 %	calcite	

En outre, les produits d'altération sont variés et peuvent être assez abondants :

- greenalite	30 à 40 %
- talc ferrifère - hisingérite	5 à 10 %
- chlorite ferrifère - chamosite	3 à 5 %

2) de la fraction métallique

- magnétite	95 %
- les sulfures de fer	
pyrrhotine	3 à 5 %
pyrite	traces
chalcopyrite	traces

PLANCHE 37

RELATIONS ENTRE LE GISEMENT ET SON ENVELOPPE

Figure 1 - Le contact entre le minerai de magnétite et les roches carbonatées est très net. De petites lentilles de calcaire, froissées, plissotées sont incluses dans le minerai.

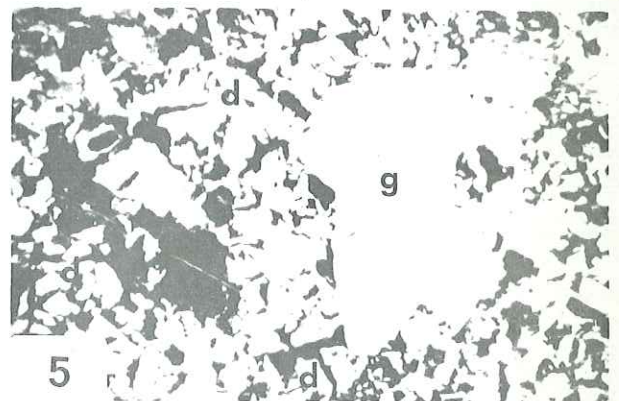
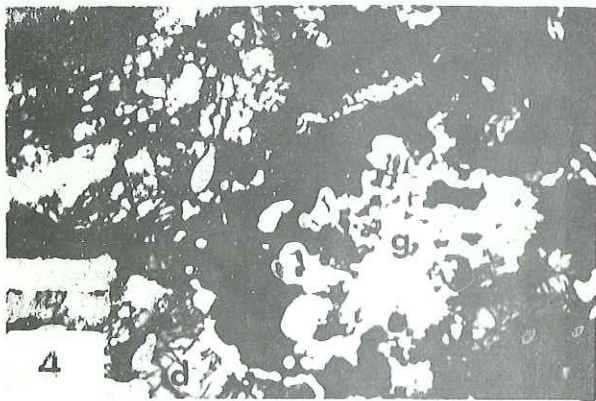
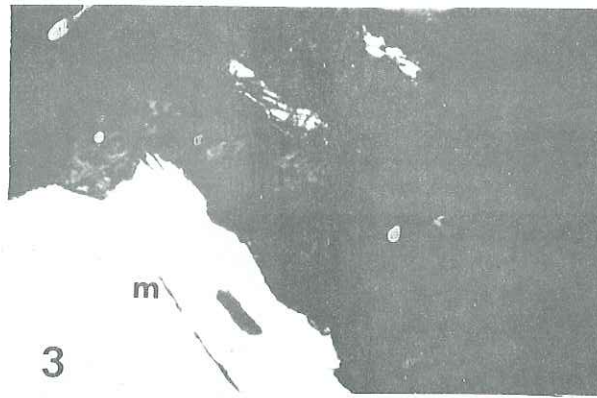
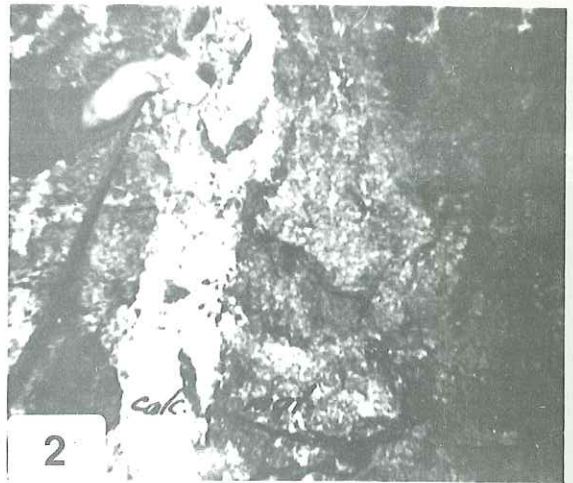
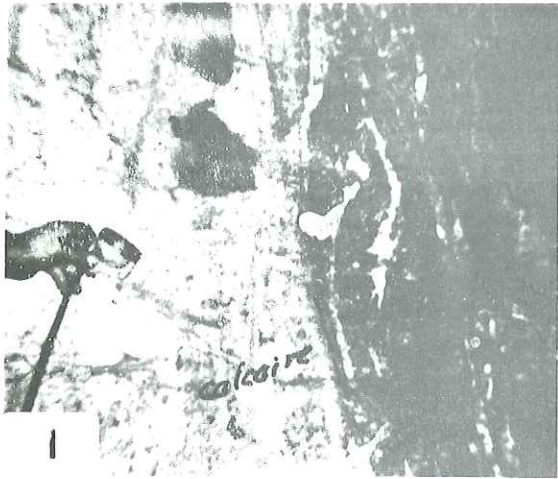
Figure 2 - Lentilles de roches carbonatées incluses dans la magnétite. Noter les contacts francs entre le calcaire et la magnétite.

EULYSITE

Figure 3 - Photo montrant l'assemblage mica - biotite (m) avec l'hisingsite.
(L.P.) x 30
Lame mince I H 2

Figure 4 - Grenat corrodé renfermant de nombreuses inclusions de cordiérite ferrifère et de magnétite. Le diopside (d) très fracturé est parcouru par des filonnets de magnétite.
(L.P.) x 30
Lame mince I B I

Figure 5 - Lumière naturelle - même grenat présentant une altération périphérique en chlorite.
(L.N.) x 30
Lame mince I B I



B. - ETUDE MINÉRALOGIQUE DÉTAILLÉE DES SILICATES

- Fayalite :

C'est le minéral de gangue le plus abondant (pl. 38, fig. 1-4).

- caractères optiques :

Cristaux automorphes, incolores, avec des clivages parallèles à 001 et à 110. Biréfringence élevée. Biaxie négative : 2 V entre 50 et 60°. Présence de macles. Si certains individus sont très frais, d'autres sont plus ou moins transformés en serpentine ferrique (greenalite).

- analyses à la microsonde

Les résultats des 3 analyses à la microsonde M - A - C sont donnés au tableau n° 16 . On remarque un faible pourcentage en MgO de 1,6 à 9,1 % et par contre, un pourcentage élevé en FeO (entre 58,5 et 64,7). On a calculé également le nombre d'ions Fe, Mn, Mg associés à 4 oxygènes et les résultats confirment que nous sommes en présence d'une fayalite.

- Hypersthène

Il forme de petits cristaux rectangulaires présentant un $2 V_y = 58^\circ$. Compte tenu de sa biréfringence élevée, l'hypersthène en question se rapproche du pôle ferrique : ferrohypersthène. Ce dernier est en association symplectique avec la magnétite. (pl. 41, fig. 1, 2, 3, 4).

- Clinopyroxène (pl. 38, fig. 4)

Il s'agit d'un terme de la série diopside-hédénbergite ($2 V_z = 60 - 63$; $2 C = 25 - 30^\circ$). Il forme des grandes plages parfois craquelées et le plus souvent poëcilitiques (inclusions de hornblende brune, d'olivine, de feldspath potassique, de biotite rouge, de calcite). Le long des clivages, s'insinuent des travées de magnétite.

OLIVINE FAYALITE

Tableau 16

	I	II	III	IV	V	VI
SiO ₂	30,6	30,6	30,3	29,8	30,3	29,6
FeO	64,5	64,7	64,4	64,7	58,5	64,4
MgO	1,7	1,6	2,5	2,8	9,1	2,3
MnO	2,2	2,0	1,3	1,5	1,4	2,5
CaO	----	----	0,3	0,3	0,2	0,5
<u>Total</u>	99,0	98,9	98,8	99,1	99,5	99,3

NOMBRE D'IONS ASSOCIES A 4 OXYGENES

Tableau 16 (suite)

Si	1,023	1,025	1,013	0,997	0,973	0,993
Fe	1,804	1,812	1,801	1,811	1,571	1,808
Mg	0,084	0,079	0,124	0,139	0,435	0,115
Mn	0,062	0,056	0,036	0,042	0,038	0,071
Ca	-----	-----	0,010	0,010	0,006	0,017

FORMULE CHIMIQUE

I	Fe 1,80	Mn 0,06	Mg 0,08	Si 1,02	O ₄	IV	Fe 1,81	Mn 0,04	Mg 0,14	Ca 0,01	Si 0,99	O ₄	
II	Fe 1,81	Mn 0,05	Mg 0,08	Si 1,02	O ₄	V	Fe 1,57	Mn 0,04	Mg 0,43	Ca 0,01	Si 0,97	O ₄	
III	Fe 1,80	Mn 0,03	Mg 0,12	Ca 0,01	Si 1,01	O ₄	VI	Fe 1,80	Mn 0,07	Mg 0,11	Ca 0,02	Si 0,99	O ₄

- Amphiboles

On en a plusieurs types.

- Quelques cristaux très frais de hornblende verte ont été rencontrés. Certains pseudomorphosent les clinopyroxènes.

- La hornblende brune n'est pas constante. Elle forme des amas de cristaux en plages granoblastiques ceinturées de magnétite (pl. 38, fig. 2).

- La cummingtonite-grunérite est plus couramment distribuée. Elle est caractérisée par ses macles polysynthétiques (pl. 38, fig. 5).

- L'actinote est en cristaux très frais. Elle paraît primaire. Elle s'insinue sous forme de plages aciculaires entre les autres minéraux.

- Cordiérite

Dans la lame T2, il a été observé, en association avec fayalite, cummingtonite, grenat et magnétite, ces deux derniers minéraux sont souvent en inclusions dans la cordiérite, de nombreuses petites plages de cordiérite : incolore, relief faible, biréfringence faible, macles losangiques, coloration jaunâtre après attaque à HCl concentré.

- Biotite

Un mica pléochroïque de vert à jaune pâle a été aperçu dans certaines lames en amas au sein de la magnétite (pl. 37, fig. 3 ; pl. 38, fig. 6).

Deux analyses à la microsonde M-A-C ont été exécutées.

BIOTITE

Tableau 17 (Analyses partielles)

N°	6-06	6-6
Si O ₂	34,95	34,37
Al ₂ O ₃	12,75	13,09
Fe O	29,22	22,40
Mg O	4,48	9,19
Ca O	non dosé	non dosé
K ₂ O	"	9,69
Ti O ₂	"	2,32
Mn O	"	0,31
Total %		91,38

On note les teneurs élevées en Fe O (29,22 et 22,40) et assez fortes en Ti O₂ (2,32). Les pourcentages en Si O₂ sont bas et inférieurs à ceux des muscovites.

- Grenats

Ils se rencontrent principalement aux épontes du gisement mais aussi à l'intérieur de ce dernier. Il est intéressant de distinguer ces deux types de gisement de grenats et de voir pour chacun d'eux les minéraux associés:

a) aux épontes

.....
Les grenats forment des cristaux d'environ 1 mm plus ou moins jointifs. Les interstices sont occupés par pyroxène, biotite et minéraux opaques. Parfois, les plages s'interpénètrent, mais quand le pourcentage des autres minéraux est élevé, leur forme devient alors automorphe. Certaines plages sont poecilitiques, englobant pyroxène, quartz, biotite, feldspath, magnétite, mais d'autres sont en inclusion dans les minéraux associés (pyroxène, magnétite). On a donc l'impression que les grenats sont issus de deux temps de cristallisation assez bien définis.

Un échantillon a été analysé à la microsonde M-A-C (lame 4, 100). Sur le diagramme de MIYASHIRO, il se situe près du pôle Fe O (pl. 28, fig. 1).

Tableau 18

Si O ₂	37,30	<p><u>Diagramme de MIYASHIRO</u></p> <p>% Fe O = 93,00</p> <p>% Mn O = 3,26</p> <p>% Mg O = 3,74</p> <hr/> <p><u>Total</u> 100,00</p> $\frac{\text{Mg}}{\text{Mg} + \text{Fe}} = 0,301$
Al ₂ O ₃	20,04	
Fe O	32,46	
Mg O	1,30	
Ca O	6,30	
Mn O	1,14	
<u>Total</u>	<u>98,54</u>	
n = 1,795 ±	0,005	
d = 11,627 ±	0,002	

Les niveaux grenatifères des épontés (pl. 38, fig. 3) renferment les minéraux suivants :
pyroxène proche du terme hédénbergite ($2 Vz = 57^\circ$ à 63° ; $Z \wedge C = 43 - 50$) partiellement opacifié ;
hornblende ($2 Vz = 75^\circ$ à 85° ; X = vert jaune, Y = Z = vert foncé à brun) en gros cristaux plus ou moins altérés (chlorite et épidote) et souvent poëcilitiques (inclusions de biotite, apatite, feldspath potassique) ;
quartz assez abondant, parsemé par des aiguilles d'actinote et des petites plages de chlorite ;
pyrrhotine à proximité des amas quartzeux ;
magnétite en contact direct avec les grenats.

b) A l'intérieur du gisement

Les grenats donnent des plages globuleuses qui sont entourées d'une auréole kélyphitique (pl. 37, fig. 4, 5). Deux échantillons (6-6 et 606) ont été analysés à la microsonde M-A-C. De plus, ces grenats sont souvent altérés en chlorite.

GRENATS

NOMBRE D'IONS ASSOCIES A 24 OXYGENES

Tableau 19

	6-6	606		6-6	606
Si O ₂	36,85	39,05	Si	5,34	5,72
Al ₂ O ₃	20,70	20,15	Al ^{IV}	0,56	0,27
Fe O	29,89	38,44	Al ^{III}	3,51	3,82
Mg O	2,14	1,32	Fe ⁺³	----	----
Ca O	7,27	1,15	Fe ⁺²	3,70	4,93
Mn O	0,47	0,87	Mg	0,47	0,30
Ti O ₂	-----	-----	Mn	0,05	0,24
<u>Total</u> %	97,35	100,98	Ca	1,15	0,18
			Ti	----	----

Ils se situent là encore près du pôle FeO sur le diagramme de MIYASHIRO. Peu de différences sont à noter entre la composition chimique du grenat précédent 4 100 et des grenats 6-6 et 606.

Les minéraux associés à ce type de grenat sont ceux qui ont été décrits avant le paragraphe "grenats". Ils peuvent renfermer quelques inclusions (feldspath potassique, pyroxène, biotite).

- Graphite

Sa présence est quasi constante dans l'eulysite, à des teneurs avoisinant parfois 2 %. De la sorte, il est fréquemment visible à l'œil nu. En paillettes flexueuses de plusieurs mm, on le rencontre également en fines inclusions dans la plupart des autres minéraux : magnétite, fayalite, calcite, pyroxène.

PLANCHE 38

EULYSITE

- Figure 1 - Olivine - fayalite (fa), maclée, entre cristaux primaires de magnétite.
(L.P.) x 20
Lame mince 4 145
- Figure 2 - Cristaux de hornblende brune (h), de diopside (d) parcourus par des filonnets de magnétite.
(L.P.) x 10
Lame mince 1 B 31
- Figure 3 - Niveaux grenatifères. Grenat craquelé avec inclusions de magnétite, de feldspath potassique (k) et graphite.
(L.N.) x 20
Lame mince 4 100
- Figure 4 - Association diopside (d) et fayalite (fa) maclée. Noter l'angle de 120° entre les deux catégories de cristaux caractéristique d'un métamorphisme sous contrainte.
(L.P.) x 20
Lame mince T 2
- Figure 5 - Cummingtonite-grunérite (cm) maclée avec calcite et magnétite.
(L.N.) x 10
Lame mince T 3
- Figure 6 - Agglomérat de cristaux de biotite (m) entre la magnétite primaire.
(L.N.) x 10
Lame mince 6 8

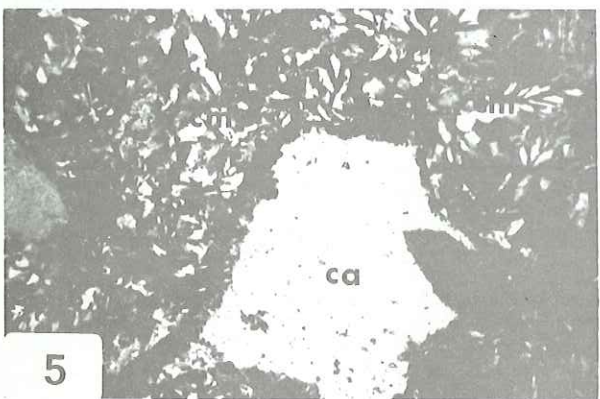
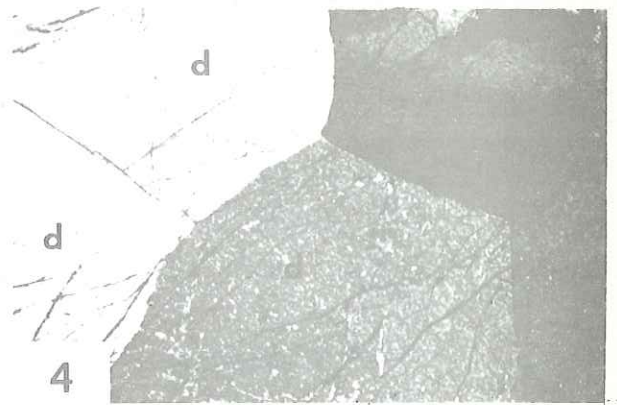
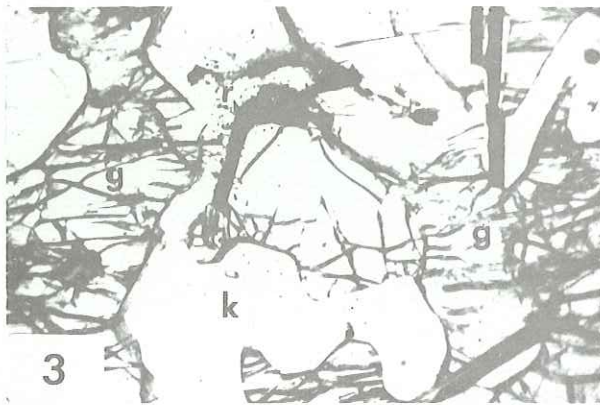
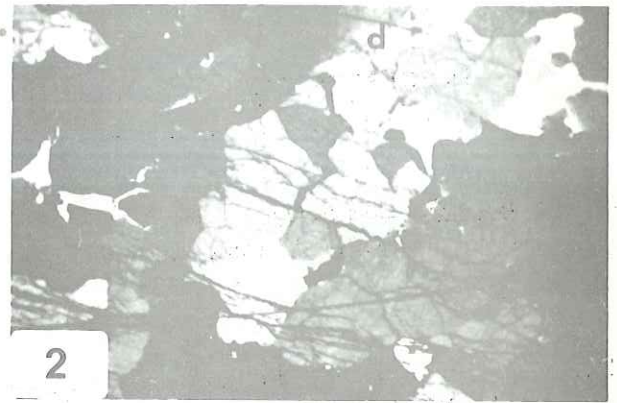
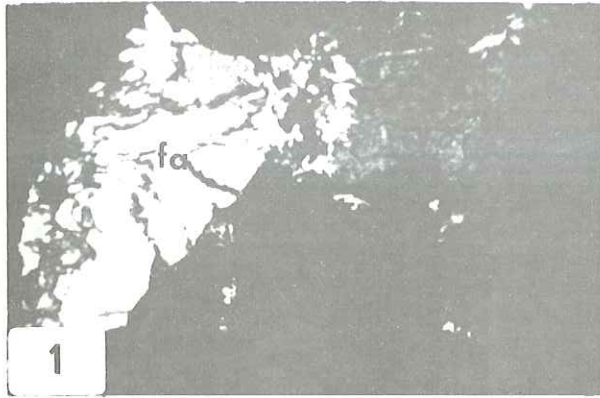


PLANCHE 39

PROCESSUS D'ALTERATION DE LA FAYALITE

Figure 1 - 1er stade : îlots de fayalite réfringente (gris) entourés de greenalite (blanc) et de filonnets de magnétite s'insinuant et se ramifiant entre les cristaux.
(L.N.) x 10
Lame mince 4 200

Figure 2 - 2e stade : la fayalite a complètement disparu. Les filonnets de magnétite sont nombreux et se ramifient.
(L.R.) x 10
Lame mince 10 552

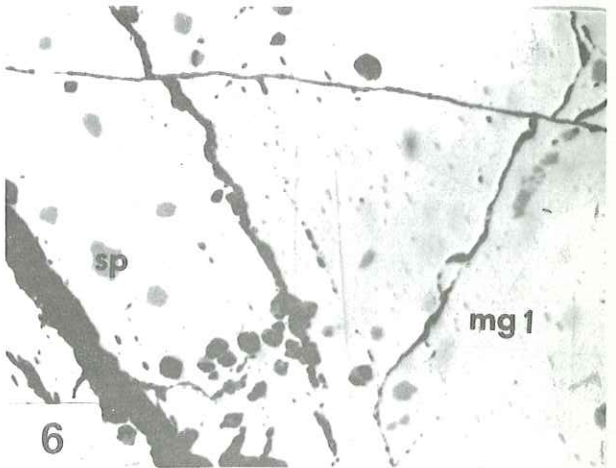
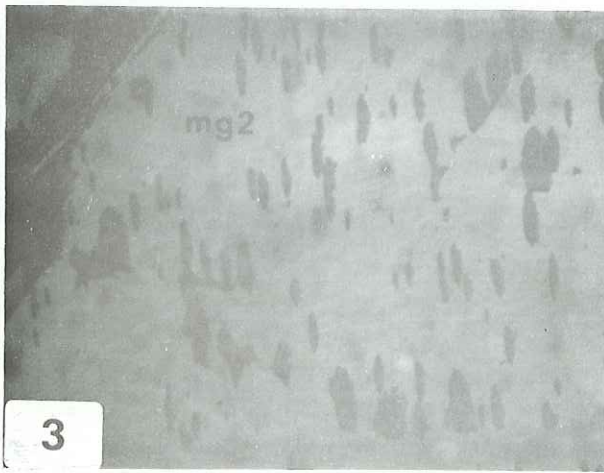
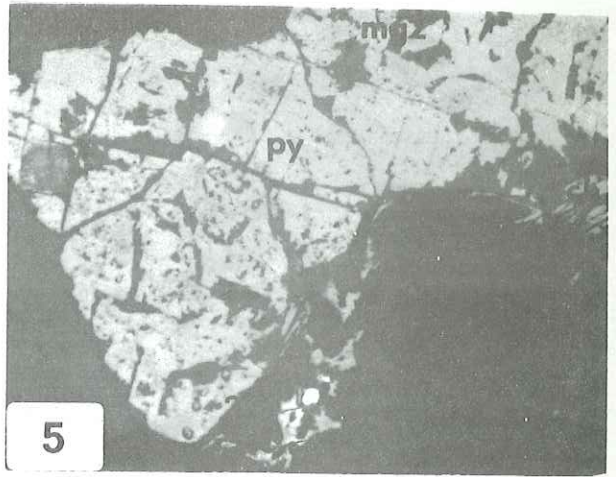
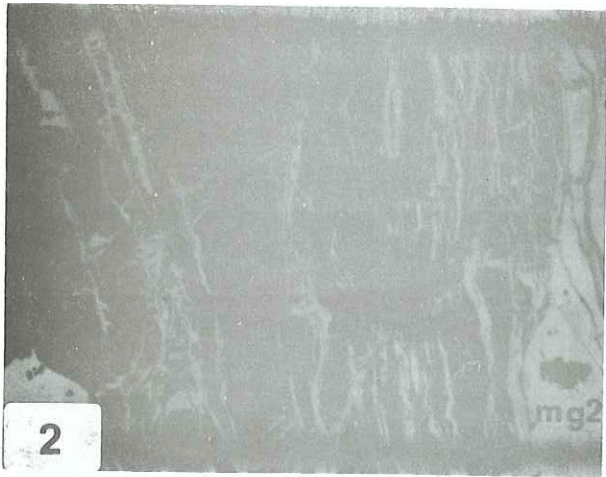
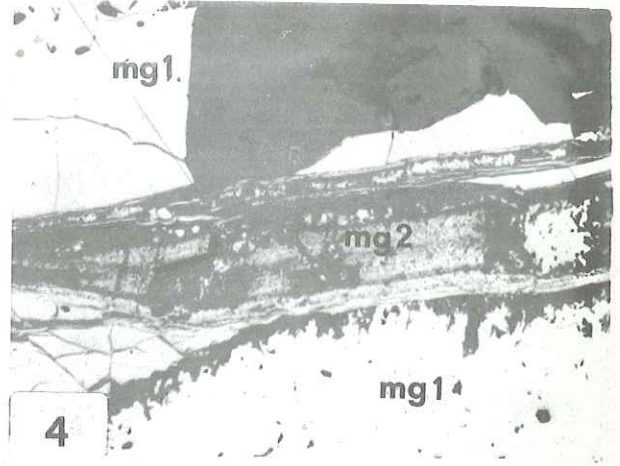
Figure 3 - 3e stade : la greenalite se réduit à quelques îlots dans la magnétite.
(L. R.) x 10
Section polie 4 M 3

MAGNETITE

Figure 4 - Filonnet de magnétite secondaire recoupant un cristal de magnétite primaire.
(L. R.) x 10
Section polie 4 95

Figure 5 - Magnétite secondaire (mg2) envahissant un cristal de pyrrhotine (py) à la faveur des nombreuses craquelures de chalcopryrite (ch).
(L. R.) x 5
Section polie 12 477

Figure 6 - Magnétite avec nombreuses inclusions de spinelle - hercynite ($\text{Fe Al}_2\text{O}_3$)
(L. R.) x 60
Section polie 12 407.



— SYSTEME $\text{FeO} - \text{Fe}_3\text{O}_4 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ —

Pl. 40

Gr - Greenalite

Fa - Fayalite

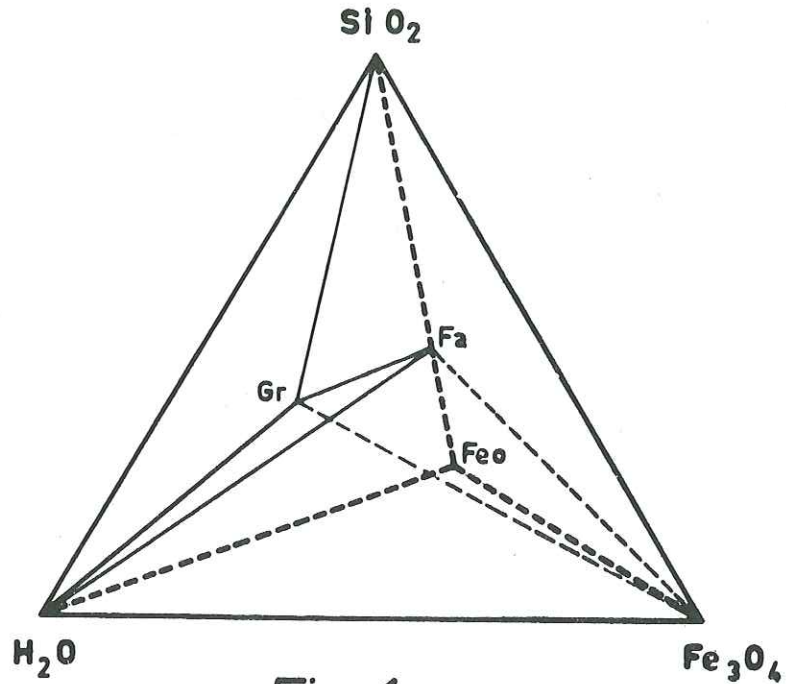


Fig. 1

T°C = 250°C - 470°C

C. - PHENOMENES DE TRANSFORMATION

Les phénomènes d'altération de certains minéraux primaires décrits précédemment sont nombreux. Leur étude est intéressante car elle peut permettre de cerner les conditions thermodynamiques de la genèse du gisement.

