HAL
open science

Etude métallogénique de la mine Copper Cliff (Cu-Au), Chibougamau, Comté d'Abitibi-Est, province de Québec, Canada

Patrice Christmann

To cite this version:

Patrice Christmann. Etude métallogénique de la mine Copper Cliff (Cu-Au), Chibougamau, Comté d'Abitibi-Est, province de Québec, Canada. Minéralogie. Universite Scientifique et Médicale de Grenoble, 1979. Français. NNT : . tel-00756663

HAL Id: tel-00756663

https://theses.hal.science/tel-00756663v1

Submitted on 23 Nov 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.

205.142
1979
94

Double

205142
1979
94

B.U.S. GRENOBLE
D 052 302059 3

THÈSE

présentée

A L'UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE ET MÉDICALE
DE GRENOBLE

POUR L'OBTENTION DU GRADE DE
DOCTEUR DE SPÉCIALITÉ (3° Cycle)
GÉOLOGIE APPLIQUÉE Mention: Pétrologie-Métallogénie

PAR
Patrice CHRISTMANN

ÉTUDE MÉTALLOGÉNIQUE DE LA MINE COPPER CLIFF (Cu-Au), CHIBOUGAMAU, COMTÉ D'ABITIBI-EST PROVINCE DE QUÉBEC, CANADA

BIBLIOTHÈQUE
GRENOBLE
INTERUNIVERSITAIRE

Soutenue le 3 juillet 1979 devant la commission d'examen

Président: Monsieur R. MICHEL Professeur U. S. M. G.
Rapporteur: Monsieur P. GIRAUD Professeur U. S. M. G.
Examinateur: Monsieur M. CHENEVOY Professeur Université C. Bernard Lyon
" Monsieur G. BUFFET Attaché de Recherche C. N. R. S.
" Monsieur A. F. LAURIN Directeur Général de la recherche Géologique et Minérale. M. R. N. Q.

205142
1979
94

THÈSE

présentée

A L'UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE ET MÉDICALE
DE GRENOBLE

POUR L'OBTENTION DU GRADE DE
DOCTEUR DE SPÉCIALITÉ (3° Cycle)
GÉOLOGIE APPLIQUÉE Mention: Pétrologie-Métallogénie

PAR
Patrice CHRISTMANN

ÉTUDE MÉTALLOGÉNIQUE DE LA MINE COPPER CLIFF (Cu-Au), CHIBOUGAMAU, COMTÉ D'ABITIBI-EST PROVINCE DE QUÉBEC, CANADA

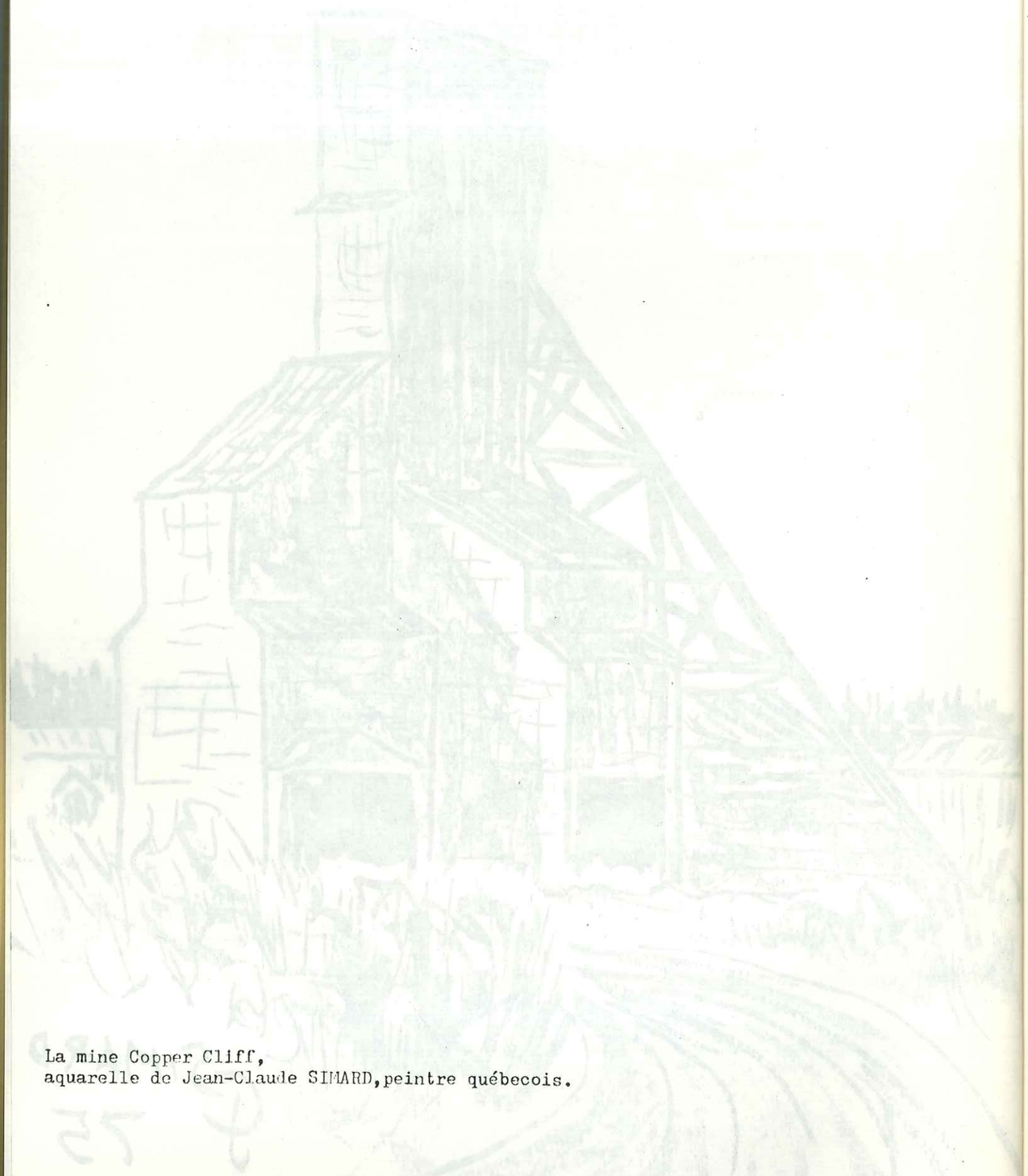
T. 79/345

BIBLIOTHÈQUE GRENOBLE INTERUNIVERSITAIRE

Soutenue le 3 juillet 1979 devant la commission d'examen

Président: Monsieur R. MICHEL Professeur U. S. M. G.
Rapporteur: Monsieur P. GIRAUD Professeur U. S. M. G.
Examinateur: Monsieur M. CHENEVOY Professeur Université C. Bernard Lyon
" Monsieur G. BUFFET Attaché de Recherche C. N. R. S.
" Monsieur A. F. LAURIN Directeur Général de la recherche Géologique et Minérale. M. R. N. Q.

SIMARD
75



La mine Copper Cliff,
aquarelle de Jean-Claude SIMARD, peintre québecois.

ABSTRACT

The orebodies at the Copper Cliff consist of chalcopyrite lenses enclosed in a shear zone cutting accross the anorthosite zone of the Doré lake complex. This deposit is located approximately four kilometres away from the trondhjemitic Chibougamau pluton, which is intruded into the Doré lake complex. All these rocks are of Archean age.

The ore contains traces of gold, silver and zinc in addition to copper. Only gold is recovered.

This geological study revealed concentric hydrothermal alteration zones, probably contemporaneous with the mineralization. From periphery to center the following zones could be distinguished:

- a propylitized zone ("fresh" meta-anorthosite);
- a paragonite ± muscovite zone;
- an iron-rich chlorite zone.

The latter zone is generally closely associated with the ore lenses. Some lithological units contain a high percentage of iron-rich carbonates, probably developed during a second phase of hydrothermal alteration.

This zonality is equally observed in the composition and/or distribution of the alteration minerals:

- the Fe^{2+} content of chlorite and carbonates increases from the outer towards the inner zones;
- variable amounts of muscovite are generally associated with the inner zones whereas this mineral is inexistent in the outer zones.

The ore and its host-rocks were submitted to one or several deformation and recristallisation phases. The brittle minerals frequently show cataclastic textures, whereas ductile minerals display only discrete deformation textures (e.g.: twinning in chalcopyrite). The chalcopyrite being a ductile mineral flowed parallel to the shistosity planes. The deformation textures were more or less obliterated during the final recristallisation phases (e.g.: magnetite).

The physico-chemical conditions of these deformations and recristallisations are consistent with the regional greenshist facies metamorphosm, which deeply affected the deposit and its host rock.

The petrographic and microstructural features of the dykes and of their contacts with the ore lenses show that they were intended before the deposition of the mineralisation. Their mineralogical and geochemical composition shows that they are microgabbros or basalts, probably akin with flows younger than the intrusion of the Chibougamau pluton.

The geochemical study is based on the quantitative analysis of 22 chemical elements in 122 samples, picked up every 3 metres along a cross-section of the -390 metres level (-1,275 feet).

The mono- and bivariable statistical study revealed several interesting geochemical features:

- uniform chemical composition of the dykes;
- remobilizing of some elements like Si, Al, Mg, Ca, Na, etc... in relationship with the hydrothermal alteration;
- this remobilizing process caused either a leaching of some elements e.g.: Si, Al, Mg, Ca) or a redistribution at the scale of the deposit (e.g.: Na and perhaps B);
- introduction of some elements (e.g.: K, H, Cu, S, Fe^{2+}).

The multivariable statistical study using computerized factor analysis method allowed to draw synthetic diagrams showing the major geochemical features and the relationships between each alteration zone or facies.

These diagrams suggest the existence of geochemical process which could not be deduced from the mono- and bivariable study:

- possible substitution of a part of Al by B and of a part of Ca by Cd in the plagioclases of the original anorthosite;
- substitution by Zn of a part of the Mg in the chlorites;
- existence of a Pb-Bi geochemical mineralization, whose distribution is independant of that of the cupriferous mineralisation;
- coexistence of K and to a lesser extent of Na, with Cu and Fe^{2+} within the mineralizing fluid.

The synthesis of the observations recorded during this study, and their comparison with the published experimental data, permits the following conclusions:

- the formation of the ore deposit took place before or during the regional metamorphism;
- hydrolysis is one of the principal mechanisms of the wall-rock alteration. It was followed by a carbonatation phase;
- the distribution of the alteration minerals is related with the physical and chemical evolution of the mineralizing fluid during its migration through the rocks enclosing its access channels;
- S, K, Fe^{2+}, H and C were introduced in much more high quantities than Cu;
- the introduction of large quantities of H_2, K and B implies a magmatic source for the mineralizing fluid. However the metals may have a different source than that of the mineralizing fluid, since the latter might have dissolved and transported Cu traces originally contained in rocks of the Doré lake complex, which make up the major part of the wall rocks that the fluid had to percolate on its way from the magmatic source to the place of sulfide precipitation.

Certain conclusions of this study may be of practical value for the mining exploration in this area. For instance the study of the Fe^{2+}/R^{2+} ratio in chlorite and/or of the K and B content of shear zones should allow a better recognition of the interesting alteration zones, likely to be associated with chalcopyrites lenses.

=:=:=:=:=:=:=

RESUME

La mine Copper Cliff exploite des lentilles de chalcopyrite contenues dans une zone de laminage recoupant la zone anorthositique du complexe du lac Doré. Ce gisement est situé à environ quatre kilomètres au N du pluton trondhjémitique de Chibougamau, intrusif dans le complexe du lac Doré. L'ensemble de ces roches est d'âge Archéen.

Le minerai contient en plus du cuivre des traces d'or, d'argent et de zinc. Seul l'or est récupéré.

Cette étude géologique a permis de reconnaître l'existence de zones concentriques d'altération hydrothermale, probablement congénères de la minéralisation. De la zone la plus externe à la plus interne on distingue:

- une zone propylitisée (méta-anorthosite "fraîche"),
- une zone à paragonite ± muscovite,
- une zone à chlorite ferrifère.

Cette dernière est généralement associée aux lentilles minéralisées. Certaines unités lithologiques sont riches en carbonates ferrifères, probablement formés lors d'une seconde phase d'altération hydrothermale.

Cette zonalité s'observe également dans la composition et/ou la distribution des minéraux d'altération:

- la teneur en Fe_2^+ de la chlorite et des carbonates augmente lorsqu'on va des zones externes vers les zones les plus internes;
- des quantités variables de muscovite sont généralement associées aux zones internes, alors que ce minéral est inexistant dans les zones externes.

La minéralisation et son encaissant ont subi une ou plusieurs phases de déformation et de recristallisation. Les minéraux incompétents présentent souvent des structures cataclastiques, alors que les minéraux ductiles ne montrent que des structures de déformation plus discrètes (macles de la chalcopyrite par ex.). La chalcopyrite, minéral ductile, a flué parallèlement aux plans de schistosité. Les structures de déformation ont ensuite été plus ou moins complètement effacées lors de la phase de recristallisation finale (cas de la magnétite).

Les conditions physico-chimiques de ces déformations et de ces recristallisations sont compatibles avec le métamorphisme régional au faciès des schistes verts, qui a profondément affecté le gisement et son encaissant.

Les caractères pétrographiques et microstructuraux des dykes et de leurs contacts avec les lentilles minéralisées montrent que leur mise en place est antérieure à celle de la minéralisation. Leur composition minéralogique et géochimique indique qu'il s'agit de microgabbros ou de basaltes, probablement liés à des coulées postérieures à l'intrusion du pluton de Chibougamau.

L'analyse quantitative de 22 éléments chimiques dans les 122 échantillons prélevés avec un espacement de 3 mètres le long d'une coupe du niveau -390 mètres (1.275 pieds), sert de base à l'étude géochimique du gisement.

L'étude statistique mono- et bivariable a permis la mise en évidence de plusieurs caractères géochimiques intéressants:

- grande homogénéité de la composition des dykes,
- existence de remobilisations, liées à l'altération hydrothermale, d'éléments tels que Si, Al, Mg, Ca, Na, etc... Ces remobilisations se traduisent soit par un départ de l'élément (cas par ex. de Si, Al, Mg, Ca), soit par une redistribution à l'échelle du gisement (cas par ex. de Na et peut-être de B),
- existence d'apports métasomatiques (par ex. de K, H, Cu, S, Fe_2^+).

La construction de diagrammes synthétiques permettant de visualiser les principaux caractères géochimiques et les relations entre chaque zone ou faciès d'altération, a été rendue possible grâce à l'étude statistique multivariable par analyse en composantes principales normées.

Ces diagrammes suggèrent des caractères géochimiques qui n'ont pas pu être déduits de l'étude statistique mono- et bivariable:

- possibilité d'une substitution dans les plagioclases de l'anorthosite d'origine, d'une partie d'Al par B et d'une partie de Ca par Cd;
- substitution d'une partie de Mg des chlorites par Zn;
- existence de traces d'une minéralisation à Pb, Bi, dont le comportement géochimique est indépendant de celui de la minéralisation cuprifère;
- coexistence de K, et à un degré moindre de Na, avec Cu et Fe_2^+ au sein de fluide minéralisateur.

La synthèse de l'ensemble des observations réalisées au cours de cette étude, et leur confrontation avec les données expérimentales disponibles dans la littérature, permet de conclure que:

- la genèse du gisement est pré- ou synmétamorphisme régional;
- l'hydrolyse est l'un des principaux mécanismes de l'altération des épontes. Elle a été suivie par une phase de carbonatation;
- la distribution des minéraux d'altération est liée à l'évolution des paramètres physico-chimiques du fluide minéralisateur au cours de sa migration à travers les épontes;
- les apports de S, K, Fe_2^+, H et C ont largement prédominé sur l'apport de Cu;
- la métasomatose d'H_2, K et B implique une source magmatique du fluide minéralisateur. La minéralisation peut cependant avoir une origine différente de celle du fluide minéralisateur, car celui-ci a pu dissoudre et transporter des traces de Cu initialement contenues dans les roches du complexe du lac Doré, constituant une grande partie des épontes de ses chenaux d'accès.

Certaines conclusions de cette étude présentent un intérêt économique potentiel pour la prospection minière dans cette région. Ainsi, l'étude du rapport Fe_2^+/R_2^+ des chlorites et/ou celle de la teneur en K et B des zones laminées devrait permettre de mieux reconnaître les zones d'altération intéressantes, susceptibles d'être associées à des lentilles de chalcopyrite.

=:=:=:=:=:=:=

REMERCIEMENTS

Au moment de terminer ce mémoire, je désire exprimer ma reconnaissance à tous ceux qui m'ont aidé au cours de cette étude.

- Le Dr A.F. LAURIN, Directeur général de la Recherche Géologique et Minérale au Ministère des Richesses Naturelles du Québec, m'a accueilli dans ses services lors de quatre séjours effectués soit au titre de la Coopération Franco-Québecoise (ACTIM - ASTEF), soit dans le cadre de la Coopération Militaire. Il m'a accordé l'importante aide matérielle nécessaire à la réalisation de ce travail, aussi bien sous forme de rénumération du temps passé à étudier le gisement, qu'en acceptant de réaliser près de 150 analyses chimiques, ou en fournissant diverses facilités sans lesquelles cette étude aurait été compromise.

- M. J. CIMON, Membre du Comité Directeur du Plan Quinquennal au Ministère des Richesses Naturelles du Québec, m'a défini le sujet et m'a accueilli dans ses bureaux alors qu'il était Géologue Résident du Ministère, à Chibougamau. Il a guidé mes premiers pas dans le Précambrien de la région de Chibougamau et m'a initié dans l'étude des ceintures de roches vertes, en me faisant bénéficier de sa longue expérience. Par la suite, il m'a toujours tenu au courant de l'évolution des recherches géologiques dans la région de Chibougamau, après mon départ du Québec.

- Le Dr G.O. ALLARD, Directeur de l'Institut de Géologie de l'Université d'Athènes, en Géorgie (USA), spécialiste éminent de la géologie du complexe du lac Doré et de la région de Chibougamau, m'a prodigué de nombreux conseils et critiques. Je le remercie tout particulièrement pour son amitié chaleureuse.

- M. J. IGLESIAS, Directeur et M. J. PATEL, Géologue en Chef, de l'ensemble des mines Patino de la région de Chibougamau, ont rendu cette recherche possible en me permettant d'accéder à la mine Copper Cliff et à tous les documents concernant cette mine. Je leur dois une grande reconnaissance pour leur aide efficace.

- Le Professeur P. GIRAUD, Directeur de Thèse, a joué un rôle primordial dans ce travail, en acceptant de me guider et de me conseiller avec une patience inégalable et une confiance amicale qui m'ont permis de surmonter tous les obstacles rencontrés. Je lui dois beaucoup.

- Le Professeur R. MICHEL a accepté de présider le jury de soutenance. Il a tout d'abord su, encourager mon intérêt pour la minéralogie et la métallogénie, au cours de mes études supérieures, puis il a beaucoup aidé à la rédaction du manuscrit de cette thèse en formulant des critiques et des suggestions utiles.

- Le Professeur CHENEVOY a souligné l'intérêt qu'il porte à cette étude en acceptant de visiter la mine Copper Cliff, puis en participant au jury de soutenance.

- Le Dr G. BUFFET fut d'abord un de mes amis de promotion, avant d'être mon initiateur aux techniques statistiques multivariables utilisées dans cette étude. Ses nombreuses critiques constructives ont beaucoup contribué à l'étude géochimique et à la synthèse finale. Je tiens à le remercier pour le temps considérable qu'il m'a consacré et pour la formation géochimique et statistique qu'il m'a donnée.

- MM R. POIRIER, Surintendant, G. ARSENEAULT, Capitaine et G. THORNSTEINSON, Géologue de la mine Copper Cliff, m'ont fait découvrir l'univers fascinant de la mine et les méthodes de travail en galerie et m'ont chaleureusement accueilli lors de mes longs séjours à la mine. Leur bonne humeur permanente reste présente à ma mémoire.

- M. J. PAQUET (†) ancien Géologue chargé de l'Exploration géologique (Mines Patino) m'a beaucoup aidé en m'exposant ses observations et ses hypothèses concernant la géologie des mines du groupe Patino. Certaines de ses hypothèses ont été pleinement confirmées par cette étude.

- M. J. CAGNON, Directeur du Service des Analyses et Contrôle au Centre de Recherches minérales au Ministère des Richesses Naturelles du Québec, a réalisé environ 150 analyses de 22 éléments.

- Le Dr J. DESMONS, du C.N.R.S., m'a apporté une aide précieuse en me permettant de disposer d'un certain nombre d'échantillons de chlorites pures analysées, puis en relisant et en critiquant certaines parties du manuscrit.

- Les observations formulées par le Dr J. AGARD, du Bureau de Recherches Géologiques et Minières, lors de sa visite de la mine, m'ont permis de bénéficier de sa grande expérience de la géologie des gisements de cuivre.

- Je suis reconnaissant au Professeur F. JAFFE, de l'Université de Genève, de m'avoir accueilli dans son laboratoire pour un stage de minérographie et de m'avoir prodigué ses conseils lors de l'étude des sections polies de la mine Copper Cliff.

- Le Dr J. GIRAULT, du C.N.R.S., m'a initié aux techniques d'étude des minéraux transparents par immersion dans les liqueurs d'indice. Ces techniques ont été très utiles lors de l'étude des chlorites de la mine Copper Cliff.

- Les diffractogrammes de rayons X ont été réalisés avec l'aide de MM. G. VIVIER et L. GRANET. Les tris de minéraux ont été effectués par M. J. COCHET, les analyses chimiques par MMes. USELLE et KELLER. Les sections polies sont dues à la compétence de M. BELIN, les lames minces à celle de M. TELMAT. Je leur dois ma reconnaissance pour le travail qu'ils ont fait pour moi.

- Je remercie mon ami Denis VASLET, ingénieur-géologue au B.R.G.M., pour m'avoir fait profiter de sa grande expérience en géologie structurale.

- J'adresse un amical souvenir à tous mes amis de la salle de 3ème cycle qui m'ont prodigué force encouragements, critiques, sarcasmes, défaites au tarot et casse-croûtes (saucisson et petit rosé bien frais). Les bons moments passés avec eux resteront pour toujours dans ma mémoire.

- Je désire exprimer ma profonde reconnaissance d'une part à ma mère, qui a consenti à de nombreux sacrifices pour me permettre d'apprendre le métier de géologue, et d'autre part, à mes beaux-parents qui m'ont beaucoup aidé au cours de la rédaction de ce mémoire en acceptant que je transforme une partie de leur maison en bureau d'études!

- Enfin je veux dire un simple merci à ma femme, Marie-Françoise. Elle m'a sacrifié d'innombrables heures en assurant le travail ingrat de la frappe. Ses encouragements incessants et son Amour m'ont permis de surmonter toutes les difficultés. Je lui dois plus qu'à nul autre.

- Que tous ceux que je n'ai pas cités et qui m'ont aidé de près ou de loin à mener à bien cette thèse soient aussi remerciés.

A Marie-Françoise, Emmanuelle et Arnaud.
A mes amis les mineurs.

S O M M A I R E

CHAPITRE -I- INTRODUCTION 1

AVERTISSEMENT 2

I-LOCALISATION ET ACCES 3

II-HISTORIQUE DE LA MINE 3

III-BUT DE L'ETUDE 4

IV-METHODES DE TRAVAIL UTILISEES 5

V-ETUDES ANTERIEURES 7

CHAPITRE -II- GEOLOGIE REGIONALE DU DISTRICT DE CHIBOUGAMAU 11

I-LE BOUCLIER CANADIEN- SES PRINCIPALES SUBDIVISIONS 12

A) GENERALITES 12

B) PROVINCES METAMORPHIQUES ET OROGENESES DU BOUCLIER CANADIEN 14

II-LA PROVINCE DU SUPERIEUR- CARACTERES GENERAUX 15

III-LA CEINTURE DE ROCHES VERTES CHIBOUGAMAU-MATAGAMI 17

IV-GEOLOGIE DE LA REGION DE CHIBOUGAMAU 17

A) CARACTERES DU METAMORPHISME REGIONAL 17

B) LE GROUPE DE ROY 19

1) La formation d'Obatogamau 19

2) La formation de Waconichi 19

3) La formation de Gilman 19

4) La formation de Blondeau 23

C) LE GROUPE D 'OPEMISKA 23

1) La formation de Stella 23

2) La formation d'Haüy 24

D) LES INTRUSIFS 24

1) Le complexe du lac Doré 24

a.la zone anorthositique p.24; b.la zone stratifiée p.25; c.la zone de bordure supérieure et la zone inférieure cachée p.25; d.le métamorphisme p.27; e.relation entre le flanc N et le flanc S du complexe du lac Doré p.27

2) Le complexe de Cummings 27

a.le filon-couche ultramafique de Roberge p.27; b.le filon-couche de Ventures p.28; c.le filon-couche mafique de Bourbeau p.28; d.conclusions sur les filons-couches p.28.

3) Le pluton de Chibougamau 29
a.caractères généraux p.29; b.diorites et méladiorites p.31; c.tonalites et trondhjemites p.31; d.relations avec les formations encaissantes p.31; e.problème des dykes p.32; f.stocks satellites du pluton de Chibougamau,porphyres cuprifères p.33.
E) GEOLOGIE STRUCTURALE 34
1) Structures plissées 34
a.plis E-W à axes subhorizontaux p.34; b.plis à axes subverticaux p.35;
2) Failles 35
a.système WNW p.35; b.système NE p.36; c.système NNE p.36;
3) Le front Grenville 36

CHAPITRE -III- INTRODUCTION A LA GEOLOGIE DE LA MINE COPPER CLIFF 39
I-PRESENTATION DU BLOC-DIAGRAMME 40
A) BUT DE LA REALISATION 40
B) DONNEES UTILISEES 40
C) SYSTEME DE COORDONNEES GEOGRAPHIQUES 41
1) Profondeur 41
2) Longitude 41
3) Latitude 42
D) REMARQUE SUR LA LONGITUDE 0 42
E) SYSTEME DE LOCALISATION DES GALERIES, CHANTIERS ETC... 42
F) DEFINITION DU VOLUME ETUDIE 43
G) METHODES DE CONSTRUCTION 43
II-DESCRIPTION SOMMAIRE DE LA MINE COPPER CLIFF 45

CHAPITRE -IV- ETUDE PETROGRAPHIQUE DES UNITES LITHOLOGIQUES DE LA MINE COPPER CLIFF 49
I-INTRODUCTION 50
A) DEFINITION DES UNITES CARTOGRAPHIQUES 50
B) METHODES D'ETUDE 50
II-LA SERIE META-ANORTHOSITE - METAGABBRO 52
A) SUBDIVISIONS 52
B) LA SERIE META-ANORTHOSITE A ZOISITE ± CLINOZOISITE ET CELLE A EPIDOTE (s.s.) 53
1) Distribution 53
2) Etude pétrographique 54
a.Caractères macroscopiques p.54; b.Caractères microscopiques du faciès à zoïsite et/ou clinozoïsite p.57;
b.a)Structure p.57
b.b)Minéralogie p.59
c.Caractères microscopiques du faciès à épidote (s.s.) p.64
c.a)Généralités p.64
c.b)Minéralogie p.64
III-LE FACIES D'ALTERATION A PARAGONITE ± MUSCOVITE 65
A) DISTRIBUTION 65
B) ETUDE PETROGRAPHIQUE 66
1)Caractères macroscopiques 66
2)Caractères microscopiques 66
a.Structure p.66; b.Minéralogie p.68;
IV-PHYLLONITES ET ZONES MINERALISEES 70
A) DEFINITION DES PRINCIPALES STRUCTURES OBSERVEES 70
1) Structures liées aux déformations 70
2) Structures liées aux recristallisations et aux néogenèses minérales antérieures 74
B) LES PHYLLONITES A PARAGONITE ± MUSCOVITE 74
1) Distribution 74
2) Etude petrographique 74
a.Caractères macroscopiques p.74; b.Caractères microscopiques p.76;
b.a)Structure p.76
b.b)Minéralogie p.78
C) LES PHYLLONITES DE LA ZONE D'ALTERATION A SIDEROSE ± ANKERITE ± PARAGONITE ± MUSCOVITE ± SULFURES 84
1) Distribution 84
2) Etude pétrographique 84
a.Caractères macroscopiques p.84; b.Caractères microscopiques p.85;
b.a)Structure p.85
b.b)Minéralogie p.85
D) LA ZONE D'ALTERATION A CHLORITE FERRIFERE 88
1) Distribution 88

2) Etude pétrographique 88
a.Caractères macroscopiques p.88; b.Caractères microscopiques p.89;
b.a)Structures p.89
b.b)Minéralogie p.89
E) LES LENTILLES MINERALISEES 92
1) Distribution 92
2) Etude pétrographique 93
a.Caractères macroscopiques p.93;
a.a)Type I p.93
a.b)Type II p.97
b.Caractères microscopiques des veines de type I p.98;
b.a)Structures p.98
b.b)Minéralogie p.100
V-LES DYKES 116
A) DISTRIBUTION 116
B) ETUDE PETROGRAPHIQUE 116
1) Caractères macroscopiques 116
2) Nature pétrographique des dykes 119
3) Relations entre les dykes et le volcanisme régional 123
4) Critères permettant de préciser l'âge de l'intrusion des dykes par rapport à l'âge de la minéralisation et de l'altération hydrothermale 123
a.Contrôle structural p.123; b.Zones de trempe p.123; c.Absence de métamorphisme de contact p.124; d.Altération hydrothermale des dykes p.125; e.Effets du métamorphisme régional p.125;
5) Caractères macroscopiques 126
a.Structure p.126; b.Minéralogie p.127;
VI-LES JOINTS D'EXTENSION 130
VII-ETUDE DES VARIATIONS DE LA COMPOSITION CHIMIQUE ET DES PROPRIETES PHYSIQUES DES CHLORITES, DES MICAS BLANCS, DES CARBONATES ET DU CHLORITOIDE, EN FONCTION DE L' ALTERATION HYDROTHERMALE 133
A) LES CHLORITES 133
1) Composition chimique 133
2) Particularités chimiques des chlorites de Copper Cliff 139
3) Etude radiocristallographique 139
a.paramètres mesurés p.140; b.interférences des raies (060) p.140; c.exploitation des résultats p.140;
4) Etude optique 142
a.paramètres mesurés p.142; b.précision p.144;
5) Conclusions 144
B) LES MICAS BLANCS 150
1) But de l'étude 150
2) Etude chimique 150
a.Résultats p.150; b.Interprétation des résultats p.151
3) Etude radiocristallographique
a.Détermination du polymorphe de la muscovite p.163; b.Etude des variations de l'espacement d(002) des micas blancs p.163; c.Etude du rapport de l'intensité des raies (002)pa et (002)mu p.163;
4) Conclusions 171
C) LES CARBONATES 172
1) But de l'étude 172
2) Méthodes utilisées 172
a.Radiocristallographie p.172; b.Colorations sélectives p.174;
3) Distribution et composition des carbonates 174
a.Méta-anorthosite "fraîche" p.175; b.Faciès d'altération à paragonite ± muscovite p.175; c.Phyllonites à paragonite ± muscovite p.175; d.Phyllonites à chloritoïde p.175; e.Zone à chlorite ferrifère ± sulfures p.176; f.Zone à sidérose ± ankérite ± paragonite ± muscovite ± sulfures p.176; g.Lentilles minéralisées p.176; h.Dykes, p.177;
4) Conclusions 177
a.Aspects quantitatifs p.177; b.Aspects qualitatifs p.178;
D) LE CHLORITOIDE 180
1) Age du chloritoïde par rapport à l'altération hydrothermale et aux déformations 180

2) Composition chimique 180
3) Caractères radiocristallographiques 182
4) Conclusions 182
VIII-CONCLUSIONS 183

CHAPITRE -V- ETUDE GEOCHIMIQUE DE L'ALTERATION HYDROTHERMALE ET DE LA MINERALISATION 185
I-INTRODUCTION ET DEFINITIONS 186
A) CHOIX DES UNITES 186
B) TABLEAU DES ANALYSES 186
C) PRECISION ANALYTIQUE 187
1) Méthode de détermination 187
2) Interprétation des résultats 189
D) TRAITEMENT STATISTIQUE 189
II-ETUDE STATISTIQUE MONO ET BIVARIABLE DES VARIATIONS DE LA COMPOSITION CHIMIQUE 190
A) TABLEAUX DES MOYENNES ET DES VARIABILITES 190
1) Influence des variabilités résultant de l'imprécision analytique 190
2) Interprétation des variabilités géologiques 192
a."Elément" S + O_2 p.192; b.Autres éléments p.192; 192
3) Tableaux des teneurs moyennes 193
B) RESULTATS DE L'ETUDE STATISTIQUE MONO ET BIVARIABLE 197
1) Présentation 197
2) Discussion 199
* Si 199
a.Ensemble 1 199
i-Histogramme des fréquences
ii-Histogramme des teneurs et des teneurs moyennes
b.Ensemble 3 201
i-Histogramme des fréquences
ii-Histogramme des teneurs
c.Conclusions 201
*Al 202
a.Ensemble 1 202
i-Histogramme des fréquences
ii-Histogramme des teneurs et des teneurs moyennes
b.Ensemble 3 202
i-Histogramme des fréquences
ii-Histogramme des teneurs
c.Conclusions 204
*Mg 204
a.Ensemble 1 204
i-Histogramme des fréquences
ii-Histogramme des teneurs et des teneurs moyennes
b.Ensemble 3 206
i-Histogramme des fréquences
ii-Histogramme des teneurs
c.Conclusions 207
*Ca 207
a.Ensemble 1 207
i-Histogramme des fréquences
ii-Histogramme des teneurs et des teneurs moyennes
b.Ensemble 3 209
i-Histogramme des fréquences
ii-Histogramme des teneurs
c.Conclusions 209
*Na 210
a.Ensemble 1 210
i-Histogramme des fréquences
ii-Histogramme des teneurs et des teneurs moyennes
b.Ensemble 3 212
i-Histogramme des fréquences
ii-Histogramme des teneurs
c.Conclusions 212
*K 215
a.Ensemble 1 215
i-Histogramme des fréquences
ii-Histogramme des teneurs et des teneurs moyennes
b.Ensemble 2 217
c.Ensemble 3 217
i-Histogramme des fréquences
ii-Histogramme des teneurs
d.Conclusions 218

*H^- (Humidité) 218
*H^+ 219
a.Avertissement 219
b.Ensemble 1 219
i-Histogramme des fréquences
ii-Histogramme des teneurs et des teneurs moyennes
c.Ensemble 3 221
i-Histogramme des fréquences
ii-Histogramme des teneurs
d.Conclusions 221
*S 222
a.Ensemble 1 222
i-Histogramme des fréquences
ii-Histogramme des teneurs et des teneurs moyennes
b.Ensemble 3 224
i-Histogramme des fréquences
ii-Histogramme des teneurs
c.Conclusions 224
*C 225
a.Ensemble 1 225
i-Histogramme des fréquences
ii-Histogramme des teneurs et des teneurs moyennes
b.Ensemble 3 227
i-Histogramme des fréquences
ii-Histogramme des teneurs
c.Conclusions 227
*Fe^{2+} 228
a.Ensemble 1 228
i-Histogramme des fréquences
ii-Histogramme des teneurs et des teneurs moyennes
b.Ensemble 3 230
i-Histogramme des fréquences
ii-Histogramme des teneurs
c.Conclusions 230
*Fe^{3+} 231
a.Ensemble 1 231
i-Histogramme des fréquences
ii-Histogramme des teneurs et des teneurs moyennes
b.Ensemble 3 233
i-Histogramme des fréquences
ii-Histogramme des teneurs
c.Conclusions 233
*P 234
a.Ensemble 1 234
i-Histogramme des fréquences
ii-Histogramme des teneurs
b.Ensemble 2 234
c.Ensemble 3 236
d.Conclusions 236
*Ti 236
a.Ensemble 1 236
i-Histogramme des fréquences
ii-Histogramme des teneurs
b.Ensemble 3 238
c.Conclusions 238
*O_2 238
a.Ensemble 1 238
i-Histogramme des fréquences
ii-Histogramme des teneurs et des teneurs moyennes
b.Ensemble 2 240
c.Ensemble 3 240
i-Histogramme des fréquences
ii-Histogramme des teneurs
d.Conclusions 240
*Cu 240
a.Ensemble 1 240
i-Histogramme des fréquences
ii-Histogramme des teneurs et des teneurs moyennes
b.Ensemble 3 242
i-Histogramme des fréquences
ii-Histogramme des teneurs
c.Conclusions 242

*Zn
a.Ensemble 1 243
i-Histogramme des fréquences
ii-Histogramme des teneurs et des teneurs moyennes
b.Ensemble 3 243
i-Histogramme des fréquences
ii-Histogramme des teneurs
c.Conclusions 245
*Pb
a.Ensemble 1 245
i-Histogramme des fréquences
ii-Histogramme des teneurs et des teneurs moyennes
b.Ensemble 2 247
c.Ensemble 3 247
i-Histogramme des fréquences
ii-Histogramme des teneurs
d.Conclusions 247
*Ni
a.Ensemble 1 248
i-Histogramme des fréquences
ii-Histogramme des teneurs et des teneurs moyennes
b.Ensemble 2 250
c.Ensemble 3 250
d.Conclusions 250
*Co 250
a.Ensemble 250
i-Histogramme des fréquences
ii-Histogramme des teneurs et des teneurs moyennes
b.Ensemble 2 252
c.Ensemble 3 252
d.Conclusions 252
*Bi
a.Ensemble 1 253
i-Histogramme des fréquences
ii-Histogramme des teneurs et des teneurs moyennes
b.Ensemble 2 253
c.Ensemble 3 253
d.Conclusions 253
*Cd
a.Ensemble 1 255
i-Histogramme des fréquences
ii-Histogramme des teneurs et des teneurs moyennes
b.Ensemble 2 255
c.Ensemble 3 255
d.Conclusions 257
*B
a.Ensemble 1 257
i-Histogramme des fréquences
ii-Histogramme des teneurs et des teneurs moyennes
b.Ensemble 2 259
c.Ensemble 3 259
d.Conclusions 259

III-ANALYSE EN COMPOSANTES PRINCIPALES NORMEES 259
A) INTRODUCTION 259
B) DEROULEMENT DE L'ACPN 260
1) Les variables normées 260
2) La matrice 261
3) Notion de coefficient de corrélation (r) 262
4) Signification pratique des facteurs et des coefficients de corrélation linéaire 263
C) NOMENCLATURE DES TABLEAUX ANALYSES 264
D) RESULTATS BRUTS DES ACPN 264
1) Interprétation des matrices de corrélation = étude des grappes simplifiées 264
a.CC_1 265
i-description et interprétation des grappes
ii-description et interprétation des éléments indépendants
b.CC_2 271
c.CC_3 271
d.CC_4 271
2) Présentation des facteurs 271
a.Introduction-Notion de communauté 271

b.Présentation générale des analyses 275
c.Description sommaire des facteurs 275
i-Facteurs 1=Si,Al,Na,K,H^+vs.Fe^{2+},Ni,S,Cu,Fe^{3+},(Co) 278
ii-Facteurs 2=Mg,Zn,H^+,Fe^{3+} vs.Na,K,(S) 278
iii-Facteurs 3=C,Ca vs. B,Pb,H^+ 281
iv-Facteurs 4 et 5
d.Comparaison entre les différentes analyses:synthèse de l'étude individuelle des facteurs 282
i-Stabilité des facteurs 282
ii-Remarques résultant de l'étude des facteurs 282
iii-Remarques générales concernant la méthode 283
3) Les communautés 284
E) INTERPRETATION DES FACTEURS 287
1) Facteur 1:silicates alcalins vs. minéralisation cuprifère 287
2) Facteur 2:chlorite vs. micas blancs (+sulfures) 288
3) Interprétation des projections sur le plan des facteurs 1 et 2 (CC_1) 288
4) Facteur 3:Cd-C vs. Pb-Bi-H^+ 292
5) Interprétation des projections sur le plan des facteurs 1 et 3 (CC_1) 293
6) Interprétation des projections sur le plan des facteurs 2 et 3 (CC_1) 297
7) Interprétation des projections sur le plan des facteurs 2' et 3 (CC_2) 300
8) Facteur 4:Cd-Ca vs. K-C-(Fe^{2+}) CC_1 303
9) Interprétation des projections sur les plans 3 et 4 (CC_1) 303
F)CONCLUSIONS DE L'ETUDE STATISTIQUE MULTIVARIABLE 306

CHAPITRE -VI- ESSAI DE SYNTHESE : PROPOSITION D'UN MODELE METALLOGENIQUE 311
INTRODUCTION 312
1ère PARTIE: EVOLUTION GEOCHIMIQUE ET MINERALOGIQUE DU GISEMENT 314
I) HYPOTHESES GENETIQUES DEDUITES DE L'ETUDE DES PARAGENESES DES LENTILLES MINERALISEES ET DES DIFFERENTES ZONES D'ALTERATION 314
A) LA META-ANORTHOSITE "FRAICHE" 314
B) LE FACIES D'ALTERATION A PARAGONITE ± MUSCOVITE 316
C) LES PHYLLONITES A PARAGONITE ± MUSCOVITE 317
D) LES PHYLLONITES A CHLORITOIDE 318
E) LES PHYLLONITES DE LA ZONE D'ALTERATION A SIDEROSE ± ANKERITE 318
F) LA ZONE D'ALTERATION A CHLORITE FERRIFERE 319
G) LES LENTILLES MINERALISEES 320
II- HYPOTHESES GENETIQUES DEDUITES DES VARIATIONS DE LA COMPOSITION CHIMIQUE ET DES PROPRIETES PHYSIQUES DES PRINCIPAUX MINERAUX LIES A L'ALTERATION 320
III- SYNTHESE : PROPOSITION D'UN MODELE METALLOGENIQUE 321
A) DEFINITION DU TYPE D'ALTERATION DE LA MINE COPPER CLIFF 321
B) BILAN GEOCHIMIQUE GLOBAL 321
C) MINERALISATION ET ALTERATION HYDROTHERMALE 323
1) Données expérimentales concernant l'hydrolyse des feldspaths 323
2) Relations entre les minéraux du minerai et les minéraux d'altération hydrothermale, dans le système Cu-Fe-S-O 326
3) Evolution des paramètres physico-chimiques du fluide minéralisateur au cours de sa percolation le long des chenaux d'accès et à travers leurs épontes 329
a.Evolution du pH p.329; b.Zones internes p.332; c.Zones intermédiaires p.332; d.Zones externes p.333;
4) Genèse des lentilles minéralisées 333
a.Introduction p.333; b.Problème de transport des sulfures p.333; c.Précipitation des sulfures p.334;
5) Problème de la carbonatation 335
a.Variation de f_{CO_2} au cours du refroidissement du fluide minéralisateur p.336; b.Influence de la température sur la stabilité de la sidérose p.336; c.Cas de la calcite p.337 d.Existence d'une seconde phase d'altération p.337;
6) Conditions physico-chimiques de la phyllonitisation et de la métablastèse 338
a.Cas de la pyrrhotine p.339; b.Cas de la chalcopyrite p.339 c.Cas de la calcite p.339; d.Cas du chloritoïde p.340; e.Conclusions p.340

7) Formation des paragenèses observées dans les joints d'extension 340
8) Origine des éléments constitutifs de la minéralisation 342
a.Hypothèses génétiques exposées dans les travaux antérieurs p.342
b.Hypothèses résultant de l'étude de la mine Copper Cliff p.343
i-Influence du métamorphisme régional
ii-Influence d'un foyer magmatique acide
9) Conclusions 346

IIème PARTIE: EVOLUTION STRUCTURALE DU GISEMENT 348
INTRODUCTION 348
I- STRUCTURE DE L'ENCAISSANT DE LA MINE COPPER CLIFF 348
II- FORMATION DES ZONES DE LAMINAGE 348
III- INTRUSION DES DYKES ET DE LA MINERALISATION 351
IV- LA FOLIATION S_{n+1} 351
V- LA FOLIATION S_{n+2} 353
A) STRUCTURES OBSERVEES DANS LA MINE COPPER CLIFF 353
B) STRUCTURES REGIONALES 353
VI- STRUCTURES TARDIVES 353

CHAPITRE -VII- CONCLUSIONS 357
I- LIMITES DE CETTE ETUDE ET SUGGESTIONS EN VUE DE TRAVAUX FUTURS 358
II- IMPLICATIONS ECONOMIQUES 359
A) GENERALITES 359
B) PRINCIPES DE BASE 361
C) CARACTERES MINERALOGIQUES ET GEOCHIMIQUES DES AUREOLES D'ALTERATION HYDROTHERMALE POUVANT SERVIR DE GUIDES DE PROSPECTION 362
1) Caractères minéralogiques 362
a.Chlorite p.362;b.Micas blancs p.363;c.Carbonates p.365;
d.Chloritoïde p.365;
2) Caractères géochimiques 365
a.Magnésium p.366;b.Calcium p.366;c.Potassium p.366;
d.Cadmium p.366;e.Bore p.367;
3) Conclusions 367
III- CONCLUSIONS GENERALES 368

ANNEXES

ANNEXE 1 - Carte du niveau -390 m, coupe selon le plan 21 + 00 E, bloc-diagramme du gisement .....Pochette hors-texte
ANNEXE 2 - Tableau des analyses chimiques 369
ANNEXE 3 - Facteurs de conversion pour déterminer les poids d'éléments d'après les poids d'oxydes contenus dans les échantillons 371
ANNEXE 4 - Rappel de notions statistiques et techniques statistiques multivariables 372
I-RAPPEL DES NOTIONS STATISTIQUES 372
A) Présentation des résultats, espaces à n dimensions 372
B) Moyenne ($\bar{x}$) 373
C) Variable centrée (X^*) 373
D) Variance mathématique 373
E) Variance statistique 374
F) Ecart-type 374
G) Coefficient de variation ou variabilité 374
H) Covariance 374
II-METHODES DE REPRESENTATION, NOTIONS DE DIRECTION DE PROJECTION, DE COMBINAISON LINEAIRE ET DE COEFFICIENT DE CORRELATION 374
A) Projection des échantillons (ou) des variables dans un repère géométrique 374
1) Dans un repère quelconque 375
2) Dans un repère orthonormé 375
3) Généralisation à n dimensions 375
B) Combinaison linéaire entre variables 377
C) Relations entre les combinaisons linéaires et la variance 379

BIBLIOGRAPHIE 383

TABLE DES ILLUSTRATIONS

I - TABLE DES FIGURES

II/1	Les provinces géologiques du Canada	12
II/2	Carte géologique simplifiée de l'Est du Canada	16
II/3	Carte géologique schématique de la région de Chibougamau	18
II/4	Carte géologique schématique du camp minier de Chibougamau	21
II/5	Litage magmatique dans la zone litée du complexe du lac Doré	26
III/1	Système de localisation des travaux de la mine	44
III/2	Carte géologique des environs de la mine Copper Cliff	46
IV/1	Structure de la méta-anorthosite "fraîche"	55
IV/2	Plages de leucoxène dans une méta-anorthosite "fraîche"	55
IV/3	Structures de la méta-anorthosite "fraîche"	56
IV/4	Microfissuration de plagioclases	56
IV/5	Microfissuration de la méta-anorthosite "fraîche"	58
IV/6	Déformation des plans de macle de l'albite	58
IV/7	Plage de leucoxène dans la méta-anorthosite "fraîche"	58
IV/8	Structure et minéralogie de la méta-anorthosite	60
IV/9	Structure "en auréole" dans la méta-anorthosite	60
IV/10	Faciès d'altération à paragonite ± muscovite	67
IV/11	Faciès d'altération à paragonite ± muscovite	67
IV/12	Structures des phyllonites	75
IV/13	" " "	75
IV/14	Phyllonite à paragonite ± muscovite	77
IV/15	Epigénisation de la chlorite par les carbonates et le quartz	77
IV/16	Structures et minéralogie des phyllonites	83
IV/17	" " " " "	83
IV/18	Structures et minéralogie des phyllonites de la zone à chlorite ferrifère	90
IV/19	Structures et minéralogie des lentilles minéralisées	94
IV/20	" " " " " "	94
IV/21a	Structures des phyllonites minéralisées	95
IV/21b	Microstructures des lentilles minéralisées de type I	101
IV/22	" " " " " " " "	101
IV/23	" " " " " " " "	102
IV/24	" " " " " " " "	102
IV/25	Microstructures des lentilles minéralisées de type I	103
IV/26	" " " " " " " "	103
IV/27	" " " " " " " "	107
IV/28	" " " " " " " "	107
IV/29	" " " " " " " "	108
IV/30	" " " " " " " "	108
IV/31	" " " " " " " "	109
IV/32	" " " " " " " "	109
IV/33	" " " " " " " "	110
IV/34	" " " " " " " "	112
IV/35	" " " " " " " "	112
IV/36	" " " " " " " "	115
IV/37	" " " " " " " "	115
IV/38	Dyke basique au contact d'une unité à chlorite ferrifère	117
IV/39	Structures et minéralogie des dykes	118
IV/40	" " " " "	118
IV/41	Structure et minéralogie d'un joint d'extension	131
IV/42	Droite de régression linéaire liant la teneur en Si des chlorites à leur espacement basal	141
IV/43	Droite de régression linéaire liant le rapport Fe^{2+}/R^{2+} des chlorites au paramètre de maille b_o	141
IV/44	Variations de la biréfringence et du signe d'allongement des chlorites contenues dans les échantillons prélevés le long de la coupe du niveau -390 m .	145
IV/45	Variations du rapport Fe^{2+}/R^{2+} des chlorites contenues dans les échantillons prélevés le long de la coupe du niveau -390 m .	145
IV/46	Composition et classification (d'après FOSTER,1962) des chlorites étudiées le long de la coupe du niveau -390 m .	146
IV/47	Histogramme de fréquence de d(002) moyen de la paragonite	169
IV/48	Droite de régression liant $\frac{I(002)\,Pa}{I(002)Pa + I(002)mu}$ et $\frac{1,6312Na}{1,6312Na + K}$	170
V/1	Matrice des variances (v); covariances (cov)	261
V/2a	Matrice des corrélations, analyse CC_1	266
V/2b	Grappes simplifiées, analyse CC_1	266
V/3a	Matrice des corrélations, analyse CC_2	269
V/3b	Grappes simplifiées, analyse CC_2	269

TABLE DES FIGURES (suite)

V/4a Matrice des corrélations, analyse CC_3 272
V/4b Grappes simplifiées, analyse CC_3 272
V/5a Matrice des corrélations, analyse CC_4 273
V/5b Grappes simplifiées, analyse CC_4 273
V/5c Mesure moyenne de la projection des unités lithologiques sur l'axx factoriel 2 277
V/6 ACPN CC_1 . Projection des échantillons et des variables sur le plan des facteurs 1 et 2 289
V/7 ACPN CC_1 . Projection des échantillons et des variables sur le plan des facteurs 1 et 3 294
V/8 ACPN CC_1 . Projection des échantillons et des variables sur le plan des facteurs 2 et 3 298
V/9 ACPN CC_2 . Projection des échantillons et des variables sur le plan des facteurs 2' et 3 301
V/10 ACPN CC_1 . Projection des échantillons et des variables sur le plan des facteurs 3 et 4 304

VI/1 Quelques relations d'équilibre dans le système Na_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O en présence d'un électrolyte chloruré 325
VI/2 Quelques relations d'équilibre dans le système K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O en présence d'un électrolyte chloruré 325
VI/3 Diagramme Log f_{O_2} Log f_{S_2} à 250°C 328
VI/4 Evolution, en fonction de la température, du pH de solutions d'acide chlorhydrique N et 0,1N 331
VI/5 Diagramme résumant les variations des paramètres pH et $_aFe^{2+}$ du fluide minéralisateur au cours de sa migration à travers les épontes et les conséquences sur la distribution des paragenèses d'altération hydrothermale 331
VI/6 Projection stéréographique de quelques mesures de structures de la mine Copper Cliff 349
VI/6a Schéma des principales étapes de l'évolution du gisement 352
VI/6b " " " " " " " " 352
VI/6c " " " " " " " " 352
VI/6d " " " " " " " " 354

II - TABLE DES TABLEAUX

I/1 Profondeur des niveaux d'exploitation de la mine Copper Cliff 2
I/2 Production et réserves 4

II/1 Stratigraphie de l'Archéen de la région de Chibougamau 20
II/2 Stratigraphie synthétique du flanc Sud du complexe du lac Doré 20
II/3 Analyses chimiques de quelques roches représentatives du district de Chibougamau 30

IV/1 Principaux caractères macroscopiques des différents faciès lithologiques 51
IV/2 Estimation de la composition modale de méta-anorthosites "fraîches" 59
IV/3 Estimation de la composition modale de trois échantillons de phyllonite à paragonite ± muscovite 78
IV/4a Analyses chimiques de dykes du niveau -390 m 121
IV/4b Normes CIPW et paramètres de LACROIX de 9 échantillons de dykes 122
IV/4c Estimation de la composition modale de quelques dykes 127
IV/5 Analyse chimique de chlorites de la mine Copper Cliff, exprimées en % d'oxydes 135
IV/6 Proportions cationiques des chlorites de Copper Cliff 137
IV/7 " " " " publiées par BOCQUET(1974) 138
IV/8 Variations des caractères physiques et de la composition chimique des chlorites le long d'une coupe au travers de la zone minéralisée centrale de la mine 143
IV/9 Caractères radiocristallographiques,optiques et chimiques des chlorites de chaque unité lithologique de la mine Copper Cliff 147
IV/10 Corrections apportées aux analyses d'échantillons de micas blancs 151
IV/11 Analyses chimiques de micas blancs de la mine Copper Cliff 152,153
IV/12 Proportions cationiques de micas blancs de la mine Copper Cliff 155
IV/13 Teneurs en paragonite et muscovite (en %) et proportion de paragonite (dans le mélange paragonite +muscovite) le long de la coupe du niveau -390 m 158,159
IV/14 Teneur moyenne en paragonite et muscovite dans les différentes unités lithologiques 161
IV/15 Liste des raies de l'échantillon n°19322 et comparaison avec les raies caractéristiques du polymorphe $2M_1$ de la muscovite 167

TABLEAUX (suite)

IV/16 Caractères radiocristallographiques et rappel de certains caractères chimiques de micas blancs de la mine Copper Cliff 168

IV/17 Détermination qualitative et semi-quantitative de carbonates provenant de la coupe du niveau -390 m 173

IV/18 Distribution des carbonates en fonction de l'intensité de l'altération hydrothermale 178

IV/19 Analyse du chloritoïde n°19004 et d'un chloritoïde d'HALFERDAHL (1961) 181

V/1 Estimation de la précision analytique à partir de cinq couples d'analyses 188

V/2a Tableau des teneurs moyennes ± écart-type en poids d'éléments contenus dans 100 g de roche 191

V/2b Variabilités géologiques classées par ordre croissant 191

V/3a Tableau des teneurs moyennes de chaque unité lithologique 194

V/3b Moyenne des apports et des départs mesurés dans les différents faciès lithologiques, en fonction de leur position dans le gisement 195

V/3c Teneurs moyennes; apports ou départs moyens mesurés dans les différents faciès lithologiques constituant l'ensemble 1 196

V/4 Composition en % des échantillonages soumis aux analyses en composantes principales normées (ACPN) 270

V/5 Communautés classées par valeurs décroissantes 274

V/6 Tableau des communautés entre les variables et les plans de projection des facteurs pris deux à deux 276

V/7 Poids des variances de chaque facteur et poids cumulés de variance des analyses CC_1 à CC_4 276

V/8 Liste des cinq premiers facteurs de l'analyse CC_1 279

V/9 " " " " " " CC_2 279

V/10 " " " " " " CC_3 280

V/11 " " " " " " CC_4 280

VI/1 Récapitulation des réactions chimiques présentées dans ce mémoire 313

VI/2 Paragenèses minérales des zones d'altération et de leurs différents faciès d'altération 315

TABLEAUX (suite et fin)

Annexe n°4

A_4 /1 Exemple de tableau d'analyses 374

A_4 /2 ---- 380

III - TABLE DES PLANCHES

I Distribution de Si 200

II " Al 203

III " Mg 205

IV " Ca 208

V " Na 211

VI " K 216

VII " H 220

VIII " S 223

IX " C 226

X " Fe^{2+} 229

XI " Fe^{3+} 232

XII " P 235

XIII " Ti 237

XIV " O_2 239

XV " Cu 241

XVI " Zn 244

XVII " Pb 246

XVIII " Ni 249

XIX " Co 251

XX " Bi 254

XXI " Cd 256

XXII " B 258

CHAPITRE -I-

INTRODUCTION

I - LOCALISATION ET ACCES

II - HISTORIQUE DE LA MINE

III - BUT DE L' ETUDE

IV - METHODES DE TRAVAIL UTILISEES

V - ETUDES ANTERIEURES

A V E R T I S S E M E N T

Le lecteur de ce mémoire sera sans doute surpris par les échelles utilisées (1/240, 1/480, 1/12000 etc...).Cela tient à ce que les diverses valeurs du système anglo-saxon utilisées dans les rapports et publications géologiques canadiennes, ont été transformées en leur équivalent métrique.Les mesures en unités métriques ont été arrondies.

Tableau n° I/1

Profondeur des niveaux d'exploitation de la mine Copper Cliff

en pieds	en mètres	
	exact	approximatif utilisé
surface = 0	0	0
- 275	-83,82	- 80
- 400	-121,92	-120
- 525	-160,02	-160
- 675	-205,74	-210
- 825	-251,46	-250
- 975	-297,18	-300
-1125	-342,90	-340
-1275	-388,62	-390
-1450	-441,96	-440
-1620	-493,78	-490

I - LOCALISATION ET ACCES

La mine Copper Cliff est la propriété de la société Mines Patino (Québec) Limitée, dépendant du groupe international Patino N.V.

Elle est située sur la rive E de la Baie aux Cèdres (Cedar Bay) du lac Doré, à environ 4 km à l' ESE de la ville de Chibougamau , comté d' Abitibi-Est, Province de Québec, Canada.

Le district minier de Chibougamau se trouve à 500 km environ au N de Montréal, et à 440 km environ au NNW de Québec (fig.n° II/2). Il est accessible en toute saison , par une route comportant, début 1975, 130 km de piste sans revêtement asphalté. Un service aérien existe en direction de Montréal, Roberval, Bagotville et Val d'Or. Ce service ne peut être assuré à certains moments de l'année, à cause de la piste non asphaltée et du manque d'équipements de l'aéroport.

II - HISTORIQUE DE LA MINE

Le gisement de Copper Cliff est exploité une première fois en 1956 par COPPER RAND CHIBOUGAMAU MINES LIMITEE. A cette époque, un puits à 5 compartiments est foncé jusqu'à la cote -160 m, permettant le développement des niveaux -80 m,-120 m et -160 m. L'exploitation est suspendue après peu d'années. En 1970, la société MINES PATINO DU QUEBEC LIMITEE reconduit l'exploitation de Copper Cliff, après avoir prouvé 900 000 tonnes de réserves titrant 2,15 % de cuivre métal. Le puits est prolongé jusqu'au niveau -490 m, avec 3 compartiments (1 compartiment d'évacuation du personnel, par échelles, et 2 compartiments pour l'ascenseur).

L' évolution de la production, des réserves et des teneurs est présentée dans le tableau n° I/2 ci-après.

Suite aux augmentations des coûts de production et à une baisse des

cours du cuivre, combinées à la faiblesse des réserves et des teneurs de la mine, celle-ci a été fermée le 8 Novembre 1974. La situation ne s'étant pas améliorée en 1975, la décision d'interrompre le pompage des eaux d'infiltration a été prise. La mine est maintenant noyée.

Tableau I / 2 PRODUCTION ET RESERVES

Année	Tonnes métriques usinées	Teneur% Cu métal	Réserves en fin d'année	Teneur
1969	-	-	816 466	2,15
1970	138 615	2,06	585 134	1,85
1971	296 669	1,88	212 281	1,60
1972	191 416	1,46	115 212	1,45
1973	117 934	1,17	104 326	0,97
1974 (8Nov.)	119 748	1,02	56 245	1,00
1975	pas de production	-	-	-

III - BUT DE L' ETUDE

Le sujet de cette étude a été proposé au cours de l'été 1971, par le Ministère des Richesses Naturelles du Québec. Il s'agissait d'étudier la métallogénie de la mine Copper Cliff, en détaillant les points suivants:

- Contrôle structural de la minéralisation.
- Relations entre la zone à magnétite et celle à sidérose; comparaison chimique et minéralogique de ces deux zones.
- Définition des relations de la magnétite, soit avec la minéralisation cuprifère, soit avec une ségrégation magmatique liée à la méta-anorthosite*.

* le préfixe méta- précédant un nom de roche indique que celle-ci a été métamorphisée.

Les travaux de terrain, menés à diverses périodes entre 1971 et 1975, ont amené à modifier le projet initial. En effet, il n'existe pas de véritables zones indépendantes à magnétite ou à sidérose, la magnétite étant souvent associée à la sidérose.

Aussi, comme cela est courant dans toute recherche, de nouvelles orientations ont-elles été dégagées et, en particulier :

- Cartographie de la mine et étude des forages afin d'établir un bloc-diagramme montrant les corrélations entre les différentes unités géologiques de la mine.
- Etude pétrographique, géochimique et métallogénique des auréoles d'altération, dans le but éventuel de définir un "guide" pour la découverte de nouvelles réserves de minerai, dans le contexte du camp minier des lacs Chibougamau et Doré.
- Caractère du métamorphisme post-minéralisation à l'origine de remobilisations et de recristallisations dans les auréoles d'altération et les lentilles minéralisées.

En tous cas, la mine Copper Cliff offre d'excellentes coupes entre les épontes non altérées, au travers des différentes auréoles d'altération dont la zone minéralisée n'est qu'un cas particulier. La nature relativement homogène des épontes facilite l'étude du bilan géochimique des phénomènes d'altération.

IV - METHODES DE TRAVAIL UTILISEES

Les méthodes suivantes ont été utilisées au cours de cette étude :

- Cartographie et échantillonage des différents niveaux de la mine Copper Cliff.Toutefois, certains chantiers et galeries n'ont pu être levés pour des raisons de sécurité. En outre, les galeries du niveau -275, abandonnées depuis plusieurs années, présentent des parois si fortement oxydées, que

l'étude de ce niveau repose entièrement sur la corrélation faite entre les différents forages.

- Echantillonage systématique du niveau -390 m : afin de réaliser une coupe géochimique et minéralogique perpendiculaire aux structures de la mine, il a été procédé au prélèvement d'un échantillon tous les 10 pieds (3 m environ) au parement des galeries accessibles, soit 123 échantillons.

- Echantillonage systématique selon un profil vertical d'une lentille minéralisée : un échantillon a été prélevé à chaque niveau.

- Echantillonage systématique, tous les 3 m environ le long du forage 9C-163, afin de contrôler l'existence de la zonalité des auréoles d'altération. Ce forage, d'une longueur de 52 m recoupe une petite lentille de chalcopyrite à épontes peu altérées.

- Lors de l'hiver 1974-75, tous les journaux de forage existants ont été étudiés, et leurs informations corrélées sur des plans, niveau par niveau et sur des coupes espacées de 30 m. Ces documents, joints aux levés cartographiques, ont été synthétisés dans un bloc-diagramme à l'échelle du 1/480 (en annexe).

- Les échantillons collectés le long du profil du niveau -390 m, du profil vertical et du forage 9C-163, ont été analysés par les laboratoires du Ministère des Richesses Naturelles du Québec. Les éléments suivants ont été dosés : Si, Al, Fe^{2+}, Fe^{3+}, K, Na, Ca, Mg, Mn, Ti, P, C, S, H_2O^-, H_2O^+, Cu, Zn, Pb, Co, Ni, Cd, Bi et B.

- L'ensemble de ces analyses a été traité selon des méthodes statistiques mono-, bi- et multivariables. Les méthodes mono- et bivariables ont été effectuées à l'aide de programmes Texas Instruments et de programmes mis au point au cours de cette étude.

Les méthodes multivariables se réfèrent à l'analyse en composantes principales normées (= ACPN) qui a été effectuée sur l'ordinateur IBM 360 du Centre de Calcul Interuniversitaire de Grenoble.

- Les échantillons collectés au cours des campagnes de terrain ont permis la réalisation de : 130 lames minces
  31 sections polies
  60 diagrammes de diffraction de rayons X.

- Ces diagrammes ont été effectués à l'Institut Dolomieu sur diffractomètre Philips avec amplificateur et compteur CGR, équipé d'un monochromateur; anticathode Cu et filtre Ni, courant de 40 kV, 20 mA. Les diffractogrammes ont été réalisés soit sur des roches totales, le quartz ayant servi d'étalon interne, soit sur des minéraux concentrés.

- Les variations de composition de la chlorite, des micas blancs et des carbonates ont été systématiquement étudiées le long du profil géochimique transversal par l'étude de :
  - la position et l'intensité des raies de diffraction X,
  - leurs propriétés optiques (chlorites),
  - la coloration sélective (carbonates).

  Ces variations sont susceptibles de fournir un guide minéralogique dans la recherche du minerai.

V - ETUDES ANTERIEURES

Le district minier de Chibougamau a connu un développement relativement récent, la ville de Chibougamau ayant été fondée en 1952, et la première mine, Campbell Mine, ouverte en 1955. Ce retard dans le développement est en partie dû aux grandes difficultés de communication ayant existé avant la construction, en 1948, d'une piste en gravier, reliant

Chibougamau au lac St-Jean.Auparavant, il fallait deux à trois semaines d'un voyage éprouvant pour se rendre en canot à Chibougamau, en utilisant un réseau hydrographique très dense et en effectuant de nombreux portages afin de franchir les rapides.

Les premiers indices minéralisés furent découverts en 1870 par RICHARDSON, envoyé par la Commission Géologique du Canada. En 1911, le Gouvernement du Québec charge une Commission Minière de Chibougamau de préparer un rapport sur les ressources minérales de cette région.

MAWDSLEY, NORMAN et BEACH cartographient le district entre 1927 et 1941 pour le compte de la Commission Géologique du Canada. Suite à la construction de la piste reliant le lac St-Jean à Chibougamau, le Ministère des Mines du Québec lance une campagne de cartographie détaillée du district. Les rapports et cartes géologiques de BLAKE (1953), DELAND (1955,59 a et b), DELAND et al. (1959,1967), GILBERT (1951,55,58,59) , GILLETT (1957),GRAHAM (1951,56,57), GRENIER (1959), HOLMES (1959), IMBAULT (1954 a et b), LONGLEY (1950,51), LYALL (1959), Mc INTOSH (1966), NEALE (1959), REMICK (1955,56 a et b,59), SABOURIN (1955) sont ainsi publiés.

Plus récemment (surtout depuis 1960), le Ministère des Mines du Québec, devenu Ministère des Richesses Naturelles du Québec, a lancé un programme de cartographie au 1/12 000 du district minier de Chibougamau. Une feuille de la carte géologique, avec son rapport correspondant, couvre 1/4 de canton, soit généralement 64 km^2.