1. Transformation de la fayalite

Elle s'opère selon deux processus :

1.1 - Serpentinisation (pl. 39, fig. 1, 2, 3)

C'est la plus courante. On observe tous les stades entre la fayalite fraîche et une serpentine ferrifère; la

PLANCHE 41

RELATION FAYALITE - HYPERSTHÈNE - MAGNÉTITE - CUMMINGTONITE

Figures 1, 2, 3, 4 - Associations symplectiques fayalite - hypersthène - magnétite - cummingtonite.

Noter le réseau dentritique de magnétite secondaire produite par la transformation de la fayalite (fa) en hypersthène (fig. 3).

L'hypersthène se transforme lui-même en cummingtonite (cm). La photo 4 (lumière réfléchie) montre l'association de magnétite primaire (mgl) et le réseau de magnétite secondaire dans un fond plus sombre de silicates.

(1, 2) (L. P.) x 20 ; (3) (L. P.) x 40 ; (4) (L. R.) x 60

Lame mince et section polie T 2

Figure 5 - Résidus d'augite (au) en voie de transformation en cummingtonite et hornblende (h).

Noter également la magnétite et des cristaux très frais de feldspath potassique (k).

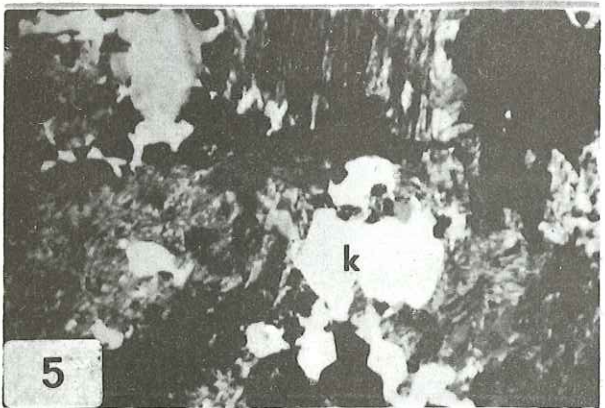
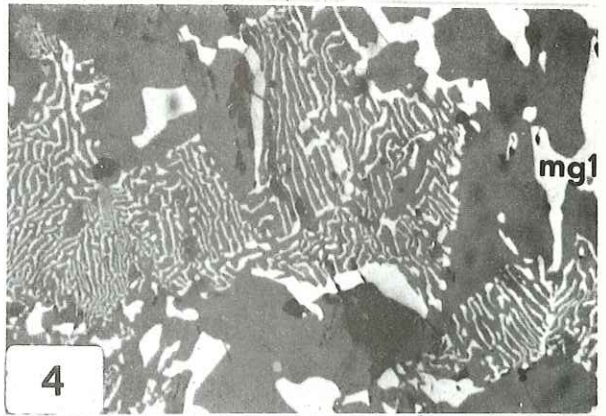
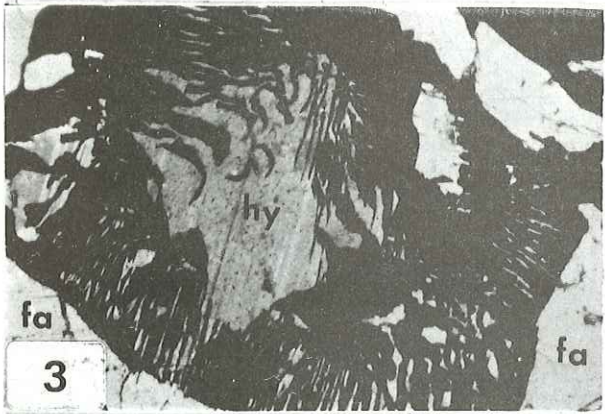
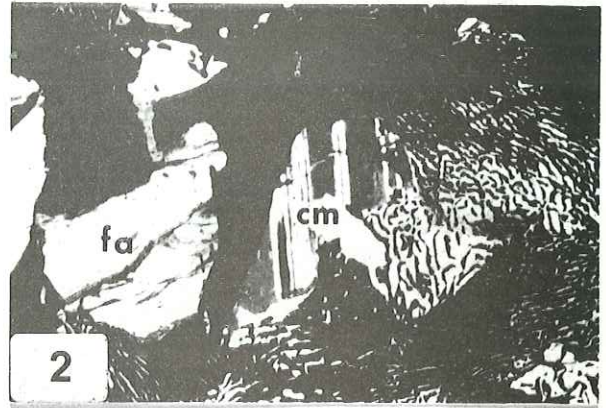
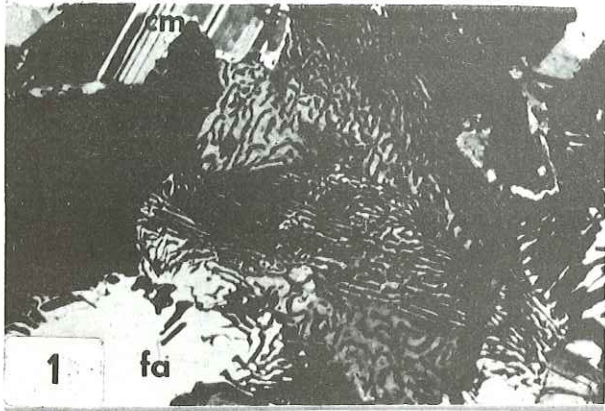
(L. P.) x 20

Lame mince 1 H 1

Figure 6 - Invasion de l'augite (au) par de la cummingtonite bien maclée (cm) à la faveur des plans de clivage et des fractures.

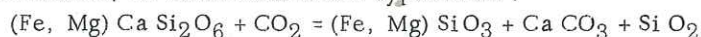
(L. P.) x 40

Lame mince 1 H 1



L'augite est stable si le CO_2 est éliminé, soit parce que le système est ouvert, soit parce que le CO_2 se décompose en graphite et oxygène ($\text{CO}_2 = \text{C} + \text{O}_2$). C'est ce qui a pu se passer dans l'eulysite puisque nous avons noté la présence de graphite.

Si le CO_2 n'était pas éliminé, on aurait formation d'hypersthène :

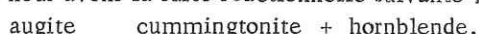


Dans l'eulysite, cette réaction ne s'est pas produite car on n'a pas observé la coexistence, dans une même lame mince, d'augite et d'hypersthène. En outre, quand ce dernier est présent, il dérive de la fayalite.

Quant aux transformations d'augite observées, on en a deux types :

- ouralitisaiton classique,
- remplacement plus ou moins complet selon les fractures ou les plans de clivage par un mélange de cummingtonite et de hornblende verte (pl. 41, fig. 5-6). Contrairement à ce qu'ont décrit B. ASKLUND et al., 1962, dans les roches gabbroïques métamorphiques de Skottagen (Suède) où seule s'observe l'association cummingtonite - hornblende qu'ils estiment dériver d'augite dont ils ne trouvent pas trace, ici, on a des reliques plus ou moins importantes d'augite au sein d'agglomérats de cummingtonite et de hornblende.

Il semble que nous avons la suite réactionnelle suivante :

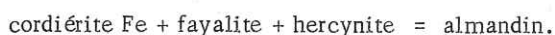


Rappelons que HOUCHEMAND-ZADDEH, 1969, p. 136, a démontré que l'association hornblende + cummingtonite avait pu se former directement à partir d'une augite subcalcique titanifère dans les amphibolites à biotite du massif de Châpédony (Iran).

5. Relation fayalite - grenat - cordiérite

Dans la lame T2, nous avons observé de la cordiérite associée à fayalite, grenat, cummingtonite et magnétite.

D'après les travaux de L.C. HSU, 1968, sur l'équilibre du système Al - Mn - Fe - Si - O - H, on peut penser que ces minéraux forment un assemblage métastable et que le grenat est un minéral secondaire produit par la réaction suivante :



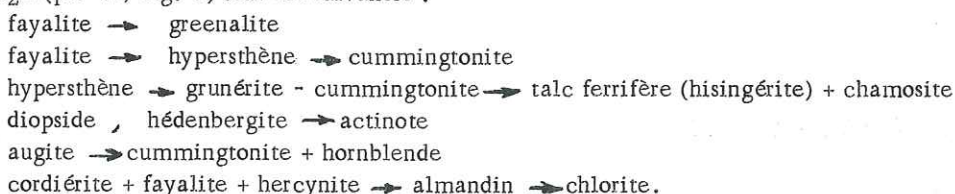
Cette réaction témoigne d'un réajustement chimique à des conditions de température plus basse.

Par contre, dans d'autres lames, il est apparu que le grenat pouvait être "primaire", car il était en inclusions dans d'autres minéraux tels que pyroxène et magnétite.

En définitive, il semble qu'il y ait eu deux temps de cristallisation des grenats qui impliquent une évolution différentielle des conditions physico-chimiques à travers le gisement.

D. - CONCLUSION A L'ETUDE DES SILICATES

Les principales transformations observées dans l'eulysite de Forsyth et qui peuvent être rassemblées dans le tétraèdre CaO , FeO , MgO , H_2O (pl. 42, fig. 1) sont les suivantes :



Elles témoignent de phénomènes rétro-morphiques affectant les paragenèses primaires. Les conditions thermodynamiques sous lesquelles elles se sont produites sont assez difficiles à préciser. La première transformation (fayalite - greenalite) a dû s'opérer entre 250°C et 470°C. Par ailleurs, la présence d'actinote secondaire indique une température comprise entre 430°C et 500°C.

Enfin les points suivants sont à noter :

- la présence d'une amphibole de la série cummingtonite - grunérite (une analyse à la microsonde M-A-C a donné 28,5 % de FeO total) est courante dans les formations de fer métamorphique ;
- comme le montre le tétraèdre MgO , FeO , CaO , H_2O , CO_2 (pl. 46, fig. 1) l'association d'actinote et de grunérite est compatible. Elle a été également observée dans les formations ferrifères du Labrador par MUELLER, 1960.

— TETRAÈDRE CaO - FeO - MgO - H₂O —

Pl. 42

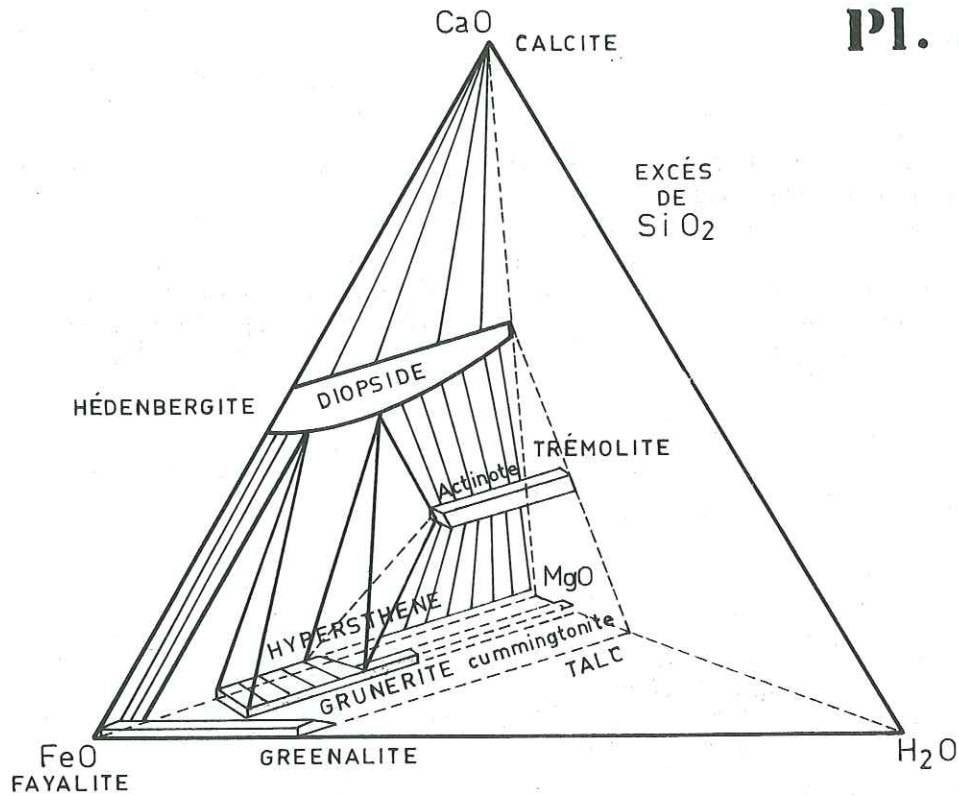


Fig. 1

E. - OXYDES ET SULFURES DE FER

1. Magnétite

C'est le seul oxyde de fer reconnu dans le gisement. De nombreux diffractogrammes révèlent qu'il n'y a pas d'hématite comme l'indique A. LEE, 1958, et que le minerai n'est pas titanifère. L'étude des sections polies a permis de mettre en évidence deux types de magnétite, l'une primaire, l'autre secondaire (pl. 43, fig. 1, 2 ; pl. 39 fig. 4).

1.1 - Magnétite primaire

C'est la plus abondante. Elle forme des cristaux automorphes pouvant atteindre 1 cm de côté et donnant un

minéral massif et compact. Ses plages sont parfois pœcilitiques. Les inclusions de spinelle déterminées à la microsonde comme étant de l'hercynite ($Fe Al_2 O_4$) (pl. 39, fig. 6) sont les plus caractéristiques.

Parfois la magnétite s'insinue dans les nombreuses cassures des minéraux de la gangue comme les pyroxènes; dans d'autres cas, il semble qu'elle se soit substituée secondairement à certains minéraux subsistant à l'état relictuel.

Ainsi on a l'impression que sa cristallisation ne s'est pas faite en un seul temps, mais qu'elle a commencé simultanément avec les autres minéraux tels que fayalite et pyroxènes. Cette cristallisation s'est sans doute poursuivie, soit en raison d'une remobilisation partielle du fer, soit par apport de solutions ferrifères résiduelles.

Pour fixer la température de cristallisation de la magnétite primaire, on peut simplement dire qu'elle est supérieure ou tout au moins égale à celle nécessaire aux développements des exsolutions d'hercynite. De fait, les études de A.C. TURNOCK, 1959, ont démontré que ces phénomènes sont lents à se développer et se produisent à des températures comprises entre 400°C et 600°C.

Rappelons que RAMBERG, 1955, (p. 699-700) émet l'hypothèse que les exsolutions d'hercynite dans la magnétite sont typiques de roches éruptives basiques.(?)

1.2 - Magnétite secondaire

Cette magnétite provient de la transformation de la fayalite en greenalite. Son habitus est différent de la magnétite primaire : elle forme des amas spongieux se rassemblant en traînées, en filonnets plus ou moins ramifiés et plus ou moins rapprochés.

L'enrichissement en magnétite secondaire, résultant de l'altération des silicates ferrifères, se fait soit par imprégnation diffuse dans la masse même de la roche, soit par filonnets ou par bouffées dessinant des lits sub-parallèles très serrés. On observe ainsi tous les termes de passage entre une roche peu minéralisée en magnétite et un minéral très riche (pl. 39, fig. 1, 2, 3).

Le seul phénomène d'altération observé concerne la magnétite primaire : la limonite ceinture les cristaux automorphes ou pénètre dans les fractures à partir desquelles elle peut gagner l'intérieur des cristaux. Cette altération visible en surface, près des zones de fracture résulte très vraisemblablement d'une lexivation.

2. Sulfures

Leur pourcentage total est compris entre 2 et 5 %. Ce sont par ordre décroissant d'importance : pyrrhotine, pyrite, chalcopyrite.

2.1 - La pyrrhotine

Engros cristaux automorphes, elle est intimement associée à la magnétite primaire. Certains offrent de nombreuses craquelures remplies par de la greenalite et de la magnétite secondaire à laquelle peut s'associer de la chalcopyrite (pl. 43, fig. 3, 4).

2.2 - La pyrite

Assez rare, elle se présente en petits grains le plus souvent xénomorphes ; elle s'associe parfois à la pyrrhotine selon une face cristalline.

2.3 - La chalcopyrite

Encore plus rare, toujours associée à la magnétite (en général secondaire), elle forme des plages xénomorphes ou des petites veinules parcourant la magnétite et les autres sulfures (pl. 43, fig. 4).

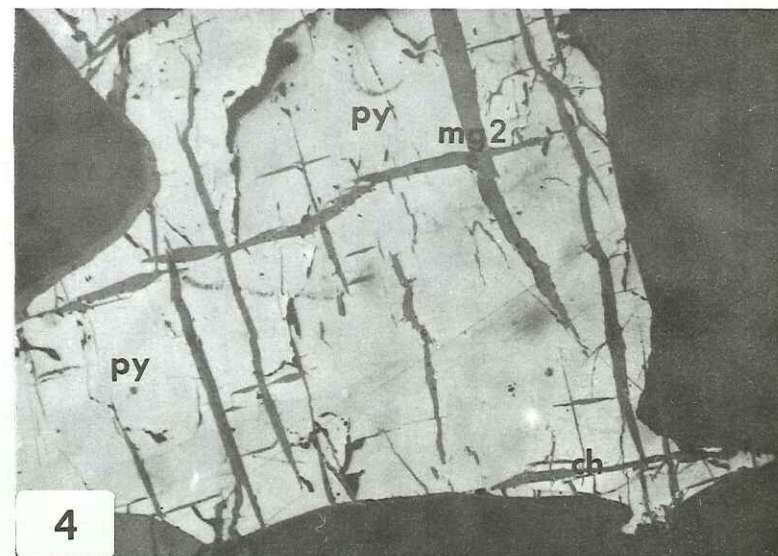
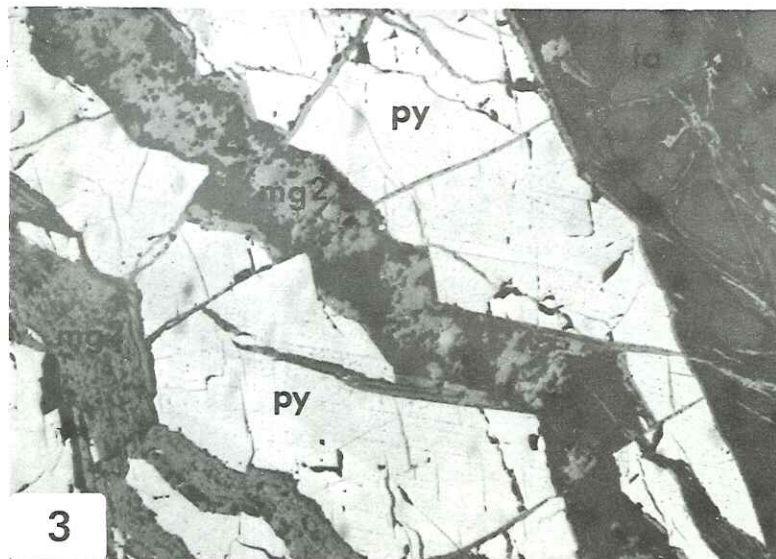
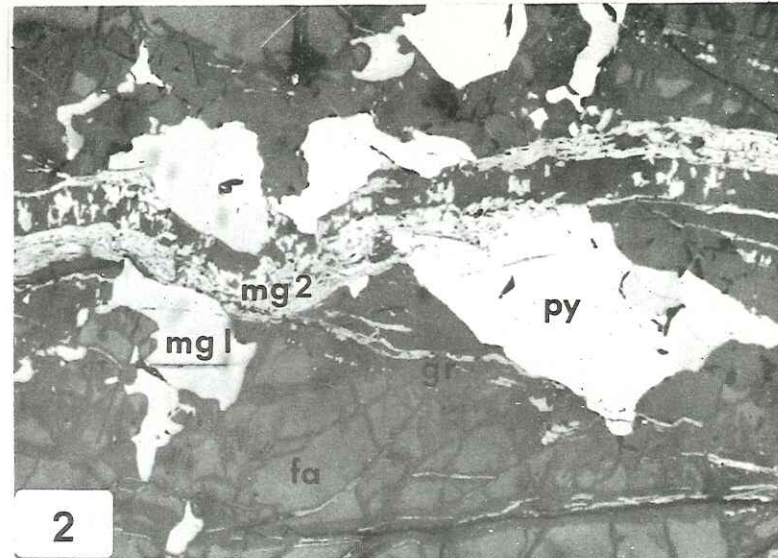
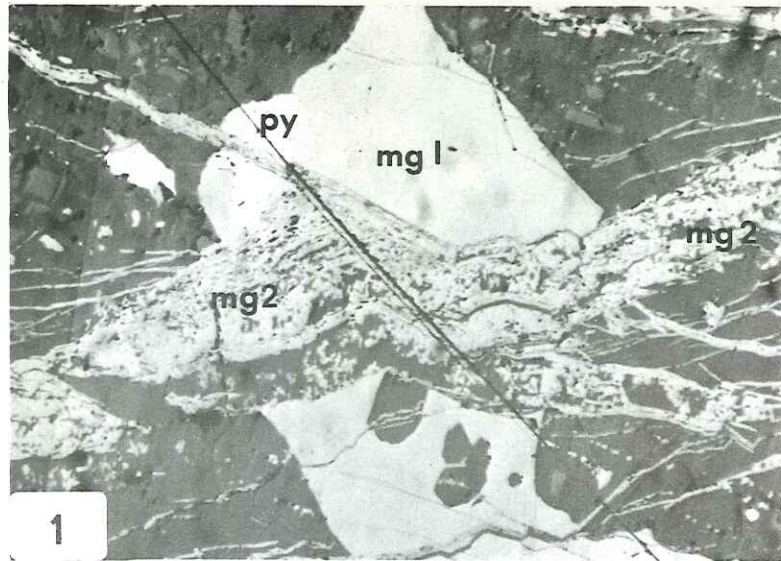
En ce qui concerne les temps de cristallisation de ces sulfures, on peut noter les points suivants :

- pyrrhotine et pyrite sont parfois associées sous forme de veinules traversant la magnétite et sont donc postérieures à cette dernière,
- la pyrrhotine (et sans doute aussi la pyrite) est postérieure à la magnétite primaire mais antérieure à la magnétite secondaire produite par altération hydrothermale de la fayalite (pl. 43, fig. 3, 4),
- la chalcopyrite serait contemporaine de l'apparition de la magnétite secondaire (pl. 43, fig. 4).

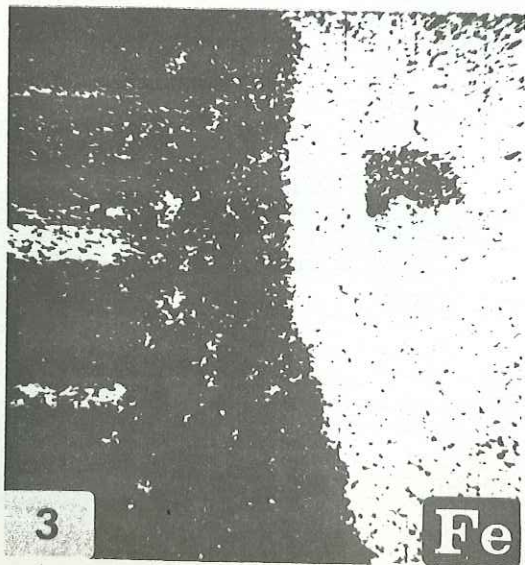
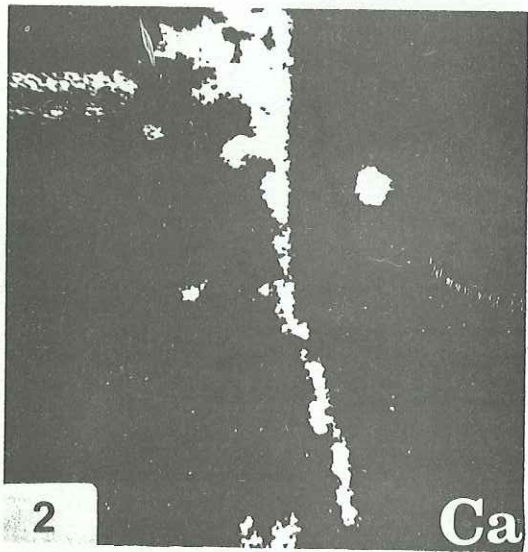
PLANCHE 43

TEXTURES

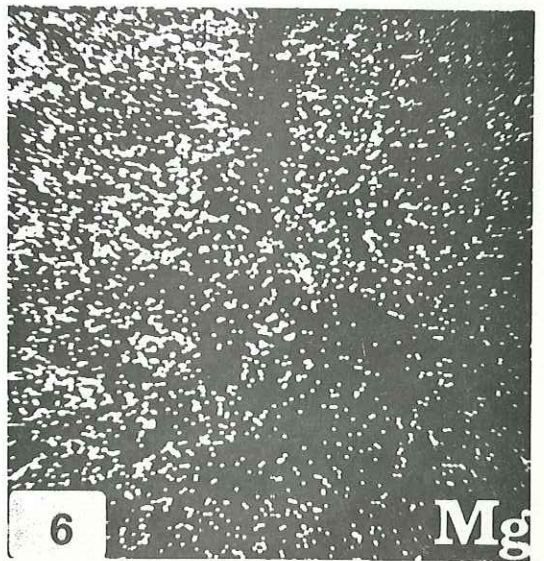
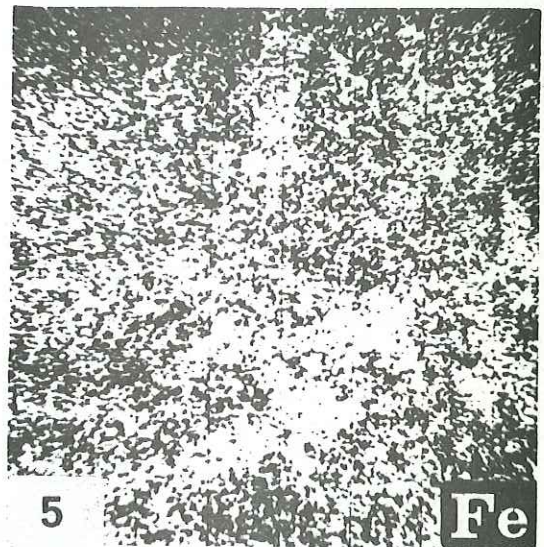
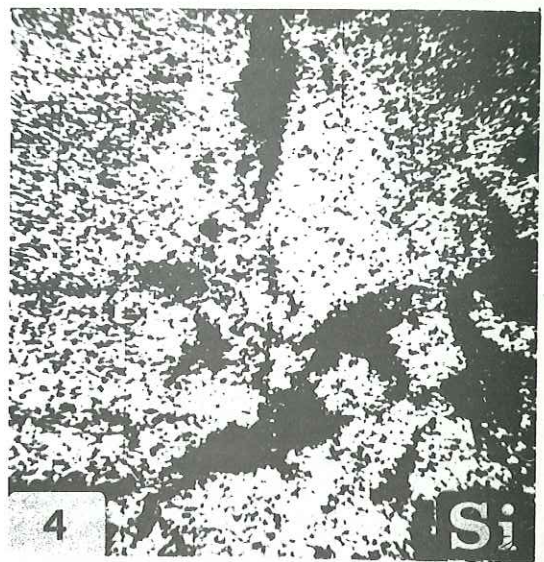
- Figure 1 - Nombreux filonnets de magnétite secondaire (mg 2) recoupant un cristal de magnétite primaire (mg 1) et de pyrrhotine (py).
(L. R.) x 60
Section polie 12 407
- Figure 2 - Travées de magnétite secondaire (mg 2) recoupant les cristaux de magnétite primaire (mg 1) et de pyrrhotine (py). On observe des îlots de fayalite (fa) enrobés de greenalite (gr).
(L. R.) x 60
Section polie 4 M 2
- Figure 3 - Cristal de pyrrhotine (py) disloqué suivant des plans cristallographiques et remplis par de la magnétite spongieuse (mg 2) et de la greenalite (gr) provenant de l'altération de la fayalite (fa).
(L. R.) x 60
Section polie 4 M 2
- Figure 4 - Magnétite secondaire (mg 2) bordant un cristal de pyrrhotine (py) et s'insinuant dans celui-ci à la faveur d'un réseau de dislocation orthogonales. Chalcopyrite (ch) autour des filonnets de magnétite secondaire (mg 2).
(L. R.) x 60
Section polie 4 200.