Les rapports ayant trait à la région de Chibougamau sont ceux de : ALLARD (1960,67,69,70,72); AVRAMTCHEV (1973); CHRISTMANN (1974,75); CIMON (1971,76 a et b,77a et b);DUQUETTE (1964,68,76); DUQUETTE et al.(1966, 68,70); FEUERBACH (1971);GAUCHER (1959,60); GRAHAM (1956); HORSCROFT (1958); MATHIEU (1966); POULIOT (1960); SMITH (1960) et WOLHUTER (1960,62).

En outre, l'ouverture des différentes mines du district, a suscité de nombreux travaux de recherche. Les mines (fig.n°II/4) suivantes ont été étudiées : Copper Rand, SUTTON (1959),ECKSTRAND (1963); Cedar Bay, MILLER (1961); Campbell, JEFFERY (1959); Henderson,VOLLO (1959),GUHA et al. (1975).

Les travaux d'ALLARD (1953,56) ont porté sur la pétrographie des épontes des gisements situés dans le canton de Mc Kenzie. HAWKINS (1960) et RAYCHAUDHURI(1960) ont étudié la géochimie des zones minéralisées et de leurs épontes altérées. BLECHA (1966) a étudié la géochimie et les altérations des essaims de dykes associés à la minéralisation de la mine Campbell.ECKSTRAND (1963) a étudié les variations de composition des minéraux d'altération hydrothermale dans les épontes de la mine Copper Rand . Des données radiochronologiques concernant la région de Chibougamau ont été publiées par JONES et al. (1974). MORITZ (1975) a étudié les variations de composition des micas blancs de tous les gisements des lacs Chibougamau et Doré.

Ce n'est qu'en 1975 que sont décrites, à la mine Henderson, les structures et les textures mettant en évidence le métamorphisme subi par les sulfures(GUHA et KOO, 1975).

Les travaux de CHRISTMANN (1974,75), CIMON (1973) et CIMON et al.(1976) ont permis de mettre en évidence plusieurs stocks de porphyres cuprifères jalonnant le contact S du pluton de Chibougamau avec les roches volcaniques du groupe de Roy.

C H A P I T R E - II -

GEOLOGIE REGIONALE DU DISTRICT DE CHIBOUGAMAU

I - LE BOUCLIER CANADIEN - SES PRINCIPALES SUBDIVISIONS

II - LA PROVINCE DU SUPERIEUR - CARACTERES GENERAUX

III - LA CEINTURE DE ROCHES VERTES CHIBOUGAMAU - MATAGAMI

IV - LA GEOLOGIE DE LA REGION DE CHIBOUGAMAU

I - LE BOUCLIER CANADIEN - SES PRINCIPALES SUBDIVISIONS

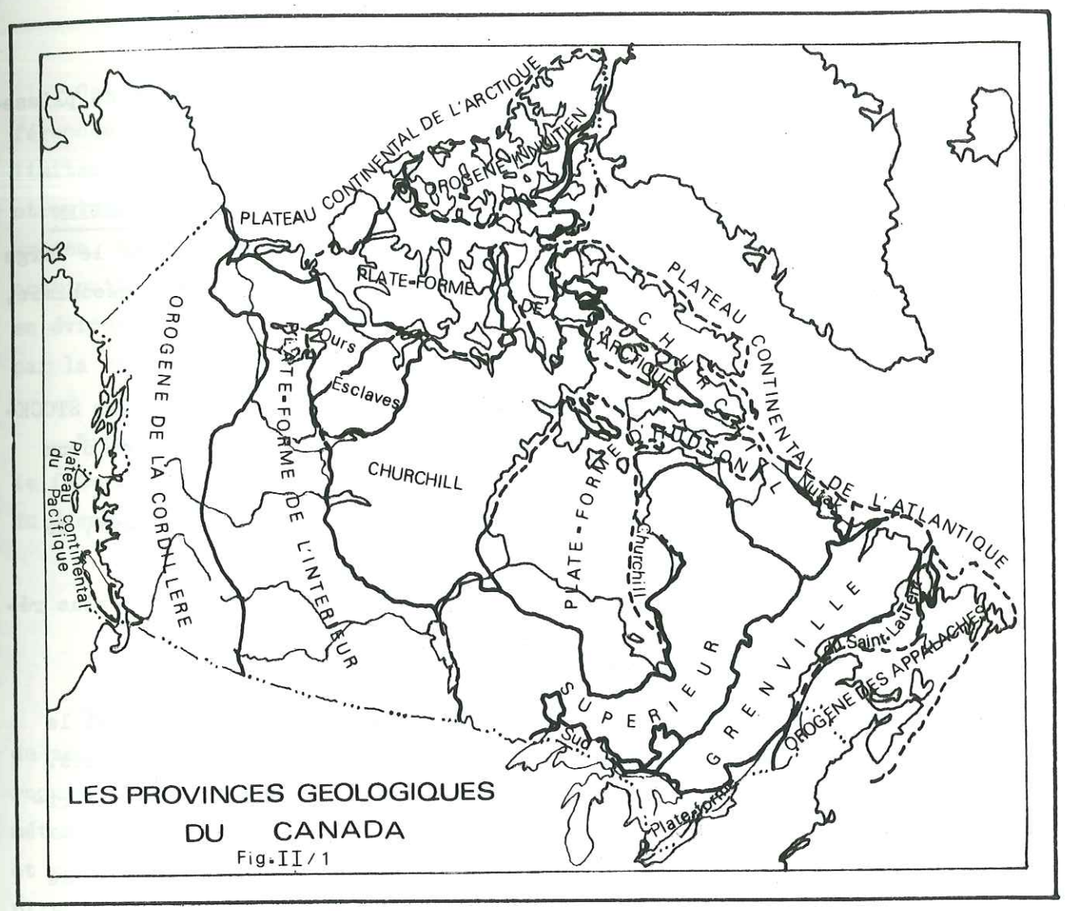
A) GENERALITES (fig. II/1)

Plus de la moitié du Canada (surface totale : 9 976 177 km^2) est occupée par des roches cristallines d'âge précambrien formant un bouclier. Celui-ci déborde d'ailleurs largement aux Etats-Unis, où il forme les états de New-York, du Minnesota, du Wisconsin et du Michigan. Ce substratum précambrien est souvent recouvert de sédiments glaciaires d'âge quaternaire, vestiges d'un vaste inlandsis.

La surface du bouclier est une pénéplaine extrêmement ancienne, mollement ondulée, localement découpée par des vallées récentes. Le réseau hydrographique très ramifié, jalonné de milliers de lacs, converge généralement vers la baie d' Hudson. L'altitude moyenne du bouclier est de 300 m, mais quelques reliefs s'en détachent : Laurentides (+ de 1ooo m); Labrador (+ de 1600 m) et Terre de Baffin (+ de 2500 m).

L'essentiel de ce bouclier a subi peu d' événements structuraux depuis le Précambrien. Les roches précambriennes de la bordure du bouclier ont cependant été affectées par des orogènes, au cours du Paléozoïque (orogène appalachien de l'Est du Canada), du Mésozoïque (orogène innuitien de l' Arctique),du Tertiaire(orogène cordillérien de l'Ouest du Canada).A la fin du Tertiaire, le bouclier a été surélevé de 90 à 270 m. De tels changements d'altitude ont également eu lieu après la glaciation pléistocène. Ils ont réactivé l'érosion fluviatile et provoqué le creusement de vallées assez profondes. Les Laurentides sur la rive NW du fleuve Saint-Laurent, montrent les traces de cette récente reprise d'érosion.

La plus grande partie du bouclier a été cartographiée (du moins à l'échelle de la reconnaissance: 1/ 253 440 et plus), mais de nombreuses difficultés sont apparues lors de la réalisation des synthèses régionales. Certaines régions présentent très peu d'affleurements, lesquels émergent d'une épaisse couverture de sédiments glaciaires et fluvio-glaciaires; les fossiles sont généralement inexistants (sauf les stromatolites dans la province de Churchill) et la majeure partie des



LES PROVINCES GEOLOGIQUES DU CANADA
Fig.II/1

Limite connue de province géologique

Limite supposée " "

Frontière

roches témoignent d'une ou plusieurs phases de métamorphisme et de plissement.

B) PROVINCES METAMORPHIQUES ET OROGENESES DU BOUCLIER CANADIEN

Le désir de surmonter les difficultés mentionnées a suscité le large développement de techniques d'études indirectes : géophysique, géochimie, géochronologie.

Le résultat des études géochronologiques a été synthétisé par STOCKWELL (1965, 1968). Selon cet auteur, le Précambrien est divisé en deux éons:

- l'éon le plus ancien, l' Archéen, est séparé du plus récent, le Protérozoïque, par l'orogenèse kénoranienne, datée de 2490 M.a.
- le Protérozoïque est divisé en trois ères appelées, de la plus récente à la plus ancienne : hadrynienne, hélikienne et aphébienne.

L' Hélikien est divisé en deux sous-ères : le Paléohélikien et le Néohélikien. Toutes les ères sont séparées par des phases orogéniques. STOCKWELL (op.cit.) a ainsi défini quatre orogenèses datées radiométriquement :

1) -2490 M.a. pour l'orogenèse kénoranienne, qui caractérise la dernière grande phase de métamorphisme, d'activité magmatique et de plissement affectant la province du Supérieur.

2) -1735 M.a. pour l'orogenèse hudsonienne surtout mise en évidence dans la province de Churchill.

3) -1370 M.a. pour l'orogenèse elsonienne, affectant particulièrement la province du Nain.

4) -945 M.a. pour l'orogenèse grenvillienne, caractérisant la province de Grenville.

La pratique courante a amené la division du bouclier en provinces, ces provinces étant des unités surtout structurales, car des roches de même nature ont, bien sûr, pu être formées à des âges différents.

Le bouclier est subdivisé en sept provinces métamorphiques : Grenville, Nain, Sud, De l'Ours, Churchill, A l'Esclave et Supérieur(fig.II/1)

Ces provinces se distinguent principalement grâce à de grandes différences dans les caractères structuraux (directions majeures, style). Les limites d'une province sont tracées quand il y a obliquité des lignes structurales, celles de l'orogène plus jeune recoupant celles de l'orogène ancien, ou bien quand deux ensembles différents sont séparés par des discontinuités majeures, ou bien quand un "front" orogénique peut être mis en évidence. En tout cas, l'individualisation a été pleinement confirmée par la distribution des âges radiométriques.

Notons tout de suite ici, que dans la région de Chibougamau, passe le fameux front Grenville, limite entre la province du Supérieur et celle du Grenville.

II - LA PROVINCE DU SUPERIEUR - CARACTERES GENERAUX

Parmi les sept provinces, celle du Supérieur est la plus vaste. Une de ses caractéristiques majeures est la présence de longues ceintures de roches vertes orientées E-W. Elles présentent des assemblages de roches métamorphiques d'origine volcanique, tholéiitique ou calco-alcaline, et sédimentaire (fig. II/2). Ces ceintures sont affectées par de grands plis isoclinaux E-W, dont les axes anticlinaux sont jalonnés par des masses intrusives syn- ou tardi-orogéniques, de composition granitique à dioritique. L'ensemble de ces roches a été métamorphisé, le plus souvent sous les conditions du faciès schistes verts.

Ces ceintures sont séparées les unes des autres par de vastes zones de gneiss granitiques bien foliés (orthogneiss), de gneiss rubanés (paragneiss) etc... ,constituant probablement le socle des formations observées dans les ceintures de roches vertes (GOODWIN, 1977)

Enfin, rappelons que les roches volcaniques, volcano-sédimentaires, sédimentaires et plutoniques, ont été recouvertes, en discordance, par la série de Témiscamingue, essentiellement sédimentaire, également d'âge kénoranien.

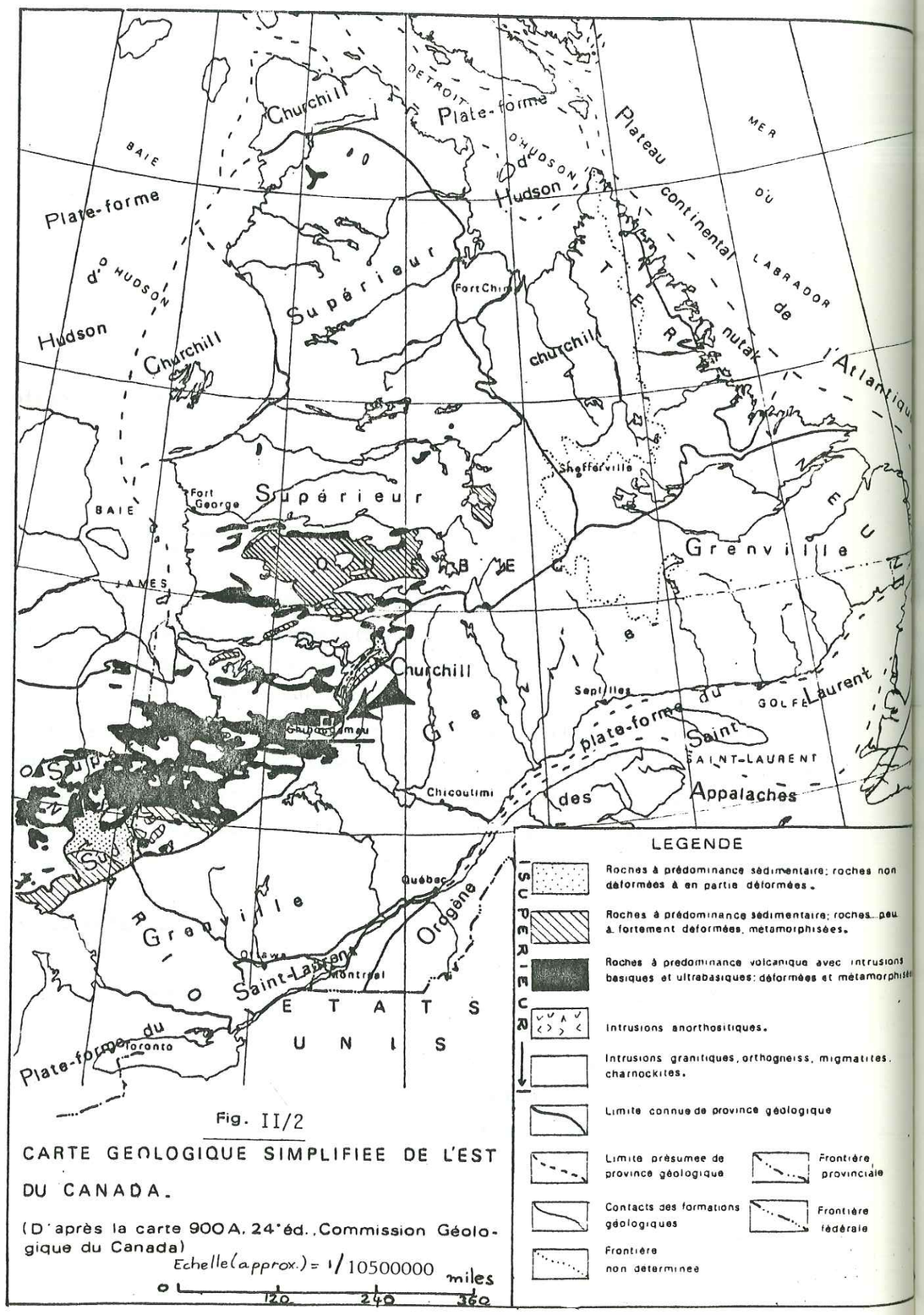


Fig. II/2

CARTE GEOLOGIQUE SIMPLIFIEE DE L'EST DU CANADA.

(D'après la carte 900A, 24°éd., Commission Géologique du Canada)

Echelle (approx.) = 1/10500000

III - LA CEINTURE DE ROCHES VERTES CHIBOUGAMAU - MATAGAMI

Cette ceinture de roches vertes s'étend, en direction, sur plus de 400 km de l'Ontario jusqu'au front Grenville qui passe quelques kilomètres à l'E de Chibougamau.

Elle est affectée par de grands plis isoclinaux, orientés E-W, à faible pendage axial vers l'E ou vers l'W. Des plutons intrusifs jalonnent les axes des anticlinaux.

La géologie de la région de Noranda a été étudiée par BARAGAR (1968), GOODWIN et al.(1970);IRVINE et BARAGAR (1971) , celle de Matagami par LATULIPPE (1959), SHARPE (1965,68) et celle de Chibougamau par ALLARD (1960), CHRISTMANN(1974,75),CIMON(1971;73;74;76a,b;77a,b;communication écrite), CIMON et GOBEIL (1976), DUQUETTE (1970) et OLIVEIRA (1973). La seule publication donnant un aperçu de l'ensemble de la ceinture de roches vertes, est le livre-guide de l'excursion A-41-C du XXIVe Congrès Géologique International (Editeur : ALLARD,1972).

Les descriptions qui suivent sont largement inspirées de ces travaux.

IV - GEOLOGIE DE LA REGION DE CHIBOUGAMAU (Fig .n° II/3, 4)

A) CARACTERES DU METAMORPHISME REGIONAL

Toutes les roches de la région de Chibougamau (fig.n° II/3) incluses dans la province du Supérieur, sont métamorphisées dans les conditions du faciès schistes verts.Les paragenèses observées comportent les minéraux suivants :

- albite ± épidote (s.l.) ± zoïsite ± clinozoïsite ± actinote ± chlorite ± calcite ± micas blancs.

Certaines parties du pluton de Chibougamau sont beaucoup moins affectées par le métamorphisme : des plagioclases (An_{47-55}) sont préservés dans des tonalites de la partie SW du pluton de Chibougamau. De tels panneaux relativement peu métamorphisés existent également dans le complexe du lac Doré. ALLARD (1956) a pu observer des anorthosites peu métamorphisées présentant de la bytownite fraîche (An_{80}).

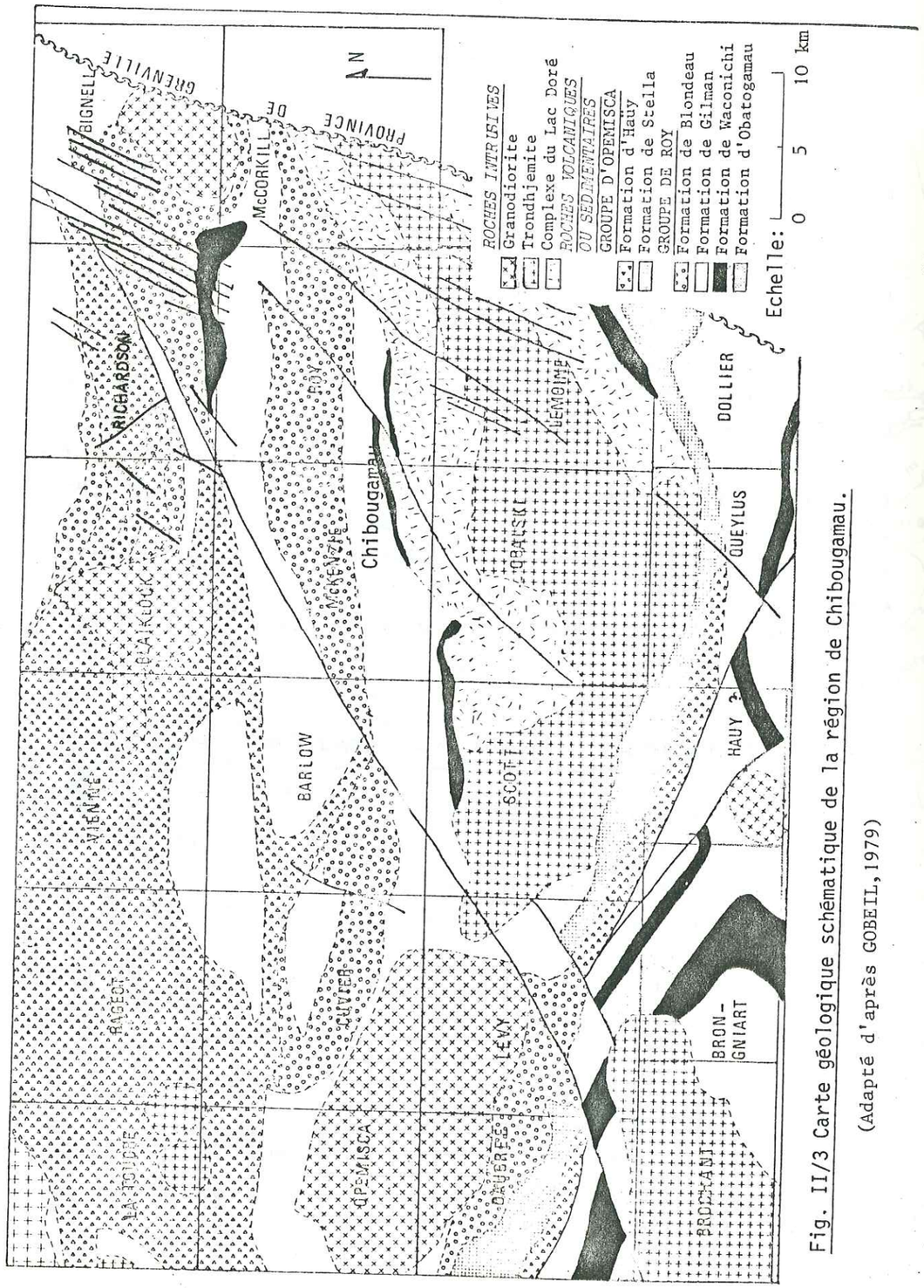


Fig. II/3 Carte géologique schématique de la région de Chibougamau.

(Adapté d'après GOBEIL, 1979)

Il est important de noter que le métamorphisme a parfois conservé, voire exagéré les structures primaires des roches (coussins, litage, granoclassement, amygdales, cumulats, etc...).

La description stratigraphique est donnée en allant des terrains les plus anciens vers les plus récents. Elle est résumée dans le tableau II/1.

B) LE GROUPE DE ROY (fig. n°II/3 et 4)

La série volcanique comporte quatre unités qui sont :

- la formation d'Obatogamau,
- la formation de Waconichi,
- la formation de Gilman,
- la formation de Blondeau.

1) La formation d'Obatogamau

Cette formation définie par CIMON (1977a) est essentiellement constituée de métabasaltes porphyriques ou coussinés, de composition tholéiitique. Elle peut atteindre 3000 m d'épaisseur et elle est recouverte par la formation de Waconichi.

2) La formation de Waconichi

CIMON (communication personnelle) a modifié la description originelle de cette formation (DUQUETTE, 1970). En l'état actuel des connaissances, cette formation est constituée de rhyolites porphyriques, de turbidites à éléments volcano-sédimentaires acides, de tufs, d'agglomérats et de niveaux localement riches en sulfures. Elle a une épaisseur variant entre 300 et 1200 m.

3) La formation de Gilman

Présumée en concordance sur la formation de Waconichi, s'observe une séquence de métalaves basiques en coussins, d'une épaisseur estimée de 3,6 km. Les métalaves alternent avec des niveaux pyroclastiques (métatufs, métabrèches d'explosion, méta-agglomérats, etc...).

De nombreux filons-couches sont intrus dans cette formation. Il s'agit généralement de métagabbros, mais certains filons-couches sont peut-être des coeurs de coulées épaisses, les affleurements ne permettant que

Tableau II/1
Stratigraphie de l'Archéen de la région de Chibougamau
d'après CIMON, communication personnelle.

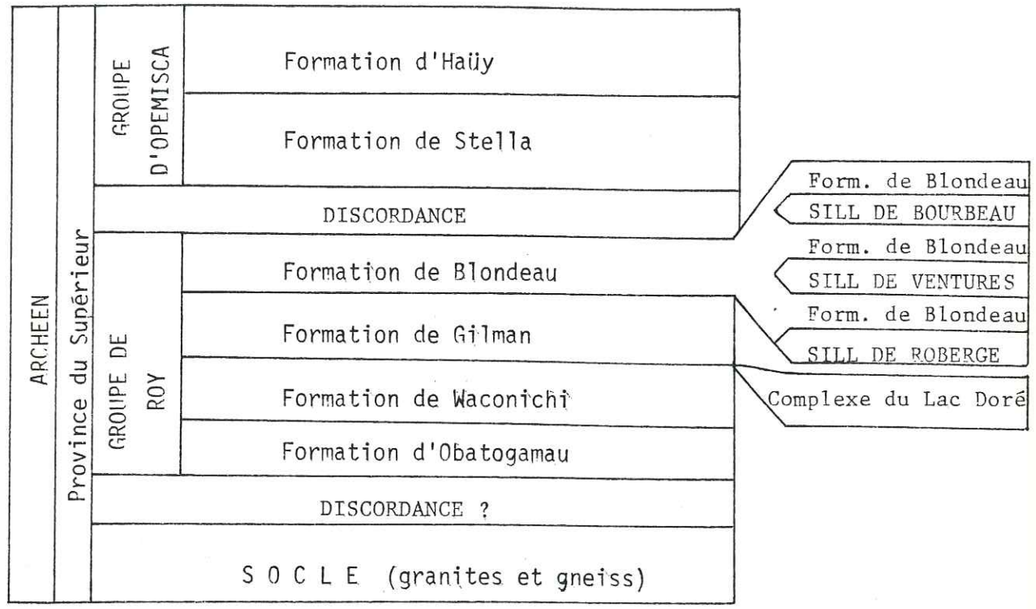


Tableau II/2 Stratigraphie synthétique du flanc sud du Complexe du Lac Doré
(d'après ALLARD, 1972)

	GABBRO
	GRANOPHYRE SODIQUE
ZONE LITEE (500-1000m)	MEMBRE P_3-Pyroxénolite, minces couches de gabbro
	MEMBRE A_2-Gabbro anorthositique, anorthosite gabbroique
	MEMBRE P_2-Pyroxénolite, gabbro, couches d'oxydes massifs
	MEMBRE A_1-Anorthosite gabbroïque, gabbro anorthositique
	MEMBRE P_1-Pyroxénolite, gabbro, couches d'oxydes massifs
ZONE ANORTHOSITIQUE (2400-3600m)	GABBRO-oxydes disséminés
	GABBRO
	GABBRO ANORTHOSITIQUE
	ANORTHOSITE GABBROIQUE
	ANORTHOSITE

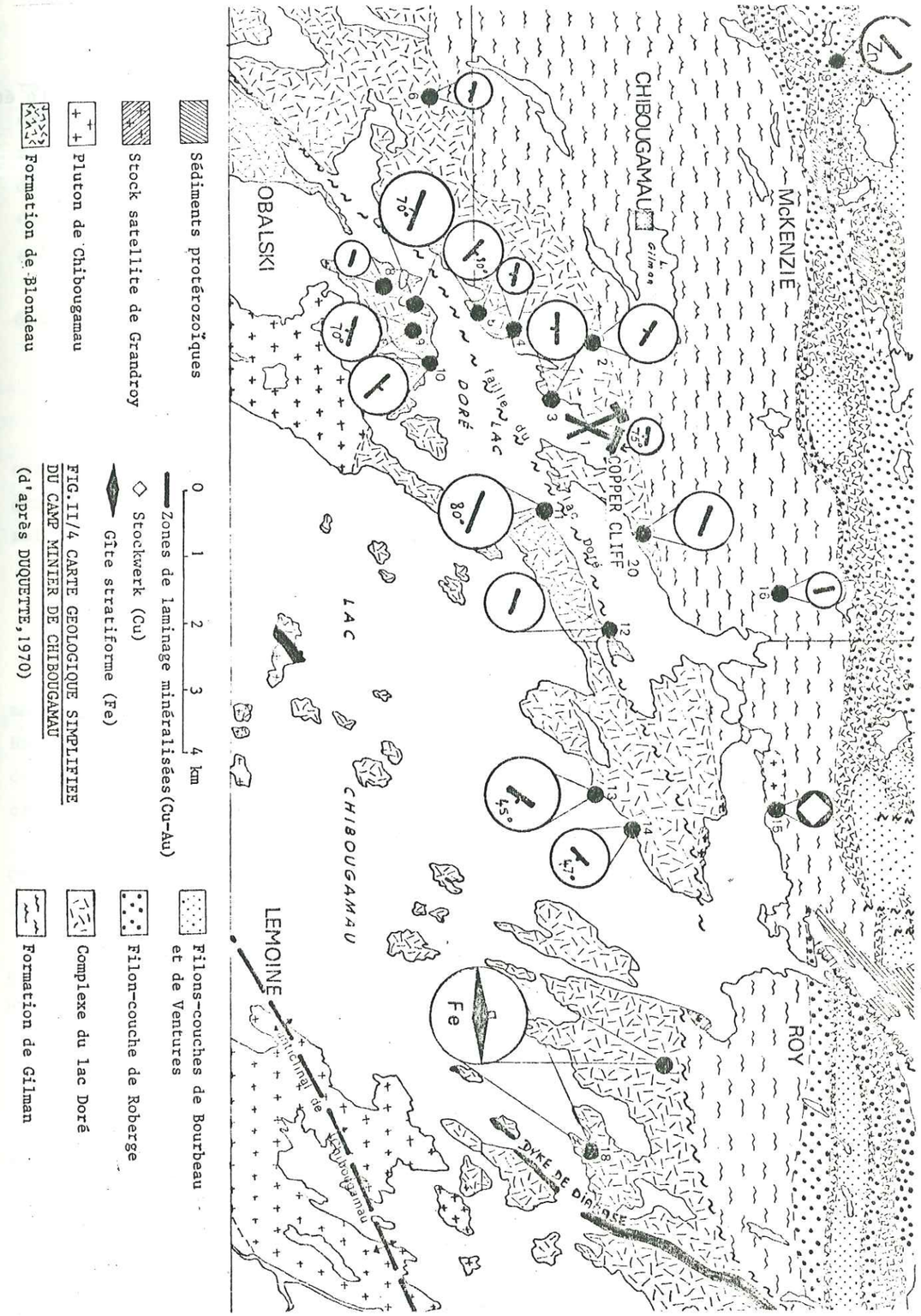


FIG. II/4 CARTE GEOLOGIQUE SIMPLIFIEE DU CAMP MINIER DE CHIBOUGAMAU
(d'après DUQUETTE, 1970)

GISEMENTS MENTIONNES SUR LA FIGURE II/4

1- Mine COPPER CLIFF Cu (Au)-Mine principale,faisant l'objet de cette étude.
2- Mine Copper Cliff-Zone Sidérite-Zone excentrée,non étudiée-Cu (Au)
3- Mine Cedar Bay Cu (Au,Ag)
4- Mine Québec Chibougamau Goldfields Ltd. Cu (Au,Ag)
5- Mine Kokko Creek Cu (Au,Ag)
6- Mine United Obalski Mining Co. Ltd. Cu (Au,Ag)
7- Mine Campbell Chibougamau (mine principale) Cu (Au,Ag)
8- Mine Chib-Kayrand Cu (Au,Ag)
9- Mine Merrill Island Cu (Au,Ag)
10- Mine Coniagas Zn (Pb,Ag)
11- Mine Copper Rand Cu (Au,Ag)
12- Mine Bateman Bay Cu (Au,Ag)
13- Mine Henderson Cu (Au,Ag)
14- Mine Portage Cu (Au,Ag)
15- Mine Grandroy Cu (Au,Ag)
16- Mine Bruneau Cu (Au,Ag)
17 et 18- Indices de fer de Chibiron Mining Co.
19- Indice de zinc de Taché Lake Mines Ltd. Zn (Au,Ag)
20- Mine Jaculet Cu (Au,Ag)

rarement d'observer les contacts entre roches volcaniques et filons-couches. Certains filons-couches sont très épais, et présentent une différenciation spectaculaire. L'auteur a pu observer, en 1972, dans le canton de Queylus (CIMON, 1977 a), un filon-couche de plus de 100 m d'épaisseur, dont la base était formée par une plagioclasite* et le sommet par un gabbro quartzifère.

Le plus important de ces filons-couches est le complexe du lac Doré, décrit p. 24 .

4) La formation de Blondeau

Elle comprend des coulées de rhyolithe sodique, des agglomérats et des conglomérats à éléments de roches volcaniques acides, des tufs acides à grain fin parfois riches en graphite, ainsi que des niveaux très riches en sulfures. Son épaisseur moyenne ne dépasse pas 1000 m.

C) LE GROUPE D'OPEMISKA

D'après CIMON (communication personnelle), la formation de Stella formant la base de ce groupe, est discordante sur les formations du groupe de Roy, ainsi que sur le complexe du lac Doré, le pluton de Chibougamau et le complexe de Cummings (cf.fig.n°II/3 , ces trois ensembles intrusifs sont décrits plus loin)

Les formations du groupe d'Opémiska occupent le coeur du synclinal de Chibougamau- Chapais, situé au S du pluton de Chibougamau et du complexe du lac Doré.

La discordance de la formation de Stella sur le pluton de Chibougamau est démontrée par la présence de nombreux galets de trondhjemite (CHRISTMANN,1975) dans le conglomérat de base de cette formation.

Dans la région située au S de Chibougamau, le groupe d'Opémiska comprend deux formations, de la base vers le sommet :

- la formation de Stella
- la formation d'Haüy

1) La formation de Stella

Elle comprend des niveaux lenticulaires de conglomérat comportant,entre autres: des éléments de trondhjemite, des arkoses, des shales ainsi

que quelques coulées andésitiques plus ou moins vésiculaires et porphyriques. Les coulées ne sont pas coussinées.

L'épaisseur de cette formation discordante sur le pluton de Chibougamau n'est pas connue, mais elle pourrait dépasser 3000m.

2) La formation d' Haüy

D'origine essentiellement volcanosédimentaire, cette formation comprend une séquence basale à andésites potassiques (tendance latitique?) massives, porphyriques et une séquence supérieure de plus en plus sédimentaire vers son sommet, avec des arkoses, des shales, des tufs à grain fin et des interstratifications de coulées de laves porphyriques subaériennes.

Cette séquence comprend également des lentilles de conglomérat remaniant les laves porphyriques.

On ne connaît pas l'épaisseur de cette formation.

D) LES INTRUSIFS

1) Le complexe du lac Doré

La description du complexe du lac Doré est largement inspirée par les publications d' ALLARD (1953,56,69,70,72 et 76). La stratigraphie du complexe est résumée dans le tableau n°II/2.

Le complexe du lac Doré est un filon-couche subconcordant, intrusif dans le sommet de la formation de Waconichi et la base de la formation de Gilman (ALLARD,1976). Il affleure sur une longueur dépassant 50km et a une épaisseur maximale de 4,8km. La plupart des mines de cuivre situées près de la ville de Chibougamau sont dans des zones de faille recoupant la zone méta-anorthositique du complexe du lac Doré.

Les travaux d'ALLARD, menés sur les flancs du complexe du lac Doré ont permis de préciser sa stratigraphie (cf.tableau n°II/2) :

a · la zone anorthositique

Cette zone constitue la base observable du complexe du lac Doré. D'une épaisseur de 2400 à 3600 m , elle présente un litage magmatique généralement peu net, avec parfois des faciès anorthositiques alternant rythmiquement avec des faciès plus gabbroïques.Ce sont les zones de laminage affectant cette zone qui contiennent les gisements de Cu-Au, tel celui de Copper Cliff. Les travaux miniers ont permis de rassembler beaucoup d'informations sur la pétrographie et la pétrologie de cette zone.

b · la zone stratifiée

Cette zone, dont le contact avec la précédente est bien marqué, présente un litage et des "figures sédimentaires" (slumps,cumulats, etc...) qui sont dus à des phénomènes de ségrégation à l'intérieur d'une chambre magmatique. ALLARD et CATY (1969) et CATY (1970) ont subdivisé cette zone en 5 membres distincts (tableau n°II/2). Ces membres présentent un litage magmatique spectaculaire, lié à la répétition de termes gabbroïques, métapyroxénitiques et magnétitiques (fig.n°II/5):

- les membres P_1,P_2,P_3 sont métapyroxénitiques* associés à du métagabbro (P_1,P_2,P_3) et à de la magnétitite (P_1,P_2) à magnétite, ilménite, vanadium et traces de sulfures (pyrite,chalcopyrite).

- les membres A_1 et A_2 sont des membres méta-anorthositiques et métagabbroïques. Ces membres, ne présentant pas de litage magmatique, sont comparables à la zone méta-anorthositique décrite précédemment. Le quartz fait son apparition dans le niveau A_2.

Une zone granophyrique constitue le sommet du membre P_3.

c · la zone de bordure supérieure et la zone inférieure cachée

La zone de bordure supérieure est une zone de trempe à grain très fin de composition basique, ressemblant beaucoup à certaines coulées basaltiques massives du Gilman.

ALLARD (1972) suppose l'existence d'une zone inférieure cachée pouvant, par analogie avec le complexe du Bushveld,présenter un horizon platinifère de type Merensky Reef.Le complexe est affecté par l'anticlinal de Chibougamau dont le coeur est envahi par le pluton trondhjemitique et dioritique de Chibougamau.Ce pluton est un batholite nettement intrusif dans le complexe du lac Doré et les formations du groupe de Roy,et non pas un filon-couche subconcordant avec le complexe dans lequel il serait intrus selon ALLARD (1972 et 1976).

* terme utilisé selon la classification de MOORHOUSE (1959).

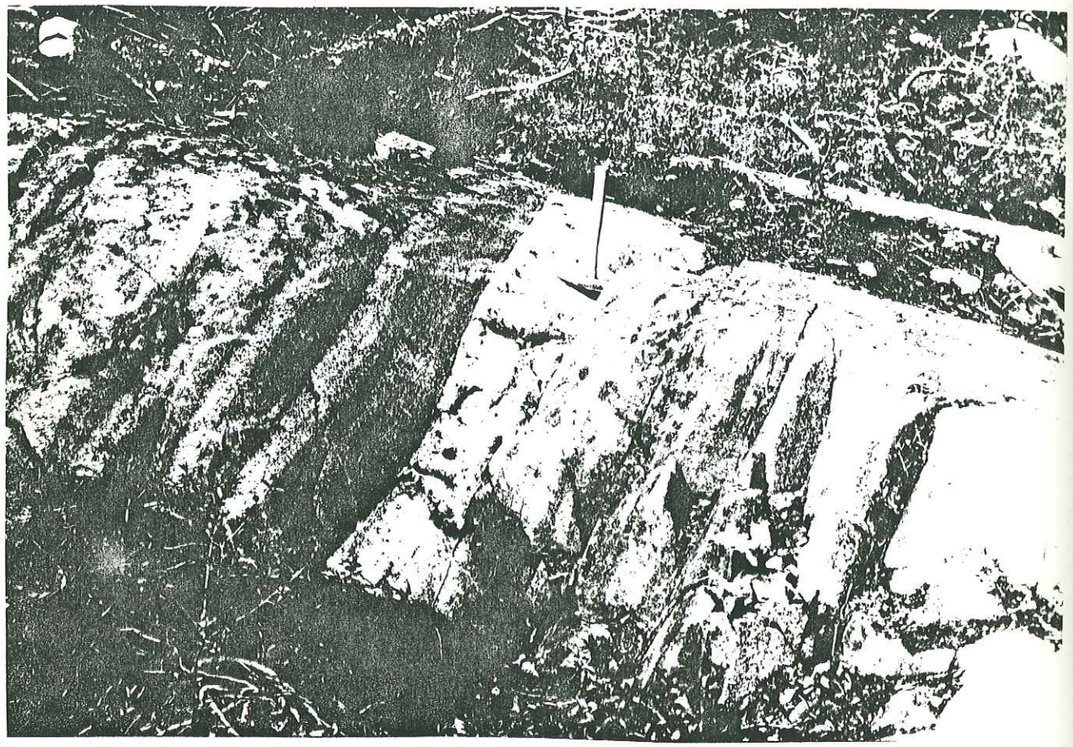


Fig. II/5 Litage magmatique dans la zone litée du complexe du Lac Doré:alternance de lits de métagabbro (en clair) et de lits de métapyroxénolite (plus ou moins sombres)

ENVIRONS DU LAC CINQ MILLES

d · le métamorphisme

Le complexe du lac Doré a été affecté par le métamorphisme de faciès schistes verts caractérisant également ses épontes.Cependant, quelques panneaux plus frais ont été observés (ALLARD,1956; ALLARD et SIMMONS,1969): l'anorthosite "fraîche" est composée de 95% de bytownite (An_{80}) et de faibles quantités de zoïsite et de chlorite. Une anorthosite gabbroïque "fraîche" comprend de la labradorite (An_{63}) et des plages blastopoecilitiques d'actinote pseudomorphosant le pyroxène originel.

e · relations entre le flanc N et le flanc S du complexe du lac Doré.

Malgré son plissement en anticlinal, le complexe présente une dissymétrie marquée entre ses deux flancs.

La zone stratifiée n'est que peu représentée dans le flanc N : elle y a été observée dans le secteur du lac Caché (partie W du flanc N) et elle est inexistante à l' E de l'île du Portage (partie E du flanc N) où elle fait place à des métadunites riches en magnétite.Le granophyre est absent dans cette zone; par contre, une métadiorite, une métaferrodiorite et un métaferrogabbro ont été cartographiés dans le secteur du lac Caché. Ces roches pourraient correspondre au membre P_3 du flanc S du complexe du lac Doré (ALLARD, 1972 et BASKIN, en préparation).

2) Le complexe de Cummings

La formation de Blondeau contient plusieurs filons-couches d'importance régionale : ils ont été décrits par AVRAMTCHEV (1973); DUQUETTE (1970) et GOBEIL (1973).

a. le filon-couche ultramafique de Roberge

Ce filon-couche, le plus ancien des trois intrus dans la base de la formation de Blondeau, a une épaisseur maximale de 550 m et une longueur présumée de 73 km. Il s'étend deluis le N du lac Opémisca jusqu'au front Grenville.

Il est constitué par une diopsidite grise et des roches ultrabasiques serpentinisées, formant des bandes parallèles. Le litage magmatique est souvent bien marqué.

b. le filon-couche de Ventures .

Son épaisseur est de l'ordre du kilomètre; sa longueur atteint 7o km dans le synclinal de Chibougamau, et seulement 20 km dans le synclinal de Chapais.

Deux unités distinctes forment ce filon-couche :

+ la pyroxénite de base , épaisse de 550 m ,
+ le gabbro ophitique à gros grain, formant le niveau supérieur d'une épaisseur dépassant 450 m.

Ce filon-couche est situé à la base de la formation de Blondeau, juste au-dessus du filon-couche de Roberge.

Le gabbro de Ventures forme l'encaissant des minéralisations cuprifères exploitées par la société Opémisca Copper Mines, filiale du groupe Falconbridge.

c. le filon-couche mafique de Bourbeau .

Son épaisseur dépasse 700 m pour une longueur de plus de 160 km. Il est situé au sein des roches pyroclastiques constituant la base de la formation de Blondeau. Trois niveaux distincts résultant d'une différenciation magmatique ont été reconnus :

+ un niveau basal discontinu de péridotite (20 m d'épaisseur environ),
+ un niveau de 300 m de leucogabbro feldspathique avec un litage lié à une ségrégation magmatique,
+ un niveau de gabbro quartzifère qui semble évoluer vers une roche felsique sodique (peut-être une tonalite?) à texture micropegmatitique.

d. conclusions sur les filons-couches

D'une manière générale, on observe une asymétrie nette dans la distribution et la composition des filons-couches, de part et d'autre de l'axe anticlinal de Chibougamau. Cette asymétrie ne semble pas avoir reçu à ce jour d'explication satisfaisante, et on doit se contenter d'évoquer quelques hypothèses non limitatives :

- Biseautage lié à une forme lenticulaire des intrusifs.
- Histoire géologique différente de la partie N (synclinal de Chibougamau) et de la partie S (synclinal de Chapais) du district.

En tout cas, les connaissances sur la tectonique de la ceinture de roches vertes sont encore trop fragmentaires pour donner une réponse valablement fondée.

3) Le pluton de Chibougamau

a. caractères généraux

Il affleure sur une longueur de 65 km environ, le long de l'axe de l'anticlinal de Chibougamau. Il s'étend à l'E, depuis la proximité du front Grenville jusqu'au contact de la faille Gwillim, qui le recoupe à l'W, dans le canton de Lévy. Sa largeur maximale est de l'ordre de 13 km.

Les roches de ce pluton ont, jusqu'ici, été décrites comme étant du granite, sans preuves minéralogiques ni chimiques. Des travaux récents : ALLARD (1970,1972), CHRISTMANN (op.cit.), CIMON (1973 et 1976 b) , et FEUERBACH (1971) ont permis de mettre en évidence la grande variété pétrographique de ce pluton. Celui-ci semble s'être mis en place par venues successives, brechifiant, plissant et assimilant des épontes de nature très variée.

Une des principales caractéristiques de ce massif est sa pauvreté en K contrastant avec des teneurs en Na assez élevées (cf. tableau n°II/3).D'ailleurs la déficience en K caractérise également la plupart des lavec contenues dans les différentes formations, à l'exception de celle d' Haüy.

On remarque également l'absence de migmatites et de gneiss au contact du massif, ainsi que l'existence d'un véritable complexe de dykes et de stocks satellites qui en sont issus. D'après DUQUETTE (1970), il s'agit d'un laccolite mis en place entre la partie visible du complexe du lac Doré et l'hypothétique zone inférieure cachée d'ALLARD (1972) . Toutefois, des observations récentes de CHRISTMANN (1974,75), CIMON et al.(1976) tendent à montrer qu'il s'agirait d'un pluton de type batholitique, en cours d'érosion lors du dépôt de la formation de Stella celle-ci étant caractérisée par une épaisse série détritique avec un conglomérat basal riche en galets de trondhjemite.

	ROCHES VOLCANIQUES		PLUTON DE CHIBOUGAMAU			
	Basalte moyen	Rhyolithe porphyrique sodique moyenne	Méta-méladiorite	Méta-pegmatite altérée	Méta-tonalite	Méta-trondjehmite
SiO_2	51,83	74,45	50,89	69,01	77,05	73,15
Al_2O_3	15,67	13,30	15,61	13,25	9,00	14,30
Fe_2O_3	2,99	3,42	5,01	1.11	3,24	1,56
FeO	8,70	---	8,86	1,21	7,07	1,38
MgO	6,67	0,99	4,86	0,12	1,97	0,79
CaO	9,14	1,21	8,67	2,07	0,36	2,83
Na_2O	2,88	5,16	3,23	6,75	0,40	4,36
K_2O	0,48	1,06	0,46	6,35	0,61	1,14
TiO_2	1,47	0,37	1,82	0,06	0,08	0,25
P_2O_5	----	----	0,28	----	0,01	0,05
MnO	0,19	0,05	0,22	----	0,12	0,08
S	----	----	0,20	0,07	0,05	0,01
BaO	----	----	0,02	----	0,02	0,05
SrO	----	----	----	----	0,01	0,04
TOTAL	100,02	100,01	100,13	99,99	99,99	99,99
Réf.	1 +	1 ++	2	2	2	2

Références: 1-d'après OLIVEIRA (1973) +=moyenne de 4 analyses
++=moyenne de 6 analyses

2-d'après CHRISTMANN (1975)

TABLEAU II/3- Analyses chimiques de quelques roches représentatives du district de Chibougamau

b. diorites et méladiorites

Le pluton de Chibougamau est un pluton complexe, résultant de la cristallisation de plusieurs venues magmatiques, ayant localement assimilé les roches de ses épontes.

L'étude des venues successives indique une évolution du magma résiduel, vers des termes de plus en plus acides, mais toujours déficients en potassium.

Au contact du complexe du lac Doré, s'observent des "méladiorites"* résultant de l'assimilation de termes ferrifères . Ces méladiorites, à grain très fin, sont bréchifiées d'une manière complexe, par une succession de phases de composition dioritique à tonalitique.

Les métadiorites et les métatonalites,affleurant surtout en périphérie du pluton, sont riches en minéraux ferromagnésiens. Elles pourraient résulter de l'assimilation, par un magma trondhjemitique, d'une partie des laves basiques de la formation de Gilman.

Les roches du pluton de Chibougamau paraissent équantes dans la partie SW du pluton, alors qu'elles sont foliées parallèlement aux contacts avec l'encaissant dans la partie NE du pluton.

c. tonalites et trondhjemites

La tonalite,et surtout la trondhjemite, forment le coeur du pluton de Chibougamau. Les tonalites sont souvent des roches mélanocrates, alors que les trondhjemites, contenant plus de 30 % de quartz et 40 % de plagioclase , sont très leucocrates.

d. relations avec les formations encaissantes

Le pluton de Chibougamau est intrusif dans le complexe du lac Doré, ainsi que dans les formations de Gilman et de Blondeau.

Le contact entre le pluton et le complexe se fait par une zone de brèche à éléments appartenant au complexe du lac Doré, affleurant sur plusieurs centaines de mètres d'épaisseur, dans le canton de Scott, par exemple.

* terme utilisé conformément à la définition de JOHANNSEN (1918).

Il n'a pas été possible d'observer le contact entre la formation de Gilman et le pluton de Chibougamau, car il est masqué par les dépôts glaciaires. A quelque distance de la position supposée de ce contact, les métalaves basiques du Gilman sont affectées par un métamorphisme de contact, donnant naissance à des cornéennes. La présence d'un pli isolé, d'axe très fortement incliné vers le SW, affectant la série de Gilman à proximité de son contact probable avec le pluton, laisse supposer que sa mise en place s'est effectuée "en force" et qu'il a exercé une très forte pression sur son encaissant. Les brèches intrusives mentionnées ci-dessus pourraient être dues au même phénomène.

e. problème des dykes

Un véritable chevelu de dykes recoupe le groupe de Roy, le complexe du lac Doré, le pluton de Chibougamau et même la formation de Stella. L'âge respectif des différentes familles de dykes ne peut malheureusement pas être précisé pour le moment.

Leur puissance varie de quelques dizaines de centimètres à plusieurs dizaines de mètres. Leur bordure aphanitique est due à un refroidissement brutal lors de leur mise en place et les contacts avec l'encaissant sont souvent rectilignes.

La nature des dykes est variable : tous les termes entre les méta-microgabbros, métatonalites et métatrondhjemites ont pu être observés.

Les dykes basiques sont très développés dans la zone de laminage de la mine Copper Cliff (cf. chapitre IV, p. 116).

Leur direction (N 120°) y est concordante avec la foliation des phyllonites de l'encaissant.

Un dyke de diabase à olivine, d'âge post-kénoranien, d'une largeur de 15 m, et d'une longueur dépassant 50 km, recoupe toutes les formations de la région de Chibougamau.

f. stocks satellites du pluton de Chibougamau, les porphyres cuprifères

Une série d'anomalies magnétiques de forme elliptique, jalonne le flanc S du pluton de Chibougamau, sur une longueur d'environ 26 km .

Afin de déterminer la nature de ces anomalies, des travaux de reconnaissance ont été entrepris dès 1960 par AMALGAMATED MINING DEVELOPMENT CORPORATION sur l'anomalie n° 4, située dans la moitié S du canton de Scott. Plusieurs forages ont recoupé de longues sections de roches décrites comme un granite, parcouru par un stockwerk de veinules de pyrite, chalcopyrite, magnétite. Ce "granite" contient une importante minéralisation à basse teneur en cuivre :

Section de 88,7m de longueur à 0,08% Cu (forage A_2)
" 63,2m " " à 0,10% Cu (forage A_5)
" 14,4m " " à 0,47% Cu (forage A_8)

Les travaux de CIMON (1973,1974) et les observations de l'auteur dans le canton de Scott, ont permis de préciser l'existence de plusieurs zones minéralisées recoupant le pluton, qui présentent des caractères comparables aux zones de racines de porphyres cuprifères du SW des Etats-Unis et de la cordillère des Andes (LOWELL,1974; LOWELL et GUILBERT,1970; SILLITOE,1972,73) : minéralisation cuprifère disséminée, en stockwerks ou formant le ciment d'une brèche hydrothermale associée à une zone d'altération riche en microcline, orthose, séricite et biotite. Ces minéraux sont souvent développés à proximité des diaclases.

Ces zones minéralisées montrent une minéralisation cuprifère associée à une forte métasomatose potassique, se traduisant par une pseudomorphose du plagioclase des diorites par du microcline .

Alors que, dans la moitié S du canton de Scott, les roches analysées (CHRISTMANN,1975) ne contiennent jamais plus de 1,14% de K_2O, les analyses faites sur des échantillons minéralisées de l'anomalie n°4, donnent un taux jusqu'à 6,35% (tableau n° II/3). La minéralisation est accompagnée par des dykes trondhjemitiques porphyriques, très altérés par la microclinisation et le développement de perthites secondaires. CIMON (non publié) estime, avec beaucoup de prudence, à 1,5 milliard de tonnes à 0,1% Cu (soit 1,5 million de tonnes de cuivre métal contenu) les seules lentilles minéralisées du canton de Queylus.

Les gisements connus de porphyres cuprifères sont alignés selon une direction N110° environ.Ils jalonnent probablement un système d'accidents affectant la bordure sud du pluton de Chibougamau,à proximité de son contact avec les formations de Gilman et de Stella ou avec le complexe du lac Doré.De tels accidents ont vraisemblablement favorisé l'intrusion des dykes et la circulation du,ou des,fluides minéralisateurs.

Les porphyres cuprifères de Chibougamau semblent être les premiers porphyres cuprifères d'âge archéen décrits au Canada.Jusque là, ce type de minéralisation semblait caractériser des ceintures orogéniques d'âge tertiaire. Les implications sur la reconstitution de l'histoire géologique de la ceinture de roches vertes de Chibougamau-Matagami, seront abordées en même temps que les conclusions de l'étude de la mine Copper Cliff. Cette dernière est située dans une zone de faille injectée de dykes, dans laquelle se développe, en abondance, un silicate potassique: la muscovite.

E) GEOLOGIE STRUCTURALE

Les caractères structuraux de la région de Chibougamau relèvent de 2 types de déformation :

1) Structures plissées

a. plis E-W à axes subhorizontaux

DUQUETTE (1970), ALLARD (1972) conçoivent la ceinture de roches vertes comme un synclinorium orienté E-W, présentant des plis isoclinaux à

faibles pendages axiaux vers l'E et l'W.

Ce "synclinorium" comprend une série de plis isoclinaux symétriques. D'un point situé à l'W du pluton d'Opémisca jusqu'au front Grenville, la ceinture de roches vertes est divisée en deux synclinaux d'axes parallèle :

- le synclinal de Chapais (branche S)
- le synclinal de Chibougamau (branche N) séparé du précédent par l'anticlinal de Chibougamau.

Une forte schistosité de plan axial est parfois associée aux plis E-W.

b: plis à axes subverticaux

Les plis E-W ont été localement affectés par une deuxième phase de déformation produisant quelques grands plis et des plissotements d'axes subverticaux. Parmi ces grands plis de seconde génération on peut noter :

+ le pli affectant la formation de Gilman, au contact du pluton de Chibougamau ,
+ le pli d'axe vertical affectant l'encaissant des minéralisations cuprifères de la mine Opémisca (filon-couche de Ventures). Ce pli est localisé à proximité du contact du pluton d'Opémisca. Cette seconde phase de plissement pourrait être partiellement reliée à la mise en place des plutons d'Opémisca et de Chibougamau.

2) Failles

Les systèmes de failles sont présentés par ordre chronologique, du plus ancien au plus récent.

a. système WNW

Ce système a une grande importance économique puisqu'il constitue le contrôle structural évident de la mine Copper Cliff et de la plupart des mines des lacs Doré et Chibougamau (à l'exception de certains amas minéralisés des mines Henderson et Portage). Ces failles affectent surtout le flanc N, plus rarement le flanc S du complexe du lac Doré. Elles forment un réseau serré de zones de laminage, pouvant dépasser 100 m d'épaisseur, à pendage subvertical, ayant subi une altération hydrothermale souvent intense. De nombreux dykes sont intrusifs dans ces zones de laminage.Ces zones de laminage sont recoupées par la faille du lac Doré,orientée NE.

b. système NE

Il comprend plusieurs failles d'importance régionale :

+ la faille du lac Gwillim, suivie sur une distance minimale de 97 km, est un décrochement oblique senestre,

+ la faille du détroit Mac Kenzie, estimée à 1,6 km, est un décrochement oblique dextre,

+ la faille du lac Doré est probablement le prolongement vers le S de la faille du détroit de Mac Kenzie. Elle se présente comme une zone laminée de 14 km de long, ayant un pendage moyen de 55° vers l'W. Elle recoupe le complexe du lac Doré et certaines zones de laminage WNW. Cette faille est stérile, et postérieure à la minéralisation.

c. système NNE

La proximité du front Grenville est soulignée par une famille de failles à décrochement senestre (ALLARD,1967), formant un réseau relativement serré à l'E de Chibougamau.

La faille de Mistassini est la plus importante d'entre elles. Il s'agit d'un accident inverse qui, à 50 km au N de Chibougamau met en contact un bassin de dolomies d'âge hudsonien (1735 ± 150 M.a.) transgressif sur le substratum kénoranien et un ensemble de migmatites et d'amphibolites agmatiques grenvilliennes (950 ± 150 M.a.).

Ces failles, probablement liées à l'orogenèse grenvillienne sont les éléments structuraux les plus récents de cette région.

3) Le front Grenville

Il s'agit d'une limite multiforme, parfois mal connue, qui est située environ 30 km à l'E de Chibougamau. Elle marque la limite entre la région de Chibougamau, d'âge kénoranien (2490 M.a.) à l'W, et la province métamorphique du Grenville (950 ± 150 M.a.).

Ce front peut présenter l'un des aspects suivants :

- simple limite d'âges radiométriques,
- "isograde" métamorphique : en effet le métamorphisme kénoranien (à l'W) est du faciès albite ± chlorite ± actinote ± épidote (schistes verts)

alors que le métamorphisme grenvillien se traduit par le développement de grenats et d'amphibole (faciès amphibolite).

Des études sont en cours afin de mieux préciser la position et la nature de ce front.

C H A P I T R E - III -

INTRODUCTION A LA GEOLOGIE DE LA MINE COPPER CLIFF

I - PRESENTATION DU BLOC - DIAGRAMME

II - DESCRIPTION SOMMAIRE DE LA MINE COPPER CLIFF

INTRODUCTION A LA GEOLOGIE DE LA MINE COPPER CLIFF

I - PRESENTATION DU BLOC - DIAGRAMME

A) BUT DE LA REALISATION

Afin de permettre une représentation globale et synthétique du gisement, il a fallu respecter plusieurs impératifs :

- nécessité de représenter un maximum d'informations,
- obtenir un document relativement clair et maniable ,
- permettre une visualisation, en trois dimensions, des unités géologiques et de leurs relations.

La réalisation d'une maquette à l'échelle, comportant toutes les informations reportées sur des plaques de plexiglas, est le moyen idéal d'une telle représentation. Mais une maquette n'étant ni facilement transportable, ni reproductible, il a fallu concevoir un bloc-diagramme permettant la reproduction sur un plan d'observations disposées dans l'espace.

B) DONNEES UTILISEES

Les documents suivants sont synthétisés dans le bloc-diagramme, joint en annexe :

- les plans géologiques au I/240 des différents niveaux de la mine, levés par différents géologues de la société Patino,
- des coupes du gisement, orientées N 20°-200°, perpendiculairement aux structures,
- les journaux de forage effectués jusqu'à la fermeture de la mine, le 8 Novembre 1974,
- mes propres levés de galerie, au 1/240.

Afin de pouvoir utiliser cette masse de données, il a fallu synthétiser les levés de galeries et ceux des forages. Cette corrélation a permis de généraliser, niveau par niveau et coupe par coupe, les observations géologiques en galeries. Ce travail comporte,certes, une part d'interprétation : en ce qui concerne les forages, plus d'une demi-douzaine de géologues ont participé à la rédaction des relevés et les observations ainsi obtenues ne peuvent être considérées comme homogènes.

C) SYSTEME DE COORDONNEES GEOGRAPHIQUES

Le système de coordonnées géographiques utilisées pour les levés et la représentation cartographique, est celui défini par la société Patino. Il est centré sur la chambre du puits de la mine Copper Cliff. Ce système comprend trois axes orthogonaux, dont deux situés dans des plans horizontaux :

- Axe 1 = "Longitude" N 20°-200°
- Axe 2 = "Latitude" N 110°-290°

Le troisième axe, vertical, est celui des élévations.
La "longitude" est perpendiculaire aux structures minéralisées, alors que la "latitude" leur est parallèle. L'origine de ce système est une borne-repère située dans la chambre du puits principal. La surface est désignée par l'élévation 0. Tout point peut donc être désigné par 3 cotes :

1) Profondeur

Cote par rapport à la surface. La valeur de l'élévation est précédée d'un signe négatif pour tous les points situés sous terre.

Pour désigner un niveau, on utilise généralement le premier, ou les 2 premiers chiffres significatifs de l'élévation exprimée en pieds :

Niveau -275' = 2
" -400' = 4
" -525' = 5
" -675' = 6
" -825' = 8
" -975' = 9
" -1125'=11
" -1275'=12
" -1450'=14
" -1620'=16

2) "Longitude"

La longitude, par rapport à l'axe 1 (N20-N200) origine est indiquée en pieds, par un nombre à 3 chiffres, de la manière suivante :

0 + 0 0 E ou W —— Position par rapport à l'axe origine
Centaines / Dizaines / Unités

3) "Latitude"

La notation de la latitude par rapport à l'axe 2 (N110-N290), origine, de latitude 0, est pratiquement identique à celle de la longitude :

0 + 0 0 N ou S Position par rapport à l'axe origine de latitude 0

D) REMARQUE SUR LA LONGITUDE 0

La "longitude" origine, par définition, passe par le puits principal, a une orientation N20-N 200°, et ses coordonnées sont 0 + 0 0 . Ce système a été adopté pour tous les plans et le bloc-diagramme figurant dans ce mémoire.

Cependant, au commencement de l'exploitation, la société Patino a convenu d'attribuer à l'actuelle longitude 0, la coordonnée 20 + 0 0 E . L'appellation des galeries, chantiers, puits etc... est effectuée en utilisant cette valeur pour la longitude origine.

E) SYSTEME DE LOCALISATION DES GALERIES, CHANTIERS ETC...

Pour localiser les différents travaux, chaque niveau a été divisé en carrés, de surface unité, égale à 100 pieds par 100 pieds. Les travaux portent le nom du carré dans lequel ils se trouvent.

Ainsi, par exemple, le chantier d'abattage 8-26-4 se trouve : au niveau -825 pieds, dans le carré limité à l'E par la "longitude" 26 + 0 0 E et au S par la "latitude" de 4 + 0 0 S .

8	-	26	-	4
NIVEAU		LONGITUDE limitant le carré vers l'E		LATITUDE limitant le carré vers le S

Les carrés sont répertoriés par 3 nombres. Ces nombres peuvent comporter 2 chiffres :

- celui des dizaines exprime les milliers de pieds,
- celui des unités exprime les centaines de pieds .

26 = 2600 pieds (26 + 0 0) = longitude 600' E par rapport à la longitude origine (voir remarque du § D).

La figure n° 111/1 (hors-texte et en rappel sur le bloc-diagramme) présente la nomenclature des surfaces-unité, en fonction de leur "longitude" et de leur "latitude". Cette nomenclature ne correspond pas toujours à celle, plus complexe, utilisée par la société Patino. Lorsqu'un chantier (par exemple) occupe plusieurs carrés, un seul carré servira de référence.

F) DEFINITION DU VOLUME ETUDIE

La mine Copper Cliff comprend une zone minéralisée principale et des zones minéralisées secondaires, fortement excentriques :

- Zone "Sidérite Nord", située à 400 m au N du puits principal. Elle est exploitée aux niveaux -400 et -675 pieds,
- Zone 6-16-10 ("Zone Sidérite Sud"), située au niveau -675 pieds à 275 m au S du puits principal,
- Zone 12-21-36, située au niveau -1275 pieds à plus de 600 m au S du puits principal.

Cette étude porte essentiellement sur la zone minéralisée principale, car les zones secondaires ne comportent que peu de galeries et leur géologie est semblable. Les descriptions concernent donc, sauf mention contraire, le volume représenté par le bloc-diagramme, dont les coordonnées sont :

- Elévation : de -275pieds à -1620 pieds (-490 m) ,
- Longitude : de 2 + 00 W à 5 + 00 E (700 pieds soit 210 m environ),
- Latitude : de 0 + 20 N à 6 + 00 S (620 pieds soit 190 m ").

G) METHODES DE CONSTRUCTION

La méthode de construction retenue est la projection isométrique, particulièrement utile dans la démonstration des relations complexes des gisements hydrothermaux contrôlés structuralement. Cette projection permet la conservation des échelles des plans originaux, le long des trois axes principaux de construction. Ceux-ci sont les axes de coordonnées : "longitude" (N20-N200°), "latitude" (N110-N290°) et la verticale.

Le bloc originel a été coupé en deux parties, afin de montrer une

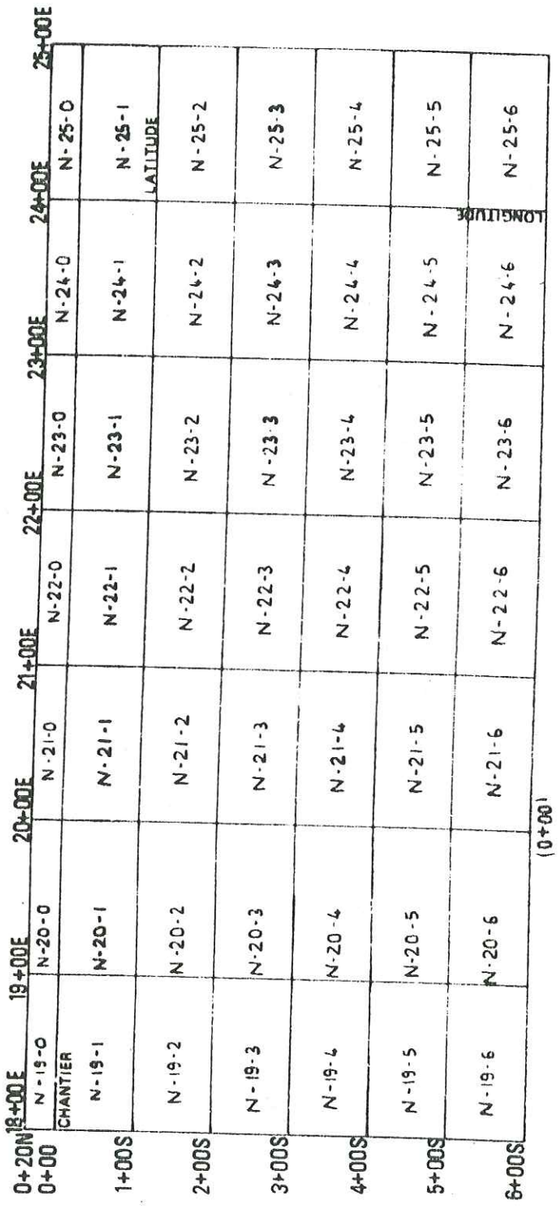


FIG III/1 SYSTEME DE LOCALISATION DES TRAVAUX DE LA MINE COPPER CLIFF

N = Chiffre(s) caractéristique(s) du niveau

coupe du coeur du gisement, et d'améliorer sa lisibilité.