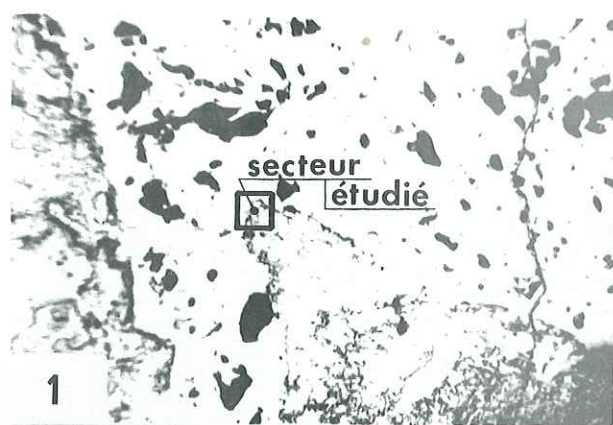
— Lame 4,150 —



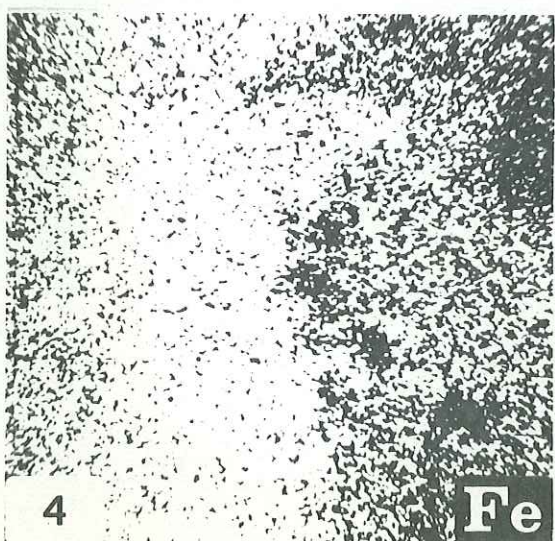
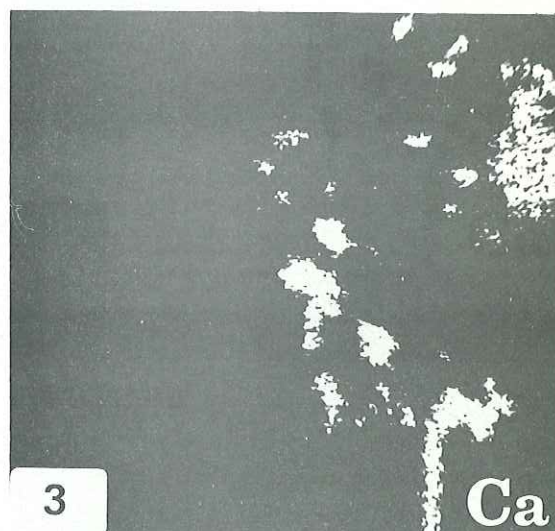
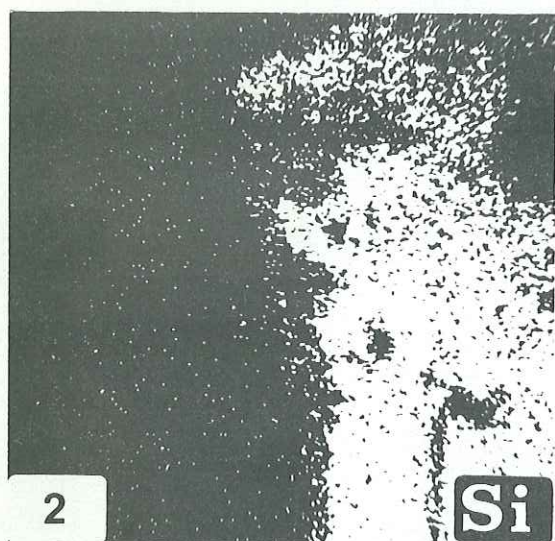
— Lame T2 —



Pl. 43



— Lame 4,170 —



2. Lame mince polie 4 170 (pl. 45, fig. 1, 2, 3, 4, 5)

Nous avons là encore un contact entre la magnétite primaire à gauche, et un silicate à droite (fayalite).

Le silicium est bien concentré dans la fayalite.

Le calcium apparaît dans le silicate en taches ou en traînées.

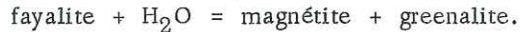
Le fer est très abondant dans la magnétite et sa distribution est assez homogène dans la fayalite.

Le magnésium se rencontre de façon sporadique dans la fayalite.

Les quelques points de silicium et de magnésium qui apparaissent dans la magnétite sont dus au "bruit de fond".

3. Lame mince polie T 2 (pl. 44, fig. 4, 5, 6)

Cette lame mince révèle une association greenalite - magnétite secondaire résultant de la réaction :



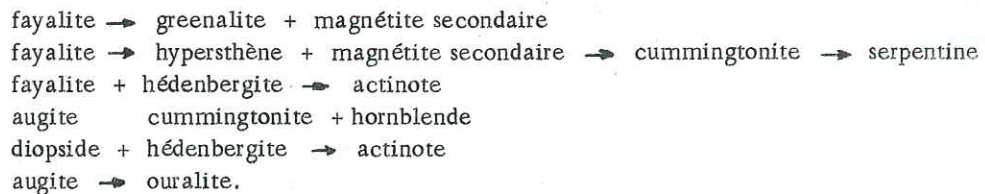
On note d'abord, par la distribution du silicium, la disparition de la magnétite en bouffées diffuses (fig. 5). En comparant ce cliché avec celui de la distribution du fer, on constate une répartition plus homogène du fer qui se concentre, toutefois, là où on a observé l'absence de Si.

Le magnésium est uniformément réparti dans la greenalite.

H. - CONCLUSION A L'ETUDE DES PARAGENÈSES DE L'EULYSITE

L'étude des paragenèses du minerai de magnétite de Forsyth indique qu'elles sont très variées, mais qu'on peut considérer l'association fayalite + magnétite + augite + diopside + grenat + graphite + calcite, comme étant la paragenèse fondamentale.

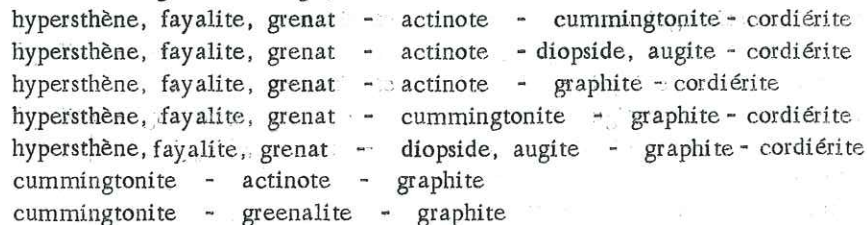
Les nombreux autres minéraux rencontrés peuvent être considérés comme secondaires, c'est-à-dire provenir de la transformation des minéraux primaires du fait d'une modification des conditions thermodynamiques :



Ces diverses transformations nécessitent l'adjonction de divers éléments tels que SiO_2 , H_2O et CO_2 .

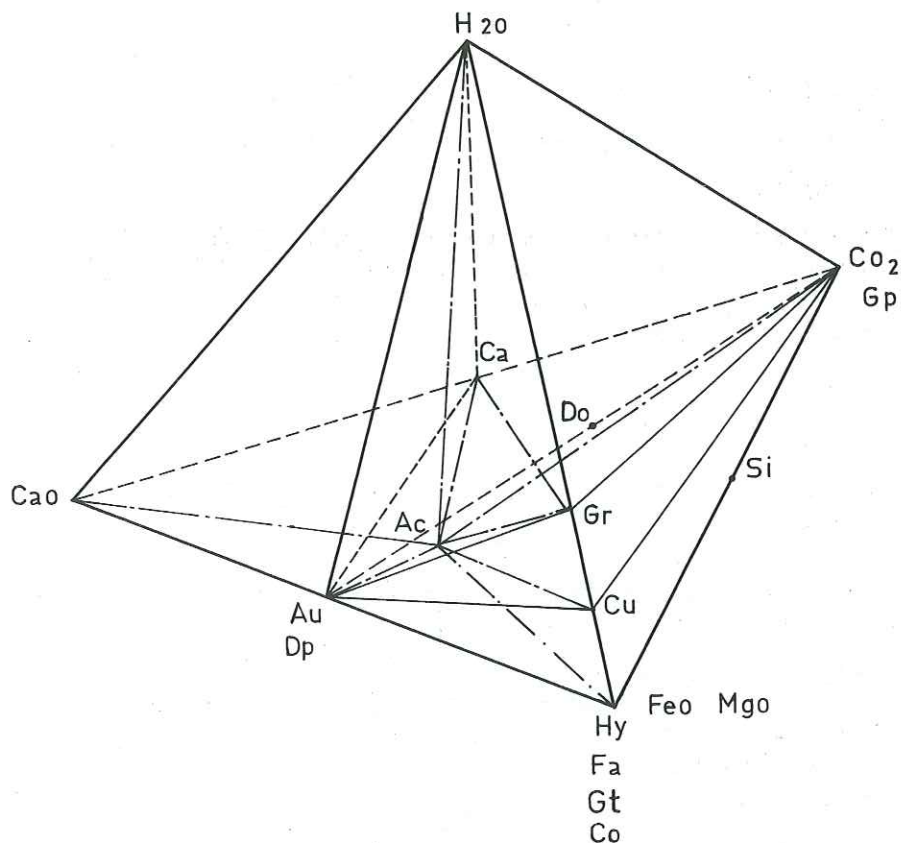
Pour visualiser les divers assemblages ternaires observés en lames minces et qui témoignent d'un équilibre thermodynamique, nous avons utilisé le tétraèdre CaO , H_2O , CO_2 , $\text{FeO} + \text{MgO}$ pour des roches excédentaires en SiO_2 (pl. 46, fig. 1). Nous avons placé le graphite au pôle CO_2 et, au pôle $\text{FeO} + \text{MgO}$, la fayalite, l'hypersthène et le grenat (il s'agit d'un grenat proche du type almandin). Par ailleurs, nous avons situé cummingtonite et greenalite sur l'arête $\text{H}_2\text{O} - \text{FeO}, \text{MgO}$, augite et diopside sur l'arête $\text{FeO} - \text{MgO}, \text{CaO}$. L'actinote est située légèrement au-dessus de la face $\text{CaO} - \text{FeO}, \text{MgO} - \text{CO}_2$.

La liste des divers assemblages minéralogiques est la suivante :



— SYSTEME $FeO - MgO - CaO - H_2O - CO_2$ —

Pl. 46



Gp	Graphite
Si	Sidérose
Cu	Cummingtonite
Hy	Ferrohypersthène
Au	Ferro augite
Ac	Ferro actinote
Gr	Greenalite
Ca	Calcite
Do	Dolomie
Fa	Fayolite
Dp	Diopside
Gt	Grenat - Almandin
Co	Cordiérite Ferri fère

Fig. 1

cummingtonite - actinote - diopside, augite
 cummingtonite - actinote - greenalite
 greenalite - actinote - diopside, augite
 greenalite - actinote - calcite
 greenalite - actinote - graphite
 greenalite - calcite - graphite
 actinote - calcite - graphite.

Ces nombreuses paragenèses sont réparties au hasard dans le gisement qui ne paraît donc pas révéler de zonalité

minéralogique pouvant indiquer une variation de l'activité de l'eau ou d'autres éléments mobiles.

Par ailleurs, à ces paragenèses est associée la magnétite à l'exclusion de tout autre oxyde de fer. Cette magnétite renferme des exsolutions de spinelle.

Enfin, les sulfures de fer, peu abondants, se réduisent à la pyrrhotine, et en quantité mineure, à la pyrite et à la chalcopyrite.

TROISIEME PARTIE

ETUDE CHIMIQUE ET GEOCHIMIQUE DU MINERAI

I. - ETUDE CHIMIQUE

On dispose, pour les éléments majeurs du minerai, d'une analyse effectuée par le Ministère des Richesses naturelles du Québec, après quartage d'une tonne de minerai tout venant et de 6 nouvelles analyses fournies par le laboratoire de géochimie de l'Ecole Polytechnique de Montréal (directeur : P. HEBERT). Les résultats qui ne peuvent être considérés comme réellement représentatifs des teneurs moyennes à l'échelle de l'amas, sont donnés dans le tableau de la page 153.

Il a paru nécessaire, pour en discuter, de les comparer à des analyses exécutées sur d'autres minerais de types calcaireux et siliceux.

Fer

Le minerai de Forsyth est riche en fer. Le Fe_2O_3 total est supérieur à 50 % et le FeO est compris entre 24,80 et 54,00 %, alors que pour les minerais de type calcaireux, le FeO ne dépasse pas 40 % et que pour ceux de type siliceux, il se situe entre 12,15 et 33,76 %. Cela tient à ce que le minéral ferrifère est ici uniquement la magnétite.

SiO₂

Les teneurs en SiO₂ sont variables. Le maximum est de 30,72 %, mais la moyenne paraît comprise entre 8,5 et 14 % alors que pour les minerais siliceux, SiO₂ se situe entre 36,40 et 65,42 %. Dans les types calcaireux, la proportion de SiO₂ est en moyenne plus élevée que celle du minerai étudié (24,25 à 65,42 %).

On peut donc affirmer que le minerai de Forsyth, quand il est pauvre en silicate, est moins siliceux que les minerais, aussi bien de type siliceux que de type calcaireux.

Al₂O₃

La teneur maximale en Al₂O₃ est de 2,12 %. Les minerais de type siliceux titrent entre 0 et 11,95 % et les minerais calcaireux entre 0 et 2,09 %. Le minerai tendrait donc, sur ce point, à se rapprocher du type calcaireux.

MgO

Sa teneur oscille entre 1,74 et 3,66 %. En moyenne, elle est plus faible que pour les minerais siliceux (entre 2,42 et 5,26 %) et calcaireux (entre 1,84 et 4,77 %).

CaO

Le minerai est assez riche en chaux (de 0,20 à 5,68 %) comparativement aux minerais de type calcaireux (0,5 à 1,89 %) et de type siliceux (CaO non décelable ou faible : 0,04 à 1,12 % atteignant 3,50 % pour une seule analyse (6)).

TiO₂

Le minerai de Forsyth est pauvre en titane. Ce caractère est important et sera discuté ultérieurement.

MnO

Comme pour le TiO₂, les teneurs en MnO sont faibles : 0,73 à 1,22 %. Elles seront discutées ultérieurement et on tentera de préciser son pourcentage dans la magnétite même.

CO₂

Cet élément qui reflète la présence de la calcite, existe à des teneurs moyennes (0,15 à 5,19 % compatibles avec les paragenèses observées et bien inférieures à celles des minerais de type calcaireux (19,40 à 27,60 %).

S

La présence du soufre, liée à celle de la pyrrhotine, de la pyrite et de la chalcopryrite, se reflète par des teneurs variables : entre 0,20 et 2,84 %.

C

Les teneurs obtenues en carbone, comprises entre 0,16 et 2,09 % ne correspondent peut-être pas à la teneur exacte de cet élément contenu dans le minerai. En effet, les opérations de broyage et de tamisage éliminent un certain pourcentage de graphite du fait de ses caractères physiques et mécaniques.

L'étude des éléments majeurs montre que le minerai de magnétite est assez riche en fer, et possède peu d'impureté comme le titane. C'est un gisement qui, d'après ces conditions, est exploitable.

LOCALISATION DES ANALYSES DU TABLEAU 20

- 2 B₂ - Echantillon provenant de la fosse de Baldwin.
- 3e - Echantillon pris au 4e niveau à 70 m au Nord du puits.
- 4,175 - Echantillon pris au 4e niveau à 58 m au Nord du puits.
- 6,08 - Echantillon pris au 6e niveau à 90 m au Nord du puits.
- TM4 - Echantillons du 4e niveau.
- T3 - Echantillons pris dans le tunnel à 300 m de l'entrée.

LOCALISATION DES ANALYSES DU TABLEAU 21

- A. - Formation de fer calcaréo-cherteux rubanée du district de Iron River, Michigan (JAMES, 1950).
- B. - Analyse A recalculée selon un pourcentage total de fer de 25 % (JAMES, 1950).
- C. D. - Formation de fer calcaireux, district de Marquette. (VAN HISE et BAYLEY, 1894).
- E. - Formation de fer calcaireux, district de Gunflint. (IRVING et VAN HISE, 1949).
- F. - Formation de fer calcaireux, région de Gogebic. Moyenne des analyses II, III, IV et V fournie par IRVING et VAN HISE (1949).
- G. - Formation de fer calcaréo-siliceux, district de Crystal Falls, Michigan (PETTIJOHN, 1874).
- H. - "Fer silico-calcaireux gris pâle à grain fin de la mine Kennedy, près de Cuyuna, Minnesota". (HARDER et JOHNSTON, 1942, p. 120).

ANALYSES CHIMIQUES DE L'EULYSITE DE FORSYTH

Tableau 20

Eléments %	2 B 2	3e	4,175	6,08	TM4	T3	Analyse MRN 1963
FeO	24,80	54,00	30,60	25,15	31,40	35,10	
SiO ₂	4,48	30,72	14,92	8,61	13,92	12,56	12,03
Al ₂ O ₃	0,69	0,56	0,85	2,12	0,73	1,60	1,37
Fe ₂ O ₃ tot.	65,75	63,58	59,71	61,38	54,09	64,18	51,86 Fe total
Fe (sol.)	60,03	40,96	53,95	55,48	48,78	54,46	50,30
MgO	1,74	2,24	3,66	3,16	2,38	1,94	2,34
CaO	2,89	3,96	0,20	1,42	5,68	0,50	3,43
Na ₂ O	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	
K ₂ O	0,1	0,1	0,1	1,30	0,1	0,1	
H ₂ O ⁺	1,74	1,26	3,57	1,24	3,00	1,04	
H ₂ O ⁻	0,14	0,05	0,07	0,03	0,03	0,01	
TiO ₂	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,12	0,08
P ₂ O ₅	0,06	0,11	0,07	0,19	0,08	0,06	trace
MnO	0,70	1,22	0,23	0,58	0,35	0,46	0,41
CO ₂	3,30	0,46	0,57	1,60	5,19	0,15	
S	0,20	2,84	1,23	0,43	1,28	1,89	0,58
C	1,38	0,16	0,70	2,09	0,70	0,56	trace
Somme corrigée	99,79 %	99,67 %	99,65 %	99,46 %	99,51 %	99,32 %	

ANALYSES CHIMIQUES DE FORMATIONS DE FER CALCAREUX

Tableau 21

Eléments	A	B	C	D	E	F	G	H
SiO ₂	24,25	32,2	42,37	26,97	46,46	39,52	31,84	30,15
Al ₂ O ₃	1,71	1,5	n.d. * [⊗]	1,30	0,24	0,80	2,09	0,40
Fe ₂ O ₃	0,71	0,6	1,09	2,31	0,64	1,05	26,3	5,27
FeO	35,22	31,6	31,41	39,77	26,28	31,67		31,34
MgO	3,16	2,8	2,48	1,84	3,10	2,88	3,80	4,77
CaO	1,78	1,6	0,50	0,66	1,87	0,59	1,49	1,25
Na ₂ O	0,04	---	n.d.	0,99	n.d.	n.d.	n.d.	---
K ₂ O	0,20	0,2	n.d.		n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
H ₂ O	0,21	0,2	n.d.	0,61	1,15	1,13	1,80	0,36
TiO ₂	0,00	0,0	n.d.	n.d.	traces	0,15	0,12	0,02
P ₂ O ₃	0,91	0,8	n.d.	n.d.	0,13	0,02	0,83	0,67
CO ₂	27,60	24,80	21,80	26,20	19,96	21,15	19,40	24,65
MnO	2,11	1,9	n.d.	0,29	0,21	1,00	2,35	2,27
C	1,96	1,8	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	---
S	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,05	---	n.d.	n.d.
Total	99,86	100,0	99,65	100,06	100,09	99,96		101,15
Total Fe	27,87	25,0	25,16	32,40	20,87	25,34	26,3	28,06

* n.d. : non détecté.

LOCALISATION DES ANALYSES DU TABLEAU 22

1. Greenalite, région de Mesabi (LEITH, 1961, p. 108, échantillon n° 4).
2. Taconite comprenant environ 20 % de quartz, 18,5 % de sidérite et 61,5 % de minnesotaite.
Niveau cherteux inférieur de la formation de fer de Biwabik, région de Mesabi (GRUNER, 1939, p. 56-57).
3. Taconite comprenant 8,5 % de quartz, 19 % de calcaire et 71 % de minnesotaite et de greenalite.
Niveau cherteux inférieur de la formation de fer de Biwabik (GRUNER, 1939, p. 56-57).
4. Taconite contenant 28 % de quartz et environ 72 % de minnesotaite. Niveau cherteux inférieur de la formation de fer de Biwabik (GRUNER, 1939, p. 56-57).
5. Greenalite. Région de Mesabi (JOLIFFE, 1954, p. 416).
6. Formation de fer silico-calcaireux, région de Cuyuna. Moyenne des analyses 7 et 13 de HARDER et JOHNSTON, 1943, p. 120.
7. Chlorite. Région de Dunn, district de Crystal Falls. Analyse de J.C. FAIRCHILD, U.S. Geological Survey.
8. Magnétite d'une roche siliceuse rubanée, composée de chlorite, de magnétite, de calcaire et de chert. Affleurements de la colline de Stambaugh, district de Iron River. Analyse de Léonard SHAPIRO, U.S. Geological Survey.
9. Roche rubanée semblable au n° 8. Carottes de sondage de la mine Hiawatha, district de Iron River (JAMES, 1950).
10. Oolithe chamositique de la tourbe ferrifère de Northampton, Angleterre (TAYLOR, 1886, p. 61).
Donné à titre de comparaison.

Dans le tableau 22, il faut lire :

a = fer équivalent à Fe_2O_3

b = comprend les matières organiques

c = aucun chiffre, mais probablement 9 % environ

d = divisé en "soluble" 29,90, et en "insoluble" 19,53.

ANALYSES DE FORMATIONS DE FER SILICEUX

Tableau 22

Eléments	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	(10)
SiO ₂	50,96	51,54	42,48	65,42	49,43 ^d	36,40	52,85	51,18	48,11	34,18
Al ₂ O ₃	1,09	0,08	0,53	0,08	---	3,54	8,71	11,95	3,27	15,04
Fe ₂ O ₃	5,01	5,29	5,63	4,19	8,16	14,07	24,03 ^a	8,09	13,62	10,89
Fe O	30,37	26,51	33,76	23,63	30,52	20,93	-- ^a	12,15	16,69	15,93
MgO	5,26	4,22	4,29	2,45	4,77	4,25	2,87	2,42	2,91	1,65
CaO	0,04	n. d. *	n. d.	n. d.	0,18	3,50	0,10	1,12	0,80	1,00
Na ₂ O	---	n. d.	n. d.	n. d.	---	n. d.	1,48	2,12	0,24	0,11
K ₂ O	---	n. d.	n. d.	n. d.	---	n. d.	1,89	1,86	2,32	0,48
H ₂ O ⁻	0,75	n. d.	n. d.	n. d.	0,51	n. d.	n. d.	0,07	0,44	8,92
H ₂ O ⁺	6,41	3,20	4,80	4,16	6,24	1,57	5,56 ^b	1,19	1,74	C
CO ₂	---	7,34	7,44	n. d.	0,43	9,44	0,20	3,70	5,62	1,54
P ₂ O ₅	---	n. d.	n. d.	n. d.	---	2,29	0,78	0,54	0,44	0,32
S	traces	n. d.	n. d.	n. d.	traces	n. d.	0,03	n. d.	n. d.	0,22
MnO	---	n. d.	n. d.	n. d.	0,17	1,95	1,10	2,71	3,27	traces
TiO ₂	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	---	0,03	0,60	0,51	0,52	0,79
C	0,21	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	0,20	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.
Total	100,10	98,18	98,93	99,93	100,41	98,17	100,20	99,61	99,99	
Fe + Mn	27,11	24,47	20,18	21,40	29,43	27,65	17,77	18,20	25,03	21,26

* n. d. : non détecté.

II. - ETUDE GEOCHIMIQUE

Pour les études géochimiques nous disposons de 21 analyses de concentrés de magnétite dont l'état de pureté est estimé à 98 % environ du gisement de Forsyth; elles ont été effectuées au laboratoire de fluorescence X de l'Université de Montréal (directeur : B.M. GUNN). Outre le fer qui est ici un élément majeur, les dosages ont porté sur les éléments traces du groupe des ferrides soit Ni, Cr, Ti, V, Cu.