Afin de reproduire, sans déformation, les deux coupes du gisement, les axes des "longitudes" sont reportés parallèlement aux bords supérieurs et inférieurs du bloc-diagramme. Les axes des "latitudes" font, sur les plans, un angle droit avec les axes des "longitudes". Sur le bloc-diagramme, cet angle a été réduit à 30° pour créer la meilleure impression possible de volume.

Les distances mesurées parallèlement aux axes peuvent se calculer directement sur les échelles du trièdre repère (cf.abaque au bas du bloc-diagramme). En revanche elles subissent un racourcissement ou une dilatation dans les autres directions. Tous les angles réels par rapport au N et l'échelle selon un angle apparent déterminé, peuvent être retrouvés grâce à l'abaque de conversion des distances et des angles joint au bloc-diagramme.

II - DESCRIPTION SOMMAIRE DE LA MINE COPPER CLIFF (fig.n°III/2)

La mine s'étend dans plusieurs zones de failles , orientées N 110, de pendage moyen 80° vers le S. Les épontes de ces failles sont relativement homogènes et appartiennent à la série méta-anorthosite-métagabbro de la zone anorthositique du flanc N du complexe du lac Doré. Cette série présente très localement un grossier litage et, plus fréquemment, des structures de différenciation magmatique .

La zone minéralisée principale comprend deux zones de failles :

- la zone n°1, au N, qui a une largeur dépassant 130 m,
- la zone n°2, au S, qui atteint une largeur de 100 m .

} fig.III/2

Ces deux zones sont parallèles entre elles et séparées par un panneau plus frais et moins laminé (visible en surface et au niveau - 675 pieds, par exemple). Cependant, à certains niveaux, ces deux zones de failles sont confondues (cas du niveau -400 pieds). Les zones 1 et 2 appartiennent donc à la même zone de cisaillement.

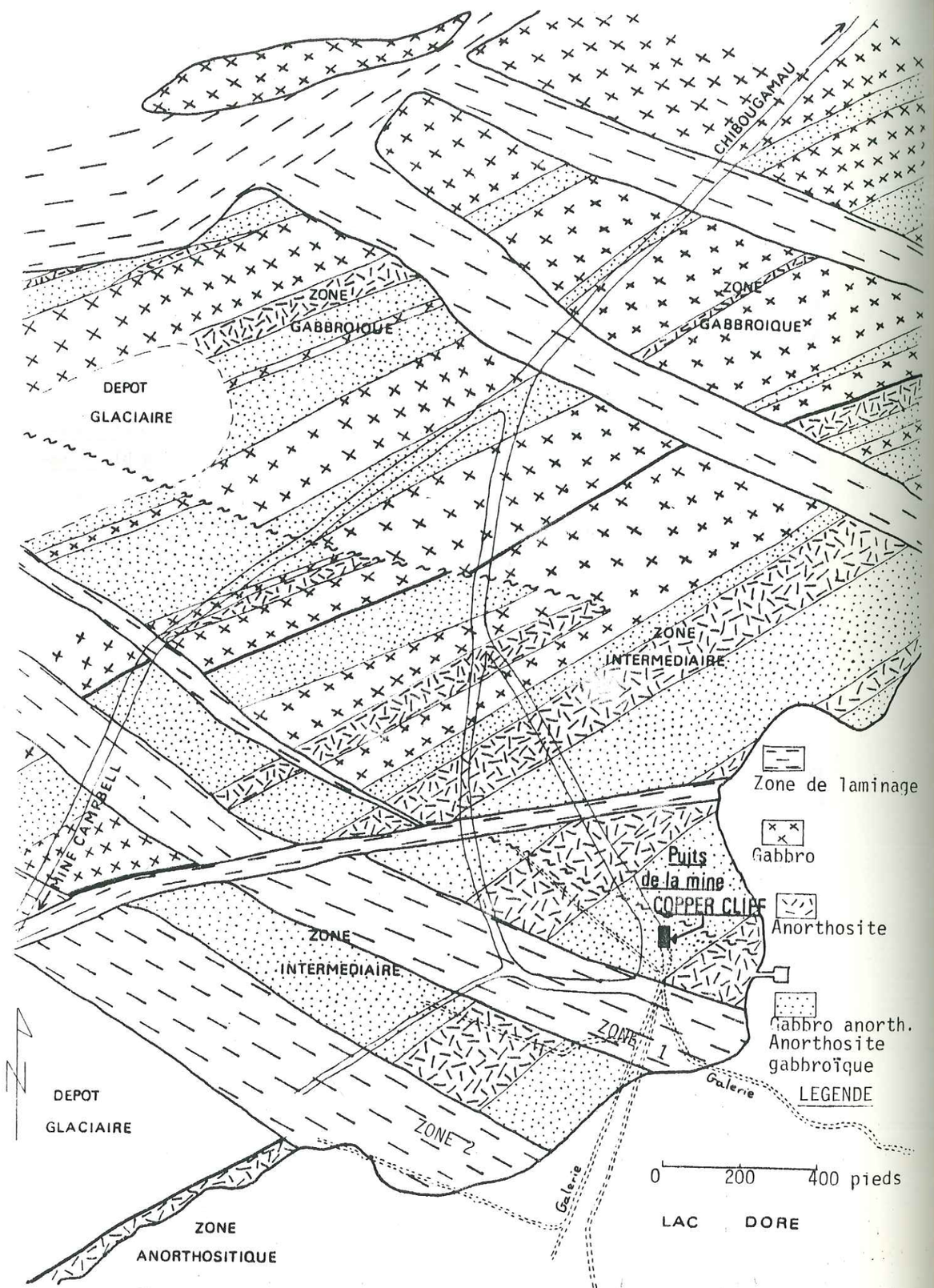


FIG III/2 Carte géologique des environs de la mine Copper Cliff
(d'après PAQUET,1972)

Les autres zones de failles reconnues dans le gisement sont parallèles à la zone minéralisée principale:
- Zone "Sidérite Nord",
- Zone 6-16-10 (reliée à la zone 2),
- Zone 12-21-36.

Toutes ces zones de failles présentent des faciès fortement mylonitisés; les unités lithologiques incompétentes impliquées sont transformées en "phyllonites" (SPRY,1969). Les failles ont été envahies par un chevelu de dykes, de composition basique relativement homogène, de direction concordante avec la foliation des phyllonites. L'épaisseur des dykes peut varier de quelques centimètres à plus de dix mètres.

Un système hydrothermal a fonctionné postérieurement à la mise en place des dykes.

Cette activité hydrothermale s'est traduite par une altération plus ou moins intense des dykes, des zones de failles et par le dépôt de minéralisation de type Cu-Au-Co-Ni , Cu et Au étant d'importance économique. La minéralisation la plus riche est généralement localisée près des dykes.

La minéralisation, les dykes et les auréoles d'altération ont été soumis à des contraintes, lors de rejeux des zones de failles. Ces contraintes ont provoqué la remobilisation des sulfures, le diaclasage des dykes très compétents et la phyllonitisation des auréoles d'altération riches en phyllo-silicates. Les sulfures et les carbonates, plus plastiques, ont été remobilisés dans les plans de foliation des phyllonites, donnant à celles-ci l'aspect de gneiss.

Un flux thermique, postérieur aux phases de mouvement a provoqué une recristallisation des sulfures et minéraux d'altération hydrothermale, ainsi que la cristallisation de chloritoïde au sein des auréoles riches en micas blancs.

L' ensemble du gisement a été affecté par différents mouvements tardifs.matérialisés par des failles relativement peu importantes, mais qui causent des difficultés d'exploitation considérables.

C H A P I T R E - IV -

ETUDE PETROGRAPHIQUE DES UNITES LITHOLOGIQUES DE LA MINE COPPER CLIFF

I - INTRODUCTION

II - SERIE META-ANORTHOSITE - METAGABBRO

III - FACIES D'ALTERATION A PARAGONITE ± MUSCOVITE

IV - PHYLLONITES ET ZONES MINERALISEES

V - DYKES

VI - JOINTS d'EXTENSION

VII - ETUDE DES VARIATIONS DE LA COMPOSITION CHIMIQUE ET DES PROPRIETES PHYSIQUES : DES CHLORITES, DES MICAS BLANCS, DES CARBONATES ET DU CHLORITOIDE, EN FONCTION DE L' ALTERATION HYDROTHERMALE.

ETUDE PETROGRAPHIQUE DES UNITES LITHOLOGIQUES DE LA MINE COPIER CLIFF.

I - INTRODUCTION

Les travaux en galeries ont montré l'existence de différentes zones d'altération hydrothermale, centrées sur la minéralisation.

A) DEFINITION DES UNITES CARTOGRAPHIQUES (tableau IV/1)

Certains termes, souvent utilisés dans le texte, méritent une définition précise :

- zone d'altération hydrothermale : il s'agit d'un ensemble lithologique défini par une paragenèse minérale déterminée.

- faciès lithologique : une même zone d'altération peut comporter plusieurs faciès lithologiques de paragenèses comparables mais de caractères structuraux différents. Exemple : la zone d'altération à paragonite ± muscovite comporte un faciès à structure équante (cf.p. 65) et un faciès phyllonitique (phyllonites à paragonite ± muscovite cf.p. 74). Ce sont les faciès lithologiques cartographiés dans les plans, les coupes et le bloc-diagramme.

- unité lithologique : le terme sert à définir les différents panneaux appartenant à un faciès lithologique déterminé. Par ex.: les phyllonites à paragonite ± muscovite constituent plusieurs unités lithologiques séparées entre elles par des unités lithologiques d'autres faciès.

B) METHODES D'ETUDE

L'observation des zones d'altération a été entreprise lors de la cartographie en galerie de tous les niveaux de la zone minéralisée principale. Des faciès cartographiques ont pu être déterminés , d'après l'observation de leurs caractères macroscopiques (tableau IV/1). Un échantillonage de tous les faciès lithologiques intéressants a été effectué et étudié au microscope et à l'aide des rayons X .

CARACTERES MACROSCOPIQUES	Plag.	Ep. s.l.	Micas	Ca.	Cb.Fe	Chl.	Py.	Sulf.	Ci.	Fol.
FACIES LITHOLOGIQUE										
Méta-anorthosite "fraîche"	- à 0	- à 0	- à 0	- à 0	-	- à +	-	-	-	-
Faciès à paragonite +/- muscovite	-	-	0 à +	- à 0	- à 0	- à +	-	-	-	-
Phyllonites à paragonite +/- muscovite	-	-	0 à +	0	0 à +	- à 0	- à 0	- à 0	- à +	+
Phyllonites à chloritoïde	-	-	0 à +	-	0 à +	- à 0	-	- à 0	+	+
Phyllonites à sidérose +/- ankérite	-	-	- à 0	-	+	- à 0	- à 0	- à +	- à 0	+
Zone à chlorite ferrifère	-	-	- à 0	-	- à 0	+	- à 0	- à +	-	-
Lentilles minéralisées	-	-	- à 0	- à 0	- à 0	0 à +	0 à +	+	-	- ou +
Dykes	- à 0	- à +	-	0	- à 0	0 à +	- à 0	-	-	- ou + (+ rare)

LEGENDE

- = absent ou traces
0 = abondant
+ = très abondant, prédominant, développé

Plag.=plagioclase
Ep. =épidotes, sens large
Ca. =calcite
Cb.Fe=carbonates ferrifères
Chl. =chlorites
Py. =pyrite
Sulf.=sulfures
Ci. =chloritoïde
Fol. =foliation

TABLEAU IV/1 PRINCIPAUX CARACTERES MACROSCOPIQUES DES DIFFERENTS FACIES LITHOLOGIQUES

Les galeries du niveau -390 m , facilement accessibles au moment de l'étude, ont permis la réalisation d'une coupe de 375 m de long, perpendiculaire aux structures, recoupant l'ensemble des zones d'altération de la zone minéralisée principale. Cette coupe (localisation sur la carte géologique du niveau -390 m, en annexe) débordant largement des lentilles minéralisées, a permis l'établissement d'un profil minéralogique et géochimique, depuis l'éponte N jusqu'à l'éponte S de la zone minéralisée principale .

En vue de l'étude pétrographique, minéralogique et géochimique, un échantillon a été prélevé tous les 3 m, le long des galeries formant la coupe. La localisation des 123 échantillons prélevés figure sur la carte géologique du niveau -390 m. Les éléments suivants ont été dosés quantitativement sur tous les échantillons : Si, Al, Mg, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Ca, Na, K, $H_2^{(+)*}$, $H_2^{(-)*}$, C, S, Ti^{**}, P^{**}, Cu, Co, Ni, Pb, Zn, Bi, Cd et B. Un échantillon sur 3 a servi à la confection d'une lame mince et à la réalisation d'un diffractogramme de roche totale aux rayons X.

II - LA SERIE META-ANORTHOSITE - METAGABBRO

A) SUBDIVISIONS

Dans ce mémoire, les définitions et classifications suivantes seront utilisées :

- Méta-anorthosite: anorthosite métamorphisée sous les conditions du faciès schistes verts; les phénocristaux d'albite et les minéraux d'altération des plagioclases calciques représentent plus de 90% de la roche.
- Métagabbro: gabbro métamorphisé sous les conditions du faciès schistes verts; les phénocristaux d'albite et/ou les minéraux d'altération des plagioclases calciques représentent de 40 à 50% de la roche.

Ces termes, ainsi que leurs intermédiaires, sont résumés dans le tableau suivant:

- Méta-anorthosite : plagioclases et leurs produits d'altération 90%.
- Méta-anorthosite gabbroïque: plagioclases et leurs produits d'altération 70-90%.

* = $H_2^{(+)}$ et $H_2^{(-)}$ correspondent à H_2O^+ et H_2O^-
** = Ti et P n'ont été dosés que sur une partie des échantillons.

- Métagabbro anorthositique: plagioclases et leurs produits d'altération 50-70%.
- Métagabbro: plagioclases et leurs produits d'altération 50%.

D'une manière générale, la plus grande partie des épontes de la mine est constituée par les membres intermédiaires.(De véritables métagabbros n'ont jamais pu être observés).Afin de simplifier, toute roche appartenant à cette série sera désignée comme "méta-anorthosite fraîche" dans la suite du texte.

Les définitions des structures propres aux méta-anorthosites et métagabbros sont adaptées de WAGER et BROWN (1967): "Quand il y a une bonne raison de croire que l'accumulation de cristaux a été impliquée dans la formation d'un type particulier de roche, on peut appeler cristaux cumulus les cristaux formant le sédiment à la base du liquide, et liquide intercumulus, le liquide les ayant entourés". Par extension, les minéraux dérivant du liquide intercumulus,seront appelés minéraux intercumulus.

Afin de décrire certaines structures observées, le terme de cumulat sera utilisé dans le texte. Un cumulat est une concentration locale, quasi monominérale de cristaux.

B) LA SERIE META-ANORTHOSITE A ZOISITE ± CLINOZOISITE ET CELLE A EPIDOTE (s.s.).

L'étude minéralogique des lames minces et l'interprétation des diffractogrammes de rayons X, ont montré l'existence de deux faciès dans la série méta-anorthosite-métagabbro. Certains échantillons contiennent presqu'exclusivement de la zoïsite et/ou de la clinozoïsite, alors que d'autres sont très riches en épidote et pauvres en zoïsite.

Le faciès à zoïsite ± clinozoïsite est la zone la moins altérée du gisement.

Le faciès à épidote, plus interne, est affecté par l'altération hydrothermale, avec dans certains cas, développement de paragonite ± muscovite.

1) Distribution

Comme le montre le bloc-diagramme en annexe, les différents termes de la série méta-anorthosite-métagabbro (méta-anorthosite "fraîche")

constituent, d'une part, les épontes du gisement et, d'autre part, les panneaux séparant les différentes zones de faille.

Les meilleures coupes de méta-anorthosite "fraîche" s'observent, à tous les niveaux, dans les galeries à proximité du puits principal, et dans le grand travers-bancs situé au S de la zone minéralisée principale à -300 m et -390 m (9-27-6 et 12-21-6).

2) Etude pétrographique

a. Caractères macroscopiques (figs.n°IV/1,2,3,4,5,6,7,9)

L'activité hydrothermale et le métamorphisme de faciès schistes verts n'ont que peu affecté les structures primitives de ces roches.
Elles ont un grain très variable (fig.IV/1), même à l'échelle de l'échantillon, et sont constituées de cristaux cumulus de plagioclase de couleur crème à jaune paille, subautomorphe, plus ou moins saussuritisé, contrastant avec une matrice très fine (grain $\leqslant$ 1 mm) de minéraux intercumulus à chlorite abondante. Du leucoxène intercumulus forme des plages irrégulières grises à orange vif, pouvant dépasser 1 cm de diamètre (fig.IV/2). Parfois, quelques plages de leucoxène,à section plus ou moins polygonale, laissent présumer l'existence antérieure de magnétite automorphe, riche en ilménite.

La couleur de la roche varie en fonction du rapport minéraux cumulus / minéraux intercumulus. Les passées méta-anorthositiques sont blanches à gris clair, les faciès plus gabbroïques sont de couleur verte plus ou moins sombre.

Certaines structures particulières sont visibles sur la photo de la fig.IV/3 : ce sont des cumulats de diamètre pouvant dépasser 1 m, aux contours plutôt flous, au sein de l'anorthosite gabbroïque. Ces taches paraîssent constituées exclusivement de plagioclase, en cristaux de longueur comprise entre 3 et 5 cm. D'après les travaux de WAGER et BROWN (1967) sur le massif ultramafique différencié du Skaergaard, il est improbable qu'il puisse se former une roche contenant plus de 60% de minéraux cumulus. On pense, en effet, que ceux-ci s'empilent,de manière aléatoire, au sein du magma. Seul un nourrissage postérieur à la précipitation des cristaux cumulus, par un liquide de composition identique ou voisine, peut permettre de constituer des cumulats contenant 90% et plus de cristaux cumulus.

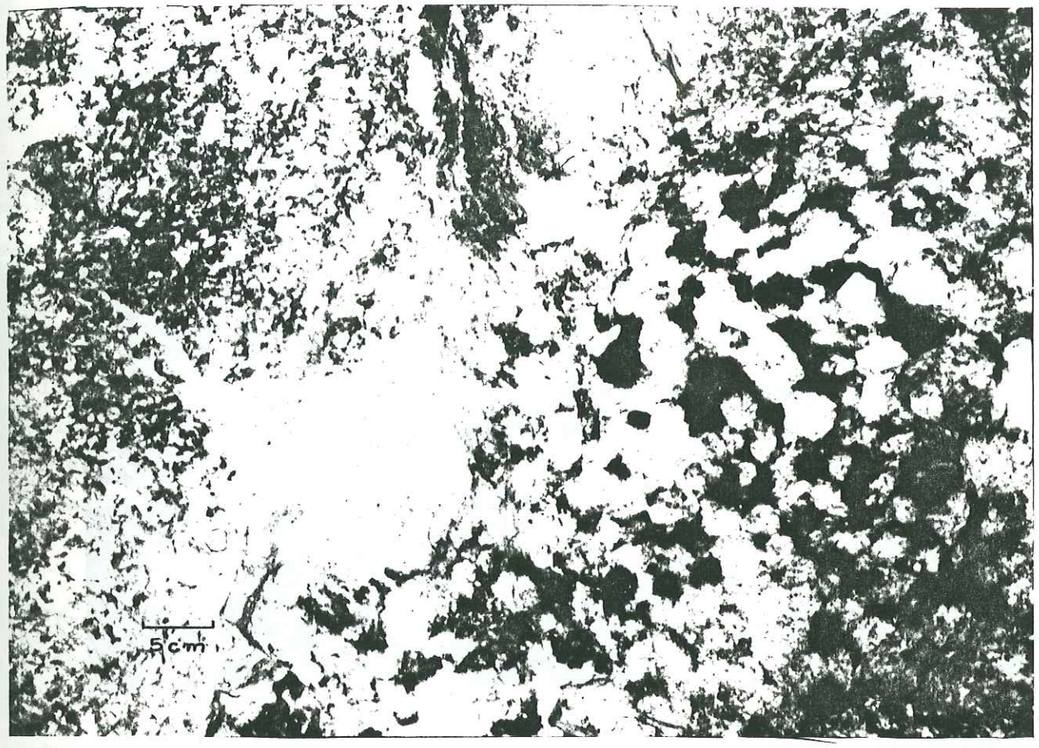


Fig. IV/1 Structure de la méta-anorthosite "fraîche":le métagabbro à grain très grossier de la partie droite de la photo contraste avec la méta-anorthosite gabbroïque à grain plus fin (à gauche).Un cumulat plagioclasique (=cum) est visible au centre de la photo.

Fig. IV/2
Plages de leucoxène dans une méta-anorthosite "fraîche" à structure inverse: les plagioclases (=pl)paraissent plus sombres (développement de chlorite et/ou d'épidote)que les plages intercumulus (=ic), riches en calcite.

lcx=leucoxène

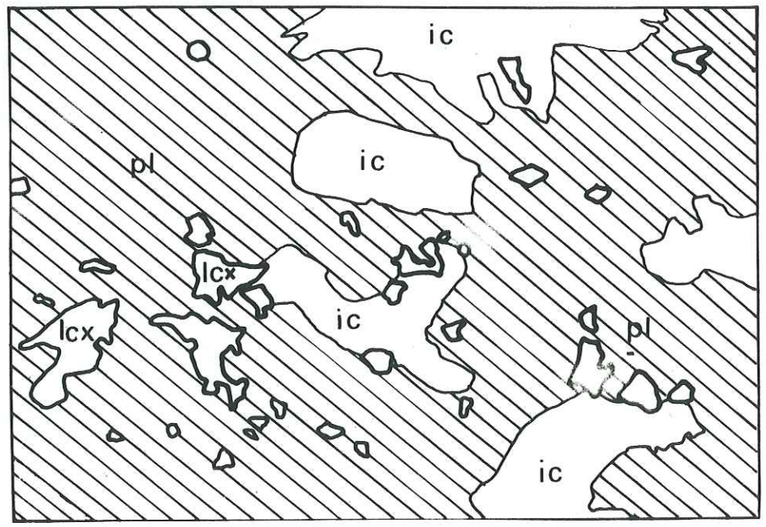
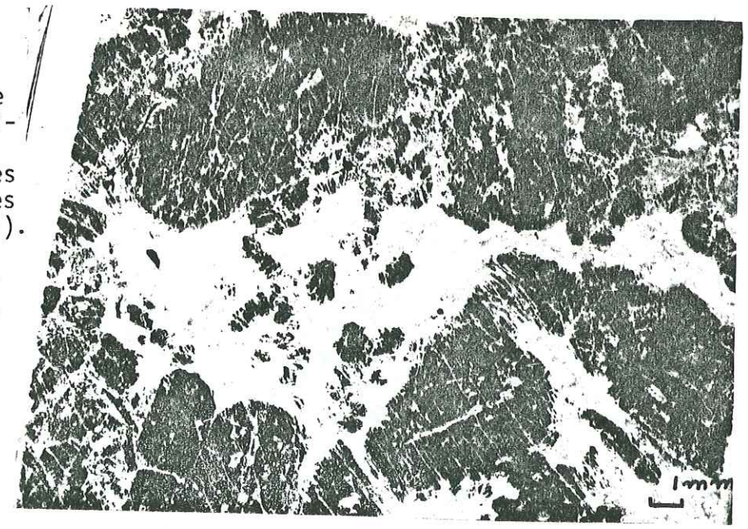


Fig. IV/3 Structures de la méta-anorthosite "fraîche":cumulats de plagioclase (=cum) dans une matrice intercumulus de chlorite pseudomorphosant d'anciens pyroxènes poecilitiques.

Fig. IV/4
Microfissuration de plagioclases épigénisés par de la zoïsite.Chloritisation des microfissures et des plans de macle des plagioclases (=pl). Les intercumulus (ic) sont constitués de chlorite, de quartz et de calcite.
LM 28221



Les cumulats plagioclases sont séparés par de grandes plages sombres de chlorite, bien visibles sur les figs. IV/1 et 3. Ces plages ont été interprétées par ALLARD (1956,1972) comme les pseudomorphoses, par la chlorite, du pyroxène intercumulus originel.

Certains cumulats peuvent être formés par l'action de courants de densité (slumping) au sein de la chambre magmatique. Les cumulats de la fig. IV/3 peuvent également s'être formés au sein des niveaux d'anorthosite assez grossière, le liquide intercumulus ayant été refoulé à l'extérieur des cumulats plagioclasiques, lors de la croissance adcumulus des plagioclases.

Un autre caractère très répandu, est la microfissuration des roches "fraîches" constituant les épontes du gisement. Dans les zones très plagioclasiques, elle revêt deux aspects souvent complémentaires :

- Microfissuration à l'échelle du cristal (fig. IV/4). Cette fracturation est, soit orientée parallèlement aux clivages et plans de macles des plagioclases, soit sans rapport distinct avec la structure du minéral hôte. Dans ce cas, on a affaire à un véritable stockwerk, microbrèche hydrothermale. Ces diverses fractures sont remplies de minéraux d'origine hydrothermale (chlorite, calcite) ou métamorphique (zoïsite, clinozoïsite).

- Microfissuration pénétrative : il s'agit de diaclases subparallèles telles que celles visibles sur la fig.IV/5. Ces diaclases sont orientées parallèlement aux zones minéralisées et à la foliation des phyllonites. Elles représentent probablement la zone de transition entre les zones altérées, cisaillées, et les zones "fraîches" non fracturées. Ces diaclases ont permis la circulation des fluides hydrothermaux. Elles sont soulignées par le dépôt des minéraux d'altération: chlorite, carbonates,quartz etc... caractéristiques des zones internes du gisement. Ces minéraux forment des auréoles d'altération d'une largeur de quelques millimètres à plusieurs dizaines de centimètres.

b. Caractères microscopiques du faciès à zoïsite et/ou clinozoïsite

b.a) la structure des méta-anorthosites "fraîches" est intersertale relique. Par endroits, cette structure peut être reconnue macroscopiquement (fig.IV/1). Les plagioclases automorphes, plus ou moins pseudomorphosés par de la zoïsite et de la clinozoïsite (fig.IV/4) sont séparés par une matrice à prédominance chloriteuse, pseudomorphosant les anciens pyroxènes poecilitiques (ALLARD [illegible]).

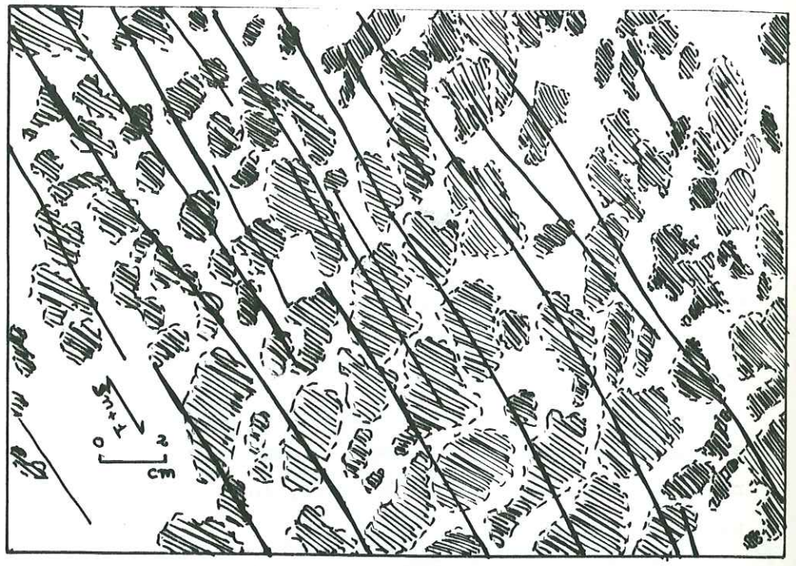


Fig. IV/5
Microfissuration de la méta-anorthosite "fraîche" parallèlement à la foliation S_{n+1} des phyllonites. L'altération (chloritisation, séricitisation) est plus intense le long des microfissures.
Les plagioclases sont représentés par des hachures.

Fig. IV/6

Structure de la méta-anorthosite "fraîche": déformation des plans de macle de l'albite.

Lumière polarisée.

LM 28225

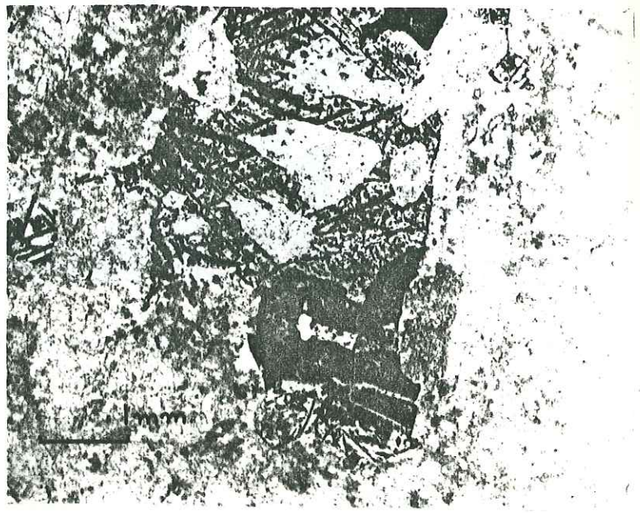


Fig. IV/7
Plage de leucoxène dans la méta-anorthosite "fraîche". Elles sont constituées de sphène et/ou de rutile, à structure sagénitique, englobant des cristaux de plagioclase saussuritisé.

Lumière naturelle.

LM 28206

Les espaces intercumulus ont des contours polygonaux, parfois triangulaires, très nets, définis par les limites rectilignes des cristaux de plagioclase.

b.b) Minéralogie

En raison de la finesse du grain des minéraux secondaires, la composition minéralogique est difficile à établir avec précision. Une estimation de la composition modale de 4 lames minces appartenant à cette unité figure dans le tableau n°IV/2 :

Tableau n° IV/ 2

N° de lame mince	28206	28221	28231	19171
Plagioclase	11%	13%	9%	28%
Zoïsite-Clinozoïsite	69	50	30	32
Epidote	tr.	tr.	7	-
Chlorite	14	26	44	39
Quartz	2	11	10	-
Carbonates	3	-	-	tr.
Leucoxène	1	tr.	-	1
Sphène	tr.	-	-	-
Opaques	tr.	-	-	-
TOTAL	100%	100%	100%	100%

Estimation de la composition modale (comptée sur 2000 points) de méta-anorthosites "fraîches".

i- le plagioclase :

Le plagioclase calcique originel (An_{80-63}, d'après ALLARD, 1956 et ALLARD et al. 1969b), est complètement pseudomorphosé par de l'albite, des épidotes (s.l.), de la chlorite et des traces de calcite et de micas blancs. Le plagioclase pseudomorphosé conserve encore ses contours originels et demeure facilement reconnaissable en lame mince, tant qu'il n'a pas subi de déformation trop intense (figs. IV/4,6,7,9).

Les traces des plans de macles polysynthétiques observables dans les plages les moins altérées (fig. IV/6) ont permis la détermination de l'albite (An_{5-8}) selon la méthode de MICHEL-LEVY et en utilisant la platine théodolite.

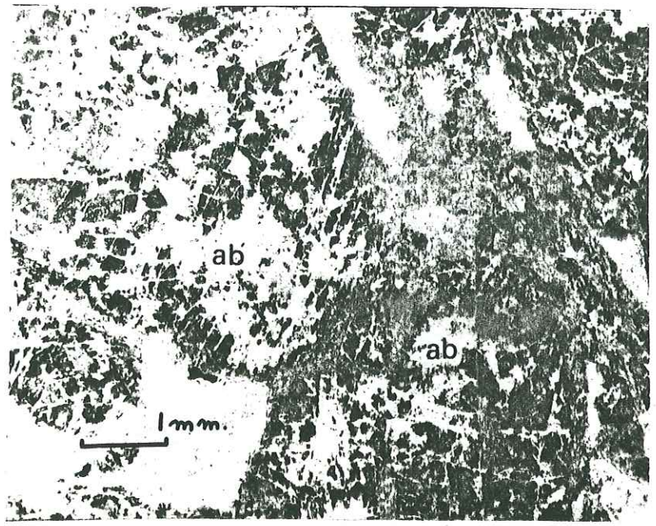


Fig. IV/8 Structure et minéralogie de la méta-anorthosite (faciès à épidote s.s.):épidote pseumorphosant l'albite(ab). Microfissuration très nette de l'albite.
LM 28231-Lumière naturelle

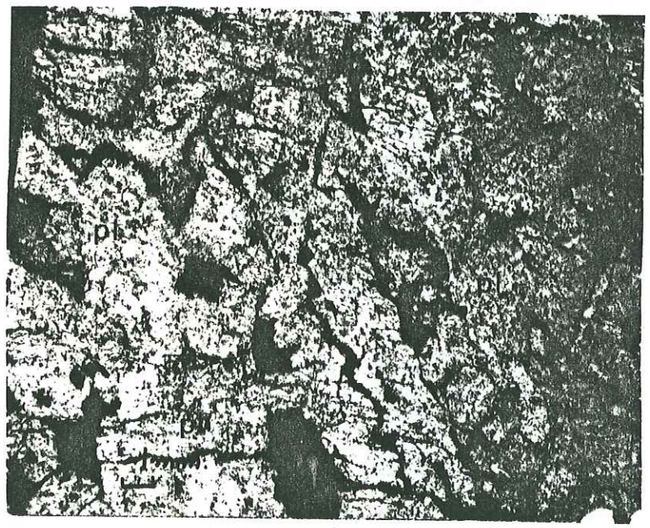


Fig.IV/9 Structures "en auréole" dans la méta-anorthosite (faciès à épidote s.s.).Fantômes de plagioclases complètement saussuritisés (pl) entourées d'un liseré sombre de chlorites magnésiennes.
LM 28249-Lumière polarisée

La présence de l'albite a été confirmée par le dépouillement des diagrammes DEBYE-SHERRER des méta-anorthosites "fraîches". JEFFERY (1959) a observé, à la mine Campbell, de l'albites-oligoclase An_{8-14} et un peu d'oligoclase An_{14-28}. MILLER (1961), à Cedar Bay a observé de l'albite oligoclase An_{9-12} et ALLARD (1956) décrit de l'albite An_{2-6} dans une partie du canton de Mc Kenzie, correspondant à la région de la mine Copper Cliff.