L'échantillonnage a été pratiqué, sur les carottes du sondage n° 12 recoupant le gisement selon un angle de 60°, et, sur les parements de la galerie du 4e niveau qui traverse horizontalement la lentille minéralisée.

On sait que les éléments du groupe des ferrides peuvent se substituer au fer dans la charpente cristalline de la magnétite.

A. - DIAGRAMMES DE VARIATION DES FERRIDES POUR LE MINERAI DE FORSYTH

Deux diagrammes de variation des ferrides et du soufre ont été établis à partir des 21 analyses : l'un pour le sondage 12, l'autre pour le 4e niveau (pl. 48, fig. 1-2).

Fer

Pour le sondage 12, à l'exception du 1er échantillon prélevé dans la zone de bordure qui titre environ 35 %, tous les autres ont des teneurs en fer comprises entre 50 et 60 % dans le minerai tout venant. Il semble que la faible teneur en fer de 297 correspond à des pourcentages plus élevés de TiO₂, Ni et Cr.

TiO₂

La distribution de TiO₂ est irrégulière, mais on doit surtout noter que sa teneur dépasse très rarement 0,2 %.

MnO

La moyenne en MnO se situe près de 0,1 % avec simplement deux pics qui approchent 0,2 %.

V

La teneur en vanadium est constamment inférieure à 0,01 %, valeur qui n'est dépassée faiblement que pour 3 échantillons. La teneur proche de 0 pour l'analyse 417 paraît correspondre à une baisse de TiO₂.

Cu

La majorité des échantillons titrent entre 100 et 200 ppm de cuivre. Deux pics, qui dépassent 200 ppm (457 et 532) correspondent à 2 pics de nickel. Il est vraisemblable que les échantillons en question renfermaient des sulfures (pyrrhotine et chalcopyrite).

Ni

Seuls les pics que nous venons de signaler et qui correspondent à ceux du Cu montrent de hautes valeurs en nickel. La teneur moyenne est légèrement inférieure à 10 ppm.

Cr

A l'exception de 297 où on a 124 ppm, la teneur en chrome est toujours inférieure à 50 ppm.

S

En plus des ferrides, nous avons dosé également le soufre. Sa teneur est en général inférieure à 1 % sauf pour un échantillon (497) où elle atteint 1,3 %. Il est curieux de noter que ce pic ne correspond pas à ceux du nickel et du cuivre.

— Diagramme de variation — Sondage N° 12 —

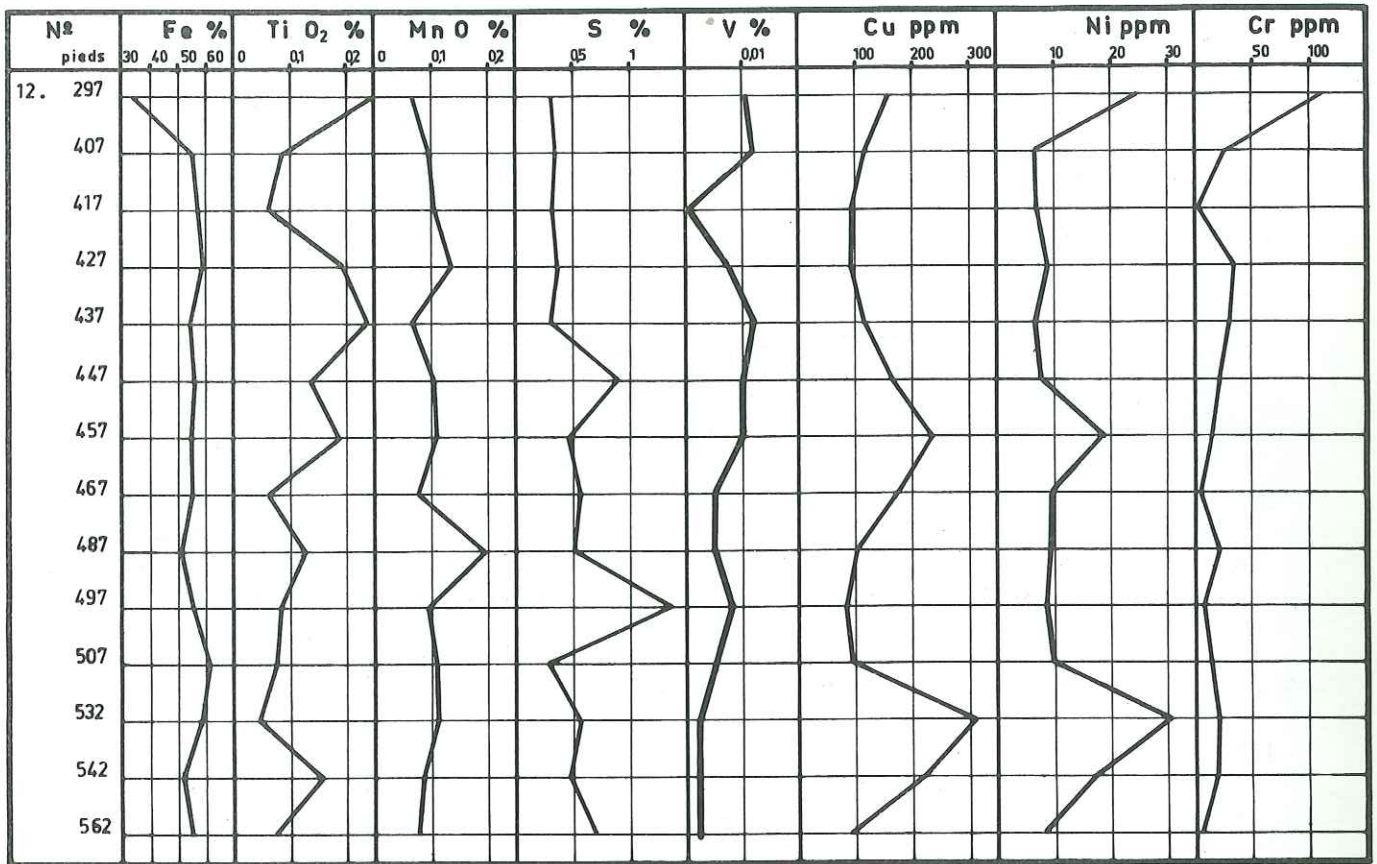


Fig. 1

— Diagramme de variation — 4^{em}e Niveau —

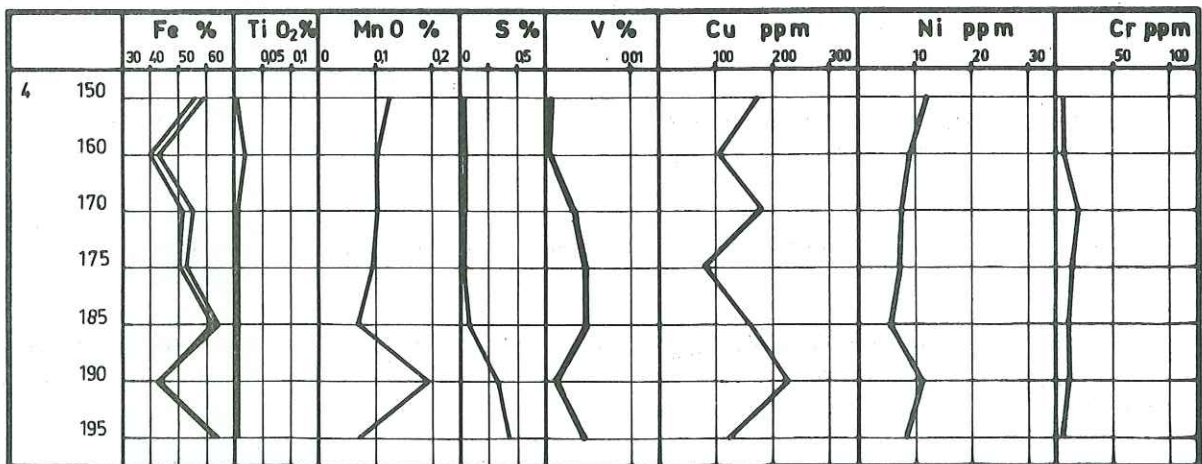


Fig. 2

B. - CONCLUSIONS

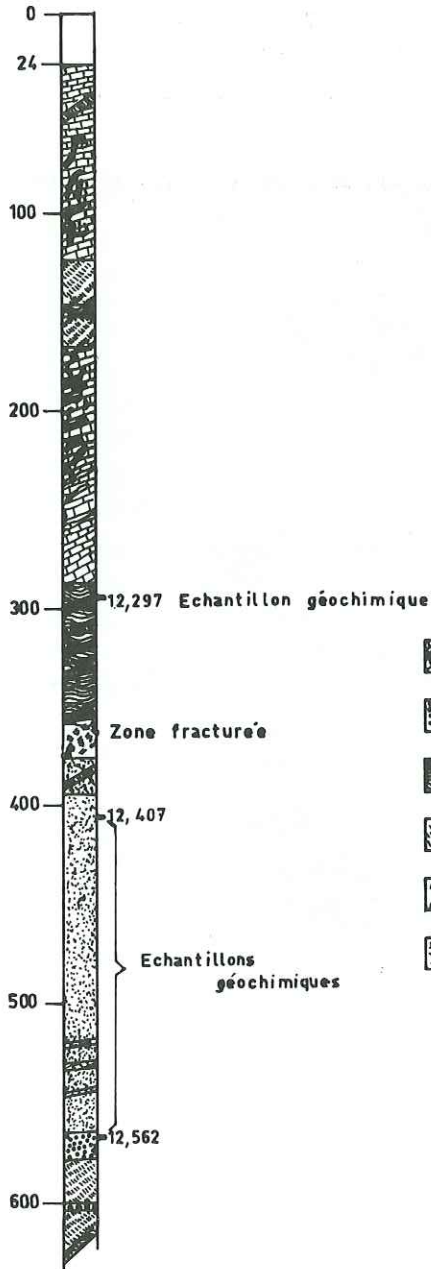
En résumé, on peut donner les chiffres suivants qui représentent les teneurs moyennes en ferrides des concentrés de la magnétite de Forsyth :

<u>Fe</u> % 51,86 (dans le minéral)	<u>Ti</u> (ppm) 1056	<u>Mn</u> (ppm) 1147	<u>V</u> (ppm) 50	<u>Cu</u> (ppm) 172	<u>Ni</u> (ppm) 12	<u>Cr</u> (ppm) 25
---	-------------------------	-------------------------	----------------------	------------------------	-----------------------	-----------------------

De plus, la lecture de ces deux diagrammes de variation permet de constater qu'il n'existe aucune zonalité géochimique à travers le gisement.

— SONDAGE N° 12 —

Pl. 47



Section 200 E
Longueur 622'5
Pendage 60° S
Claim Lot 11 Rang VII
Situation Ligne 2 E
126,5 N de la ligne
de base

— LEGENDE —




-  Marbre et Paragneiss
-  Pyrite Pyrrhotine
-  Gneiss à biotite
-  Amphibolite
-  Pyroxénite
-  Eulysite
-  Zone fracturée

Fig. 1

— ECHELLE —



CHAPITRE V - HYPOTHESES GENETIQUES

PLAN

PREMIERE PARTIE - INTRODUCTION

DEUXIEME PARTIE - HYPOTHESE ORTHOMAGMATIQUE.

TROISIEME PARTIE - HYPOTHESE METASEDIMENTAIRE

QUATRIEME PARTIE - HYPOTHESE METASOMATIQUE

CINQUIEME PARTIE - CONCLUSION : ORIGINE POSSIBLE DU GISEMENT

PREMIERE PARTIE

INTRODUCTION

Nous avons dit que le minerai de magnétite de Forsyth se rapprochait de l'eulysite rencontrée principalement à Tunaberg Sodermonland (Suède) ainsi qu'à Mountain Mansjö (Suède).

L'origine de ces roches a été envisagée, à notre connaissance, de deux façons :

- HOGBOM, 1910-1940, considère que les eulysites interstratifiées dans les schistes et calcaires cristallins sont le résultat d'un métamorphisme métasomatique.

- ECKERMANN, 1922, pense que les eulysites de Mansjö seraient le produit d'un liquide résiduel issu d'un magma basique.

Par ailleurs, l'étude bibliographique des formations ferrifères contenant de la fayalite montre que la majorité des auteurs relie la présence de cette dernière à des intrusions. Ainsi en est-il pour les gisements de Suède (H. VON ECKERMANN, 1922-1936 ; P. GEIGER, 1925 ; MILES, 1943-1946 ; H. SARAP, 1957).

Même dans les gisements de fer de la région du lac Supérieur aux Etats-Unis (Mesabi Range et Gunflint Range), la fayalite se limite à une étroite zone située près du contact du massif de gabbro de Duluth (GUNDERSON et SCHWARTZ, 1962, p. 115). Toutefois, ces auteurs n'excluent pas l'hypothèse selon laquelle la fayalite aurait pu se former dans des conditions réductrices intenses créées par la présence de graphite d'origine organique.

Une nette tendance se dessine donc dans la littérature pour considérer les gisements de magnétite à fayalite voisins de celui de Forsyth comme étant liés à des masses magmatiques. On pourrait être ainsi en présence, soit de gîtes orthomagmatiques résultant de la cristallisation de liquides résiduels de la fin d'un phénomène de différenciation magmatique, soit de gîtes pyrométasomatiques produits par des phénomènes pneumatolytiques liés à des intrusions.

Nous allons d'abord examiner l'hypothèse orthomagmatique. Puis, nous verrons si, en fait, le gisement de Forsyth ne pourrait pas être considéré comme le produit d'un métamorphisme topochimique affectant un niveau ferrifère intercalé dans la série périto-dolomito-carbonatée originelle. Enfin, nous examinerons l'éventualité d'apports d'éléments volatils qui auraient pu être nécessaires à la formation de certains minéraux.

DEUXIEME PARTIE

HYPOTHESE ORTHOMAGMATIQUE

Cette hypothèse sera envisagée sous l'angle géochimique. En effet, nous avons vu que les éléments du groupe des ferrides peuvent se substituer au fer dans la charpente cristalline de la magnétite. Or, ces substitutions qui s'effectuent lors de la formation de ce minéral, se font à deux taux qui varient selon le degré de la différenciation magmatique.

Nous allons d'abord résumer les résultats obtenus sur le massif de Skaergaard (Groënland) d'après les travaux de L.R. WAGER et R.L. MITCHELL, 1951 et de E.A. VINCENT et R. PHILLIPS, 1954 et les comparer à ceux qui ont été donnés pour le gisement de Forsyth. Cela nous permettra de voir si ce dernier a quelques chances de représenter

un liquide résiduel riche en fer issu d'une masse magmatique en cours de différenciation et qui aurait migré dans la couverture de la chambre magmatique pour venir cristalliser dans une zone structurale favorable.

Ensuite, nous examinerons si les teneurs en ferrides de la magnétite de Forsyth se rapprochent de celles de différents types de magnétite et de minerais de fer dont l'origine est connue.

I. - EXEMPLE DE COMPORTEMENT DES FERRIDES LORS DE LA DIFFÉRENCIATION MAGMATIQUE DU MASSIF DE SKAERGAARD (GROENLAND)

Fer

Le fer, élément qui rentre dans la composition de nombreux minéraux, est soit bivalent (rayon atomique de $\text{Fe}^{+2} = 0,74 \text{ \AA}$), soit trivalent (rayon atomique de $\text{Fe}^{+3} = 0,64 \text{ \AA}$).

Il vient, rappelons-le, en 4^e position dans le classement des éléments constitutifs de la lithosphère après l'oxygène, le silicium et l'aluminium.

Il est particulièrement abondant dans les pyroxènes, les amphiboles, la biotite, la magnétite, l'ilménite, la pyrite et la pyrrhotine. Son abondance au cours de la différenciation magmatique dépend de la pression d'oxygène, c'est-à-dire de la teneur en eau du magma.

Chrome

Le rayon ionique du chrome est : $\text{Cr}^{+3} = 0,52 \text{ \AA}$. Selon la loi de GOLDSCHMITH, il peut facilement remplacer le fer ferrique ($\text{Fe}^{+3} = 0,64$), par exemple dans le réseau cristallin de la magnétite.

Dans les roches ignées, il est réparti principalement dans les spinelles, la chromite et les ferromagnésiens.

Cet élément se sépare, en majeure partie, du magma dès les premières phases de la différenciation magmatique.

F. G. SMITH, 1962, a montré que la chromite commence à se former à partir du magma de composition péridotique lorsque 97,5 % de ce magma a cristallisé. Cependant, un pyroxène diopsidique peut se former à ce moment-là et prendre tout le chrome encore disponible.

WAGER et MITCHELL, 1951, ont mis en évidence le processus suivant dans l'intrusion de Skaergaard :

- la teneur initiale du magma semble avoir été de 170 ppm ;
- durant les premières étapes de la différenciation apparaît un spinelle chromifère avec l'olivine ;
- quand les premiers pyroxènes apparaissent, ils fixent le chrome ;
- puis ce dernier se fixe dans les cumulats de magnétite qui titrent autour de 1 000 ppm, les pyroxènes associés (350 ppm) et l'ilménite (2 ppm) ;
- les magnétites et pyroxènes ultérieurs ne titrent plus qu'autour de 1 ppm ;
- durant la phase finale granophyrique, le pourcentage en Cr remonte à 10 - 15 ppm.

Nickel

Le nickel peut facilement se substituer au fer. ($\text{Ni}^{+2} = 0,69 \text{ \AA}$, $\text{Fe}^{+2} = 0,74 \text{ \AA}$).

Tout le nickel trouvé dans les roches ignées est incorporé dans les silicates ferromagnésiens et les sulfures (pyrrhotine).

A Skaergaard, WAGER et MITCHELL, 1951, ont noté en particulier les points suivants :

- le pourcentage en nickel est constant au cours de la différenciation magmatique (200-250 ppm) mais tombe à moins de 5 ppm lors de la phase finale ;
- il y a deux fois plus de Ni dans l'olivine et la magnétite que dans les pyroxènes lorsque ces minéraux précipitent simultanément ;
- vers la fin de la différenciation, la phase de précipitation de l'olivine étant terminée, le nickel va se concentrer de préférence dans la magnétite plutôt que dans les silicates ou les sulfures, car ces derniers sont peu abondants.

Manganèse

De rayon ionique ($Mn^{+2} = 0,80 \text{ \AA}$), le manganèse peut se substituer à $Fe^{+2} = 0,74 \text{ \AA}$.

Dans les roches ignées, il se concentre de préférence dans la hornblende et la biotite, mais aussi occasionnellement dans la magnétite.

Les roches ultramafiques et mafiques ont des teneurs élevées en Mn. Cette teneur diminue quand l'acidité des roches ignées augmente, mais cette décroissance n'est pas aussi importante que pour les autres ferrides.

Pour le massif de Skaergaard, VINCENT et PHILLIPS, 1954, ont trouvé que le manganèse se distribuait très irrégulièrement dans la magnétite accessoire apparaissant lors des dernières phases de la différenciation magmatique.

Titane

Les roches ignées ont des teneurs élevées en Ti : gabbro = 10 000 ppm ; granite = 3 500 ppm ($Ti^{+3} = 0,76 \text{ \AA}$; $Ti^{+4} = 0,68 \text{ \AA}$).

Le titane entre dans la charpente cristalline des silicates ferromagnésiens ainsi que dans l'ilménite et la magnétite titanifère.

Vanadium

Le vanadium ($V^{+5} = 0,59 \text{ \AA}$) est le plus connu et remplace $Ti^{+4} = 0,64 \text{ \AA}$ et $Fe^{+3} = 0,64 \text{ \AA}$; $V^{+3} = 0,74 \text{ \AA}$).

La teneur en vanadium des roches ignées peut, dans une certaine mesure, caractériser leur degré de différenciation.

WAGER et MITCHELL, 1951, ont montré, à Skaergaard, qu'au début de la différenciation, les roches avaient une teneur en V comprise entre 200 et 500 ppm. Puis cette teneur tombe assez rapidement à 5 ppm, mais lors de la différenciation granophyrique ultime, elle remonte à 20 ppm.

En outre, ces auteurs ont noté que le vanadium s'associait de préférence à la magnétite dans les gabbros.

Par ailleurs, S. HJELMQVIST, 1950, a montré, dans les roches ultrabasiqes, que plus le pourcentage en magnétite est élevé, plus la teneur en vanadium est forte.

D'après cet exemple du massif de Skaergaard, on constate que les proportions d'éléments traces du groupe des ferrides présents dans la magnétite, peuvent servir à préciser la phase de différenciation des diverses variétés de roches d'un complexe igné. La magnétite des roches basiques contient beaucoup plus de Cr, Ni, Ti, Mn et V que la magnétite des roches acides.

De façon systématique, la teneur absolue des ferrides diminue avec le processus de différenciation magmatique qui s'opère depuis des termes ultrabasiqes jusqu'à des termes acides.

Le tableau 23 permet de comparer les teneurs en ferrides de la magnétite de Forsyth avec celles des différents produits de différenciation du Skaergaard. On constate, en particulier, que la magnétite de Forsyth ne contient que 1 056 ppm de Ti alors que les teneurs en Ti de tous les produits de différenciation du Skaergaard sont très élevées : entre 3 200 et 19 000 ppm.

Ainsi, nous pensons que l'hypothèse selon laquelle le gisement de Forsyth représenterait un liquide résiduel issu d'une éventuelle masse magmatique mafique en cours de différenciation, (comme le suggère ECKERMANN, 1922, pour l'eulysite de Mansjö) ne semble pas s'accorder aux caractères géochimiques de la magnétite.

VARIATIONS DE LA TENEUR EN ELEMENTS FERRIDES AU COURS DE LA DIFFERENCIATION MAGMATIQUE

SKAERGAARD (GROENLAND)

Tableau 23

	Début	Milieu	Fin	Forsyth
V	200 à 500 ppm	5 ppm	20 ppm	50 ppm
Cr	170 ppm	230 à 1 000 dans magnétite	10 à 15 ppm	25 ppm
Ni	250 ppm	230 ppm	1 ppm	12 ppm
Mn	950 ppm	1000 ppm	3300 ppm	1147 ppm
Ti	3200 ppm	3400 ppm	19000 ppm	1056 ppm
Cu	90 ppm	90 ppm	850 ppm	172 ppm

II. - COMPARAISON AVEC DIFFERENTS TYPES DE MAGNETITE ET DE MINERAI DE FER

Les tableaux 25, 26 et 27 rassemblent les teneurs en Cr, Ni, Mn, Ti et parfois en V fournies par la littérature sur différents concentrés de magnétite et sur certains types de minerai de fer. Le tableau 26 donne la teneur moyenne de ces mêmes éléments pour les roches ignées.

Nous allons tenter de déterminer si la magnétite de Forsyth a certaines affinités avec certaines roches éruptives. Dans le cas contraire, nous examinerons les similitudes pouvant exister avec certains types de magnétite ou de minerai de fer d'origine connue.

Il apparaît immédiatement à la lecture de ces tableaux que l'élément qu'il y a lieu de prendre en compte au départ est le titane. Sa teneur dans la magnétite de Forsyth est de 1 056 ppm, mais peut dépasser 2 000 ppm. Cela permet d'éliminer immédiatement comme types de référence, les roches éruptives ultrabasiqes, gabbroïques, dioritiques et tonalitiques ainsi que les termes basiques du complexe de Skaergaard ou les minerais titanifères (Sud Est de l'Ontario, par exemple). On peut également éliminer en raison de teneurs insuffisantes, les hématites de type lac Supérieur et certains minerais hypogènes de Suède.

Considérons maintenant le vanadium dont la teneur n'est pas donnée couramment, car c'est un élément difficile à doser. A Forsyth, V = 50 ppm, ce qui peut permettre d'éliminer la minette et l'apatite.

Après ces éliminations successives, déduites de la comparaison des teneurs en Ti et en V, il reste grossièrement comme référence possible, les termes exposés dans le tableau suivant :

ELEMENTS FERRIDES DANS GRANITE-MINERAI FERRIFERE AVEC QUARTZ NON RUBANE (SUEDE)-SIDEROSE - FORSYTH

Tableau 24

	V ppm	Cr ppm	Ni ppm	Mn ppm	Ti ppm
Granite	17	2	2,4	500	3 500
Minerai ferrifère avec quartz non rubané (Suède)	24	40	13	1 700	750
Sidérose (Suède)	70	20	50	2 600	2 000
Forsyth Concentrés de magnétite	50 (jusqu'à 100)	25 (jusqu'à 40)	12 (jusqu'à 30)	1 147 (jusqu'à 2 000)	1 056 (jusqu'à 2 000)

La lecture de ce tableau conduit, toutefois, à éliminer le granite en raison de ses trop basses teneurs en Cr, Ni et Mn.

Il reste donc comme minerais proches de celui de Forsyth celui de quartz non rubané de Suède (type hypogène), bien que sa teneur en titane soit assez basse, et surtout la sidérose (Suède) dont les seules différences, toutefois peu sensibles, concernent le nickel et le manganèse.

Tout en sachant que ce genre de comparaison peut prêter à discussion et qu'on ne peut en tirer des conclusions valables, on peut être surpris de la similitude des ordres de grandeur des teneurs en V, Cr, Ni, Mn, Ti du minerai de Forsyth et de la sidérose. On manque toutefois, pour cette dernière, de données statistiques suffisantes.

ELEMENTS FERRIDES DE LA MAGNETITE ACCESSOIRE DES ROCHES IGNEES ET DE CERTAINS MINERAIS

Tableau 25

Source de magnétite	SiO ₂ %	Cr ppm	Ni ppm	Mn ppm	Ti ppm	$\frac{\text{Ti}}{\text{Mn}}$
Forsyth Hull (Québec) Concentrés de magnétite	--	25	12	1 147	1 056	0,92
Ferrogabbro à fayalite (S) (Ferrohortonolite)	41	--	--	6 400	143 100	22,4
Ferrogabbro	44	--	--	1 950	90 500	46,4
Ferrogabbro (hortonolite) (S)	45	--	--	3 400	122 500	36,0
Gabbro intermédiaire (S)	47	--	100	2 100	97 800	46,6
Gabbro à hypersthène et olivine (S)	46	750	300	2 550	104 000	40,8
Diorite (comté de Mayo) (U)	51	50	30	1 200	20 000	16,7
Tonalite (comté de Mayo) (U)	72	50	90	800	3 000	3,7
Moyenne de concentrés de magnétite de 5 minerais de titane (niveaux supérieurs) (R)	--	10	20	200	7 800	39,5
Moyenne de concentrés de magnétite de 9 minerais de titane (niveaux inférieurs) (R)	--	n.r.	3	270	140	0,5
Concentré de magnétite du paragneiss (comté de Mayo, Ontario)	--	10	20	500	3 000	6,0
Concentré de magnétite (minéral) (comté de Mayo, Ontario)	--	5	80	1 200	600	0,5

(S) = Magnétite du Skaergaard. Données de WAGER et MITCHELL (1951), VINCENT et PHILLIPE (1954).

(R) = Magnétite provenant de minerais du Sud Est de l'Ontario. Données de ROSE (1954, 1958).

n.r. = non rapporté.

U = Magnétite des roches ignées du comté de Mayo (Ontario). Données de GIBLIN (1960).

ELEMENTS FERRIDES DANS CERTAINS MINERAIS ET SEDIMENTS FERRIFERES

Tableau 26

	V ppm	Cr ppm	Ni ppm	Mn ppm	Ti ppm
Forsyth (concentrés de magnétite)	50	25	12	1 147	1 056
Minette (France) (L)	200	100	100	3 000	800
Minette (Luxembourg) (L)	500	100	100	1 000	900
Hématite (Marquette, U.S.A.) (L)	30	500	100	900	100
Jaspilite (Marquette, U.S.A.) (L)	30	10	50	500	100
Hématite (Vermillion, U.S.A.) (L)	40	300	200	400	600
Argilite Animikie (Ontario) (B)	205	147	15	n. a.	n. a.
<u>Roches ignées (moyennes) (B)</u>					
Ultrabasiqes	17	3 400	3 160	1 600	8 000
Gabbro	56	340	150	1 500	10 000
Diorite	--	68	40	900	8 000
Granodiorite	--	--	--	700	--
Granite	17	2	2,4	500	3 500

n. a. : élément non déterminé dans l'analyse

n. d. : non détecté

(B) : d'après BRADSHAW (1956)

(L) : d'après LANDERGREN (1948)

(R) : d'après ROSE (1954, 1958).

ELEMENTS FERRIDES DANS D'AUTRES MINERAIS FERRIFERES

Tableau 27

	V ppm	Cr ppm	Ni ppm	Mn ppm	Ti ppm
Forsyth (concentrés de magnétite)	50	25	12	1 147	1 056
Minerai du comté de Mayo	40	n. d.	10	1 500	400
Concentré de magnétite des mine- rais du comté de Mayo	400	5	80	1 200	600
Minerai de titane, niveau inférieur Sud Est de l'Ontario (moyenne de 9) (R)	270	340	35	600	8 070
Concentrés de magnétite du Sud Est de l'Ontario	20	0	3	270	140
Minerai de titane, type supérieur Sud Est de l'Ontario (moyenne de 5) (R)	840	1 860	80	1 380	19 200
Concentrés de magnétite du Sud Est de l'Ontario	600	10	20	200	7 900
<u>Minerais "hypogènes", Suède (L)</u>					
Quartz non rubané	24	40	13	1 700	750
Quartz rubané	85	50	20	1 200	100
Skarn	13	110	13	3 400	250
Calcaire et dolomite	20	15	12	30 000	200
Apatite	1 400	70	56	1 300	1 700
Minerais titanifères	1 400	2 200	300	6 500	106 700
<u>Minerais sédimentaires (Suède) (L)</u>					
Oolithe siliceux	500	240	200	1 600	3 900
Sidérose	70	20	50	2 600	2 000

TROISIEME PARTIE

HYPOTHESE METASEDIMENTAIRE

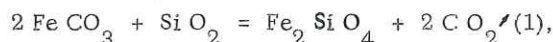
Il vient d'être dit que, du point de vue des teneurs en ferrides, la magnétite de Forsyth se rapprochait de la sidérose. Or, cette dernière, dans certains cas (Pennsylvanie, Ohio, Kentucky), a été considérée comme d'origine sédimentaire.

On doit donc voir si l'eulysite de Forsyth peut dériver d'un ancien amas de sidérose intercalé dans des formations carbonatées et si la paragenèse primaire observée (fayalite - magnétite - calcite - graphite - pyrite - pyrrotine) est stable sous les conditions du métamorphisme, telles qu'elles ont été déterminées pour les formations de l'enveloppe, à savoir : $P = 6 - 8 \text{ Kb}$; $T = 700^\circ \text{C} \pm 20$.

Nous allons examiner d'abord le problème de la présence de la fayalite. Puis, nous précisons les domaines de stabilité des différents minéraux primaires en fonction des fugacités de l'oxygène, du soufre et du gaz carbonique.

I. - PROBLEME DE LA FAYALITE

Toutes les observations recueillies ont révélé que la fayalite est un minéral primaire de l'eulysite. Des expériences en laboratoire ont montré qu'on pouvait former ce minéral en faisant réagir la sidérose et la silice dans des conditions thermodynamiques bien spécifiques. Cette réaction d'équilibre,



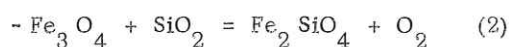
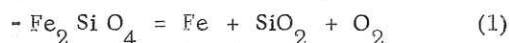
implique par définition que son énergie libre ΔG soit nulle. Elle pourra ainsi être visualisée par une courbe univariante sur un diagramme en admettant, comme coordonnées, des paramètres extensifs tels que température, pression, fugacité et pression partielle des gaz réactifs et réactants.

Pour la réaction (1) qui fait dériver la fayalite de l'inter-réaction de la sidérose et de la silice pour les conditions fixées plus haut, les équations de fugacité peuvent s'écrire de la façon suivante :

$$\text{a) } - (\Delta G)_{900\text{K}} \text{ cal/mole} = + 57\,998, \text{ soit, } \log f \text{CO}_2 = 7,04.$$

$$\text{b) } - (\Delta G)_{1000\text{K}} \text{ cal/mole} = + 71\,260 \text{ soit, } \log f \text{CO}_2 = 7,78.$$

On pourrait également envisager la formation de la fayalite selon les réactions suivantes :



Or, le diagramme donné par H.P. EUGSTER, 1959, permet d'abord d'éliminer la réaction (1) car elle nécessiterait une source de fer à l'état natif et des conditions très réductrices inhabituelles dans un climat métamorphique normal.

Seule la réaction (2) peut être envisagée. La courbe univariante qui la matérialise sur le diagramme de la pl. 53 fig. 1 et 2 permet de donner un ordre de grandeur de la pression partielle de O_2 (entre 10^{-23} à 500°C et 10^{-13} à 875°C). Ainsi, quelle que soit la réaction responsable de la formation de fayalite (à partir de la sidérose ou de la magnétite), les valeurs des fugacités de O_2 sont, dans les deux cas, du même ordre de grandeur et de plus, compa-

— SYSTÈME Fe - Si - O —

— H. P. EUGSTER — 1959 —

Pl. 55

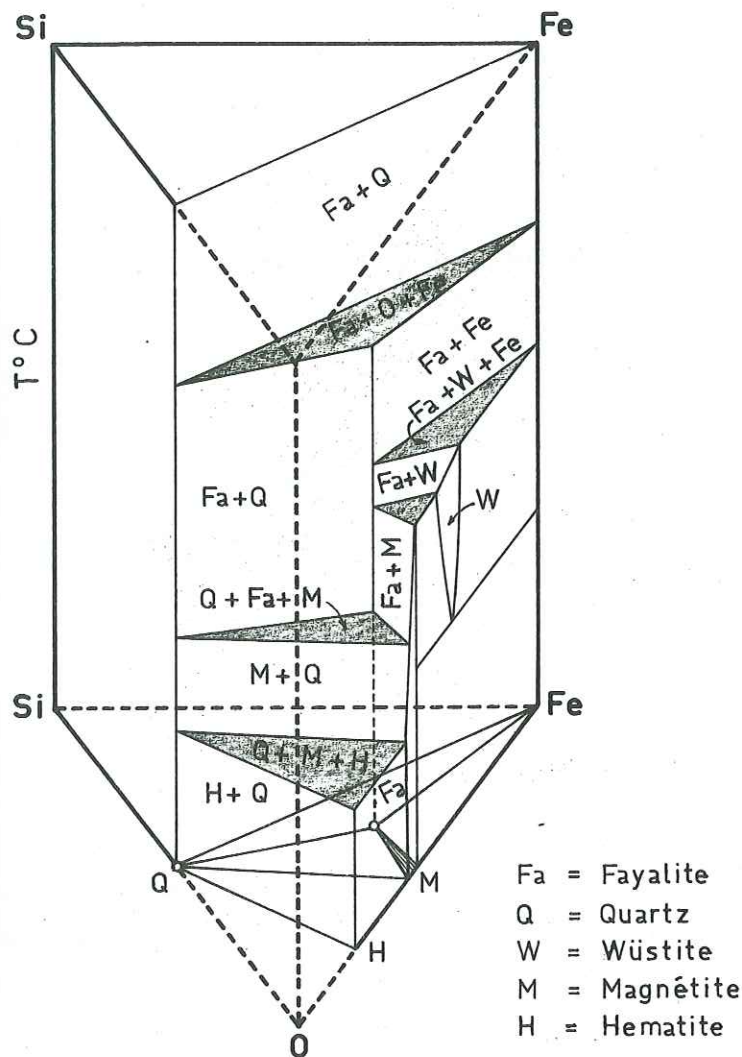


Fig. 1

— Section isobare à la pression
 $P = 10^{-20}$ bar —

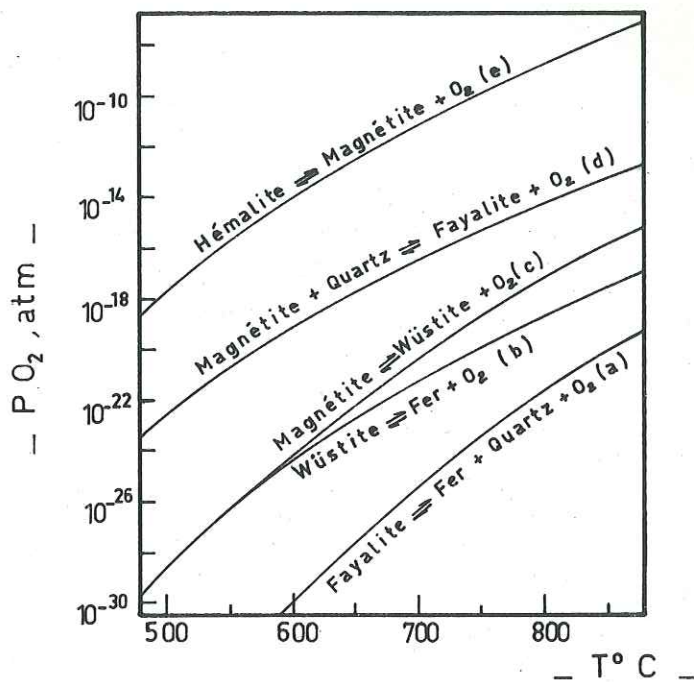


Fig. 2

— Diagramme $P O_2$ $T^\circ C$
 à la pression totale de 1 atm
 a, b, c, d, e = assemblages des
 phases correspondant à 5 plans
 parallèles à l'axe $T^\circ C$ —

tibles avec le climat thermique régnant lors du métamorphisme général des formations de l'enveloppe ($700^{\circ}\text{C} \pm 20$). De plus si la P_{O_2} est grande la magnétite se transforme en hématite.

II. - CONSTRUCTION DES DIAGRAMMES DE FUGACITE $f_{\text{O}_2} - f_{\text{CO}_2}$, $f_{\text{O}_2} - f_{\text{S}_2}$

Pour la construction des diagrammes de fugacités les calculs ont été faits en tenant compte d'une pression de 1 atmosphère pour des températures de 900°K (soit 627°C) et de $1\ 000^{\circ}\text{K}$ (soit 727°C). Ces températures ont été choisies car elles sont proches de celles déterminées au chapitre précédent, d'après l'équilibre biotite - grenat des gneiss de l'enveloppe.

Les équations des courbes univariantes figurées sur les diagrammes, ont été établies en fonction des fugacités des gaz O_2 , CO_2 , S_2 , et en faisant intervenir les éléments primaires Fe, S, C, O.

De façon générale, aux conditions standards, nous avons l'équation suivante :

$$(\Delta G)_T^0 = \Delta H - T \Delta S \quad (2)$$

Or, à pression constante et à température variable, l'équation (2) n'est plus valable. On doit tenir compte des variations des enthalpies (ΔH) et des entropies (ΔS) de formation des corps participant à la réaction :

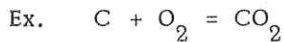
$$(\Delta G)_T^0 = (\Delta H)_{298,15}^0 + \int_{298,15}^T \Delta C_p dT - (T \Delta S)_{298,15}^0 - T \int_{298,15}^T \frac{\Delta C_p dT}{T} \quad (2)$$

Les valeurs des enthalpies et entropies des corps, à toutes températures et pressions constantes, ont été prises dans K.K. KELLEY, 1960.

On peut écrire G en fonction des fugacités des gaz prenant part à la réaction :

$$\Delta G = \Delta H - T \Delta S = -RT \log K_a (T) \quad (3)$$

$K_a (T)$ est le rapport des fugacités des gaz entrant dans la réaction à la température T .



$$K_a (T) = \frac{f_{\text{CO}_2}}{f_{\text{O}_2}}$$

$$\log K_a (T) = \frac{\Delta G^0}{2,303 RT} = \log f_{\text{CO}_2} - \log f_{\text{O}_2}$$

Par ailleurs, nous admettons, de façon générale, que les variations de volume du graphite et de la pression totale seront négligeables et que ΔG ne changera donc pas, soit :

$$\log f_{\text{O}_2} = \frac{\Delta G^0}{2,303 RT} + \log f_{\text{CO}_2}$$

L'assemblage graphite + gaz joue le rôle d'une "solution tampon". En effet, si nous appliquons la règle des phases de GIBBS : $V = C + 2 - f$,

C = nombre de constituants chimiques

V = variance du système (degré de liberté)

f = nombre de phases,

l'assemblage graphite + gaz a 1 degré de liberté. Comme la température et la pression sont fixées, le système est univariant. La composition de la phase gazeuse sera bien déterminée. Chaque droite des diagrammes, pl. 49 et 50 sont des courbes univariantes matérialisant les équations d'équilibre du tableau 28.

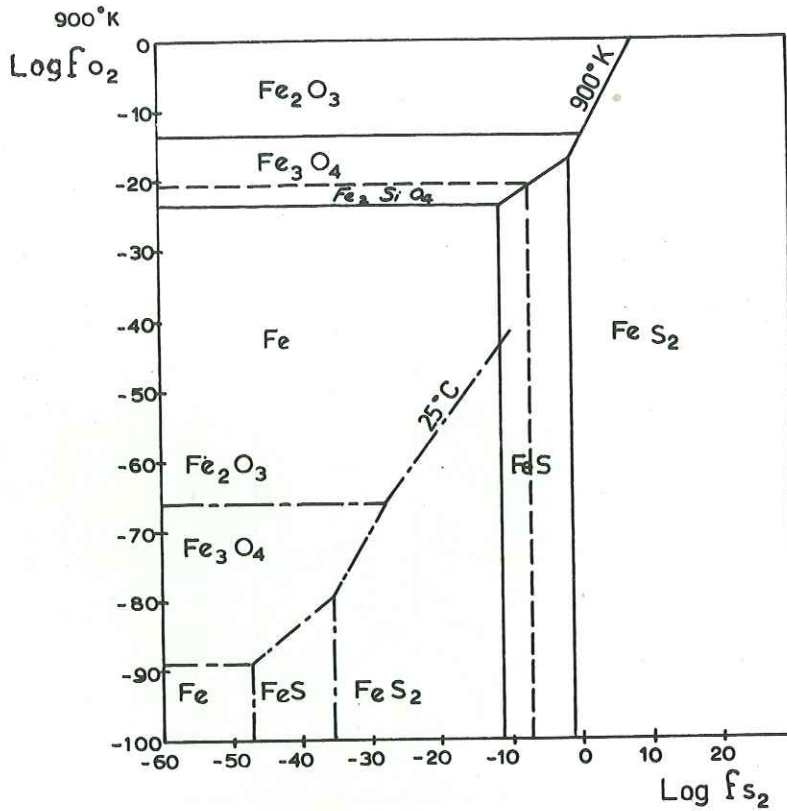
Sur les diagrammes représentant les domaines de stabilité à 900°K , nous avons, en plus, reporté les mêmes domaines à 25°C d'après RM. GARRELS et C.L. CHRIST, 1965, p. 153.

Pour les autres réactions le tableau 28 résume toutes les données utilisées pour la construction des 4 diagrammes de fugacité.

DONNEES UTILISEES POUR LA CONSTRUCTION DES DIAGRAMMES DE FUGACITE

Tableau 28

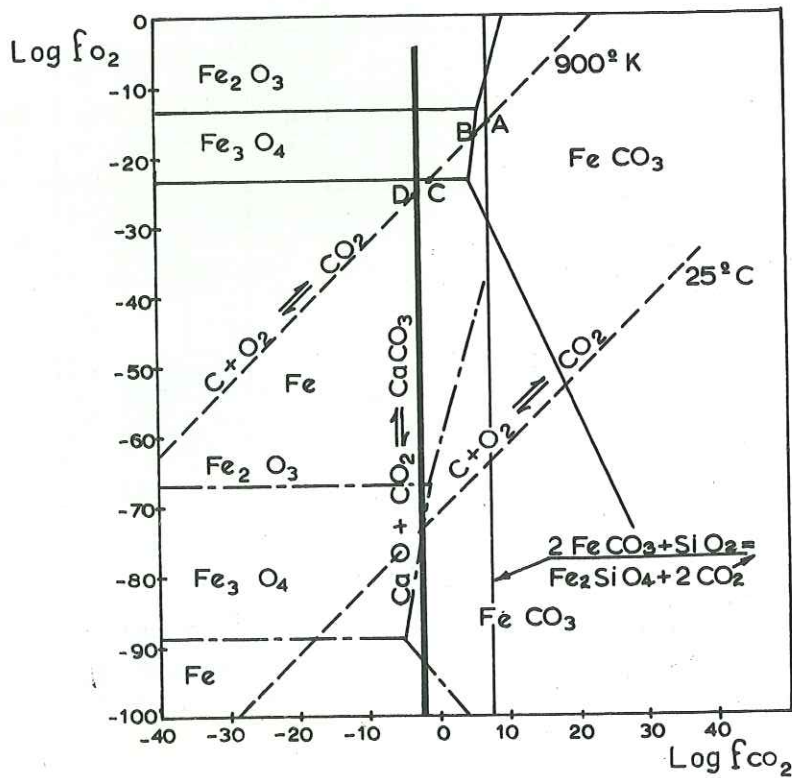
REACTIONS	ΔG 900°K cal/mole	ΔG 1000°K cal/mole	Equations des fugacités 900°K	Equations des fugacités 1000°K
$Fe_3O_4 + 3 CO_2 = 3 Fe CO_3 + 1/2 O_2$	+101480	+111200	$\log f CO_2 =$ $+ 8,21 + 1/6 \log f O_2$	$\log f CO_2 =$ $+ 8,10 + 1/6 \log f O_2$
$Fe + CO_2 + 1/2 O_2 = Fe CO_3$	- 30610	- 24600	$\log f CO_2 =$ $- 7,43 - 1/2 \log f O_2$	$\log f CO_2 =$ $- 5,37 - 1/2 \log f O_2$
$Fe_2O_3 + 2CO_2 = 2Fe CO_3 + 1/2 O_2$	+ 77020	+ 82500	$\log f CO_2 =$ $+ 9,35 + 1/4 \log f O_2$	$\log f CO_2 =$ $+ 9,01 + 1/4 \log f O_2$
$3 Fe + 2 O_2 = Fe_3O_4$	-193820	-185600	$\log f O_2 = - 23,53$	$\log f O_2 = 20,27$
$2 Fe_3O_4 + 1/2 O_2 = 3 Fe_2O_3$	- 53680	- 46900	$\log f O_2 = - 13,03$	$\log f O_2 = - 10,24$
$C + O_2 = CO_2$	- 94320	- 94400	$\log f CO_2 =$ $+ 22,91 + \log f O_2$	$\log f CO_2 =$ $+ 20,63 + \log f O_2$
$Fe_2O_3 + 2S_2 = 2 FeS_2 + 3/2 O_2$	+ 82937	+ 86427	$\log f S_2 =$ $+ 10,06 + 3/4 \log f O_2$	$\log f S_2 =$ $+ 9,44 + 3/4 \log f O_2$
$Fe_3O_4 + 3S_2 = 3FeS_2 + 2O_2$	+110874	+117765	$\log f S_2 =$ $+ 8,97 + 2/3 \log f O_2$	$\log f S_2 =$ $+ 8,57 + 2/3 \log f O_2$
$Fe_3O_4 + 3/2 S_2 = 3FeS + 2O_2$	+126671	+123868	$\log f S_2 =$ $+ 20,50 + 4/3 \log f O_2$	$\log f S_2 =$ $+ 18,04 + 4/3 \log f O_2$
$Fe S + 1/2 S_2 = Fe S_2$	- 2850	- 1650	$\log f S_2 = - 1,38$	$\log f S_2 = - 0,72$
$2 Fe + S_2 = 2 Fe S$	- 46158	- 43140	$\log f S_2 = - 11,23$	$\log f S_2 = - 9,42$
$3Fe_2SiO_4 + O_2 = 2Fe_3O_4 + 3SiO_2$	- 84465	- 81040	$\log f O_2 = - 20,59$	$\log f O_2 = - 17,71$
$4Fe_2SiO_4 + S_2 = 2FeS + 2Fe_3O_4 + SiO_2$	- 28524	- 25590	$\log f S_2 = - 6,92$	$\log f S_2 = - 5,59$
$Ca O + CO_2 = Ca CO_3$	- 9290	- 5850	$\log f CO_2 = - 2,25$	$\log f CO_2 = - 1,27$
$2FeCO_3 + SiO_2 = Fe_2SiO_4 + 2CO_2$	+ 57998	+ 71260	$\log f CO_2 = 7,04$	$\log f CO_2 = 7,78$



Pl. 49

STABILITÉ DE QUELQUES
 OXYDES ET SULFURES DE FER
 EN FONCTION DE
 f_{O_2} ET f_{S_2}
 À 25°C, / À 900°K.
 PRESSION TOTALE = 1 atm.

Fig. 1



STABILITÉ DE QUELQUES
 OXYDES DE FER
 EN FONCTION DE
 f_{O_2} ET f_{CO_2} .

Fig. 2

III. - INTERPRETATION DES DIAGRAMMES DE FUGACITE f_{O_2} - f_{CO_2} et f_{O_2} - f_{S_2}

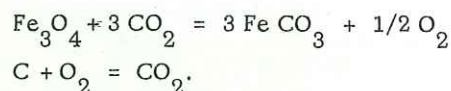
Le but de ces diagrammes est non seulement de fixer les champs de stabilité des minéraux, mais aussi de déterminer leur ordre d'apparition en tenant compte des observations microscopiques. On a constaté que la fayalite était le premier minéral formé. Elle marque le début des réactions engendrant le minerai. En conséquence, si on se reporte au diagramme $f_{O_2} \wedge f_{CO_2}$, on doit se situer sur la courbe univariante de formation de la fayalite à partir de la sidérose. Cette courbe, indépendante de la fugacité du gaz carbonique, est une droite parallèle à l'ordonnée f_{O_2} .

Par ailleurs, l'examen pétrographique a souvent révélé que la fayalite était intimement associée au graphite. On peut donc penser que ces deux minéraux se sont formés simultanément, dans des conditions identiques. Or, la courbe univariante de formation du graphite $CO_2 = C + O_2$ est fonction de f_{O_2} et de f_{CO_2} . C'est une droite de la forme $y = ax + b$.

L'intersection de cette courbe avec celle de formation de la fayalite au point invariant A nous renseigne sur les conditions de cristallisation simultanée de ces deux minéraux.

A ce point A, le CO_2 résultant de la combinaison du quartz et de la sidérose se dissocie en graphite et en oxygène.

Par définition à un point invariant, le système n'a aucun degré de liberté. Son évolution exigera que les paramètres intensifs f_{O_2} et f_{CO_2} soient modifiés dans le sens d'une augmentation ou d'une diminution. Or, on a noté que dans le minerai, la magnétite était intimement associée au graphite. L'apparition simultanée de ces deux minéraux se fera au point invariant B, à l'intersection des courbes univariantes représentant les réactions :



Par conséquent ce fait nécessite un abaissement des fugacités initiales de O_2 et de CO_2 de telle sorte que l'on ait formation continue du graphite. Le système devient alors de plus en plus réducteur et chemine le long de la courbe univariante de formation du graphite.

Ainsi, durant la traversée du domaine de la magnétite par cette courbe de formation du graphite, ces deux minéraux apparaîtront en même temps. La fayalite a cessé de cristalliser à l'instant où on a eu un abaissement des valeurs des fugacités. La magnétite cesse de se former au point C, situé à l'intersection de la limite inférieure de son domaine de stabilité défini par l'équilibre $3 Fe + 2 O_2 = Fe_3O_4$, avec la courbe univariante de formation du graphite.

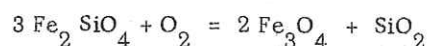
Il a été observé, grâce à des analyses à la microsonde, que la calcite se disposait en auréoles autour de la magnétite. De plus, de fines paillettes de graphite se distribuent aussi bien dans cette calcite que dans la magnétite. Pour que puisse apparaître cette calcite, il a fallu un nouvel abaissement des valeurs des fugacités jusqu'au point invariant D, intersection des courbes univariantes de formation de la calcite et du graphite. Ce point D est situé à l'extérieur du domaine de stabilité de la magnétite qui avait cessé de se former à partir de C.

Quant aux nombreuses inclusions de calcite observées dans la magnétite, elles indiquent que ces deux minéraux se sont formés simultanément et que les fugacités de O_2 et de CO_2 ont fluctué légèrement autour des valeurs représentées par les points C et D.

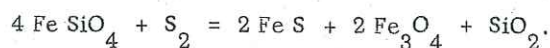
Entre le début de formation de la fayalite et l'apparition de la calcite, f_{O_2} a varié de 10^{-14} à 10^{-24} .