Les plagioclases observés ne paraissent pas zonés, sauf ceux de LM 28221 qui, altérés au centre, présentent une étroite frange externe qui l'est beaucoup moins. Cette texture est peut-être due à la croissance adcumulus d'une phase plus sodique, moins sensible à l'altération, autour d'un noyau plus calcique.

Les autres minéraux secondaires (épidotes s.l.,chlorite, etc...) tendent à pseudomorphoser leur hôte, le long de ses plans de clivage et de macle. Ainsi se développe une structure réticulaire caractéristique des pseudomorphoses de plagioclase (fig. IV/4). Elle est conservée même dans des faciès très altérés, ce qui permet de conclure à la présence initiale de plagioclase.

ii- zoïsite et clinozoïsite

Elles constituent 30 à 70% du volume de la roche, pseudomorphosent le plagioclase cumulus et sont beaucoup plus rares dans la matrice.Elles forment des grains xénomorphes à subautomorphes, souvent semi-opaques, de diamètre inférieur ou égal à 1 mm au sein de l'albite avec laquelle elles ont parfois une orientation cristallographique commune. En effet, leurs clivages peuvent être parallèles et les traces des plans de macle du plagioclase initial demeurent fréquemment visibles au sein des plages de zoïsite et de clinozoïsite.

iii- épidote

Elle est relativement peu abondante dans les épontes "fraîches" (maximum observé de 7%, souvent beaucoup moins). Comme les deux minéraux précédents, elle pseudomorphose le plagioclase calcique originel.

iv- pyroxènes et amphiboles

Aucune relique de ces deux minéraux n'a pu être observée dans cette zone. Seul ECKSTRAND (1963) signale la présence de pyroxène relique et d'actinote dans une bande de méta-anorthosite gabbroïque au N de la mine Copper Rand.

v- micas blancs

De fines paillettes (< 0,1 mm) formant moins de 1% du volume de la roche, sont éparses parmi les autres minéraux pseudomorphosant le plagioclase. Ces paillettes se disposent selon deux réseaux suborthogonaux:

- l'un est parallèle au clivage (001),
- l'autre est parallèle au clivage (010).

Ce mica blanc est probablement de la paragonite, car les méta-anorthosites "fraîches" ne contiennent pas du tout de potassium (cf. liste des analyses chimiques en annexe). Cette observation est confirmée par la radiocristallographie.

vi- chlorite

La chlorite est un composant majeur des méta-anorthosites "fraîches". On l'observe d'abord en réseaux à l'intérieur des plagioclases, dont elle souligne fractures, clivages et plans de macles (fig. IV/4). Cependant, elle est surtout très abondante dans les espaces intercumulus dont elle constitue la majeure partie : les individus, très fins (< 0,1mm), non orientés, forment, en général, de grandes plages. Toutefois, dans quelques cas (par ex. LM 28 225) toutes les chlorites intercumulus ont une extinction commune sur une grande surface et englobent plusieurs cristaux d'albite. Cette structure serait mimétique d'anciens pyroxènes poecilitiques (ALLARD,1956; JEFFERY,1959) : les cristaux de chlorite se seraient orientés parallèlement à certaines directions cristallographiques des anciens pyroxènes (structure relique ou"palimpseste structure").

En lumière naturelle, ces chlorites sont presque incolores, non-pléochroïques. En lumière polarisée, leur teinte est vert-olive, avec un allongement toujours négatif, et une biréfringence = 0,002 - 0,005.

Les chlorites étant des minéraux répandus dans toutes les unités

lithologiques de la mine, il a paru intéressant d'étudier les variations de leurs caractères optiques et radiocristallographiques, et de tenter de les comparer avec leur composition chimique. Cette étude est exposée à la page 133 .

vii- carbonates

Les carbonates, peu abondants (moins de 5% du volume de la roche), se présentent sous forme de fines inclusions xénomorphes dans les plages d'albite, ou à proximité des plages de zoïsite. De faibles quantités de carbonates xénomorphes font également partie de l'assemblage de minéraux intercumulus ou sont fréquemment associés aux plages de leucoxène.

Les diagrammes DEBYE-SHERRER sur roche totale (pour plus de détails cf. étude radiocristallographique p.172) montrent que le carbonate associé aux méta-anorthosites "fraîches" est de la calcite.

viii- quartz

Il peut former jusqu'à 10% environ de la roche, sous forme de petites plages pseudopodiques, associées à la chlorite intercumulus. Il contient de nombreuses inclusions très fines : carbonates, chlorite et micas blancs.

ix- leucoxène

Le leucoxène est un minéral intercumulus fréquemment observé. Il forme des plages poecilitiques moulant les plagioclases (fig.IV/7). Ces plages montrent une structure réticulaire, à trois directions. Les mailles du réseau sont constituées de sphène, ou d'anatase et/ou de rutile. L'espace entre les mailles du réseau est occupé par un carbonate, probablement de la calcite. Au contact des plages d'épidote, le leucoxène peut être entouré d'un fin liseré de chlorite, présentant les caractères de la chlorite de la méta-anorthosite "fraîche".

Le leucoxène est certainement un produit d'altération de l'ilménite en exsolution selon les plans (III) de la magnétite originelle. Le fer contenu dans la magnétite a, pour sa part, probablement contribué à la formation de la chlorite associée aux plages de leucoxène.

x- zircon

ECKSTRAND (1963) cite ce minéral dans la méta-anorthosite de la mine Copper Rand, mais il n'a jamais été identifié à la mine Copper Cliff.

xi- apatite

Elle n'a pas été observée de manière certaine. Seules quelques inclusions très fines, allongées, dans le quartz, pourraient être de l'apatite.

c. Caractères microscopiques du faciès à épidote (s.s.) (fig. IV/8,9)

c.a) Généralités

Ce faciès, plus proche que le précédent des zones de cisaillement, est caractérisé par le développement massif d'épidote et de micas blancs aux dépens des plagioclases. Il correspond à un degré plus avancé d'altération de la roche-mère. Macroscopiquement, il ne se distingue pas du précédent. La lame mince LM 28 231, caractéristique de ce faciès, est représentée par la fig. IV/8.

La structure demeure intersertale relique. Les plagioclases sont fréquemment entourés par un liseré de chlorite, soulignant une "structure en auréole" (fig.IV/9) déjà signalée par ALLARD (1956).

c.b) Minéralogie

i- plagioclases

Les plagioclases sont presque complètement pseudomorphosés par la chlorite et l'épidote. Quelques petites plages bourrées d'inclusions demeurent parfois visibles.

ii- groupe de l'épidote

L'épidote, en grains xénomorphes presque opaques, prédomine nettement. Les grains sont généralement zonés : le coeur est nettement plus ferrifère (épidote s.s.), alors que le bord est constitué de clinozoïsite. Cette zonalité s'observe très bien grâce aux variations des teintes de polarisation.

iii- micas blancs

Ils sont plus abondants que dans le faciès précédent et remplacent le plagioclase, la chlorite et l'épidote.

iv- chlorite

Caractères optiques comparables à ceux de la chlorite du faciès à zoïsite $\pm$ clinozoïsite : allongement négatif; $n_g - n_p = 0 - 0{,}004$. Elle pseudomorphose les plagioclases et constitue les "structures en auréole" entre les plagioclases et les minéraux intercumulus.

v- carbonates

Associés au quartz, ils forment des agrégats granoblastiques dans les espaces intercumulus. La coloration à l'alizarine S et les diffractogrammes de rayons X ont permis d'établir qu'il s'agit de calcite, parfois ferrifère.

vi- quartz

En quantités variables associées à la calcite intercumulus.

vii- leucoxène

Caractères comparables à ceux observés dans la méta-anorthosite "fraîche".

III- LE FACIES D'ALTERATION A PARAGONITE $\pm$ MUSCOVITE

Il est le résultat d'une forte altération hydrothermale des deux faciès décrits précédemment.

A) DISTRIBUTION

Ce faciès d'altération est immédiatement adjacent aux zones de cisaillement. Il est très largement répandu (distribution cf. plans en annexe). Ce faciès, intermédiaire entre les gangues des lentilles minéralisées et la méta-anorthosite "fraîche", est minéralogiquement voisin de la plupart des phyllonites, sans posséder la foliation caractéristique de ces dernières.

B) ETUDE PETROGRAPHIQUE

1) Caractères macroscopiques

La couleur des roches de ce faciès varie du vert-olive au vert sombre; les teintes vert pâle sont assez rares. Des reliques de cristaux de plagioclase, finement fracturés, sont fréquemment visibles. Elles ne sont pas déformées. En l'absence de reliques de plagioclase, ces roches sont d'aspect massif. Les reliques donnent l'aspect d'un grain grossier, mais ces roches sont toutes à grain très fin. Seules, les plages de leucoxène et de pyrite peuvent être reconnues à l'oeil nu.

La composition estimée est :

- 20-90% d'un agrégat de minéraux à grain fin, pseudomorphosant le plagioclase ,
- 10-60% de chlorite ,
- 10-50% de micas blancs ,
- 0-5% de carbonates ,
- traces de leucoxène et de pyrite.

Cependant la finesse du grain rend ces estimations approximatives.

2) Caractères microscopiques (figs. IV/9,10,11)

a. Structure

Elle est intersertale relique. Les contours des reliques des cristaux de plagioclase demeurent parfaitement reconnaissables (fig.IV/10). Elles sont souvent entourées d'une auréole de chlorite ("structure en auréole"), séparant les minéraux pseudomorphosant les cumulus et les minéraux pseudomorphosant les intercumulus.

La structure des minéraux pseudomorphosant les plagioclases est très souvent réticulaire, greffée sur les directions cristallographiques du minéral hôte. Des veinules de minéraux d'origine hydrothermale (chlorite ferrifère,calcite,ankérite et quartz) remplacent les plagioclases, en suivant les plans de clivage. La méta-anorthosite prend l'aspect d'une microbrèche,déjà observée dans la mine Campbell par JEFFERY (1959).Il s'agit là d'un bon exemple de brèche hydrothermale.

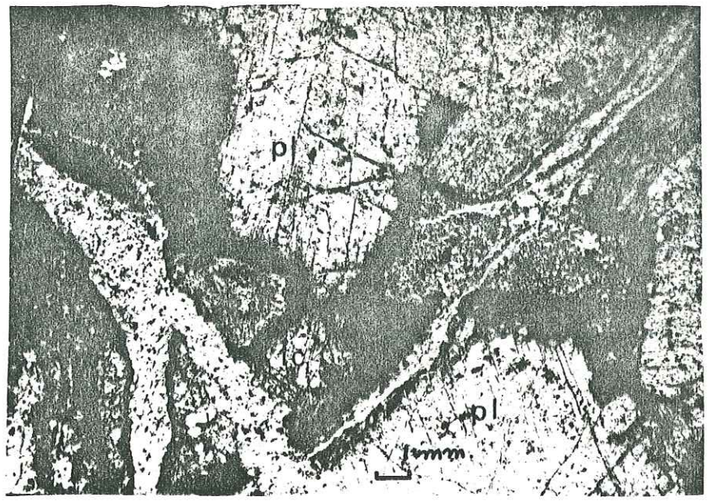


Fig.IV/10 Faciès d'altération à paragonite±muscovite:

méta-anorthosite damouritisée.La forme d'un ancien phénocristal de plagioclase de plagioclase,ainsi que ses plans de macle,demeurent reconnaissables au centre de la photo (pl).Strucutre en auréole comparable à la fig.IV/9.Calcite,quartz et chlorite occupent l'espace intercumulus (ic).
LM 18852-Lumière polarisée

Fig.IV/11 Faciès d'altération à paragonite±muscovite:

structure intermédiaire avec les phyllonites.Méta-anorthosite damouritisée,écrasée.Noter l'apparition de la foliation Sn+1 bien visible dans les fantômes de plagioclases.
LM 28237-Lumière polarisée

Carbonates (ankérite ± calcite), quartz ± chlorite forment des agrégats granoblastiques dans les espaces intercumulus.

b. Minéralogie

La finesse des minéraux intercumulus (< 0,002 mm dans LM 18 884) rend impossible l'analyse modale des lames minces.

i- plagioclase

Aucune plage de plagioclase.

ii- groupe de l'épidote

Les minéraux de ce groupe sont rares dans cette zone d'altération. Quelques grains d'épidote associés à de la séricite pseudomorphosant le plagioclase (LM 18 852, 19 022) ont été observés.

iii- micas blancs

Leur taille très faible (< 0,05 mm) rend difficile l'évaluation de leur teneur; dans de nombreux cas, elle semble dépasser 30%. Les paillettes sont souvent orientées selon deux directions orthogonales; elles forment ainsi un réseau aux mailles très serrées. Cette structure peut être expliquée par une circulation préférentielle des fluides selon les clivages (001) et (010) des plagioclases. L'étude radiocristallographique montre que les micas blancs de cette zone sont de la paragonite, associés à un peu de muscovite.

iv- chlorites

Elles sont également très répandues dans cette zone. On les observe sous 3 formes différentes :

- en veinules assez fines de chlorite pure, formant un réseau comparable à celui de la paragonite, au sein des anciens cristaux de plagioclase. Ces veinules isolent des plages de paragonite ou, dans quelques cas, de clinozoïsite.Ces veinules soulignent la microfissuration, déjà observée macroscopiquement (cf.p. 57).

- en tant que composant principal des "structures en auréole" (figs.IV/9,10,11) très caractéristiques de cette zone. Ces structures,

déjà mentionnées p. 65 sont interprétées par ALLARD (1956) comme une altération de la biotite ou de la hornblende ayant englobé des plagioclases . JEFFERY (1959) pense qu'il s'agit d'une réaction entre les minéraux intercumulus, d'origine hydrothermale, et la clinozoïsite ayant pseudomorphosé les plagioclases. Les chlorites de ces "auréoles" forment un feutrage de fins cristaux orientés plus ou moins perpendiculairement aux limites des fantômes de plagioclase .

Ces"auréoles" semblent résulter d'une pseudomorphose progressive des cristaux de plagioclase, à partir de leurs limites, sous l'action de fluides hydrothermaux.

- sous forme de cristaux plus grands, automorphes, isolés, orientés aléatoirement au sein des agrégats de minéraux granoblastiques occupant le coeur des espaces intercumulus.

Les chlorites de ce faciès d'altération ont des propriétés optiques variables. Certaines lames minces (ex. LM 18 875,19 013) contiennent encore des chlorites polarisant avec des teintes anormales vert-olive, de signe d'allongement négatif et de biréfringence variant de 0,003 à 0,001. D'autres lames (LM 18 852 représentée par la fig.IV/10; 18 892,18 898) montrent une chlorite dont les caractères optiques sont :

- une couleur vert franc parallèle à la trace de (001),
- un pléochroïsme net jaune à jaune-verdâtre pâle perpendiculaire à la trace de (001),
- des teintes de polarisation cuivrées et une biréfringence voisine de 0, ou des teintes de polarisation bleu-gris pour les chlorites à biréfringence plus élevée (maximum observé = 0,003).

En résumé, les caractères des chlorites de cette zone sont :

- pléochroïsme pouvant être très distinct;
- allongement de signe variable;
- biréfringence variant de 0 à 0,004 (allongement -)
  0 à 0,003 (allongement +).

v- carbonates

Des carbonates ont été observés parmi les minéraux pseudomorphosant le plagioclase et dans les agrégats intercumulus. Le carbonate associé

aux anciens plagioclases est en petites plages xénomorphes entre les mailles des réseaux de micas blancs. Le carbonate des espaces intercumulus forme des agrégats granoblastiques,plus ou moins polygonaux, comprenant du quartz et de la chlorite. L'étude radiocristallographique a montré que ce carbonate est de la calcite. Les colorations sélectives ont montré qu'il s'agit souvent de calcite ferrifère, parfois accompagnée de petites quantités d'ankérite.

vi- quartz

Le quartz forme des individus xénomorphes à extinction parfois onduleuse, dans les agrégats granoblastiques intercumulus.

vii- leucoxène

Il forme des plages, en tous points comparables à celles décrites à la p.63 .

viii- pyrite

Quelques phénocristaux ont pu être observés localement dans la galerie 6-21-8 .

ix- chloritoïde

Il a été observé une seule fois (LM 18 898) dans cette zone, en cristaux isolés, associés à des carbonates, de la chlorite et du quartz.

IV - PHYLLONITES ET ZONES MINERALISEES

A) DEFINITION DES PRINCIPALES STRUCTURES OBSERVEES

Les unités lithologiques des zones internes du gisement présentent deux types de structures :

- celles engendrées au cours d'une ou plusieurs périodes de déformation, bien développées dans les phyllonites,
- celles liées aux recristallisations et aux néogenèses minérales post-tectoniques.

1) Structures liées aux déformations

Afin de faciliter la lecture, il est utile de préciser la définition

du terme "phyllonite", déjà plusieurs fois utilisé. D'une manière générale les définitions de structures des roches métamorphiques sont adaptées d'après SPRY (1969).

Selon cet auteur, p.231 :

" La phyllonite (SANDER,1911 et KNOPF,1931) ou phyllite-mylonite est une roche d'apparence phylliteuse, formée par "métamorphisme mylonitique rétrograde" à partir d'une roche à grain plus grossier. Ces roches ont une structure lenticulaire caractéristique et la foliation dominante est,au moins partiellement,due au plissement et à la transposition d'une foliation plus ancienne ".

p.301 :

" Le métamorphisme peut convertir des roches à grain grossier ou moyen, granulaires, gneissiques ou schisteuses, en des agrégats foliés à grain fin, produisant ainsi des phyllonites. La roche a l'apparence d'une phyllite, mais sa structure est due à des processus assez proches de la mylonitisation, impliquant cependant des recristallisations à basse température (KNOPF,1931)".

" Les structures de la plupart des phyllonites sont complexes, dominées par des actions mécaniques et ressemblent à celles des mylonites. Ces roches sont foliées, finement rubanées , riches en paillettes de micas et peuvent contenir plusieurs foliations d'âges différents. KNOPF (1931,p.18) considère que la phyllonitisation ne produit pas une nouvelle foliation mais transpose et interrompt simplement des foliations antérieures. Mais il n'y a pas de raisons qu'il en soit toujours nécessairement ainsi, et beaucoup de phyllonites contiennent une foliation récente, de croissance, en même temps que des vieilles reliques. Une structure lenticulaire est typique, les lentilles adjacentes étant souvent de tailles différentes , bien que les grains de quartz les constituant soient tous de tailles comparables".

Ces définitions s'appliquent, avec quelques nuances, à toutes les unités lithologiques contenues dans les zones de failles observées à la mine Copper Cliff. Le minerai lui-même constitue un type pétrographique particulier de phyllonite et sera, pour cette raison, décrit dans ce paragraphe (fig.IV/18).

Les dykes situés dans les zones de failles constituent généralement une exception. Ce sont des roches très compétentes qui ont souvent été grossièrement cataclasées en réponse aux contraintes cisaillantes ayant donné naissance aux phyllonites.

Cependant certains dykes étroits inclus dans des unités lithologiques incompétentes, sont plus ou moins complètement transformés en phyllonites.

Toutes les phyllonites présentent au moins une partie des caractères suivants :

- Roches d'apparence phylliteuse, foliées et généralement rubanées, formées à partir de roches à grain beaucoup plus grossier.

- Structure lenticulaire complexe, caractéristique à l'échelle méso- à microscopique.

- Nombreuses évidences de déformations mécaniques : boudinage, ombres et franges de pression, structures porphyroclastiques des minéraux les plus compétents.

- Opposition entre les lits phylliteux, à micas blancs et chlorites fortement orientés et les lits quartzo-carbonatés à structure granoblastique.

Différents faciès lithologiques ont pu être reconnus au sein des phyllonites, grâce à des critères structuraux et minéralogiques :

+ Phyllonites à paragonite, muscovite et moins de 50% de carbonates.

+ Phyllonites de la zone d'altération à sidérose ± ankérite ± paragonite ± muscovite ± sulfures.

+ Phyllonites à chlorite ferrifère (une partie de la zone d'altération à chlorite ferrifère).

+ Lentilles minéralisées associées aux deux faciès précédents.

2) Structures liées aux recristallisations et aux néogenèses minérales post-tectoniques

Les recristallisations post-tectoniques donnent naissance à des structures variées, effaçant plus ou moins complètement les structures orientées antérieures.

Dans le cas de Copper Cliff on observe :

- des structures granoblastiques polygonales en équilibre structural, caractérisées par des jonctions intergranulaires à points triples et des angles interfaciaux voisins de 120° (grains à section plus ou moins hexagonale) (STANTON,1972). Ces structures sont fréquentes dans les agrégats de carbonates ferrifères et de quartz des zones internes du gisement, ainsi que dans les lentilles de chalcopyrite (fig.IV/26). Elles résultent de la recuisson de ces minéraux, au sens métallurgique du terme (GRIGGS et al.,1960;STANTON, 1972). Lors de la recuisson, les structures liées à la cristallisation anté- ou syn-tectonique seront effacées : les grains à haute énergie interfaciale, ayant accumulé des tensions, sont remplacés par des grains généralement plus gros, exempts de tensions résiduelles, possédant une énergie interfaciale minimale.

- des structures porphyroblastiques qui résultent de la recristallisation des minéraux ayant une forte tendance à être automorphes. Plusieurs granules pouvant participer à la formation d'un seul porphyroblaste : c'est le cas de la pyrite (fig.IV/23 et IV/31) et peut-être de la magnétite.

La différence entre structures granoblastiques et structures porphyroblastiques n'est qu'apparente. Le fait, que lors de sa recristallisation, un minéral va tendre vers telle ou telle structure, est lié à sa "force de cristallisation" (cf.séquence cristalloblastique de STANTON,1964,p. 99): alors que la magnétite tend toujours à développer des formes automorphes, la chalcopyrite tend à développer une structure granoblastique polygonale.

Les températures élevées impliquées lors de ces recristallisations favorisent les réactions entre minéraux. Celles-ci se traduisent par le développement de porphyroblastes de chloritoïde, abondants dans les unités lithologiques internes, riches en micas blancs et en carbonates ferrifères (cf.p. 182).

B) LES PHYLLONITES A PARAGONITE ± MUSCOVITE

1) Distribution

Ces phyllonites sont particulièrement abondantes au S des principales lentilles de minerai. Elles sont plus rares au N de ces lentilles. Cette distribution est figurée sur le bloc-diagramme au moyen d'un figuré en tiretés.

2) Etude pétrographique

a. Caractères macroscopiques (fig .IV/12 et 13)

Ce sont des roches à grain extrêmement fin, à l'exception du chloritoïde, dont les rosettes peuvent atteindre 3 mm de diamètre. Leur couleur est fonction de leur composition, très variable. Les faciès très riches en micas blancs sont blancs à vert très pâle , avec un éclat satiné caractéristique. Lorsque la roche se charge en chlorite ferrifère (cf. plus bas) elle est plus sombre . Les phyllonites présentent une foliation pénétrative souvent très nette. Tous les termes intermédiaires entre la méta-anorthosite altérée, équante (faciès à paragonite ± muscovite) et les phyllonites rubanées, ont pu être observés. Les faciès riches en chlorite sont généralement plus massifs que les faciès micacés. L'existence de structures intermédiaires entre les phyllonites et la méta-anorthosite "fraîche", ainsi que celle de minéraux hérités de cette méta-anorthosite, permet de démontrer l'origine des roches phyllonitiques.

Les phyllonites des zones les plus internes du gisement montrent des structures liées à une déformation intense des minéraux hydrothermaux, sous l'effet de contraintes de cisaillement, faisant disparaître toutes les traces des structures d'origine. La structure caractéristique (fig. n°IV/12) des phyllonites est le rubannement, souvent accompagné par des

STRUCTURES DES PHYLLONITES

Fig. IV/12 Replis post-phyllonitisation.Les plans axiaux sont parallèles à Sn+2.Noter la structure rubanée de la phyllonite,avec de nombreuses amygdales étirées de carbonates ferrifères (cb).Les rubans sombres sont constitués par des micas blancs,de la chlorite et du chloritoïde.

Fig.IV/13 Amygdale de carbonates ferrifères boudinée dans la foliation Sn+1.

structures lenticulaires (fig.IV/13), avec alternance de lits, très finement foliés, de micas blancs, d'épaisseur variable, mais ne dépassant que rarement 1-2 cm et de lits, d'apparence massive, riches en carbonates ferrifères, en quartz (peu visible à l'oeil nu) et parfois en sulfures. L'épaisseur de ce type de lit peut dépasser 10 cm.

Du chloritoïde, plus ou moins abondant, se développe fréquemment aux dépens des lits phylliteux qu'il peut complètement remplacer (certains échantillons contiennent environ 60% de chloritoïde).Dans les descriptions qui suivront, les 2 types de lits seront distingués en :

- lits phylliteux ,
- lits quartzo-carbonatés.

b. Caractères microscopiques

b.a) Structure (fig .n°IV/11,14,15,16,17)

Elle est foliée et/ou rubanée, souvent amygdalaire du fait de l'écrasement des plages cumulus et intercumulus de la méta-anorthosite altérée. La fig.n°IV/11 montre un cas intéressant de structure intermédiaire entre les phyllonites et les roches non foliées de la zone d'altération à paragonite ± muscovite . Sur cette photo, on reconnaît les plages séricitisées pseudomorphosant les plagioclases. Ces plages sont légèrement écrasées et présentent une foliation naissante, soulignée par des veinules chloriteuses.

D'une manière générale, les rubans sériciteux ont une structure lépidoblastique, soulignant la foliation. Ils alternent avec des rubans et/ou des amygdales à quartz + carbonates ferrifères + chlorite ± sulfures. Ces rubans et/ou ces amygdales montrent des degrés variables de déformation,allant de la foliation bien visible (quartz nématoblastiques,chlorites orientées) à une structure granoblastique polygonale(structure de recuit de SPRY, 1969 et STANTON,1972) suggérant une recristallisation postérieure à la déformation et à l'altération hydrothermale (cf. fig. IV/11 et IV/16).

Les amygdales proviennent du boudinage des plages intercumulus de l'anorthosite et/ou de celui des veines hydrothermales.

Certaines amygdales, dans les zones peu déformées, comportent un liseré de cristaux automorphes de chlorite, qui ont germé au contact amygdale-ruban sériciteux et se sont développés vers l'intérieur de l'amygdale (fig. IV/11). Cette structure peut être rapprochée des auréoles décrites p. 65 et p. 68 .

Fig. IV/14 Phyllonite à paragonite ± muscovite.

Les rubans clairs sont constitués par un mélange de paragonite et de muscovite,les rubans plus sombres par du quartz,des carbonates ferrifères,et de la chlorite.Noter la foliation Sn+1 et la schistosité de crénulation Sn+2.
LM 19007-Lumière polarisée.

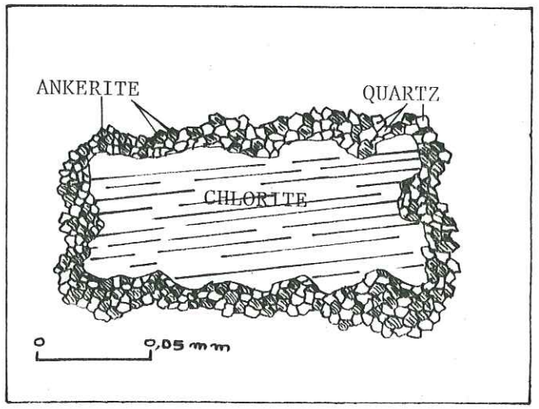


FIG.IV/15 Epigénisation de la chlorite par les carbonates ferrifères (ankérite) et le quartz

Dessiné d'après une lame mince

b.b) Minéralogie

Une estimation (voir remarque du paragraphe II. B. b, p. 59) de la composition modale de trois lames minces appartenant à cette unité, figure dans le tableau n° IV/3 :

Tableau n° IV/3

Numéro de lame mince	19074	19175	19183
Micas blancs	68	49	17
Chlorite	13	-	-
Carbonates	5	26	41
Quartz	7	19	22
Sulfures	tr.	-	6
Chloritoïde	-	6	14
Tourmaline	6	-	-
Hydroxydes de fer	1	-	-
TOTAL	100%	100%	100%

i- Actinote

Inconnue à la mine Copper Cliff, elle est abondante au contact des lentilles minéralisées de la mine Cedar Bay (MILLER,1957), voisine de la précédente (cf.fig. II/4). La paragenèse de cette mine comprend beaucoup d'actinote et très peu de carbonates ferrifères. La répartition de ces minéraux est inverse à Copper Cliff : beaucoup de carbonates ferrifères et pas d'actinote.

Selon MIYASHIRO(1973), l'actinote puis l'épidote disparaissent lorsque la pression partielle de CO_2 augmente, en donnant naissance à la paragenèse ankérite + chlorite. A ce sujet WINKLER (1967) suggère la réaction suivante :

$$3 \text{ actinolites} + 2 \text{ épidotes} + 10\ CO_2 \longrightarrow 3 \text{ chlorites} + 10 \text{ calcites} + 21 \text{ quartz} \qquad (A)$$

ii- Micas blancs

L'étude des lames minces et des diffractogrammes DEBYE-SHERRER (cf. p.163) montre l'abondance de la paragonite et de la muscovite (polymorphe $2M_1$). Ces deux minéraux, généralement coexistants, forment jusqu'à 90%

de la roche. La paragonite est généralement plus abondante que la muscovite.

Vu la finesse du grain, la coloration sélective de ces minéraux est demeurée sans résultats.

iii- Chlorites

Elles forment jusqu'à 20% du volume de la roche. Elles sont généralement automorphes, en cristaux $\leqslant 63\ \mu m$.

On peut observer (LM 19004) de grandes plages de chlorite corrodées par un assemblage granoblastique d'ankérite et de quartz (fig. IV/15). Ces corrosions suggèrent une transformation du type de la réaction (5), cf.p.218 .

Le tableau n° IV/8 indique les caractères optiques des chlorites prélevées le long de la coupe du niveau -390 m. Les échantillons de phyllonites y sont symbolisées par la lettre P (X pour les phyllonites à chloritoïde, M pour les échantillons non foliés provenant de la même zone d'altération).

D'après ce tableau, les caractères optiques des chlorites des phyllonites sont les suivants :

- allongement de signe variable, généralement positif;
- teintes de polarisation anormales: bleu gris pour les chlorites ayant un allongement positif, cuivrées pour celles à biréfringence voisine de 0;
- biréfringences faibles (0 à 0,008) sauf pour un échantillon prélevé à proximité du minerai (LM 18866);
- n_m est compris dans l'intervalle $1,638 \pm 0,003$ et $1,651 \pm 0,002$;

Il ressort de l'étude détaillée de quelques propriétés physiques des chlorites (cf.p. 133) que les chlorites des phyllonites sont plus ferrifères que celles des faciès non foliés :le rapport Fe^{2+}/R^{2+} des phyllonites à paragonite $\pm$ muscovite varie entre 0,47 et 0,62, alors qu'il reste compris entre 0,35 et 0,55 pour les faciès massifs.

Certaines chlorites sont zonées (LM 28237) : leur coeur est vert olive en lumière polarisée, avec un allongement négatif, alors que leur enveloppe est bleu roi, avec un allongement positif. Ces caractères indiquent une enveloppe plus ferrifère que le coeur, et peuvent suggérer l'action de fluides minéralisateurs riches en Fe^{2+} sur une chlorite plutôt magnésienne.

L'ensemble de ces observations rejoint les travaux d' ECKSTRAND (1963) à la mine Copper Rand, de MILLER(1957) à la mine Cedar Bay, de JEFFERY (1959) à la mine Campbell et de VOLLO (1959) à la mine Henderson.

iv- Carbonates

Ils ont des structures assez variées :

- porphyroblastique,
- granoblastique polygonale,
- en parquet, avec macles de déformation
- nématoblastique (plages écrasées).

Les carbonates, dont les grains peuvent dépasser 200 µm , s'observent le plus souvent dans les rubans et amygdales à carbonates + quartz + chlorite. Ils sont particulièrement abondants dans les zones les plus internes du gisement.

La présence de grands porphyroblastes de carbonates ferrifères (cf. étude détaillée des carbonates p. 172) au sein des phyllonites, suggère une recristallisation tardive de petites plages ayant pu, initialement, être fortement déformées. Cette métablastèse est le résultat d' un flux thermique postérieur à la formation de ces carbonates . GRIGGS et al. (1960) ont pu former expérimentalement des porphyroblastes de calcite à partir de calcite à grain fin et à structure granoblastique.

Les grands porphyroblastes ont souvent été légèrement redéformés lors de mouvements tardifs : présence de sous-grains ayant une structure " en parquet" (orientation légèrement différente des sous-grains) et/ou de macles de déformation selon $(01\bar{1}2)$.