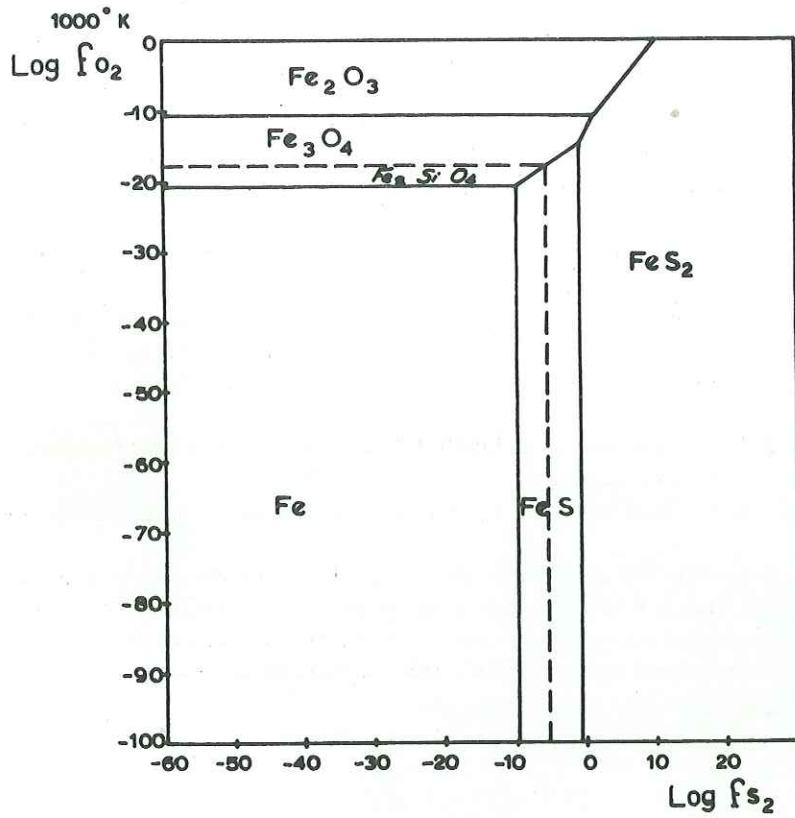
Si on reporte ces deux valeurs sur le diagramme $f_{O_2} \wedge f_{S_2}$, on constate que, pour une variation de f_{S_2} comprise, en gros, entre 10 et 10^{-10} , la pyrite ($Fe S_2$) et la pyrrhotine ($Fe S$) peuvent coexister avec la magnétite, le graphite et la calcite.

Sur les diagrammes f_{O_2} et f_{S_2} , ont été tracées également les courbes univariantes correspondant, d'une part, à l'oxydation de la fayalite et à la formation de magnétite secondaire :



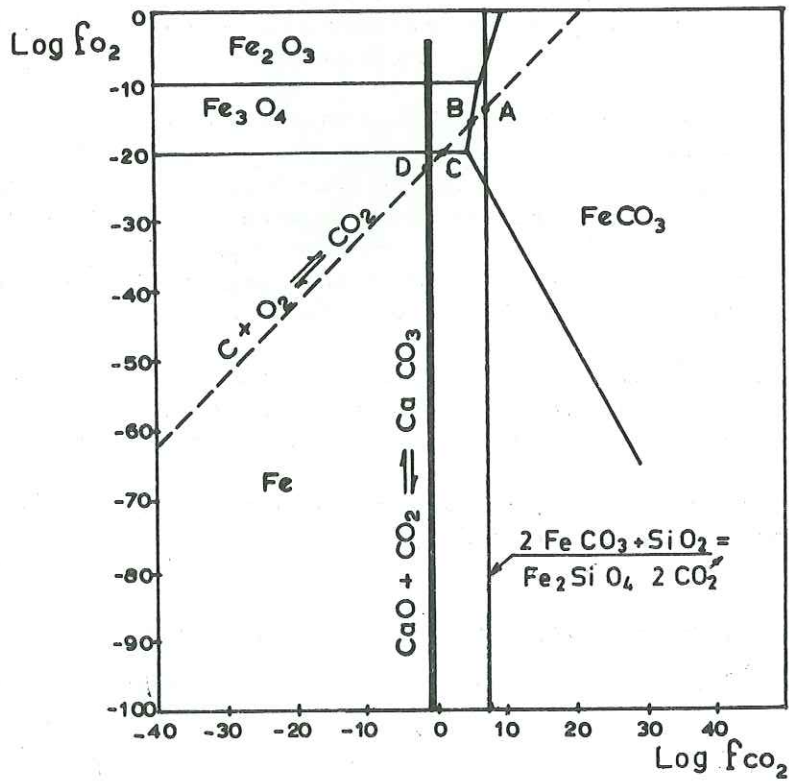
et, d'autre part, à la transformation de la fayalite en magnétite, pyrrhotine et quartz par l'action du soufre :





STABILITÉ DE QUELQUES
OXYDES ET SULEURES DE FER
EN FONCTION DE
 f_{O_2} ET f_{S_2}
À 1000° K.
PRESSION TOTALE = 1 atm.

Fig. 1



STABILITÉ DE QUELQUES
OXYDES DE FER
EN FONCTION DE
 f_{O_2} ET f_{CO_2} .

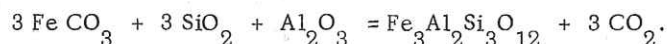
Fig. 2

L'examen des diagrammes (*) permet, en outre, d'énumérer les points suivants :

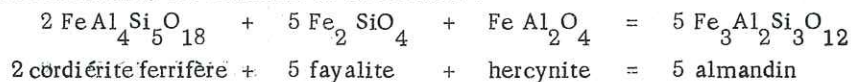
- les domaines de stabilité de la magnétite et de la pyrrhotine diminuent à mesure que la température s'élève (pl. 49, fig. 1 ; pl. 50, fig. 1) ;
- inversement, le champ de stabilité du fer augmente pour un accroissement de température ($\log f O_2$ proche de -90 à 25°C et $\log f O_2 = -23,53$ à 900 K) ;
- dans le diagramme $f O_2 \wedge f CO_2$, la courbe univariante de formation du graphite ($C + O_2 = CO_2$) traverse le champ de stabilité de la magnétite aussi bien à 900°K qu'à 25°C ;
- enfin, les calculs thermodynamiques indiquent que l'hématite et le graphite ne peuvent coexister sous aucune température.

IV. - PROBLEME DU GRENAT

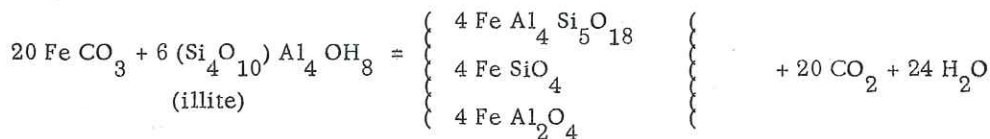
Il a été dit aux pages 130 et 141 qu'il y avait eu deux temps de cristallisation des grenats. Le grenat primaire, très proche du pôle almandin, a pu se former à partir des éléments originels (sidérose, quartz, argile) selon la réaction :



Quant au grenat secondaire, il résulterait de la réaction :



Cette réaction, dont les conditions thermodynamiques ($Pf = 500$ à $2\ 000$ bars, $T^\circ c = 810$ à $900^\circ C$) ont été précisées par L.C. HSU, 1968, a effectivement pu se reproduire, mais en partie seulement, car on a signalé, dans la lame T 2, l'association fayalite - cordiérite - hercynite - grenat (avec en plus magnétite et cummingtonite). La formation de cordiérite ferrique ($Si_5 O_{18} Al_4 Fe_2$) en association avec la fayalite et l'hercynite (qu'on a observé en inclusions poëcilitiques dans les grenats et la magnétite) est parfaitement possible à partir d'un mélange de sidérose et d'argile selon la réaction :



V. - PROBLEME DE L'EAU

Comme nous l'avons vu au chapitre précédent qui traite des phénomènes de transformations, la plupart des silicates sont altérés par action de l'eau pour former une nouvelle géocénose (greenalite, cummingtonite, actinote, chlorite...).

La stabilité, la composition chimique des minéraux hydratés seront fonction du rôle de l'eau car celle-ci peut changer le rapport Mg/Fe dans les assemblages minéralogiques considérés.

En effet, WONES et H.P. EUGSTER, 1965, ont montré par exemple, que la stabilité de la biotite contrôlée par l'équilibre trivariant biotite, feldspath potassique, magnétite, dépendait de 4 variables.

- Fraction molaire d'annite dans la biotite,
- Pression d'oxygène,

(*) - Pour les calculs on a supposé :

- que les compositions des minéraux sont correctement représentées par les formules stœchiométriques de leurs éléments majeurs ;
- que les équations peuvent être représentées dans un système anhydre.

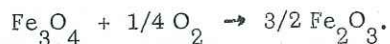
- Pression d'eau
- Température.

La dissociation thermique de l'eau libre de l'oxygène et de l'hydrogène et admet pour constante l'équilibre K_{PT} tel que $H_2O = H_2 + 1/2 O_2$

$$K_{PT} = \frac{P_{H_2} + P_{O_2}^{1/2}}{P_{H_2O}}$$

Dans l'hypothèse génétique considérée précédemment, le métamorphisme d'un niveau de sidérose comportant un niveau argileux peut se rattacher à un phénomène de déshydratation, libérant une quantité d'eau ($H_2 + O_2$) non négligeable qui a permis la transformation de la minéralogie primaire sans affecter la magnétite.

En effet, si on avait eu un excès d'eau, la magnétite se serait transformée en hématite suivant la réaction :



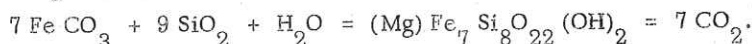
Comme nous avons noté la présence continue de graphite, ce qui indique que les réactions réductrices ont dominé presque tout le temps, le système a été partiellement ouvert à l'hydrogène. De ce fait les éléments mobiles sont très importants pour la formation des minéraux secondaires issus de la paragenèse initiale.

Ainsi à l'instar de J.B. THOMPSON, 1957, les faciès minéralogiques de l'eulysite de Forsyth sont fonction du potentiel chimique des éléments mobiles O_2 , H_2 , S_2 , SO_2 , SO_3 ...

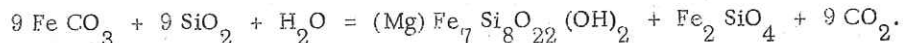
Les phases gazeuses ont une grande importance car elles contrôlent l'ordre d'apparition des minéraux en tenant compte des affinités des éléments pour les oxydes ou les sulfures.

VI . - DIAGRAMME SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , CO_2 (pl. 51, fig. 1)

En présence d'eau et de quartz, la sidérose peut engendrer lors d'un métamorphisme toute une série de silicates ferrifères, anhydres ou hydratés. Ainsi, elle peut engendrer une amphibole de la série cummingtonite - grunérite selon la quantité de SiO_2 et d'eau qui l'accompagne:



En outre, l'apparition de la cummingtonite - grunérite et de la fayalite peut être simultanée :



Le diagramme quaternaire SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , CO_2 de H.S. YODER, 1957, permet de situer les différents silicates qui peuvent apparaître lors du métamorphisme de la sidérose en présence de silice et d'eau (pl. 51, fig. 1).

Le pôle CO_2 ayant été projeté sur la gauche dans le plan basal $FeO - SiO_2 - Al_2O_3$, les principaux silicates de fer (fayalite, greenalite, ferrosilite, grunérite, minnésotaite) se projettent sur l'arête $FeO - SiO_2$. Quant aux silicates alumineux ferrifères, ils se répartissent sur le triangle SiO_2 , Al_2O_3 , FeO .

La plupart des silicates de l'eulysite de Forsyth se concentrent près de l'arête FeO , SiO_2 . En outre, si on construit le diagramme triangulaire partiel FeO , SiO_2 , Al_2O_3 , le pôle Al_2O_3 correspondant sensiblement à la pseudo-thuringite du diagramme de H.S. YODER, on peut déterminer les principaux assemblages binaires et ternaires qui ont été observés en lame mince et qui reflètent un état d'équilibre thermodynamique du type "mosaïque" selon KORZINSKII, 1959.

- quartz - hornblende - chamosite (chlorite)
- quartz - feldspath potassique - chamosite (chlorite)
- quartz - biotite - hornblende
- quartz - biotite - cummingtonite
- quartz - cummingtonite - diopside, augite
- grenat - hornblende - chamosite (chlorite)

— DIAGRAMME $\text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{FeO} - \text{CO}_2$ —

Pl. 31

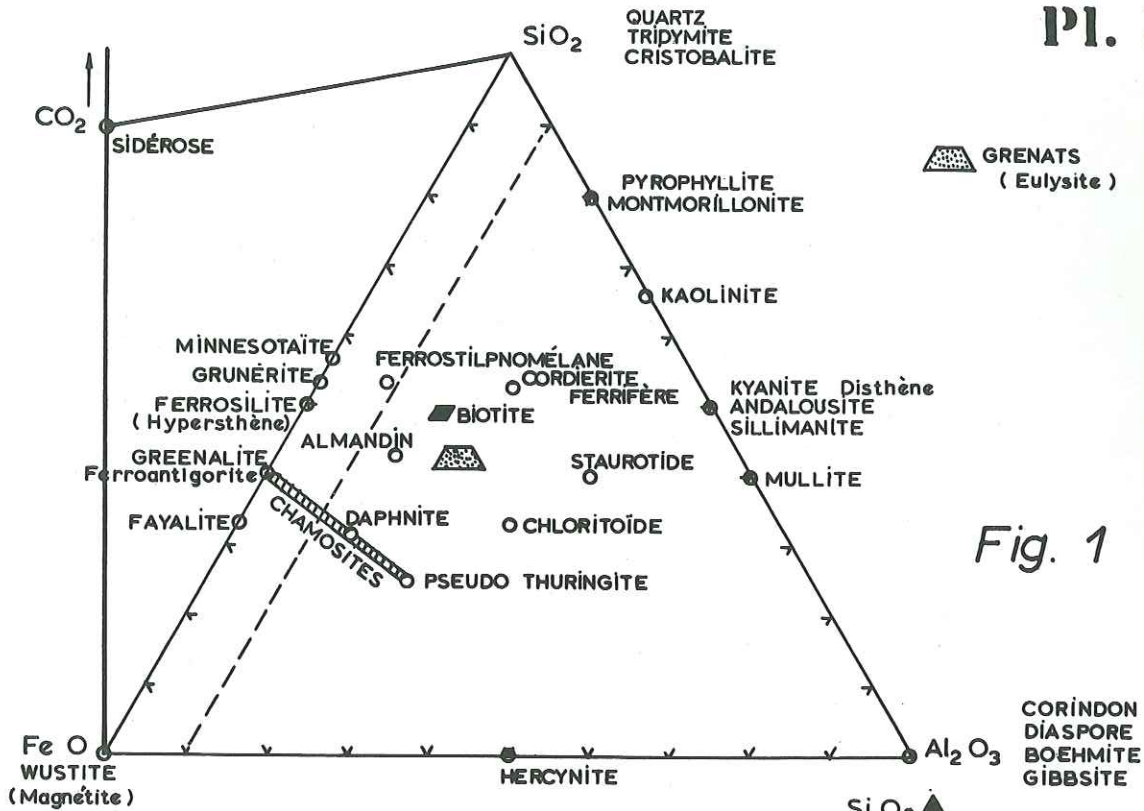


Fig. 1

- Q = QUARTZ
- Hyp = HYPERSTHÈNE
- Fay = FAYALITE
- Gt Cu = GRUNÉRITE CUMMINGTONITE
- Bio = BIOTITE
- Gr = GRENAT
- Hbd = FERRO HORNBLENDE
- Pdth = PSEUDO THURINGITE
- Chm = CHAMOSITE
- FK = FELDSPATH POTASSIQUE
- Dp = DIOPSIDE
- Au = AUGITE
- Gn = GREENALITE
- CO = CORDIERITE FERRIFERE

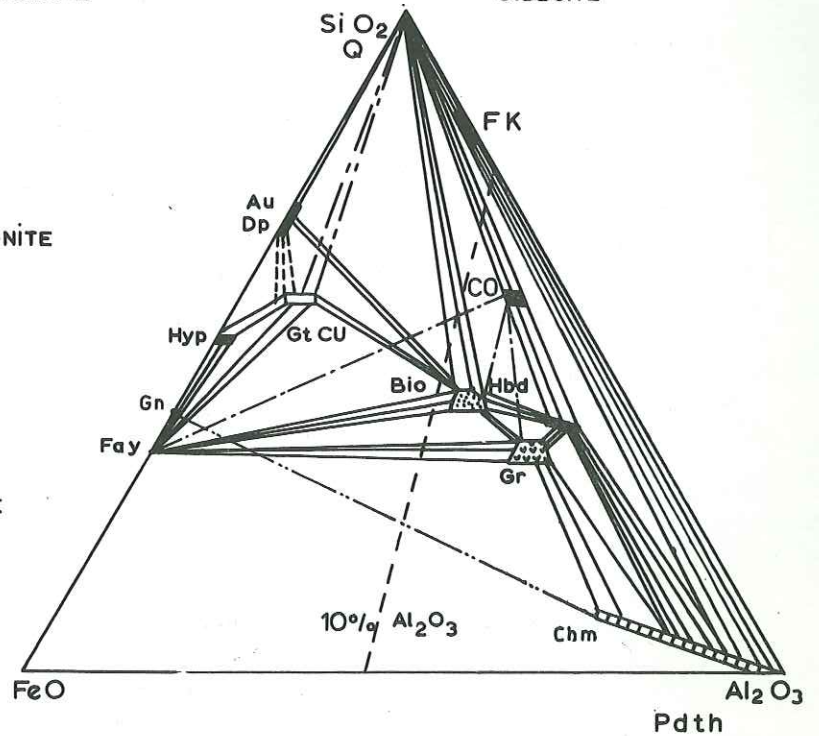


Fig. 2

grenat - hornblende - biotite
fayalite - grenat - biotite
fayalite - cummingtonite - biotite
fayalite - hypersthène - grunérite , cummingtonite
hypersthène - cummingtonite - grunérite - diopside , augite
diopside , augite - cummingtonite , grunérite - biotite
fayalite - cordiérite - biotite
fayalite - cordiérite - grenat
fayalite - cordiérite - hornblende.

Comme on l'a vu précédemment, lors de l'étude des paragenèses, les minéraux fayalite + cordiérite + hercynite forment avec le grenat almandin un assemblage trivariant dépendant de la température et de la pression de fluide (voir L.C. HSU).

Tous ces assemblages ternaires sont en équilibre avec la magnétite pour des rapports FeO/MgO élevés.

Par ailleurs, le croisement des lignes d'attache :

cummingtonite, grunérite - quartz
diopside, augite - biotite

schématise que ces deux couples de minéraux forment un équilibre invariant où $\Delta G = 0$ pour des conditions de température, de pression et d'activité de l'eau bien précises.

VII. - DIAGRAMME DE PHASE DANS LE SYSTEME Fe-C-O-S (H₂O)

Des études en laboratoire (M. SEGUIN, 1965) ont permis de préciser, pour différents domaines de température, la stabilité de la sidérose ainsi que sa coexistence avec les oxydes et sulfures de fer.

On s'aperçoit, à la lecture des diagrammes de phase, dans le système Fe - C - O - S (H₂O) de la planche 52 qu'au-dessus de 437°C, la sidérose n'est plus stable. Elle se transforme en magnétite et en graphite.

Entre 565 et 710°C, il se forme un corps X qui est un sulfate de fer volatil.

La magnétite est stable en présence de pyrrhotine et de pyrite et, au-dessus de 742°C, la pyrite disparaît au profit de son homologue sulfuré, la pyrrhotine.

VIII. - CONCLUSION

L'hypothèse selon laquelle un niveau de sidérose intercalé dans une série sédimentaire ou volcano-sédimentaire pourrait être la source potentielle de l'eulysite de Forsyth, ne doit pas être exclue.

En effet, la sidérose, en présence de certains éléments tels que SiO₂, Al₂O₃, H₂O, S contenus dans des minéraux de roches sédimentaires tels que les argiles ou la pyrite, peut donner, dans des conditions de température, de pression et de fugacités des gaz compatibles avec celles du métamorphisme général responsable des schistes cristallins de l'enveloppe, la suite minéralogique observée. Cette dernière, fayalite - graphite - magnétite - calcite - pyrrhotine - pyrite, est comme nous l'avons vu dans le diagramme de fugacité, une paragenèse stable.

Enfin, on peut insister sur le rôle capital joué par le graphite qui, par son caractère réducteur, a contrôlé en grande partie le chimisme des réactions.

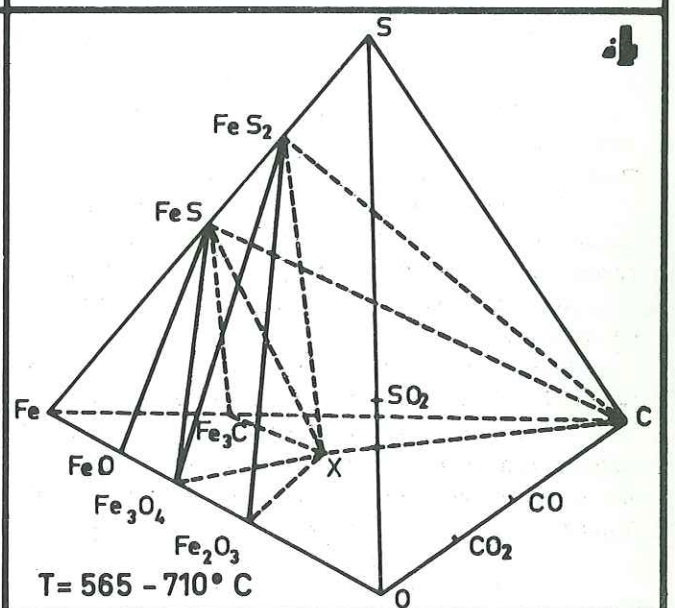
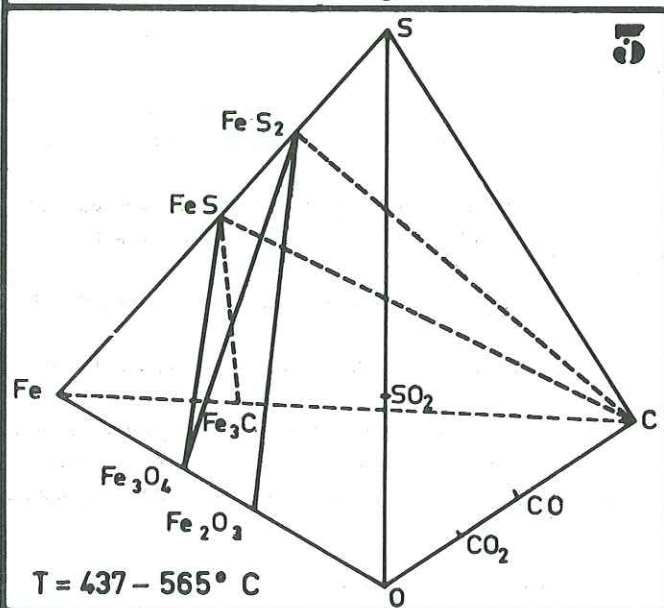
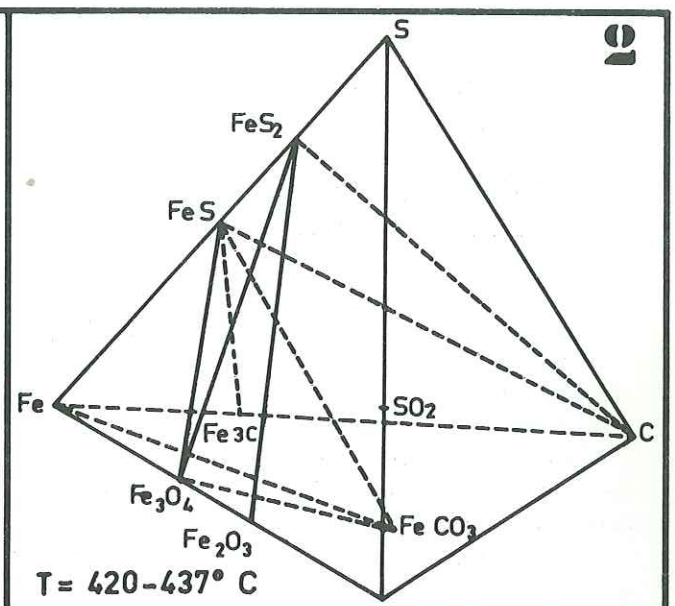
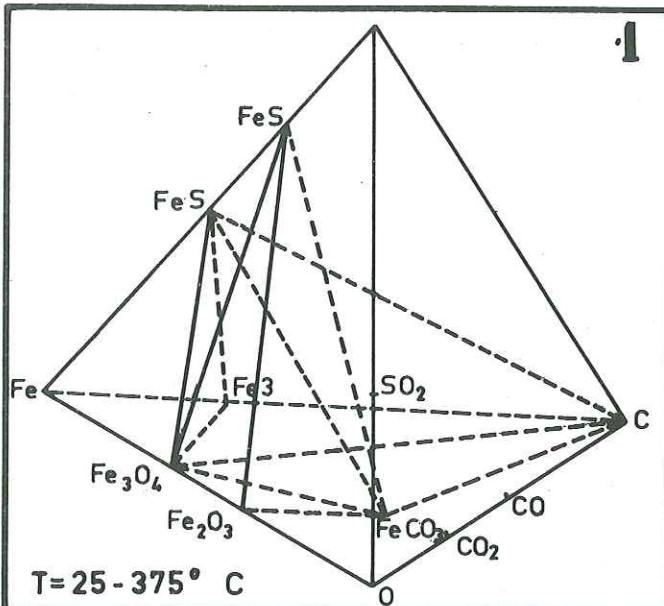


Diagramme de phase.

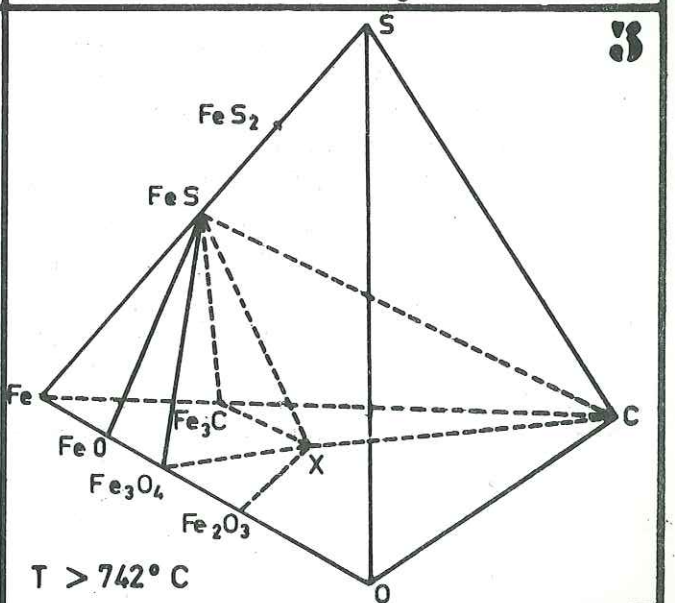
dans le système Fe - C - O - S -

à différentes températures

M. SEGUIN. 1965

Pl. 32

Fig. 1



QUATRIEME PARTIE

HYPOTHESE METASOMATIQUE

Lors de l'examen de l'hypothèse métasédimentaire qui vient d'être faite, il a été fait appel constamment à des éléments tels que SiO_2 , CO_2 , O_2 , S, H_2O . Leur importance est primordiale et il y a lieu d'envisager quelle peut en être la source.

Mais au préalable, il convient de traiter le problème du fer.

I. - PROBLEME DU FER

On peut se demander si le fer contenu dans l'amas de Forsyth a pu être apporté par des solutions gazeuses ou liquides issues d'une masse de "roche granitique" et se fixant, à la faveur d'un chimisme et de conditions structurales favorables, dans les roches carbonatées.

Ce processus peut être envisagé, mais il faut que la même plutonique ait une "efficacité métallogénique" suffisante, c'est-à-dire qu'elle soit d'abord riche en fer, en eau et en éléments volatils et ensuite, qu'il s'agisse de roches acides donnant des massifs circonscrits de faible dimension.

Il n'est pas possible à l'heure actuelle, d'affirmer si le massif de roches granitiques affleurant au Sud présente de tels caractères.

Seule, pour l'instant, l'étude géochimique peut nous indiquer s'il existe des relations entre la magnétite de Forsyth et une roche éruptive acide dont elle serait issue.

Or, en se référant aux données fournies antérieurement (tableaux 25 et 27), on constate d'abord qu'il y a une certaine consanguinité entre la tonalite du comté de Mayo (Ontario) et les concentrés de magnétite extraits de gisements en relation avec cette tonalite. En outre, les chiffres donnés peuvent, de façon assez grossière, être comparés à ceux dont on dispose pour la magnétite de Forsyth.

Eléments	Ti	Cr	Ni	Mn	Ti/Mn
Tonalite de Mayo	3 000	50	90	800	3,7
Magnétite du paragneiss (Mayo)	3 000	10	20	500	6,0
Magnétite du minerai (Mayo)	600	5	80	1 200	0,5
Forsyth	1 056	25	12	1 147	0,92

Il ne semble donc pas, du point de vue géochimique, qu'il y ait impossibilité à faire provenir le fer du minerai de Forsyth et les éléments traces qu'il renferme d'une masse magmatique acide.

Du point de vue thermodynamique, on peut admettre, en première approximation, que la température des solutions liquides ou gazeuses issues de masses magmatiques acides est, au maximum, du même ordre de grandeur que celle du point de fusion de ces magmas, soit de 700 - 800°C.

En conséquence, il n'y aurait, semble-t-il, pas d'impossibilité à considérer l'eulysite de Forsyth comme un gîte épigénétique résultant de la cristallisation, dans des formations carbonatées métamorphiques, à une température comprise en gros entre 500 et 800°C, de solutions dégagées d'une masse magmatique acide. Mais on ne peut apporter aucune preuve péremptoire à cette hypothèse, compte tenu des données géologiques, structurales, pétrographiques et géochimiques dont nous disposons.

II. - PROBLEME DES SKARNS A DIOPSIDE ET A SCAPOLITE

La présence d'un minéral comme la scapolite dans des roches carbonatées est, en général, considérée comme étant liée à une intrusion de roches éruptives. Ces dernières seraient seules susceptibles d'apporter certains éléments constitutifs de ce minéral (Ca, Na, CO₂, Cl, F, SO₃, H₂O, B, etc.).

Pour notre part, n'ayant pas effectué de dosages en oligo-éléments de notre scapolite, il nous est impossible de dire si, effectivement, il y a lieu de faire intervenir un dégagement de solutions liquides ou gazeuses, riches en composés volatils. D'ailleurs, dispose-t-on d'analyses géochimiques suffisamment nombreuses pour être certain que des roches sédimentaires telles que les évaporites ne peuvent renfermer, à l'état de traces, ces éléments apparemment aberrants ?

III. - PHENOMENES RETROMORPHIQUES

Lors de l'étude pétrographique de l'eulysite, il a été fait état de diverses transformations rétrogrades affectant les minéraux primaires. Elles se caractérisent essentiellement par l'apparition de minéraux hydratés : greenalite, cumingtonite - grunérite, hornblende, biotite, talc ferrifère, chamosite.

Par conséquent, on peut envisager l'action de solutions riches en eau qui, par ailleurs, auraient pu être une source d'éléments nécessaires aussi bien à la formation des minéraux précédents qu'à celle de la scapolite.

IV. - PROBLEME DU POTASSIUM

Certaines transformations observées ont nécessité l'introduction du potassium. Ainsi en est-il, d'une part, de la microclinisation des feldspaths (voir p. 111) et, d'autre part, de la biotitisation des hornblendes (voir p. 111).

Là encore, il est parfaitement loisible d'imaginer que ce potassium aurait pu être véhiculé par des solutions gazeuses ou liquides issues de la masse intrusive.

V. - PROBLEME DE LA CALCITE

L'étude de la répartition des éléments autour d'un massif intrusif a permis à KORZINSKII, 1955, d'établir leur ordre de mobilité décroissante :

H_2O , CO_2 , S, SO_3 , Cl, K_2O , Na_2O , F, CaO, O_2 , Fe, P_2O_5 , BaO, MgO, SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 .

Le calcium et le fer sont proches l'un de l'autre en ce qui concerne leur mobilité. Toutefois, le calcium, étant plus mobile, se fixera dans la charpente cristalline d'un minéral après le fer. On pourrait ainsi expliquer d'une façon différente de celle exposée p. 175 les auréoles de calcite observées à la microsonde M-A-C autour de la magnétite.

VI. - CONCLUSION

En définitive, on ne peut guère se prononcer sur l'éventualité d'apports métasomatiques issus, soit de la masse de "roche granitique" affleurant au Sud, soit d'un massif de roches acides situé en profondeur.

CINQUIEME PARTIE

I. - CONCLUSION : ORIGINE POSSIBLE DU GISEMENT

Après l'examen non exhaustif des diverses hypothèses sur l'origine de l'eulysite de Forsyth, il n'est guère possible d'en proposer une de façon catégorique.

On ne peut s'empêcher de constater toutefois que l'hypothèse métasédimentaire faisant dériver cette eulysite d'un niveau de sidérose (ou ce qui revient un peu au même, d'un filon couché), intercalé dans une série sédimentaire, ou volcano-sédimentaire, n'est pas contredite, si on tient compte des données géochimiques et des conditions thermodynamiques qui ont régné durant la cristallisation du minéral. Ces conditions sont compatibles avec celles du métamorphisme général de la série originelle. Les paragenèses primaires du minéral sont stables à la pression de 6 - 8 Kb et à la température de $700^{\circ}C \pm 20$ qui ont été mises en évidence dans l'étude pétrogénétique de l'enveloppe. Par ailleurs, les valeurs de fugacités de gaz nécessaires à la formation de cette paragenèse primaire (f_{O_2} entre 10^{-10} et 10^{-24} , f_{S_2} entre 0 et 10^{-12} , f_{CO_2} entre 10^{-10} et 10^{-5}) s'accordent bien avec l'environnement thermodynamique qui a régné lors du métamorphisme régional.

Enfin, la pression partielle d'eau a été inférieure à celle de la pression de charge puisqu'on n'a pas d'hématite et que les processus de transformation de la fayalite ne sont pas complets.

CHAPITRE VI. - CONCLUSIONS GENERALES

PLAN

PREMIERE PARTIE - INTRODUCTION

DEUXIEME PARTIE - CONTROLES DE LA MINERALISATION

TROISIEME PARTIE - ORIGINE DE LA MINERALISATION

QUATRIEME PARTIE - ASPECT ECONOMIQUE

PREMIERE PARTIE

INTRODUCTION

Dans ce chapitre final, nous allons tenter d'exposer de façon synthétique les principaux résultats de l'étude consacrée au gisement de magnétite de Forsyth. Nous verrons d'abord quels sont les divers contrôles de la minéralisation ; puis nous aborderons le problème délicat de son origine et, enfin nous fournirons quelques données d'ordre économique.

DEUXIEME PARTIE

CONTROLES DE LA MINERALISATION

Les contrôles de la minéralisation sont d'ordre structural, pétrochimique et géochimique.

I. - CONTROLE STRUCTURAL

Le minerai est concentré dans un amas lenticulaire dont la puissance varie entre 10 et 40 m et qui affleure sur 290 m selon une direction N. 80. Cet amas est interstratifié dans un complexe de roches carbonatées dont les termes essentiels sont des skarns à diopside et scapolite, des roches calcosilicatées, des marbres. L'axe d'allongement de la lentille est parallèle à la direction de la foliation des roches encaissantes. Le plan axial est un peu gauchi ; son pendage varie de 87° à 70° N.

Les travaux miniers de reconnaissance et les sondages ont révélé que cette lentille présentait des renflements et des rétrécissements et qu'elle se terminait en "quille de navire" vers 250 m. Toutefois, des sondages pratiqués à partir du 6e niveau ont permis de mettre en évidence la présence de petits niveaux (ou poches ?) minéralisés.

L'axe de plongement (plunge) de la lentille est incurvé : d'abord vertical, il s'infléchit vers l'Est à partir du 3e niveau pour devenir subhorizontal au fond.

Aux extrémités est et ouest de la lentille, on n'a pu démontrer l'existence de zones mylonitiques ni de failles. Ainsi le gisement de Forsyth ne semble pas être contrôlé par un accident tectonique.

Sur la carte géologique, on voit, par ailleurs, que les failles orientées sensiblement nord-sud, nord est, nord ouest présentes au Sud de la propriété Corgesmines ne "traversent" pas la lentille de minerai.

On peut concevoir que cette lentille ne serait que le fragment d'un niveau plus important ayant joué le rôle d'un "banc compétent" vis-à-vis des formations carbonatées encaissantes dont la plasticité, lors des contraintes tectoniques, est en particulier responsable des phénomènes de fluage spectaculaires observés dans les parements des galeries. Le "banc" supposé de minerai aurait ainsi été tronçonné, boudiné.

Les seuls arguments en faveur de cette hypothèse sont les suivants : aux épontes de l'amas, on observe dans le minerai des poches et "filons" de calcite indiquant que certains phénomènes tectoniques accompagnés de recristallisations ont affecté aussi bien le minerai que son encaissant ; en outre, les petits amas minéralisés de Baldwin et

de Lawless se situent dans le prolongement "stratigraphique" de celui de Forsyth.

Malheureusement, la chronologie relative des divers phénomènes métamorphiques, tectoniques et métallogéniques n'a pas pu encore être mise en évidence.

II. - CONTROLE PETROCHIMIQUE ET GEOCHIMIQUE DE LA MINERALISATION

La magnétite est associée dans le gisement à des silicates (essentiellement fayalite, grenat, diopside, augite, hornblende, biotite et, accessoirement, hypersthène, cummingtonite, cordiérite, greenalite, talc ferrifère, chamosite, feldspath, quartz, spinelle, apatite), à du graphite parfois très abondant, à de la calcite et à des sulfures (pyrrhotine, pyrite, chalcopyrite). Il faut noter l'absence d'hématite et d'ilménite.

Une telle minéralogie est proche de celle de l'eulysite définie par A. JOHANNSEN, 1937, p. 412-413.

L'étude texturale permet de mettre en évidence deux générations de magnétite. La première, la plus importante, s'est effectuée à peu près en même temps que fayalite, graphite, grenat, cordiérite, diopside, augite, pyrrhotine ; la seconde résulte principalement de la transformation de la fayalite en greenalite.

Comme autres caractères du minerai, citons les suivants :

- associations symplectiques fayalite, hypersthène, magnétite, cummingtonite ;
- auréoles de calcite autour de la magnétite ;
- fracturation de la pyrrhotine avec déplacement, puis remplissage par un mélange de greenalite et de magnétite secondaire résultant de l'hydrolyse de la fayalite ;
- absence de zonalité minéralogique avec, toutefois, présence sporadique, aux épontes, d'amas lenticulaires enrichis en grenat, en diopside ou en amphibole.

Ce minerai est directement encaissé dans des formations carbonatées dont les principaux faciès sont des marbres (ou calcaires cristallins), des roches calcosilicatées, des skarns à diopside et à scapolite. Ils résultent de la recristallisation, lors d'un métamorphisme régional, sous une pression comprise entre 6 et 8 Kb et à une température de $700^{\circ}\text{C} \pm 20$, d'un complexe de roches calcaires renfermant, en proportions variables selon les niveaux, des impuretés argileuses, dolomitiques et salifères.

La paragenèse du minerai, telle qu'elle a été donnée plus haut, a parfaitement pu se développer sous de telles conditions thermodynamiques.

Du point de vue chimique, le minerai tout venant est caractérisé par une teneur en Fe_2O_3 total toujours supérieure à 50 % et par une teneur en TiO_2 très faible, inférieure à 0,1 %. Les pourcentages en SiO_2 , Al_2O_3 et MgO sont très variables car ils sont fonction de la quantité de silicates associés à la magnétite.

La teneur moyenne en fer métal des concentrés de magnétite est de 51,86 %.

Du point de vue géochimique, le dosage des éléments du groupe des ferrides a montré que leurs teneurs étaient faibles (en ppm : Ti = 1 056 ; Mn = 1 147 ; V = 50 ; Ni = 12 ; Cr = 25) et ne pouvaient donc pas se comparer à celles des magnétites résultant de la cristallisation fractionnée de magmas basiques. Elles sont par contre proches d'une part de celles de la sidérose, d'autre part de celles des magnétites des gîtes liés à la tonalite de Mayo (Ontario).

TROISIEME PARTIE

ORIGINE DE LA MINERALISATION

Deux hypothèses nous ont paru le mieux expliquer la genèse de ce minerai très particulier :

- gîte pyrométasomatique lié à un magma acide ;
- gîte métasédimentaire dérivant, par métamorphisme général d'un niveau de sidérose.

I. - GÎTE PYROMETASOMATIQUE

Les caractères géochimiques de la magnétite excluent, nous venons de le voir, la possibilité d'un gîte en relation avec une intrusion basique ou ultrabasique.

Par contre, on peut envisager que ce minerai résulte de la cristallisation de solutions gazeuses ou liquides très riches en fer, dégagées d'une masse magmatique de nature acide. En effet, il existe une certaine similitude entre la teneur en ferrides d'une part de la magnétite de Forsyth et, d'autre part, des magnétites extraites des gîtes en relation avec la tonalite de Mayo (Ontario).

En outre, les conditions thermodynamiques de formation du minerai caractérisé par l'association fondamentale magnétite - fayalite - graphite - pyrrhotine - (cordiérite) peuvent être celles communément admises pour la genèse de gîtes pyrometasomatiques (température comprise entre 500 et 800°C).

Même si au départ, on avait des solutions oxydantes très actives, le milieu carbonaté récepteur, de par son caractère réducteur, aurait permis la formation de graphite, de fayalite et celle de magnétite à la place d'hématite.

D'ailleurs, la paragenèse majeure citée plus haut apparaît pour des pressions partielles d'oxygène voisines de 10^{-20} , donc faibles.

En outre, on peut dire, en raison de la présence de graphite formé à partir du gaz carbonique, que le système était fermé vis-à-vis du milieu extérieur ; seul l'hydrogène a pu s'échapper. L'eau et les éléments volatils (S, Cl, SO_2 , SO_3 ...) ont été utilisés sur place de diverses façons : hydrolyse de silicates primaires, formation de pyrrhotine, pyrite, scapolite.

Si cette hypothèse est parfaitement envisageable, il se pose le problème de la localisation de la masse magmatique qui aurait été la source de ces solutions minéralisantes. Il nous paraît d'abord douteux qu'il s'agisse du massif de "roches granitiques" affleurant 200 m au Sud de la mine de Forsyth. En effet, il n'a pas été détecté d'après, en particulier, le calcul de la cellule de Barth, de modifications du chimisme des gneiss et des roches carbonatées de l'enveloppe pouvant être mises en relation avec des processus metasomatiques liés à la présence de ces "roches granitiques".

Il faudrait alors faire appel à une masse éruptive profonde, non affleurante. On peut parfaitement l'imaginer, mais on ne peut pas le démontrer.

II. - GÎTE METASEDIMENTAIRE

En présence d'un gisement métallique quelconque, il semble que l'hypothèse syngénétique doive être envisagée en premier lieu. Et c'est seulement si l'observation objective des faits la contredit qu'on peut alors envisager d'autres phénomènes tels que des apports extérieurs.

Or, compte tenu des caractères structuraux, minéralogiques, pétrographiques, chimiques et géochimiques résumés dans le paragraphe précédent, il est parfaitement concevable de faire dériver le minerai de magnétite de Forsyth d'un niveau (ou d'un amas, ou d'un filon couche) de sidérose renfermant diverses impuretés telles que dolomite, argiles, sulfures de fer, intercalé dans la série sédimentaire originelle. Celle-ci est caractérisée par l'abondance des faciès carbonatés : calcaires, calcaires dolomitiques, calcaires dolomitiques plus ou moins argileux avec vraisemblablement des niveaux riches en minéraux solubles (chlorures, sulfates, etc.).

L'ensemble a été affecté par un métamorphisme général dont le degré paraît correspondre au début du faciès granulite.

Il a pu être précisé, grâce en particulier à l'emploi du géothermomètre de PERCHUCK, que la température pouvait être fixée à $700^{\circ}C \pm 20$. La pression totale aurait été comprise entre 6 et 8 Kb. Sous de telles conditions, il est possible, à partir d'une sidérose renfermant diverses impuretés telles que dolomite, minéraux argileux, pyrite, de faire apparaître les différents minéraux constitutifs du minerai.

Le schéma des diverses réactions qui ont pu se produire est donné planche 54.

La paragenèse initiale a dû être la suivante :

fayalite, magnétite, grenat, graphite, diopside - augite, (cordiérite), calcite, pyrrhotine, (pyrite).

La valeur de la fugacité de O_2 entre le début de l'apparition de la fayalite et celui de la calcite a fluctué entre 10^{-14} et 10^{-24} .

Du fait d'un abaissement de la température, diverses transformations se sont produites, en particulier, celle de la fayalite en hypersthène, celui-ci étant à son tour transformé en cummingtonite. La fayalite a pu aussi se combiner avec la cordiérite et le spinelle pour donner un grenat du type almandin. Par la suite, la présence en faible quantité d'un résidu aqueux a permis à la fayalite qui subsistait encore de se transformer partiellement en greenalite et en magnétite secondaire. Comme autres transformations, on peut signaler celle du diopside - augite en actinote et celle de l'hypersthène en talc ferrifère.

On voit ainsi qu'il y a eu plusieurs phases de cristallogenèse et, en particulier, de nombreuses générations de magnétite. Elles témoignent de fluctuations importantes des conditions thermodynamiques. La température de $700^{\circ}\text{C} \pm 20$ déterminée dans les roches encaissantes n'a pas été constante lors des diverses recristallisations à l'origine du minerai. En particulier, elle a certainement été supérieure au début de la recristallisation métamorphique.

Enfin, on peut considérer que toutes les réactions se sont déroulées dans un milieu réducteur bien marqué, souligné par la présence d'une part de graphite et d'autre part, de magnétite à la place d'hématite.

III. - AUTRES HYPOTHESES

On peut concevoir d'autres processus génétiques pour expliquer la mise en place du gisement de Forsyth. Par exemple, compte tenu de l'histoire géologique compliquée des formations cristallophylliennes de Grenville, une autre hypothèse de travail pourrait être examinée.

Les amas de magnétite de la région de Hull seraient des gîtes pyrométasomatiques liés à une intrusion acide (par exemple, le massif de "roches granitiques" du Sud), mais auraient été, comme ce dernier et les formations de l'enveloppe, repris dans une phase de métamorphisme et de plissement.

Malheureusement, nous ne disposons pas encore, à l'heure actuelle, de données suffisantes sur l'évolution métamorphique, tectonique et magmatique de la région en cours d'étude.

Une autre hypothèse possible peut être envisagée : les concentrations de fer observées dans la région de Hull seraient dues à une fixation par certaines roches chimiquement et structuralement favorables de solutions riches en cet élément qui auraient été libérées lors du métamorphisme général. Mais de telles solutions auraient dû également "apporter" d'autres éléments tels que Ti, Mn, etc. Or leurs teneurs sont excessivement basses dans la magnétite de Forsyth.

En définitive, parmi les diverses hypothèses proposées sur l'origine du gisement de magnétite de Forsyth, celle qui le fait dériver d'un amas ou d'un niveau de sidérose impure repris dans un métamorphisme général de haute intensité nous paraît être la plus plausible.

Il ne s'agirait donc pas comme G.A. GROSS, 1959, l'avait proposé dans sa classification des gisements de fer canadiens d'un "gisement contrôlé par la tectonique en lentilles présentant des phénomènes de remplacement", et placé dans le groupe V "type skarn de contact métamorphique".

Dans la classification de P. ROUTHIER, 1963, p. 909, il pourrait se ranger dans la catégorie 8' : gisement situé dans des terrains métamorphiques et à l'origine "amas dans des roches carbonatées (origine controversée, dite de substitution)". Pour nous l'origine serait ici un amas ou un banc ou un filon couché de sidérose.

QUATRIEME PARTIE

ASPECT ECONOMIQUE

Le gisement de magnétite de Forsyth connu depuis 1830 a fait l'objet de très nombreux travaux de reconnaissance et d'exploitation sporadique : fosse à ciel ouvert, grattages, sondages (53 377 pieds forés), puits de recherche descendu à 220 m de profondeur avec 6 travers-bancs tracés en direction de l'amas, tunnel incliné de 400 m de long, campagne magnétométrique.

Il a été extrait au total, à différentes périodes, 23 000 tonnes de minerai.

Les réserves prouvées sont de l'ordre de 3 500 000 tonnes à une teneur moyenne de 47,8 % Fe (R. A. BLAIS, 1965).

Un tel tonnage n'a malheureusement rien de comparable avec des gîtes de la région de Schefferville ou de la Terre de Baffin, dont certains se chiffrent par centaines de millions de tonnes. Il est bien évident que la rentabilité de ce gisement et des autres petits amas voisins est loin d'être acquise dans le contexte actuel de compétitivité internationale acharnée.

Toutefois, on ne doit pas négliger un certain contexte socio-économique propre à la région de Hull où la présence d'une petite industrie sidérurgique serait bénéfique.

Comme éléments favorables, il y a la proximité du gisement d'un centre urbain important, une teneur moyenne en fer élevée, la qualité de la magnétite pauvre en éléments pénalisants, la connaissance acquise de la géométrie de l'amas, l'existence de travaux miniers pouvant permettre une mise en exploitation dans des délais assez rapides.

Dans le calcul de la rentabilité il devra être tenu compte, non seulement du faible tonnage prouvé et de son exploitation souterraine plus onéreuse que celle à ciel ouvert pratiquée couramment à l'heure actuelle, mais aussi des investissements à faire pour la concentration du minerai (lavage magnétique, flottation, bouletage) et son traitement métallurgique.

L'éventualité de découverte d'autres amas à proximité apparaît faible, compte tenu des résultats des campagnes magnétométriques qui n'ont pas révélé d'anomalies en dehors des amas déjà connus.

BIBLIOGRAPHIE

- ABBEY (S.), 1967. - Analysis of rocks and minerals by atomic absorption spectroscopy. Geol. Surv. Canada. Paper 67-37.
- ARNOLD (R. G.), 1956. - The Fe-S system. The Fe-S joint. Carnegie Instn Washington, Yb, p. 191-195.
- 1958. - The Fe-S system. Carnegie Instn Washington. Annual report, Directory Geophysical Laboratory, vol. 57, p. 218.
- 1962. - Equilibrium relations between pyrrhotite and pyrite from 325° - 743°C. Econ. Geol., U.S.A., vol. 57, p. 72-90.
- AUBERT DE LA RUE (E.), 1956. - Région du Lac Trente et un Milles, Districts électoraux de Papineau, de Labelle et de Gatineau. Ministère des Mines (Québec).
- BARNES (H. L.), 1967. - Geochimistry of hydrothermal ore deposits, Holt, Rinehart and Winston Inc.
- BARTH (T. F. W.), 1948. - Oxygen in rocks, a basis for petrographic calculations. J. Geol., U.S.A., vol. 56, n° 1, p. 50-60.
- 1959. - Principles of classification and norm calculations of metamorphic rocks. J. Geol., U.S.A., vol. 67, p. 135-152.
- 1962. - A final proposal for calculating the mesonorm of metamorphic rocks. J. Geol., U.S.A., vol. 70, p. 497-498.
- 1962. - Theoretical petrology. John Wiley, N.Y., 2 éd.
- BASTA (E. Z.), 1959. - Some mineralogical relationships in the system $Fe_2O_3 - Fe_3O_4$ and the composition of titanomagnetite. Econ. Geol., U.S.A., vol. 54, p. 698.
- BATEMAN (A. M.), 1950, 1958. - Economic mineral deposits. John Wiley, New-York.
- BLAIS (R. A.), 1964. - Geological report on the Baffinland iron deposits, N.W.T., Canada.
- BOWEN (N. L.), 1928. - The evolution of the igneous rocks. Princeton University Press, p. 332.
- BOWEN (N. L.) and TUTTLE, 1950. - The system $Na Al Si_3O_8 - K Al Si_3O_8 H_2O$. J. Geol., U.S.A., vol. 58, p. 489-511.
- BUDDINGTON (A. F.), 1962. - Regional geology of the St. Lawrence County magnetite district, Northwest Adirondacks, New-York. Geol. surv., prof. Paper, U.S.A., paper 376.
- 1966. - The Precambrian magnetite deposits of New-York and New-Jersey. Econ. Geol., U.S.A., vol. 61, p. 484-510.
- BUDDINGTON (A. F.), FAHEY (J.) et VLISIDIS (A.), 1955. - Thermometric and petrogenetic significance of titaniferous magnetite. Amer. J. Sci., vol. 253, p. 496-532.
- BUDDINGTON (A. F.) et LINDSLEY (D. H.), 1964. - Iron titanium oxide minerals and synthetic equivalents. J. Petrol., G.B., vol. 5, n° 2, p. 310-357.
- BUSECK (P. R.), 1966. - Contact metasomatism and ore deposition conception, Del Oro, Mexico. Econ. Geol., U.S.A., vol. 61, p. 97-136.
- 1967. - Contact metasomatism and ore deposition : Tem Pierte, Nevada. Econ. Geol., U.S.A., vol. 62, p. 331-353.
- BUTLER (P. Jr.), 1969. - Mineral Compositions and Equilibria in the metamorphosed Iron Formation of the Gagnon Region, Québec, Canada. J. Petrol., G.B., vol. 10, n° 1, p. 56-100.