Il est important de noter que la calcite est le composant principal des veinules tardives recoupant la foliation des phyllonites, ce qui tend à indiquer que les fluides tardifs étaient pauvres en fer.

v- Quartz

Il est abondant dans les rubans et amygdales quartzo-carbonatées, sous forme de plages assez souvent granulées, avec des sous-grains à extinction onduleuse, ou bien en agrégats à structure granoblastique polygonale, associés aux carbonates des amygdales.Dans ce dernier cas, on observe de nombreux points triples aux limites entre les grains. D'après SPRY (1969), il s'agit de structures d'équilibre pouvant résulter d'un recuit effaçant les traces des déformations antérieures.

vi- Leucoxène

Ce produit d'altération, peu abondant, forme localement des plages cataclasées, boudinées, atteignant 170 µm. Ces plages présentent des structures résiduelles de Widmanstätten.

vii- Sulfures

Ils sont peu abondants dans les phyllonites à paragonite et muscovite. Le minerai, dont la structure est voisine de celle des phyllonites, sera décrit en détail plus loin (cf.p. 92) et les structures des sulfures ne seront que rapidement évoquées ici :

- la pyrite se présente, soit sous forme de grains très cataclasés (porphyroclastes) avec, parfois, des ombres de pression occupées par des silicates, soit en porphyroblastes très automorphes, dont la taille peut atteindre 2 cm. Leur forme est particulièrement remarquable: il s'agit de cristaux déformés, aplatis perpendiculairement à la foliation, leur rapport longueur/épaisseur peut atteindre 3/1. Cette forme particulière est liée à une recristallisation sous contrainte orientée, lors de la phyllonitisation. Sa signification sera étudiée en même temps que le métamor-

phisme des sulfures p.100 ;

- la chalcopyrite forme des plages amiboïdes, à structure granoblastique polygonale.

viii- Chloritoïde

Il est si abondant que sa distribution a pu être cartographiée (phyllonites à chloritoïde) . Ce minéral est associé aux rubans micacés (fig . IV/16 et 17). Il forme des cristaux automorphes, ou des rosettes de cristaux dont l'alignement des centres peut souligner la foliation. Il est important de remarquer que les cristaux de chloritoïde ont souvent germé à proximité de rubans de carbonates ferrifères (fig. IV/16), une source de fer étant nécessaire à leur croissance. Les macles polysynthétiques sont très répandues. Les cristaux sont orientés de manière quelconque par rapport à la foliation des phyllonites qu'ils englobent hélicitiquement (fig. IV/17), ce qui indique qu'ils sont tardifs par rapport à la foliation et à l'altération hydrothermale.

Les caractères optiques suivants ont été déterminés:

- couleur gris bleuté en lumière naturelle ,
- pléochroïsme nul ,
- teintes grises du 1er ordre, en lumière polarisée ,
- allongement négatif ,
- biréfringence = 0,009 .

Dans le camp minier de Chibougamau, le chloritoïde a été découvert par ALLARD (1956) et HALFERDAHL (1961) en a fait une description détaillée. Les caractères chimiques et radiocristallographiques, ainsi que la genèse de ce minéral seront décrits p. 180 et p.182 .

ix- Tourmaline

De très petits cristaux automorphes de tourmaline peuvent être observés dans certaines lames minces. Ils rendent compte des fortes teneurs locales en bore détectées à l'analyse.

Il s'agit d'une tourmaline ferrifère, à fort pléochroïsme :

- vert jaune selon N_p
- olive foncé selon N_g

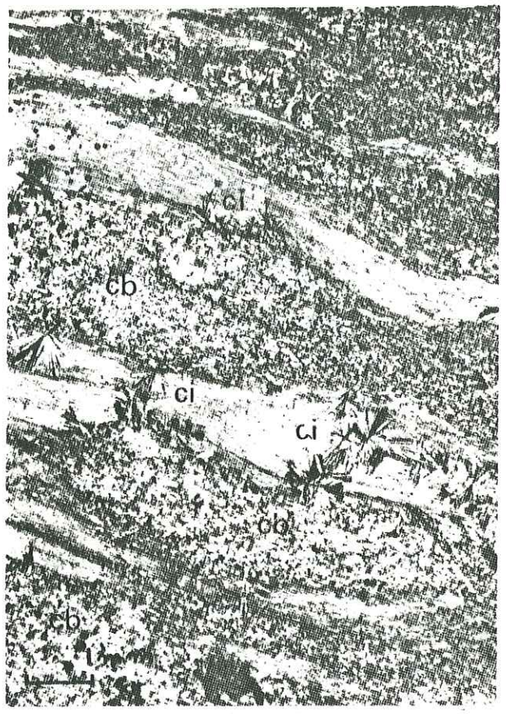


Fig. IV/16 Structures et minéralogie des phyllonites.

Structure rubanée et amygdalaire orientée selon Sn+1.Noter que les rosettes de chloritoïde (ci) sont associées aux rubans micacés,mais qu'elles ont germé aux contacts des rubans riches en carbonates ferrifères (cb).Le chloritoïde n'est pas affecté par la foliation Sn+1.
LM 8828/7 Lumière polarisée.

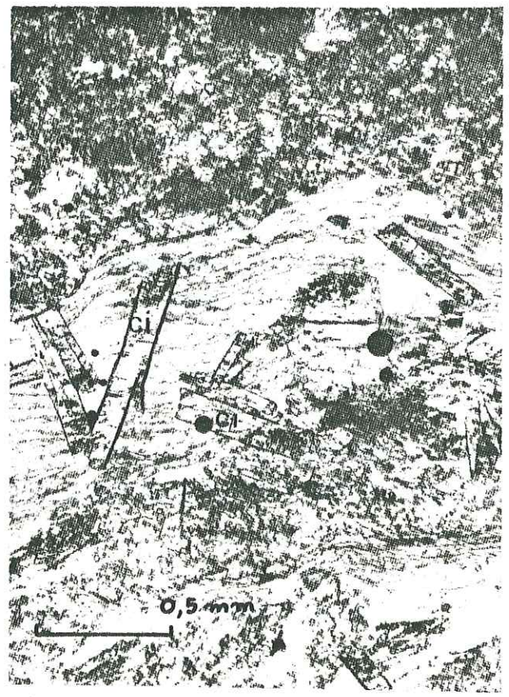


Fig.IV/17 Structures et minéralogie des phyllonites.
Noter la structure hélicitique des cristaux de chloritoïde (ci) soulignée par les inclusions de micas blancs,orientées parallèlement à Sn+1.
LM 8819/2 Lumière naturelle.

L'existence de tourmaline à la mine Copper Rand a été mentionnée par ECKSTRAND (1963).

C) LES PHYLLONITES DE LA ZONE D'ALTERATION A SIDEROSE ± ANKERITE ± PARAGONITE ± MUSCOVITE ± SULFURES

1) Distribution

Toutes les roches de cette zone d'altération sont de type phyllonitique.

Elles sont étroitement associées à certaines lentilles de minerai dont elles forment la gangue (cf. bloc diagramme).Deux zones à carbonates ferrifères sont situées en dehors de la zone centrale de la mine: zone Sidérite Sud (6-16 et 17-10) et zone Sidérite Nord (6-13 et 14Nord-5,6 et 7).

Les zones riches en carbonates ferrifères contiennent souvent de la minéralisation à chalcopyrite et pyrite prédominantes et magnétite disséminée.On y observe jamais de pyrrhotine.

Cette unité est avec la zone à chlorite ferrifère,la zone d'altération la plus interne du gisement.Ces deux zones tendent à s'exclure mutuellement ,les conditions de stabilité de leurs paragenèses n'étant pas les mêmes(cf. p. 326).

2) Etude pétrographique

a. Caractères macroscopiques (figs.IV/12,13,21a)

Du fait de son incompétence l'ensemble carbonates+sulfures+phyllites a été très affecté par les remobilisations tectoniques:la brèchification,le boudinage et le rubanement caractéristique des phyllonites sont bien développés. La régularité et le développement des structures rubanées (fig.IV/12,21a) sont difficilement attribuables au seul fluage des carbonates ferrifères dans les plans de schistosité, car ces carbonates paraissent moins ductiles que la calcite (RAMDOHR et al.,1967).

Les rubans à carbonates ferrifères ± calcite ± quartz ± sulfures ± magnétite sont de couleur beige à brune. Etant plus compétents, ils sont fréquemment recoupés par les rubans plus incompétents à micas blancs ± chlorite de couleur blanche à vert sombre. Du chloritoïde est fréquemment associé aux rubans phylliteux. Les différences de compétence favorisent le développement de la structure amygdalaire, à boudins de carbonates ferrifères plus ou moins étirés, englobés par les phyllites. Les amygdales peuvent atteindre plusieurs mètres de longueur et de largeur.

b. Caractères microscopiques (fig .IV/ 34)

b.a) Structure

Les structures sont voisines de celles des phyllonites décrites plus haut.

Les rubans à carbonates ferrifères sont formés de grandes plages d'ankérite et/ou de sidérose plus ou moins déformées (texture en "parquet"),entourées d'un liseré de calcite parfois un peu ferrifère,à grain beaucoup plus fin.

b.b) Minéralogie

i- Micas blancs

La paragonite et la muscovite sont généralement peu abondantes dans les échantillons de cette unité. Les micas blancs, souvent associés à de la chlorite, forment des rubans phylliteux.

Les micas blancs font l'objet d'une étude détaillée p.150 .

ii- Chlorites

Des cristaux plus ou moins automorphes de chlorite, orientés parallèlement à la foliation, forment la masse des rubans phylliteux.Elle y est souvent associée aux micas blancs et au quartz. La chlorite constitue de 5 à 30% de la roche.

Elle est également présente, en faibles quantités, dans les rubans à carbonates ferrifères.

Les chlorites de cette unité ont des propriétés optiques bien distinctes :

- allongement positif;
- biréfringence plutôt élevée: 0,010 - 0,011;
- teintes vertes anormales, parfois assez vives en lumière polarisée.

Ces caractères indiquent qu'il s'agit d'une chlorite riche en fer (cf. étude des variations de composition des chlorites p. 133 .).

iii- Carbonates

Ils forment des porphyroblastes au sein des rubans chloriteux, ou constituent des rubans à carbonates ferrifères.

Les colorations sélectives montrent que ces porphyroblastes sont de l'ankérite, peu déformée (extinction onduleuse et rares macles mécaniques selon $01\bar{1}2$), paraissant donc avoir recristallisé après la phyllonitisation. Certains porphyroblastes ont une structure hélicitique.

Les rubans carbonatés comportent deux types de carbonates : un agrégat de sidérose en grandes plages xénomorphes, pouvant dépasser 500 μm, séparées par de fines veinules de calcite plus ou moins ferrifère.

La structure de la sidérose est équante, ou en agrégats orientés (structure nématoblastique) à fréquents sous-grains et macles mécaniques selon $(01\bar{1}2)$.

Les plages de sidérose sont assez souvent entourées d'un fin liseré de chalcopyrite et/ou de pyrite. Dans ce cas, la sidérose tend à être automorphe (fig.IV/34).

Cette structure suggère que les carbonates et les sulfures ont recristallisé en même temps, les carbonates repoussant au fur et à mesure les sulfures.

De nombreuses fines veinules de calcite constituent le ciment d'une véritable microbrèche hydrothermale à éléments de sidérose et de sulfures. L'absence de carbonates ferrifères dans ces veinules indique que les fluides hydrothermaux tardifs étaient appauvris en fer.

Dans de nombreux cas, cette bréchification est très développée : des filonnets de quartz, chlorite, calcite $\pm$ ferrifère, sulfures, recoupent des plages de carbonates. Les minéraux de ces veines ont souvent une structure granoblastique, à tendance polygonale, ou "en peigne", due à une croissance lors de l'ouverture progressive de la veine (cristaux allongés perpendiculairement aux épontes, comportant des bandes d'inclusions parallèles aux épontes). Cette structure suggère que ces veinules sont des joints d'extension (lieux de moindre pression) comparables à ceux observés dans d'autres unités lithologiques.

iv- Quartz

Il est fréquemment associé aux rubans chloriteux, en grandes plages xénomorphes, présentant des bandes de déformation,ou fragmentées en chapelets de petits groupes de sous-grains allongés parallèlement à la foliation. Ces groupes de sous-grains présentent maintenant une structure granoblastique polygonale, suggérant une recristallisation secondaire.

v- Leucoxène

De petites plages de leucoxène, granulées, boudinées dans la foliation sont assez fréquentes.

vi- Sulfures

Il est fréquent d'observer de petites quantités de chalcopyrite et de pyrite. Des porphyroblastes automorphes de pyrite, résultant de la cataclase puis de la recristallisation, sont associés aux rubans sériciteux ou carbonatés. La pyrite a une structure hélicitique nette, avec inclusions de carbonates ferrifères et de quartz. La chlorite, et parfois le quartz, soulignent des franges de pression (SPRY,1969), les cristaux de ces minéraux étant développés perpendiculairement aux facettes de la pyrite.

Ces structures, postérieures à la phase principale de déformation, seront examinées en détail en même temps que la minéralogie du minerai cf.p. 100 .

vii- Magnétite

Des porphyroblastes très automorphes de magnétite, atteignant localement 3 mm, sont assez répandus dans les lentilles de carbonates ferrifères. Ces porphyroblastes sont également plus tardifs que la phase principale de déformation, car ils ne sont jamais déformés et présentent parfois une structure hélicitique.

viii- Chloritoïde

En tous points identique à celui déjà décrit p. 82 , il est fréquemment associé aux rubans sériciteux.

ix- Tourmaline

De la tourmaline, aux caractères identiques à ceux décrits p. 82 , a été observée dans une seule lame mince (LM 8824).

D) LA ZONE D'ALTERATION A CHLORITE FERRIFERE

1) Distribution

Cette zone forme la gangue des plus importantes lentilles minéralisées de la mine Copper Cliff, et constitue, avec les phyllonites à sidérose ± ankérite, les unités les plus internes du gisement.

Elle est particulièrement développée aux niveaux -340, -390, -440 et -490 m, mais elle est représentée, de manière plus ou moins caractéristique, à tous les niveaux de la mine. Elle peut atteindre 30 m d'épaisseur (2 -25 -1 et 2) et elle est la seule qui contienne de la pyrrhotine (12 - 31 - 22).

En allant vers les zones externes, l'altération chloriteuse peut rapidement passer à l'altération à paragonite ± muscovite puis à de la méta-anorthosite "fraîche".

Cette succession peut être observée à l'échelle du décimètre ou même de la lame mince. En effet, les panneaux de méta-anorthosite "fraîche" sont affectés d'un grand nombre de petits joints, parallèles à la zone minéralisée principale (N 110°) (cf. microfissuration p. 54).

Ces petits joints contiennent souvent un peu de pyrite et de chalcopyrite disséminées. Ces joints sont bordés par une auréole d'altération chloriteuse, interne, puis micacée, externe. Ces auréoles d'altération sont généralement massives. Des exemples de ces joints altérés (ici sans minéralisation) sont visibles sur la fig.n°IV/5.

2) Etude pétrographique

a. Caractères macroscopiques

L'altération hydrothermale a effacé toute trace de la structure originelle. Les roches de cette zone sont vert sombre, à grain très fin. On observe souvent des veinules de sulfures et plus rarement des cristaux d'apatite de longueur $\leqslant 3$ cm .

Certains échantillons sont foliés et présentent les caractères des phyllonites, alors que d'autres sont beaucoup plus massifs. On remarque également que la gangue des lentilles minéralisées, riches en pyrrhotine est toujours de

type "à chlorite ferrifère", à l'exclusion du type "phyllonites à sidérose ± ankérite". La signification génétique de cette association sera détaillée p.329. D'une manière générale, les carbonates sont rares dans la zone à chlorite ferrifère.

b. Caractères microscopiques (fig.IV/18)

b.a) Structures

Elles sont assez variables :

- elles peuvent dériver de celles des phyllonites (fig.IV/18)

- ou bien la chlorite forme de grandes plages polycristallines aux individus non orientés

Dans certaines lames (8830, 8840/4) il a été possible d'observer de grands porphyroclastes d'apatite rouge, englobée par des plages de chlorite à structure foliée. Ce minéral, localement répandu à la mine Copper Cliff (14 -22 -5) a également été signalé à la mine Copper Rand (J. PAQUET, communication personnelle) et à la mine Cedar Bay (MILLER, 1957).

Les feutrages de chlorite et l'apatite sont souvent recoupés par des veinules à sulfures + carbonates + quartz.

b.b) Minéralogie

i- Epidote

Quelques lames minces contiennent de faibles quantités d'épidote.

ii- Micas blancs

Ils sont peu répandus dans cette unité

iii- Chlorite

C'est le minéral le plus abondant, constituant parfois des feutrages de petites plages subautomorphes pouvant ne pas dépasser 1 µm. De la chalcopyrite et/ou de la pyrite s'insinuent souvent dans les plans de clivage. Les caractères optiques (cf. également p. 142) sont voisins de ceux de la chlorite contenue dans les phyllonites à ankérite ± sidérose:

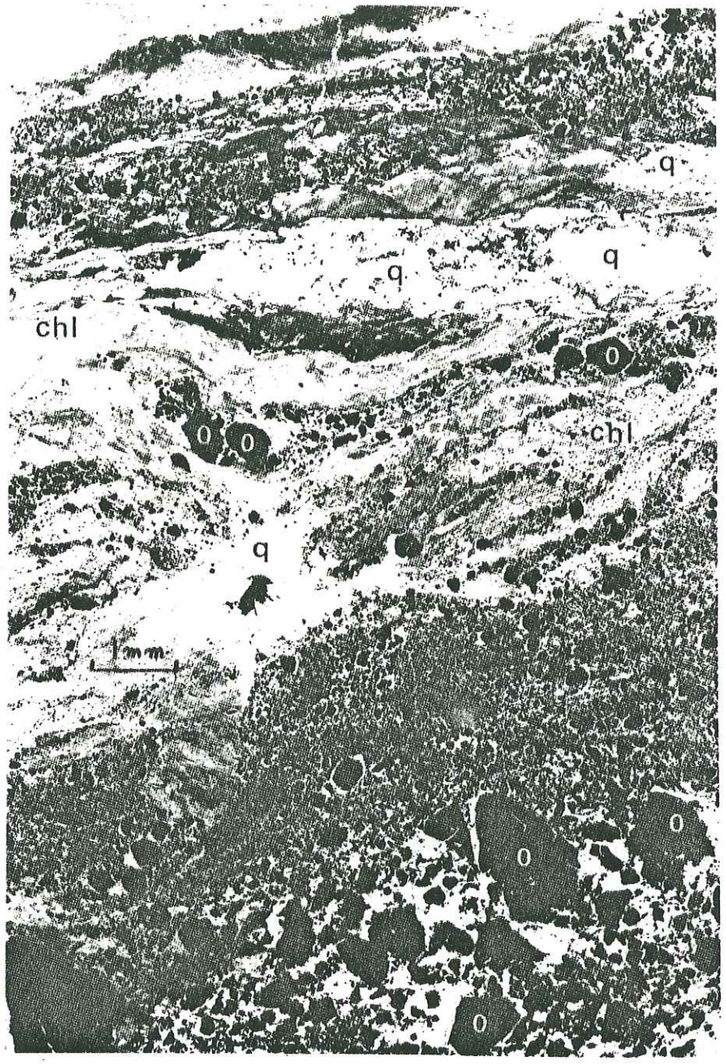


Fig.IV/18 Structure et minéralogie des phyllonites de la zone à chlorite ferrifère.

La granulation des minéraux compétents tels la pyrite (py) et le quartz (q) contraste avec la foliation bien développée des rubans à chlorite ferrifère (chl).Noter la présence,dans le tiers supérieur de la photo,d'une veinule à quartz et traces de chalcopyrite recoupant la foliation générale (Sn??),soulignée par la chlorite.

- allongement positif;
- biréfringence élevée : 0,007 à 0,010 ;
- teintes de polarisation anormales, vives : vert lavé de jaune ou de gris.

iv- Carbonates

Les carbonates, peu répandus dans cette zone d'altération, sont associés aux sulfures et au quartz. Ils forment parfois des amygdales à structure granoblastique. La coloration sélective permet de préciser qu'il s'agit de carbonates ferrifères (ankérite et sidérose). Certains carbonates présentent des dislocations en sous-grains, ainsi que des macles de déformation.

v- Quartz

Egalement peu répandu. Associé à la chlorite et aux carbonates ferrifères.

vi- Sulfures

+ pyrite

Des porphyroblastes, associés à des veines de quartz, sont assez communs dans cette unité. Ils sont liés à des phénomènes de recristallisation déjà évoqués p. 81 et détaillés plus loin p. 105 .

+ chalcopyrite

Elle est également associée à des veines de quartz, sous forme de plages xénomorphes interstitielles. Elle peut être associée à la chlorite et au quartz, dans les ombres de pression des cristaux d'apatite, ou en veinules recoupant ce minéral.

vii- Chloritoïde

Il n'a été observé qu'une seule fois (LM 8820/4) dans un échantillon à structure phyllonitique : il forme des cristaux automorphes, non orientés, au sein de lits chloriteux ou quartzo-carbonatés.

viii- Apatite

Parfois abondante dans cette unité, en cristaux rosés, de 3cm de longueur , riches en inclusions.

Un diffractogramme DEBYE -SHERRER a permis d'établir qu'il s'agit d' hydroxyapatite : $Ca_5 (PO_4)_3 (OH)$

Les raies sont les suivantes :

d (Å)	I/I₀	d (Å)	I/I₀	d (Å)	I/I₀
8,15	13	2,719	61	1,891	16
5,26	9	2,630	35	1,872	8
4,72	4	2,531	7	1,838	43
4,08	9	2,297	10	1,808	17
3,88	11	2,264	23	1,781	14
3,50	6	2,228	6	1,755	16
3,43	54	2,151	9	1,718	17
3,168	14	2,061	9	1,680	4
3,085	21	2,031	5	1,643	10
2,814	100	1,997	7	1,610	7
2,778	57	1,945	42		

Les cristaux d'apatite, ainsi que la chlorite qui l'entoure, sont fréquemment recoupés par de fines veinules non déformées (post-phyllonitisation) à quartz, chlorite, chalcopyrite.

E) LES LENTILLES MINERALISEES

Ce terme est utilisé pour désigner les unités cartographiques contenant plus de 1% de Cu métal.

1) Distribution

Elle est représentée sur le bloc-diagramme , la carte du niveau -390m et la coupe selon la longitude 21 + 00 (en annexe).

Les lentilles minéralisées sont généralement développées à proximité des dykes, parallèlement à leur contact. On n'observe pas d'intrusions de dykes dans les sulfures; par contre, quelques rares veinules de sulfures recoupent des dykes. Cette relation n'implique pas nécessairement une mise

en place du minerai postérieure à celle des dykes, car elle peut résulter de remobilisations lors de mouvements tectoniques postérieurs à la minéralisation.

Différents arguments permettant de préciser la chronologie de la formation du gisement, seront présentés en conclusion de ce chapitre.

Les sulfures et oxydes constituant le minerai ont soit une gangue où prédomine la chlorite ferrifère (cf. description de la zone d'altération à chlorite ferrifère,p. 88),soit une gangue à sidérose ± ankérite (cf. description des phyllonites à sidérose ± ankérite,p.84).

Les lentilles minéralisées peuvent atteindre 100 m de longueur et une épaisseur de 5 m.

2) Etude pétrographique

a. Caractères macroscopiques

Le minerai peut être divisé en deux types :

- Type I : sulfures en veines, lentilles, masses foliées toujours plus ou moins affectées par la phyllonitisation; ce sont les schistes sulfurés de GUHA et al. (1975).
- Type II: sulfures associés à la paragenèse albite + quartz + carbonates en remplissage de joints d'extension subhorizontaux (cf.p. 130), recoupant la foliation des phyllonites. Ces veines ne sont pas affectées par la phyllonitisation, et sont à rapprocher du minerai en veines (vein-ore) de GUHA et al. (1975). Le type I, seul d'intérêt économique, constitue la quasi totalité de la minéralisation.

a.a) Type I (figs. IV/ 18 à 21a)

Les lentilles minéralisées sont toujours plus ou moins intensément foliées,l'intensité de la déformation et la nature de la gangue des lentilles minéralisées variant fortement:

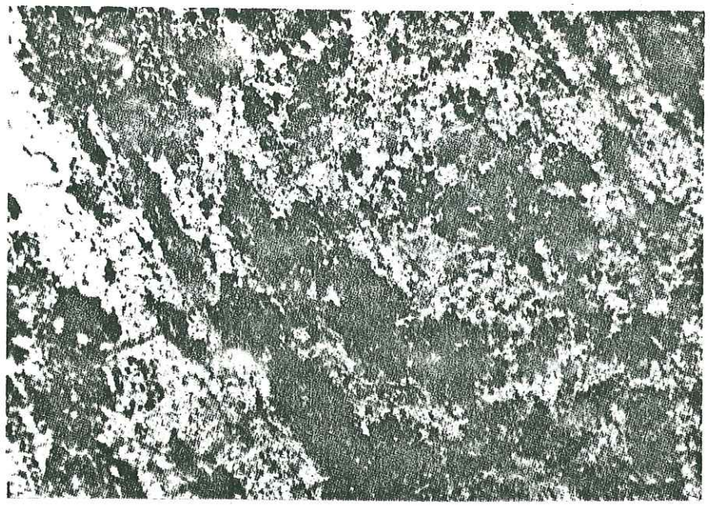


Fig.IV/19 Structures et minéralogie des lentilles minéralisées.

La foliation affectant le minerai (Sn+1) est soulignée par l'allongement des aggrégats de chalcopyrite (plages claires) et des cristaux de chlorite ferrifère (plages sombres).

Ech. 28854 A-Grossissement=2x.

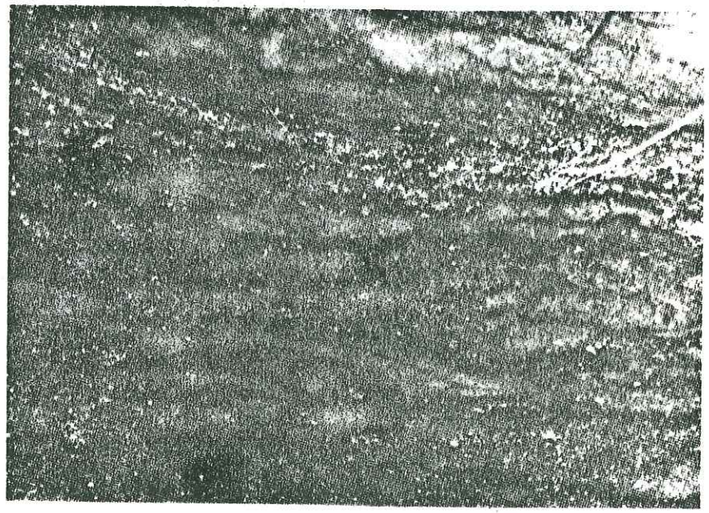


Fig. IV/20 Structures et minéralogie des lentilles minéralisées.

Exemple de phyllonite à ankérite±sidérose±sulfures.Foliation selon Sn+1.Les sulfures (chalcopyrite et pyrite) sont généralement associés aux rubans séricito-chloriteux (gris sombre sur la photo).La structure en amygdales des phyllonites est bien reconnaissable.
ch. 8872-Grossissement=2x.

Fig. IV/21-a Structure des phyllonites minéralisées.

Minéralisation à chalcopyrite disséminée,de type "schistes sulfurés".Minéralogie et structures comparables à celles de la fig. IV/20.

-les lentilles minéralisées à gangue carbonatée (sidérose ± ankérite) ont une structure phyllonitique particulièrement nette :les rubans à sulfures ± chlorite ± micas blancs alternent avec des rubans et/ou amygdales à sidérose ± ankérite (figs. IV/20 et 21).L'épaisseur d'un ruban donné peut varier entre quelques mm et 10 cm.

-les lentilles à gangue chloriteuse présentent une foliation beaucoup plus discrète,n'apparaissant parfois que sur les sections sciées et polies (fig . IV/19).L'aspect de ces lentilles est beaucoup plus massif mais la remobilisation tectonique les ayant affectées au même titre que les lentilles à gangue carbonatée est soulignée par le fait qu'elles contiennent souvent des enclaves de gangue chloriteuse,plus ou moins replissées et allongées parallèlement à la foliation.De plus les lentilles pyriteuses,très compétentes,sont généralement disloquées et recoupées par des rubans de minéraux de minéraux phylliteux,incompétents (fig. IV/18).Ces lentilles sont généralement situées au contact de dykes,ceux-ci jouant le rôle d'armatures rigides empêchant une trop forte déformation des lentilles minéralisées situées à leurs contacts.

L'ensemble de ces structures résulte de la phyllonitisation des lentilles minéralisées,facilitée par l'incompétence des lentilles riches en chalcopyrite,chlorite et/ou carbonates contrastant avec la compétence des lentilles riches en pyrite.

Des structures analogues ont été décrites à la mine Henderson par GUHA et al. (1975),et on peut déduire des travaux de JEFFERY (1959) et de MILLER (1957) que les structures décrites ci-dessus existent également dans les mines Campbell et Cedar Bay,ainsi que dans les mines Copper Rand,Jaculet et Portage (observations personnelles).

Dans les lentilles de type I les minéraux opaques observables sont, par ordre d'importance : chalcopyrite, pyrite, magnétite, pyrrhotine, sphalérite.

+ La chalcopyrite forme des masses plus ou moins rubanées : les lentilles les plus massives sont associées à l'altération chloriteuse, les schistes sulfurés et veinules disséminées étant développés en association avec les gangues carbonatées (phyllonites à sidérose ± ankérite ± paragonite ± muscovite ± sulfures). Quelques rares veinules recoupent les dykes, sur quelques dizaines de centimètres au maximum.

+ La pyrite est présente sous forme de veines boudinées et de porphyroblastes très automorphes, $\leqslant$ 3 mm, englobés par la chalcopyrite.

Les cristaux octaédriques sont très fréquents.

+ La magnétite, sous forme d'amas ou de cristaux octaédriques disséminés, $\leqslant$ 3 mm, est fréquemment associée aux sulfures, ainsi qu'à la gangue lorsque celle-ci est riche en sidérose ± ankérite.

+ La pyrrhotine n'est connue que dans une seule petite zone minéralisée (12 -31 - 22) dont l'orientation est parallèle à la zone minéralisée principale. La zone 12 -31 -22 est fortement excentrique : située à plus d' 1 km au Sud de la zone minéralisée principale, sa position n'est pas visible sur le bloc-diagramme.

Associée à une gangue de chlorite ferrifère, elle forme une veine atteignant1m d'épaisseur.La gangue ne contient pratiquement pas de carbonates. D'après la description de GUHA et KOO (1975), l'association de minerais riches en pyrrhotine avec des gangues très pauvres en carbonates, est très répandue à la mine Henderson. Selon MEYER et al. (1967) l'incompatibilité apparente entre les carbonates ferrifères et la pyrrhotine est dûe à la déstabilisation de la pyrrhotine soumise à de fortes pressions de CO_2.

La pyrrhotine est discrètement foliée (ce caractère apparaît surtout en section polie (fig. IV/36), à grain fin, associée à de petites quantités de chalcopyrite.

+ La sphalérite constitue des mouches centimétriques, observées en un seul endroit de la mine (14 -21 -4) en association avec : pyrite, chalcopyrite et calcite. Il s'agit d'une sphalérite jaune très clair , peu ferrifère.

a.b) Type II

Il s'agit de veines beaucoup moins répandues que les "schistes sulfurés" de type I. Leur puissance varie de quelques millimètres à 50 cm,

leur longueur ne dépassant probablement pas quelques dizaines de mètres. Ces veines recoupent indifféremment les diverses auréoles d'altération, ainsi quela méta-anorthosite "fraîche", mais elles sont toujours localisées à faible distance des lentilles minéralisées de type I.

Ces veines contiennent : chalcopyrite (en mouches éparses ⩽10 cm) ± carbonates peu ferrifères ± quartz ± albite ± zoïsite ± sphène ± chlorite. La chlorite, lorsqu'elle est présente, forme un liseré de rosettes de cristaux automorphes, au contact des deux épontes. Ces veines contiennent souvent des enclaves d'épontes disposées parallèlement aux contacts.

Ces veines sont subhorizontales (entre 0 et 20° de pendage vers le N ou le S) et recoupent la foliation des phyllonites sans être affectées par cette foliation, ce qui leur donne un caractère "post-déformation". Elles sont à rapprocher du minerai en veines décrit par GUHA et al. (1975).

Elles sont également à comparer aux nombreux joints d'extension subhorizontaux affectant la méta-anorthosite "fraîche" dont la paragenèse est identique, excepté qu'il n'y a pas de chalcopyrite dans les joints d'extension situés loin des lentilles minéralisées de type I.

Les veines de type II sont décrites en même temps que les joints d'extension subhorizontaux, p. 130 .

b. Caractères microscopiques des veines de type I

b.a) Structures

Les structures de tous les minéraux des phyllonites sont liées à deux phénomènes dont l'importance relative varie de proche en proche :

- la déformation ,
- la recristallisation .

Les structures résultantes montrent généralement l'influence, en proportions variables, de ces deux phénomènes.

Les structures liées à la déformation sont de deux types :

- si le minéral est incompétent, c'est à dire sans plans de glissement ni plans de macles bien définis (par ex. magnétite-pyrite) il aura tendance à être fracturé, divisé en granules irréguliers (cataclase, granulation);

- si le minéral est compétent (par ex. chalcopyrite) la déformation se fait par glissement des plans réticulaires, et/ou par apparition de macles de déformation. Les minéraux ductiles peuvent fluer perpendiculairement à la compression et englober les granules de minéraux incompétents (RAMDOHR, 1969). Les minerais ainsi déformés auront un aspect amygdalaire, folié, en tous points analogue aux phyllonites de l'encaissant (fig .IV/19 et 20).

Les structures liées à la recristallisation sont bien différentes: après la déformation, des tensions résiduelles restent accumulées dans les minéraux dans lesquels elles ont été induites. Le recuit est le processus par lequel les tensions résiduelles peuvent être réduites ou annulées (SPRY, 1969).