- * CONDIE (K.C.), 1967. - Oxygen, carbon dioxide and sulfur fugacities during diagenesis and low grade metamorphism of late precambrian subgraywackes from Northern Utah. Amer. Mineralogist, vol. 52, p. 1153-1159.
- COY-YLL (R.) and SOUDIERE (J.), 1969. - Quantitative Procedure in electron probe analysis of silicates series. Proceeding IV, National Conference on electron probe analysis, Pasadena ; California.
- DARKEN (L.S.) et GURRY (R.W.), 1945. - Equilibria and thermodynamics of liquid oxides, and other phases ; the wustite field and related equilibria ; Amer. Chem. Soc., vol. 67, p. 1398-1412.
- -- 1946. - Equilibria and thermodynamics of liquid oxides and other phases. Amer. Chem. Soc., vol. 68, p. 798-816.
- DASGUPTA (H.C.), 1967. - Intercrystalline element correlation in magnetite. Econ. Geol., U.S.A., vol. 62, p. 487-493.
- DEER (W.A.), HOWIE (R.A.) and ZUSSMANN (J.), 1965. - Rock forming minerals. John Wiley and Sons, vol. 1 à 4.
- DE LA ROCHE (H.), 1965. - Sur l'existence de plusieurs faciès géochimiques dans les schistes paléozoïques des Pyrénées luchonaises. Geol. Rdsch., Dtsch., vol. 55, p. 274-301.
- DIMROTH (E.), 1966. - Deformation in the Grenville province between Gatineau and Petite Nation Rivers, Québec. N. JB. Miner. Ab., p. 93-109.
- DRESCHER KADEN (F.K.), 1948. - Die Feldspath Quartz Reaktionsgefüge der Granite und Gneiss. Springer Verlag, Berlin (résumé en Anglais).
- ECKERMANN (H. von), 1922. - The rocks and contact minerals of the Mansjö Mountain. Geol. Fören. Stockholm Förh., vol. 44, p. 203.
- EDELMAN (N.), 1944. - Microcline Porphyroblasts with myrmekite rims. Bull. Commiss. Geol. Finl. Bull. n° 144, p. 73-80.
- EDWARDS (A.B.), 1938. - The formation of iddingsite. Amer. Mineralogist, vol. 23, n° 4, p. 277-281.
- 1965. - Texture of the ore minerals and their significance. Australian Institute of Mining and Metallurgy.
- EMMONS (R.C.), 1964. - The universal stage. Geol. Surv., U.S.A., Memoir 8.
- ERNST (W.G.), 1966. - Synthesis and stability relations of ferrotremolite. Amer. J. Sci., vol. 264, p. 37-65.
- ESKOLA (P.), 1950. - The nature of metamorphism in the processes of granitization. Inst. Geol., G.B., Rapp. du 18e congrès, partie III, p. 5-13.
- * EUGSTER (H.P.), 1959. - Reduction and oxidation in metamorphism. Research in Geochemistry. Abelson.
- 1960. - Recent experimental studies on stability and phase relations of hydrous iron silicates. Korzhinskii volume, Moscow. (en Russe).
- EUGSTER (H.P.) and WONES (D.R.), 1962. - Stability relations of the ferruginous biotite annite. J. Petrol., G.B., vol. 3, p. 82-125.
- FISHER (G.W.), 1965 - 1966. - Fe Mg Olivine solid solutions, Carnegie Institution. Ann. Rept. of the Dir. geophy. Lab., p. 209-217.
- FLASCHEN (S.S.) et OSBORN (E.F.), 1957. - Studies of the system iron oxide silica water at low oxygen partial pressures. Econ. Geol., U.S.A., vol. 52, p. 923.
- FONTEILLES (M.), 1962. - Contribution à l'étude des skarns de Kamioka, préfecture de Gifu, Japon. J. Fac. Sci. Univ. Tokyo, 2.
- * FRENCH (B.M.) and EUGSTER (H.P.), 1965. - Experimental control of oxygen fugacities by graphite gas equilibriums. J. Geophys. Res., U.S.A., Rec. 70, p. 1529-1539.
- FRENCH (B.M.) and ROSENBERG (P.E.), 1965. - Siderite Fe CO₃ ; Thermal decomposition in equilibrium with graphite. Science, U.S.A., vol. 147, p. 1283-1284.

- FRENCH (B.M.) and EUGSTER (P.), 1962. - Stability of Siderite Fe CO₃. Meeting of the Geological Survey of America. p. 55 A, 56 A.
- FRENCH (B.M.), 1964. - Graphitization of organic material in a progressively metamorphosed precambrian iron formation. Science, U.S.A., vol. 146, p. 917-918.
- 1968. - Progressive contact metamorphism of the Biwabik iron formation, Mesabi Range, Minnesota, Minneapolis. The University of Minnesota Press, p. 103.
- FYFE (W.S.), TURNER (F.J.) et VERHOOGEN (J.), 1958. - Metamorphic reactions and metamorphic facies. Mem. Geol. Soc. Amer., n° 73, p. 156.
- GARRELS (R.M.) et CHRIST (C.L.), 1965. - Solutions, Minerals, and Equilibria. Harper and Row ; Publishers, Incorporated, New-York.
- GEIJER (P.), 1925. - Eulysitic iron ore in Northern Sweden. Sveriges geol. Undersökg, C. n° 324, p. 15.
- GELINAS (L.) et SISI (J.C.), 1968. - Thermodynamique appliquée à la pétrologie. Ecole Polytechnique, Montréal. 219 p.
- 1969. - Programmation du calcul de la norme CIPW. Ecole Polytechnique, Montréal. 85 p.
- GIBLIN (P.E.), 1960. - A study of the magnetite deposits of Mayo Township, Ontario. University of Toronto. Thèse de Ph. D., non publiée.
- GILBERT (M.C.), 1966. - Synthesis and stability relations of the Hornblende ferro-pargasite. Amer. J. Sci., vol. 264, n° 9, p. 698-742.
- GROSS (G.A.), - Geology of iron deposits in Canada :
- 1965. - General geology and evaluation of iron deposits. Geol. Surv. Canada, Econ. Geol. Rep.
- 1967. - Iron deposits in the Appalachian and Grenville Regions of Canada. Geol. Surv. Canada, Econ. Geol. Rep., n° 22.
- GRUNER (J.W.), 1922. - The origin of the sedimentary iron formations. The Biwabik Formation of the Mesabi Range. Econ. Geol., U.S.A., vol. 17, p. 407.
- 1936. - The structure and chemical composition of Greenalite. Amer. Mineralogist, vol. 21.
- GUITARD (G.) et LAFFITE (P.), 1958. - Les calcaires métamorphiques et les skarns du pic de Castabonne (P-O) ; Sci. de la Terre, Fr., tome VI, p. 57-137.
- GUNDERSEN (J.N.) et SCHWARTZ (G.M.), 1962. - The geology of the metamorphosed Biwabik iron formation, Eastern Mesabi district, Minnesota. Bull. Geol. Survey ; Minnesota. Bull. 43, p. 139.
- GUNN (B.M.), 1967. - The incident attenuation factor in X Ray emission analysis and the determination of some heavy elements in standard rocks. Canadian Spectroscopy, vol. 12, n° 5, p. 3-8.
- 1967. - Matrix correction for X Ray fluorescence by digital computer. Canadian Spectroscopy, vol. 12, n° 2, p. 41-46.
- HAGNER (A.F.) and COLLINS (L.G.), 1967. - Magnetite ore formed during regional metamorphism, Ausable magnetite District, New-York. Econ. Geol., U.S.A., vol. 62, p. 1034-1071.
- HÄRME (M.), 1958. - Examples of the granitization of plutonic rocks. Bull. Commiss. Geol. Finl., vol. 180, p. 45-64.
- HASHIMOTO (T.) et BELAND (R.), 1968. - Low to medium grade metamorphism in silicate iron formations of the Cape Smith Belt, New Québec, Canada. Canad. J. Earth. Sci., vol. 5, n° 4, p. 881-892.
- HAWKES JR. (H.E.), 1946. - Olivine from Northern California showing perfect cleavage. Amer. Mineralogist., vol. 31, p. 276-283.
- HELLNER (E.) and SCHURMANN (K.), 1966. - Stability of metamorphic amphiboles, the tremolite ferro-actinolites series. J. Geol., U.S.A., vol. 74, n° 3, p. 322-331.
- HIETANEN (A.), 1966. - On the facies series in various types of metamorphism. Geol. Surv., U.S.A., Menlo park, California.
- HJELMQVIST (S.), 1950. - The titaniferous iron ore deposit of Taberg in the South of Sweden. Sveriges Geol. Undersökg, Ab., vol. 43, n° 10.

- HOLLAND (H.D.), 1959. - Some applications of thermochemical data to problems of ore deposits ; stability relations among the oxides, sulfides, sulfates and carbonates of ore and gangue minerals. Econ. Geol., U.S.A., vol. 54, p. 184-233.
- 1965. - (II) Mineral assemblages and the composition of ore forming fluids ; Econ. Geol., U.S.A., vol. 60, p. 1101-1166.
- HOUCHEMAND-ZADEH (A.), 1969. - Métamorphisme et granitisation du Massif de Chapédon, Iran Central. Thèse de Docteur Ingénieur, Grenoble.
- HSU (L.C.), 1968. - Selected phase relationships in the system Al - Mn - Fe - Si - O H, a model for garnet equilibria. J. Petrol., G.B., vol. 9, n° 1, p. 40-83.
- JOHANSEN (A.), 1937. - A descriptive petrography of the igneous rocks. University Press of Chicago, vol. IV, p. 412-413.
- JUNG (J.), 1963. - Précis de pétrographie.
- KELLEY (K.K.), 1960. - Contributions to the data on theoretical metallurgy. 13. High temperatures heat content, heat capacity and entropy data for the elements, and inorganic compounds. U.S. Bur. Mines Bull. 584.
- KENNEDY (G.C.), 1948. - Equilibrium between volatiles and iron oxides in igneous rocks. Amer. J. Sci., vol. 246, p. 529-549.
- KERN (R.) et WEISBROD (A.), 1964. - Thermodynamique de base pour minéralogistes, pétrographes et géologues. Paris, Masson, éd.
- KISELEVA (L.A.), 1968. - Dependence of ferroactinolite hedenbergite equilibrium on temperature and the activity of calcium. Geokhimiya, S.S.S.R., n° 1, p. 37-45.
- KLEIN (C.), 1964. - Cummingtonite-grunerite series. A chemical and X Ray study. Amer. Mineralogist., vol. 49, p. 963-982.
- 1966. - Mineralogy and Petrology of the metamorphosed Wabush iron formation. Southwestern Labrador. J. Petrol., G.B., vol. 7, p. 246-305.
- 1968. - Coexisting amphiboles. J. Petrol., G.B., vol. 9, n° 2, p. 329.
- KLOTZ (I.), 1964. - Chemical Thermodynamics ; basic theory and methods. W.A. Benjamin Inc., New-York.
- KORZHINSKII (D.S.), 1955. - An outline of metasomatic process. Inter. geology Rev., vol. 6, n° 10, p. 1713-1734 ; n° 11, p. 1920-1952 ; n° 12, p. 2169-2198 (traduit du Russe).
- 1959. - Physicochemical basis of the analysis of the paragenesis of minerals ; (traduit du Russe). Consultants Bureau Inc., New-York.
- KRANCK (S.H.), 1961. - A study of phase equilibrium in a metamorphic iron formation. J. Petrol., G.B., vol. 2, p. 137-184.
- KRAUSKOPF (K.), 1967. - Introduction to Geochemistry. McGraw-Hill, Inc., New-York.
- KRETZ (R.), 1959. - Chemical study of garnet, biotite and hornblende from gneisses of southwestern Québec, with emphasis on distribution of elements in coexisting minerals. J. Geol., U.S.A., vol. 67, p. 371.
- 1960. - The distribution of certain element among coexisting calcic pyroxenes, calcic amphiboles, and biotites in skarns. Geochim. cosmochim. Acta, G.B., vol. 20, p. 161.
- 1961. - Some applications of thermodynamics to coexisting minerals of variable composition. Examples : orthopyroxene - clinopyroxene and orthopyroxene - garnet. J. Geol., U.S.A., vol. 69, p. 361.
- * KRISHNA RAO (J.S.R.) and MALLESWARA RAO (V.), 1965. - Occurrence and origin of graphite in parts of Eastern Ghats, South India. Econ. Geol., U.S.A., vol. 60, p. 1046-1051.
- KUBASCHEWSKI (O.) et EVANS (E.L.), 1958. - Metallurgical Thermochemistry, 3^d ed., Pergamon Press, New-York.
- KULLERUD (G.) et YODER (H.S.), 1956. - The upper stability curve of pyrite. Carnegie Inst. Washington, Ann. rept. Dir. geophys. Lab., vol. 55, p. 181.
- 1959. - Pyrite Stability in the Fe-S system. Econ. Geol., U.S.A., vol. 54, p. 533-569.

- KULLERUD (G.), 1965-1966. - The Fe - S - O - H system. Carnegie Inst. Ann. rept. of the Dir. geophys. Lab. p. 252-254.
- LAFFITE (P.), 1957. - Introduction à l'étude des roches métamorphiques et des gîtes métallifères. Masson, Paris.
- LEINE (L.), 1967. - Geology of a magnetite deposit of the Mg skarn type near Marbella, Spain. Econ. Geol., U.S.A., vol. 62, p. 926-931.
- LEONARD (B.F.) and BUDDINGTON (A.F.), 1964. - Ore deposits of the St. Lawrence County magnetite district, Northwest Adirondacks, New-York. Geol. Surv. prof. Paper, U.S.A., paper 377.
- LINDSLEY (D.H.), 1965-1966. - Pressure temperature relations in the system FeO, SiO₂. Carnegie Instn., p. 226-230.
- LOGAN (W.E.), 1850. - Report of progress for the year 1849-1850. Geol. Surv. Canada.
-- 1857. - Report of progress for the years 1853-54-55-56. Geol. Surv. Canada.
- MARMO (V.), 1959. - On the TiO₂ content of magnetites as a petrogenetic hint. Amer. J. Sci., vol. 257, p. 144-149.
- MARTIGNOLE (J.), 1968. - Evolution pétrotectionique des formations catazonées de la région de Schawinigan (Québec) Province de Grenville. Bouclier Canadien. Université de Toulouse. Thèse d'Université.
- MILES (K.R.), 1943. - Grunerite in Western Australia. Amer. Mineralogist, vol. 28, p. 25-38.
-- 1946. - Metamorphism of the Jasper bars of western Australia. Geol. Soc. G.B., quart J 102, p. 115-154.
- MIYASHIRO (A.), 1953. - Calcium-poor garnet in relation to metamorphism. Geochim. cosmochim. Acta, G.B. vol. 4, p. 179.
--- 1960. - Thermodynamics of reactions of rocks forming minerals with silic ; Decomposition reactions of phlogopite. Jap. J. Geol. Geogr., vol. 31, n° 2-4, p. 241-246.
*-- 1964. - Oxydation and reduction in the Earth's crust with special reference to the role of graphite. Geochim. cosmochim. Acta, G.B., vol. 28, p. 717-729.
- MUAN (A.), 1958. - Phase equilibria at high temperatures in oxyde systems involving changes in oxidation states. Amer. J. Sci., vol. 256, p. 171.
-- 1967. - Determination of thermodynamic properties of silicates from locations of conjugation lines in ternary system. Amer. Mineralogist, vol. 52, p. 797-803.
- MUAN (A.) et OSBORN (E.F.), 1956. - Phase equilibria at liquidus temperatures in the system Mg O - Fe O - Fe₂O₃ - Si O₂. J. Amer. Ceram. Soc., vol. 39, p. 121.
- MUELLER (R.F.), 1960. - Compositional characteristics and equilibrium relations in mineral assemblages of a metamorphosed iron formation. Amer. J. Sci., vol. 258, p. 449-497.
- NALDRETT (A.J.), 1969. - A portion of the system Fe - S - O, between 900 and 1080° C and its application to sulfide ore magmas. J. Petrol., G.B., vol. 10, n° 2, p. 171.
- NALDRETT (A.J.) and RICHARDSON (S.W.), 1967. - Effect of water on the melting of pyrrhotite-magnetite assemblages. Carnegie Instn. Ann. rept. of the Dir. Geophys. Lab., p. 429-431.
- NIGGLI (P.), 1952. - Rocks and mineral deposits. W.H. Freeman and Company, San Francisco.
- OSTROVSKII (I.A.) and OL'SHANSKII (Y.I.), 1956. - The system Fe₃O₄ - Fe₂SiO₄. Akad. Nauk S.S.S.R. Dokl., vol. 107, p. 881-883. (en russe).
- PALACHE (C.), 1950. - Fayalite at Rockport, Massachusetts. Amer. Mineralogist, vol. 35, p. 877-881.
- PALM (Q.A.), 1958. - Les roches cristallines des Cévennes médianes à hauteur de Largentière, Ardèche, France. Géol. ultraiect., Pays-Bas, n° 3.
- PALMGREN (J.), 1917. - Die Eulysite von Sodermanland. Ibid XIV, p. 109-225.
- PARK (F.B.), 1965. - Equilibrium temperature, PS₂ and PO₂ during formation of the Marmoraton pyrometasomatic iron deposit. Econ. Geol., U.S.A., vol. 60, p. 1366-1379.

- PARK (C.F. jr.) and MACDIARMID (R. A.), 1964. - Ore deposits. W.H. Freeman, San Francisco, p. 475.
- PERCHUK (L. L.), 1969. - Mineralogy : The biotite garnet geothermometer. Dokl. Akad. Nauk S.S.S.R., vol. 177, p. 131-134.
- PERRAULT (G.), 1955. - Geology of the western margin of the Labrador trough. Université de Toronto, Ontario, Canada. (Thèse de Ph. D., non publiée).
- PHAN (K. D.), 1967. - Les skarns et les minéralisations qui leur sont liées. Essai d'analyse bibliographique, B.R.G.M., DS. 67-A127, p. 76.
- RAMBERG (H.), 1952. - The origin of metamorphic and metasomatic rocks. University of Chicago Press. 317 p.
- RAMBERG (H.) et DEVORE (G.), 1951. - The distribution of Fe⁺⁺ and Mg⁺⁺ in coexisting olivines and pyroxenes. J. Geol., U.S.A., vol. 59, p. 193.
- RAMDOHR (P.), 1953. - Ulvospinel and its significance in titaniferous iron ores. Econ. Geol., U.S.A., vol. 48, p. 677-688.
- RANKAMA (K.) et SAHAMATH (G.), 1960. - Geochemistry. University of Chicago Press. 4e édition.
- RINGWOOD (A. E.), 1959. - The olivine spinel inversion on fayalite. Amer. Mineralogist., vol. 44, p. 659-661.
- ROUBAULT (M.), 1963. - Détermination des minéraux des roches au microscope polarisant.
- ROUTHIER (P.), 1963. - Les gisements métallifères. Paris, Masson, éd.
- SAHAMA (Th. G.) and HYTONEN (K.), 1958. - Calcium bearing magnesium-iron olivines. Amer. Mineralogist., vol. 43, p. 862-871.
- SARAP (H.), 1957. - Studien Anden Skarnmineralien der Asgrube im Eisenerzfeld von Norberg Millelschweden (English summary). Geol. Fören. Stockholm Förh., vol. 79, p. 542-571.
- SEGUIN (M.), 1965. - The Fe - C - O - S + (H₂O) system, McGill University, Montreal (Thèse de Ph. D. non publiée).
- 1968. - The Fe - C - O - S + (H₂O) system (1) Experimental results. Naturaliste canad., vol. 95, p. 1195-1215.
- SHAW (D. M.), 1960. - The geochemistry of scapolite. J. Petrol., G.B., n° 1, p. 218-285.
- 1964. - Interprétation géochimique des éléments en traces dans les roches cristallines. Masson, Paris.
- SHAW (D. M.), MOXHAM (R. L.), FILBY (R. H.) and LAPKOWSKY (W. W.), 1963. - The petrology and geochemistry of some Grenville skarns. Canad. Mineralogist., vol. 7, p. 420-442, 578, 616.
- SHAW (D. M.), SCHWARCZ (H. P.) and SHEPPARD (S. M. F.), 1965. - Petrology of two scapolite skarns. Canad. J. Earth Sci., vol. 2, n° 6, p. 577-595.
- SIMONEN (A.), 1948. - On the petrology of the Aulanko area in Southwestern Finland. Bull. Commiss. Geol. Finl., n° 143, p. 1-66.
- SMITH (F. G.), 1962. - Physical geochemistry. Addison-Wesley Publishing Company Inc.
- SOUDIERE (J.) et COY-YLL (R.). - Utilisation des courbes de correction prédéterminées pour l'analyse des olivines à la microsonde électronique. Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr. (sous presse).
- SPEIDEL (D. H.), 1967. - Element distribution among coexisting phases in the system MgO, FeO, Fe₂O₃, SiO₂ as a function of temperature and oxygen fugacity. Amer. Mineralogist., vol. 52, p. 1139-1152.
- SRIRAMADAS (A.), 1954. - Diagrams for the correlation of unit cell edges and refractive indices with the chemical composition of garnets. Amer. Mineralogist., vol. 42, p. 296-298.
- STOCKWELL (C. H.), 1961. - Structural provinces, orogenies and time classification of rocks of the Canadian Precambrian shield ; in London, J. A. (compiler). Age determinations by the Geological Survey of Canada. Geol. Surv. Canada, Paper 61.17, p. 108-118.
- THOMPSON (J. B.), 1955. - The thermodynamic basis for the mineral facies concept. Amer. J. Sci., vol. 253, p. 65-103.
- 1957. - The graphical analysis of mineral assemblages in pelitic schists. Amer. Mineralogist., vol. 42, p. 842-858.

- THOMPSON (J.B.), 1959. - Local equilibrium in metasomatic process. Research in geochemistry. Philip H. Abelson.
- THOMPSON (J.E.), 1956. - The Grenville problem. R. Soc. Canada Spec. Publ., n° 1.
- TILLEY (C.E.), 1936. - Eulysites and related rocks from Loch Duich, Ross shire. Min. Mag., vol. 24, p. 331.
- TURNER (F.J.), 1968. - Metamorphic petrology. Mineralogical and Field aspects, McGraw-Hill. International series in the Earth and Planetary Sciences.
- TURNER (F.J.) et VERHOOGEN (J.), 1960. - Igneous and Metamorphic petrology. McGraw-Hill, éd.
- TURNOCK (A.C.), 1959. - Spinel. Ann. Rept. Dir. Geophys. Lab. Carnegie Instn. Washington Yb. 58, p. 134.
- TURNOCK (A.C.) and EUGSTER (H.P.), 1958. - Magnetite-hercynite relations. Ann. Rept. Dir. geophys. Lab., Carnegie Instn. Washington, Yb ; 57, p. 209.
- TUTTLE (O.F.) and BOWEN (N.L.), 1958. - Origin of granite in light of experimental studies. Geol. Surv. Mem., U.S.A., Mem. 74.
- VAN DE KAMP, 1968. - Geochemistry and origin of metasediments in the Haliburton Madoc area ; southeastern Ontario. Canad. J. Earth Sci., vol. 5, p. 1337-1372.
- VERHOOGEN (J.), 1962. - Distribution of titanium between silicates and oxides in igneous rocks. Amer. J. Sci., vol. 260, p. 211-220.
- VINCENT (E.A.) and PHILLIPS (R.), 1954. - Iron-Titanium oxide minerals in layered gabbros of the Skaergaard intrusion, east Greenland. Geochim. cosmochim. Acta, G.B., vol. 6, p. 1.
- WAARD (D. de), 1965 a. - The occurrence of garnet in the granulite facies terrane of the Adirondack Highlands. J. Petrol. G.B., p. 165-191.
- 1965 b. - A proposed subdivision of the granulite facies. Amer. J. Sci., vol. 263, p. 455-461.
- WAGER (L.R.) and MITCHELL (R.L.), 1951. - The distribution of trace elements during strong fractionation of basic magma - a further study of the Skaergaard intrusion, east Greenland. Geochim. cosmochim. Acta, G.B., vol. 1, p. 129.
- WELDAY (B.B.), BAIRD (A.K.), MCINTYRE (D.B.) and MADLEY (K.W.), 1964. - Silicate sample preparation for light elements analysis by X Ray spectrography. Amer. Mineralogist., vol. 49, p. 889-903.
- WHITE (D.A.), 1954. - The stratigraphy and structure of the Mesabi range. Minnesota Minn. Geol. Surv. Bull. 38, p. 92.
- WILLIAMS (H.), TURNER (F.J.) and GILBERT (C.M.), 1955. - Petrography. Freeman W.H. and Company, Eds.
- WINKLER (H.G.F.), 1967. - Petrogenesis of metamorphic rocks (revised second ed.). Springer Verlag, New-York.
- WYLLIE (P.J.), 1965. - Melting relationships in the system Ca O - Mg O - CO₂ - H₂O with petrological applications. J. Petrol. G.B., vol. 6, p. 101-123.
- WYNNE-EDWARDS (H.R.) and HAY (P.W.), 1963. - Coexisting cordierite and garnet in regionally metamorphosed rocks from the Wesport area, Ontario. Canad. Mineral., vol. 7, p. 453-478.
- 1964. - The Grenville province and its tectonic significance. Proc. geol. Assoc. Canada., vol. 15, Part. 2, p. 53-67.
- 1967. - Wesport map area, Ontario with special emphasis on the Precambrian rocks. Geol. Surv. Canada Mem. 346.
- YODER (H.S.), 1955 a. - Almandite garnet stability range. Amer. Mineralogist., vol. 40, p. 342 (résumé).
- 1955 b. - Role of water in metamorphism. Geol. Soc. Amer., spec. Paper 62, p. 521.
- 1957. - Isograd problems in metamorphosed iron-rich sediments. Ann. Rept. Dir. of the Geophys. Lab., Carnegie Instn. Washington. Paper n° 1277.
- 1958. - Effects of water on the melting of silicates. Ann. Rept. Geophys. Lab., Washington.
- YODER (H.S.) and CHINNER (G.A.), 1960. - Almandite pyrope water system at 10 000 bars. Carnegie Instn., Washington, Yb. 59, p. 81-84.

YODER (H.S.) and SAHAMA (Th.G.), 1957. - Olivine X Ray determinative curve. Amer. Mineralogist., vol. 42, p. 475-489.

ZEN (E. An.), 1963. - Components, phases and criteria of chemical equilibrium in rocks. Amer. J. Sci., vol. 261, p. 929-942.

ERRATUMS

BARD (J. P.), 1969. - Le métamorphisme régional progressif des Sierras d'Aracena en Andalousie occidentale (Espagne) Sa place dans le segment hercynien sub-ibérique. - Thèse Doctorat Sciences Naturelles Montpellier - France.

ERNST (W.G.), 1968. - Amphiboles. Springer Verlag - Berlin, 125 p.

MIYASHIRO (A.), 1957. - Cordierite - Indialite relations. Amer. J. Sci., 255, p. 43-62.

--- 1963. - Calcium poor garnet in relation to metamorphism - Geoch. Cosmoch. Acta, 4, p. 179-208.

SCHREYER (W.) et YODER (H.S.), 1959. - Instability of anhydrous Mg cordierite at high pressures. Carnegie Instn. Wash. Year book, p. 90-91.

--- 1964. - The cordierite H₂O and related rocks. N. Jb. Miner. Ab. 101, 3 p. 271-342.

POURRET (G.), 1969. - Etude pétrographique et structurale de la série cristallophyllienne de Grenville. Région du lac Mac Gillivray - Province de Québec - Canada. Thèse Doctorat de 3e cycle - Grenoble - France.

Vu,
Grenoble, le
Le Président de la thèse,

R. MICHEL

Vu,
Grenoble, le
Le Doyen de la Faculté des Sciences,

E. BONNIER

Vu, et permis d'imprimer
Le Recteur de l'Académie de Grenoble

M. NIVEAU