La recristallisation post-déformation est souvent accompagnée par la croissance métablastique de certains minéraux tels que la pyrite et la magnétite.

Ces différentes structures seront décrites et illustrées un peu plus loin (cf.p. 100 et suivantes). Elles ont fait l'objet de publications telles celles de STANTON (1964) et VOKES (1969).

STANTON (1964) propose une séquence cristalloblastique ou séquence de minéraux de moins en moins idiomorphes, et de plus en plus ductiles

grenat
* magnétite, arsénopyrite
* pyrite
dolomite
trémolite
* muscovite
* chlorite
* pyrrhotine
* sphène
* chalcopyrite
galène

* = présents à la mine Copper Cliff

BIBLIOTHÈQUE GRENOBLE INTERUNIVERSITAIRE

Cette approche de l'étude de la structure des minéraux opaques permet une bonne interprétation de l'histoire géologique des gisements des lacs Doré et Chibougamau. L'approche plus classique, en termes de substitutions par venues minéralisées successives ne peut pas être utilisée dans les gisements affectés par des déformations postérieures à leur mise en place, les textures primaires étant oblitérées par les déformations.

C'est pour cette raison que JEFFERY (1959) et MILLER (1957) ont abouti à des conclusions différentes à partir d'observations correctes lors de leurs études des mines Campbell et Cedar Bay.

b.b) Minéralogie

Les minéraux de la gangue à chlorite ferrifère (lentilles minéralisées massives) ont été décrits p.86 et suiv., et ceux de la gangue à carbonates ferrifères p.82 et suiv.(schistes sulfurés). Seuls seront décrits ici les minéraux constituant le minerai.

i- Chalcopyrite (fig. IV/21b à 26)

Du fait de la faible anisotropie de réflexion, les structures des plages de chalcopyrite sont malaisées à observer. Pour cette raison, un certain nombre de sections polies ont été attaquées à l'aide d'un mélange d'eau régale et de chlorate de potassium (selon RAMDOHR,1969) ou à l'aide d'un mélange comprenant 1/5 d'eau oxygénée à 3% et 4/5 d'ammoniaque (KELLY et al.,1975).

Structures liées à la déformation :

Il n'a jamais été observé de structures cataclastiques au sein des grains de chalcopyrite, celles-ci se développant surtout à température modérée ($\leqslant$ 200°C, $\leqslant$ 500 Bars; d'après KELLY et al.,1975). En conclusion des expériences de déformation de la chalcopyrite qu'ils ont menées, ces auteurs indiquent qu'ils n'ont jamais observé la formation de nouveaux grains ou de sous-grains, et qu'à température croissante, les structures cataclastiques sont de plus en plus rares, alors que la ductilité de la chalcopyrite augmente fortement.

Les effets de la ductilité de la chalcopyrite ont également été décrits par STANTON (1964,1971) et VOKES (1969). Ces effets sont bien visibles dans les échantillons de minerai de la mine Copper Cliff :

- la chalcopyrite colmate systématiquement les fractures de la pyrite, minéral très cassant (fig . IV/21b,22,23);

- présence de nombreuses macles de déformation, probablement selon (112), bien visibles après attaque (fig . IV/24,25,). Ces macles peuvent entièrement traverser un grain donné ou se biseauter à l'in-

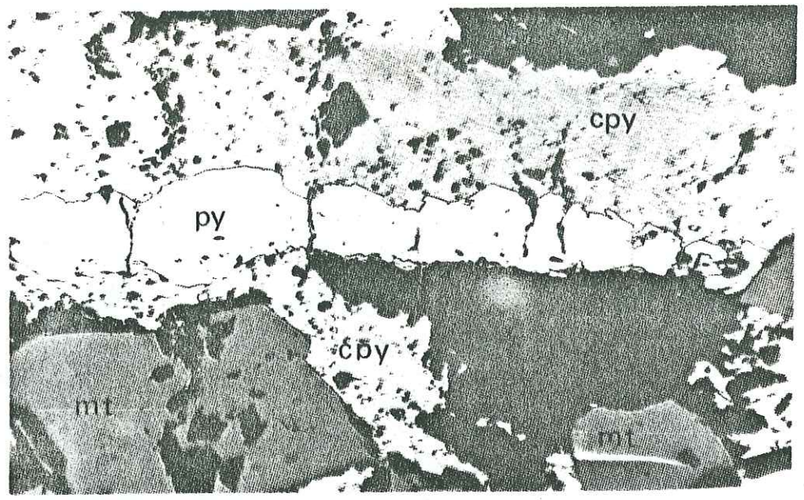


Fig. IV/21-b Microstructures des lentilles minéralisées de type I.

Veinule de pyrite (py) boudinée au sein de la chalcopyrite (cpy).Les fractures de la pyrite sont cimentées par la chalcopyrite.Présence de porphyroblastes de magnétite (mt).
S.P. 8831-Grossissement=5,6x-Lumière naturelle.

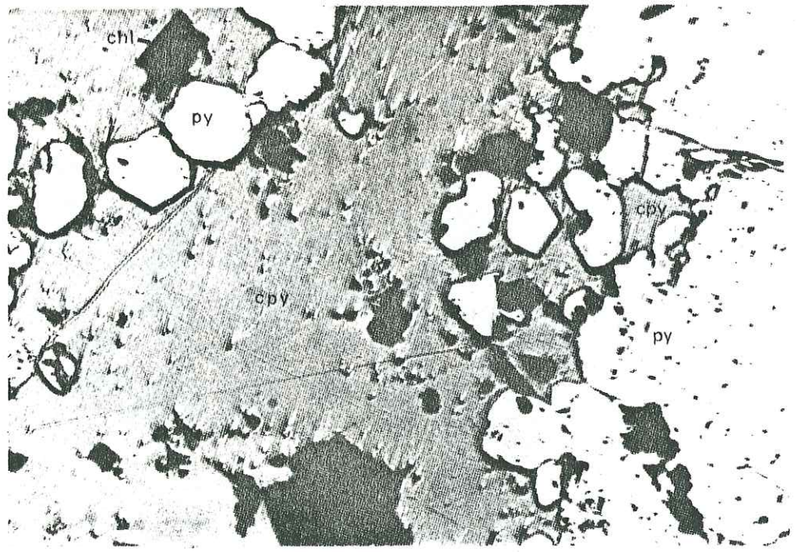


Fig. IV/22 Microstructures des lentilles minéralisées de type I.

Exemple de structure de recristallisation ayant effacé les structures cataclastiques d'origine: des porphyroblastes automorphes de pyrite (py) se sont développés à partir de granules cataclastiques (partie droite de la photo) provenant de la fracturation ou du boudinage des aggrégats et veinules de pyrite (coin supérieur gauche de la photo et fig. IV/21-b).
S.P. 13913-Grossissement=6x-Lumière naturelle.

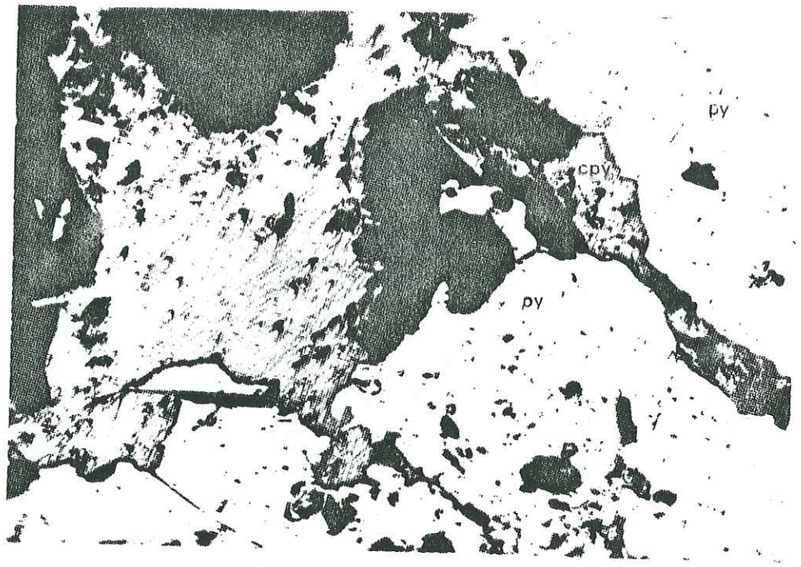


Fig. IV/23 Microstructures des lentilles minéralisées de type I.

Grande plage de pyrite,cataclasée puis recimentée par de la chalcopyrite ayant flué dans les fractures.
S.P. 13913-Grossissement=16x-Lumière naturelle.

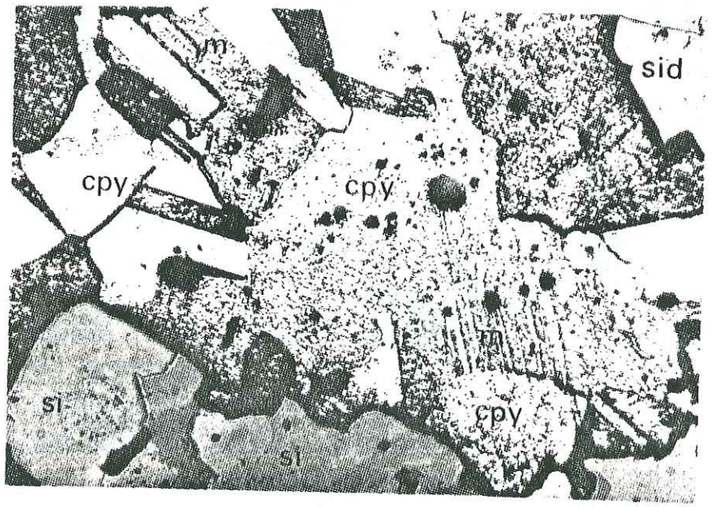


Fig. IV/24-Microstructures des lentilles minéralisées de type I.

Chalcopyrite (cpy) à structure granoblastique,présentant de nombreuses macles (m) de déformation.Noter la présence de cristaux automorphes de sidérose (sid).
S.P. 19201-Grossissement=,6x-Lumière naturelle-Attaquée selon RAMDOHR.

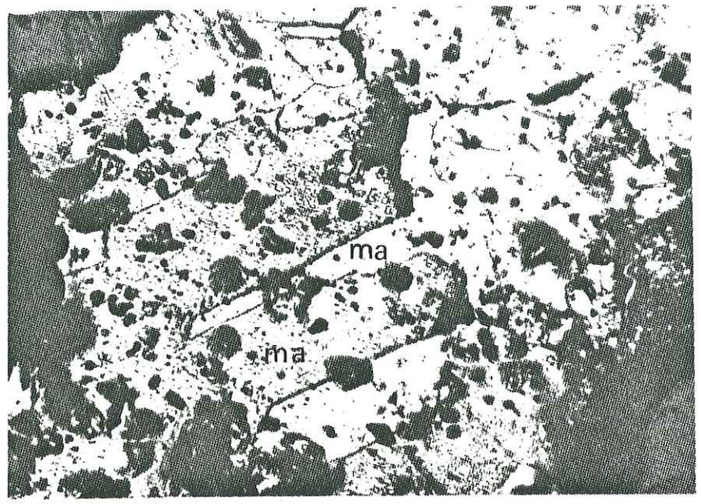


Fig. IV/25 Microstructures des lentilles minéralisées de type I.

Macles de déformation de la chalcopyrite (ma).Noter l'aspect irrégulier de ces macles et leur terminaison en biseau.
S.P. 8839/H-Grossissement=5,6x-Lumière naturelle.
Section polie attaquée selon la technique de RAMDOHR.

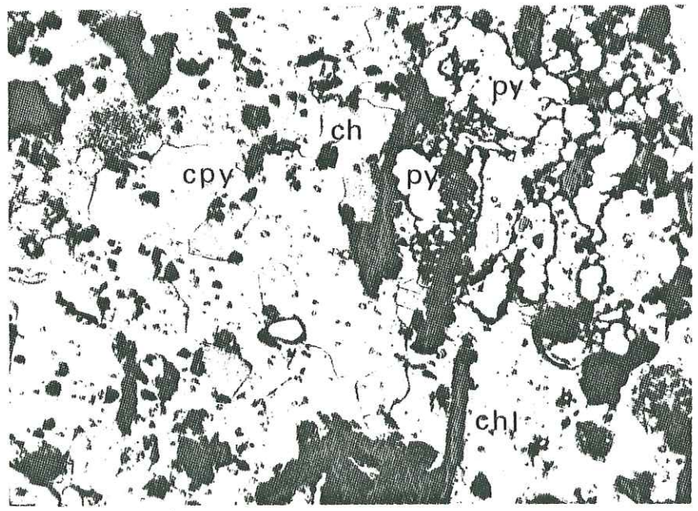


Fig. IV/26 Microstructures des lentilles minéralisées de type I.

Chalcopyrite (cpy) à structure granoblastique polygonale et pyrite granulée (py).La foliation Sn+1 est soulignée par l'orientation préférentielle des cristaux de chlorite (chl).
S.P. 13920-Grossissement=5,6x-Lumière polarisée.

térieur de celui-ci (fig.IV/25). Plusieurs familles de macles (112) peuvent coexister dans un même grain, mais une seule famille est visible sur les fig . IV/ 24 et 25.

Les macles de déformation selon (112) sont toujours à caractère polysynthétique net, à limites tantôt restilignes et parallèles, tantôt biseautées et /ou gauchies à proximité de microfailles. Une bonne description de ces structures de déformation est donnée par KELLY et al.(1975).

Les limites entre grains déformés sont irrégulières, à nombreuses indentations réciproques (fig. IV/24)

Structures liées à la recristallisation : (fig IV/26)

Selon KELLY et al. (1975), le recuit de la chalcopyrite n'a pas fait l'objet de beaucoup d'études. Quelques indications suggèrent un recuit lent et complexe, mais on ne sait pas très bien dans quelle mesure les structures résultant de la déformation peuvent résister longtemps à de fortes températures. Leurs expériences, conduites sur diverses chalcopyrites naturelles, n'ont pas démontré de recristallisations syntectoniques . Cependant, certaines chalcopyrites sont effectivement affectées par le recuit au cours de processus métamorphiques naturels. Ces chalcopyrites (mine Icon Sullivan, région de Chibougamau) présentent toujours d'abondantes macles de déformation, mais plus discontinues que dans les chalcopyrites déformées expérimentalement.

STANTON (1964,1971) décrit ainsi les structures de recuit de la chalcopyrite :

- grains à section polyèdrique, souvent hexagonale (recristallisation avec migration des limites de grains),
- limites rectilignes des grains,
- points triples à la jonction de trois grains, avec des angles interfaciaux voisins de 120° ,
- présence de macles polysynthétiques rectilignes, traversant le grain de part en part.

La fig. IV/26 montre un agrégat de grains polygonaux imparfaits, à limites rectilignes (Ech. n°13920, niveau -160 m) et quelques points triples ainsi qu'une macle polysynthétique rectiligne .

Les travaux expérimentaux de Mc LEAN et al.(1972) cités par KELLY et al.(1975), éclairent mieux le mécanisme de recuit de la chalcopyrite. On n'observe pas de migrations des limites de grains, ni de recristallisation, ni d'autres arrangements structuraux (comme c'est le cas pour la pyrite,cf. p. 106), dans la chalcopyrite recuite à 425°C et au-delà, celle-ci ayant réagi avec d'autres minéraux, en formant une solution solide intermédiaire (ssi). Après la trempe la ssi s'est décomposée en intercroissances métastables de talnakhite + chalcopyrite ou de cubanite de haute température + chalcopyrite.

La température minimale de réaction expérimentale est une fonction de la composition initiale de l'assemblage Cu - Fe - S (BARTON, 1973) et de la durée de la contrainte, ainsi que le suggèrent les travaux de KELLY et al. (1975).

KELLY et al. pensent qu'il est peu probable que les macles de déformation puissent être, soit héritées d'un agrégat préalablement déformé, contenant la phase ssi, soit avoir résisté à une forte élévation de température, postérieurement à la déformation, atteignant des températures situées dans le domaine de stabilité de la phase ssi. Par conséquent, la température minimale de stabilité de la phase ssi indique la température maximale pour la formation et le recuit des macles polysynthétiques de déformation de la chalcopyrite.

Ces considérations peuvent être appliquées à la chalcopyrite de la mine Copper Cliff. Elles indiquent que :

- le recuit tardi- ou post-tectonique mis en évidence par la formation de porphyroblastes, à structure hélicitique fréquente, de pyrite, magnétite, carbonates ferrifères, n'a que peu affecté la chalcopyrite ;
- les températures atteintes lors du recuit, ont dû demeurer relativement faibles, en-dessous du domaine de stabilité de la phase ssi, la cubanite et la talnakhite n'ayant pas été observées dans le minerai de Copper Cliff.

ii- Pyrite (fig . IV/21 b à 23;27 à 33)

La plupart des structures de la pyrite sont aisément observables, sans attaque préalable, mais la mise en évidence des sous-grains dans les

porphyroblastes nécessite une attaque prolongée (10 à 30 minutes) dans le mélange d'eau régale et de chlorate de potassium utilisé pour la chalcopyrite.

Structures liées à la déformation :

Elles sont particulièrement nettes: cataclase (fig.IV/22,23) avec boudinage (fig.IV/21b) au sein de la chalcopyrite ductile ; celle-ci s'est injectée entre les boudins de pyrite.

Les granules de pyrite résultant de la cataclase sont parfois orientés parallèlement à la foliation, ou sont disposés en "boule de neige" autour du cristal dont ils dérivent. Cette structure souligne une importante rotation au cours de la déformation.

Il n'existe pas de structures indiquant une déformation ductile de la pyrite.

La recristallisation a entraîné la formation de porphyroblastes à tendance automorphe (fig . IV/22,28,29,30). L'origine des porphyroblastes de pyrite reste parfois reconnaissable (fig. IV/22) : ils dérivent nettement des granules formés lors de la cataclase et/ou du boudinage des plages de pyrite cristallisées antérieurement à la déformation.

Lors de la recristallisation,la pyrite peut englober des minéraux de la mésostase qui l'entoure, celle-ci étant le plus souvent riche en chalcopyrite. Ainsi naissent de fréquentes structures "en atoll" (fig . IV/28, 29,30). Ces structures sont également décrites dans les minerais métamorphiques du Mount Isa (Queensland, Australie)par SOLOMON (1965) et Mc DONALD (1970).

Parfois, la chalcopyrite subsiste sous forme de fines inclusions parallèles à (001) de la pyrite (fig. IV/30), comme c'est également le cas dans les pyrites des sulfures métamorphiques du Mt Lyell (Australie),selon MARKHAM (1968).

Une attaque de 10 à 30 minutes dans le bain décrit ci-dessus a permis d'observer la présence de nombreux sous-grains fortement zonés, à l'intérieur de certains porphyroblastes (fig . IV/31,32). La nature de cette zonalité n'a pas été éclaircie. Ces sous-grains traduisent l'existence de plusieurs nucléus au sein d'un même porphyroblaste. Chacun de ces nucléus était probablement un granule cataclastique et la coalescence de plusieurs granules a donné naissance au porphyroblaste.

Les sulfures métamorphiques du Mt Isa contiennent également de tels phénocristaux de pyrite, formés par coalescence de plusieurs sous-grains

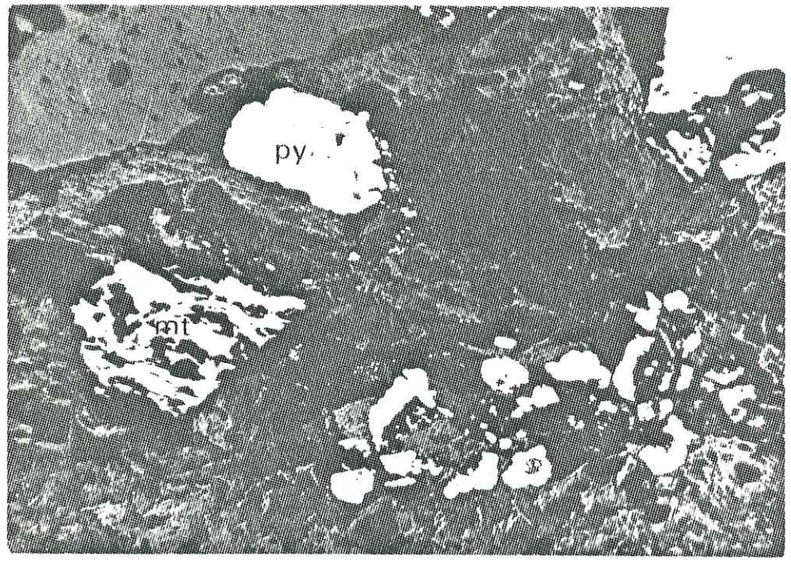


Fig. IV/27 Microstructures des lentilles minéralisées de type I.

Structure hélicitique de la magnétite (mt) soulignée par des inclusions de chlorite (en noir) orientées selon Sn+1.La structure en boule de neige de la pyrite démontre que des rotations importantes ont accompagné la cataclase.
S.P. 19167-Grossissement=5,6x-Lumière naturelle.

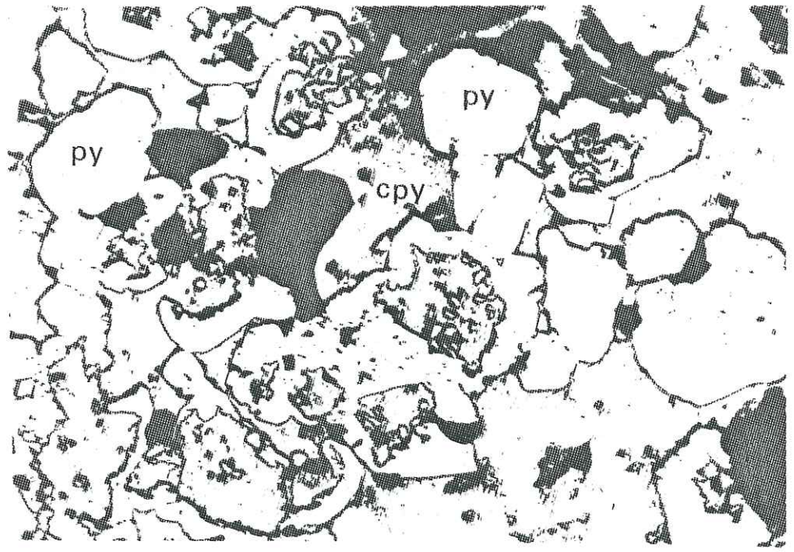


Fig. IV/28 Microstructures des lentilles minéralisées de type I.

Structure "en atoll" des porphyroblastes de pyrite (py) en cours de recristallisation au sein de la chalcopyrite (cpy).
S.P. 13913-Grossissement=16x-Lumière naturelle.

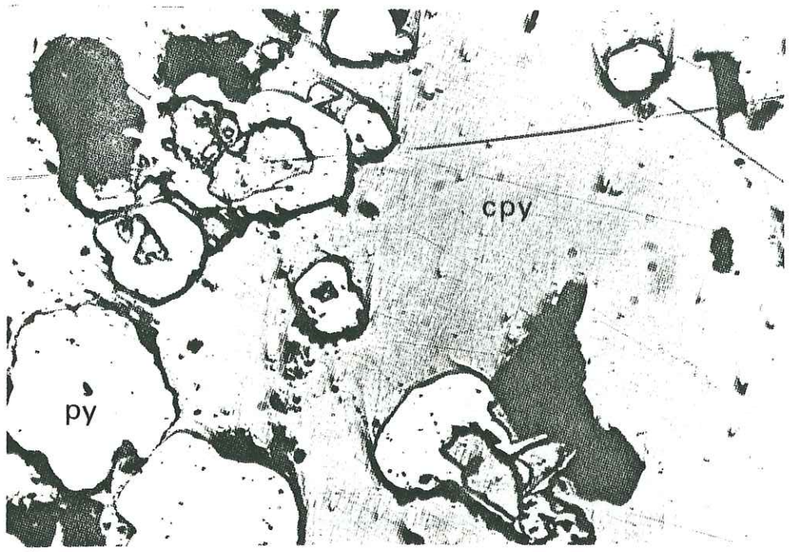


Fig. IV/29 Microstructures des lentilles minéralisées de type I.

Structures "en atoll",identiques à celles de la fig. IV/28.
S.P. 13913-Grossissement=16x-Lumière naturelle.

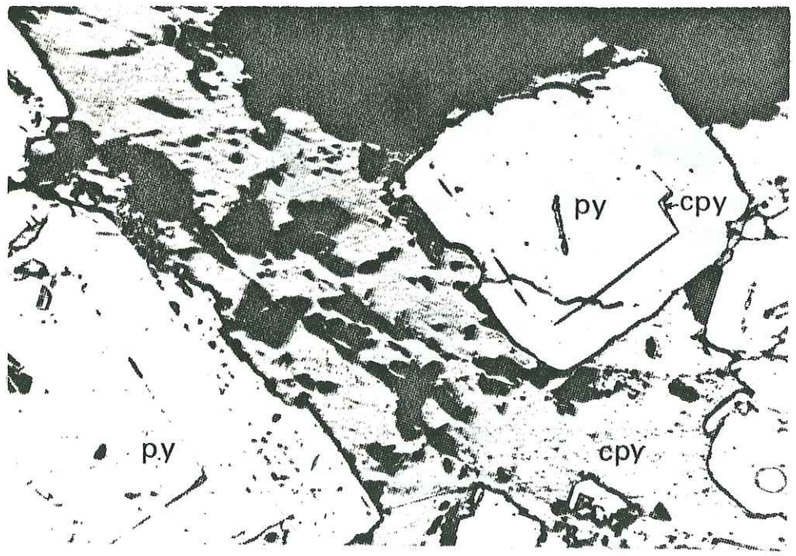


Fig. IV/30 Microstructures des lentilles minéralisées de type I.

Inclusions de chalcopyrite (cpy) disposées parallèlement aux plans (001) des porphyroblastes de pyrite (py).
S.P. 19257-Grossissement=16x-Lumière naturelle.

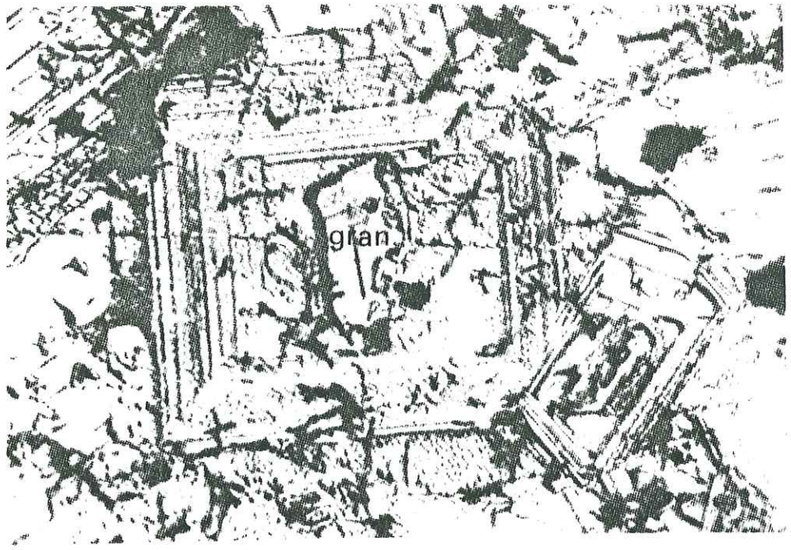


Fig. IV/31 Microstructures des lentilles minéralisées de type I.

Détail d'un grand porphyroblaste de pyrite.L'existence de sous-grains (deux d'entre eux sont bien visibles sur la photo)ayant chacun un granule de pyrite pour germe,montre que les porphyroblastes automorphes de pyrite peuvent résulter de la coalescence,au moment de la recristallisation,de plusieurs individus.
S.P. 13920-Grossissement=80x (immersion)-Lumière polarisée.
Attaque pendant 10 minutes dans un mélange eau régale +$KClO_3$

Fig. IV/32 Microstructures des lentilles minéralisées de type I.

Structure en trémies dans un grand porphyroblaste de pyrite.
S.P. 13913-Grossissement=5,6x-Lumière naturelle.
Attaque pendant 30 minutes dans un mélange eau régale +$KClO_3$

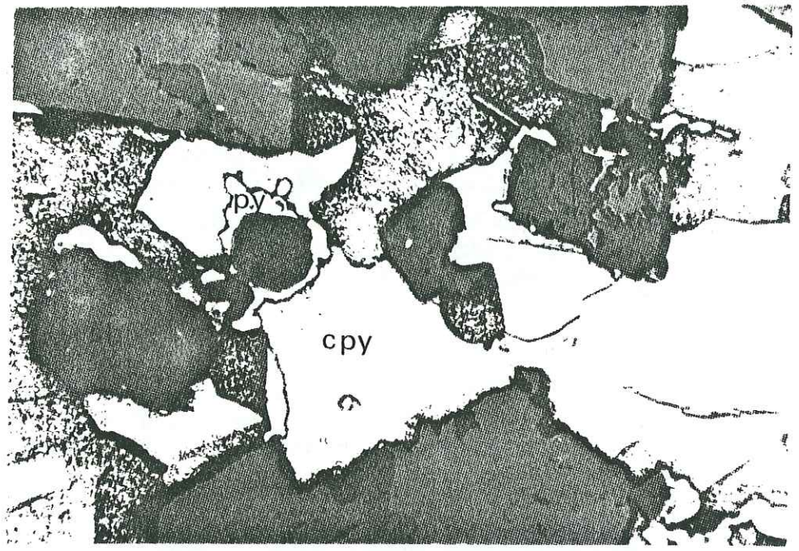


Fig. IV/33 Microstructures des lentilles minéralisées de type I.

Veinule à chalcopyrite (cpy),pyrite (py) et ankérite (cb) automorphe.
Rares macles de déformation visibles dans les plages de chalcopyrite.
S.P. 19201-Grossissement=5,6x-Lumière naturelle.
Section attaquée pendant 1 minute selon la technique de RAMDOHR.

d'orientation différente, une enveloppe pyritique uniforme leur conférant leurs contours automorphes (Mac DONALD, 1970).

La fig. IV/33 montre une étroite association entre la pyrite et les carbonates ferrifères, au sein d'une veinule de chalcopyrite. La pyrite forme un liseré entre les plages de sidérose automorphe et la chalcopyrite, suggérant une réaction entre la chalcopyrite et la sidérose.

iii- Magnétite (fig. IV/21b,22,23,27,34, 35)

Structures liées à la déformation

Les lentilles de magnétite massive, très compétentes, sont généralement bréchifiées. Les éléments de cette brèche sont cimentés par des minéraux ductiles tels la chalcopyrite, les carbonates et la chlorite, remobilisés sous l'effet des contraintes ayant engendré la brèche. L'étude des sections polies a permis d'observer qu'à l'échelle du grain, la magnétite ne présente pas de structures cataclastiques, ce qui est une contradiction apparente avec la bréchification notée plus haut.

Structures liées à la recristallisation

Quatre caractères structuraux de la magnétite sont particulièrement intéressants :

- la magnétite se présente toujours sous forme de porphyroblastes, généralement très automorphes, $\leqslant$3mm,
- ces porphyroblastes ont une structure hélicitique, soulignée par les enclaves de silicates orientées selon S_{n+1} (cf.p. 351), foliation caractéristique des phyllonites (fig. IV/ 27 et 35). La structure hélicitique montre que la (re)cristallisation de la magnétite est posttectonique. Elle est comparable à la structure du chloritoïde décrite p. 82 ,
- la présence d'enclaves xénomorphes, poecilitiques, de pyrite,
- l'absence de veinules de chalcopyrite recoupant la magnétite.

Ces caractères démontrent que les cristaux de magnétite sont le résultat d'une métablastèse intense, effaçant à l'échelle du grain, les structures cataclastiques antérieures. En cela, la magnétite diffère de la pyrite,

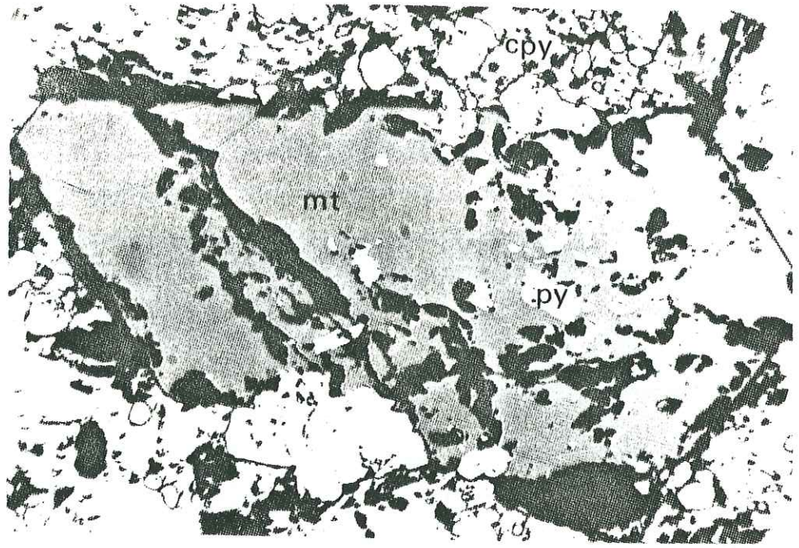


Fig. IV/34 Microstructures des lentilles minéralisées de type I.

rand porphyroblaste de magnétite (mt) englobant des granules de pyrite. Noter que la pyrite est automorphe à l'extérieur du porphyroblaste de magnétite,mais qu'elle ne présente pas de formes propres lorsqu'elle est incluse dans la magnétite.La structure hélicitique de la magnétite est soulignée par des inclusions de chlorite (en noir) orientées selon Sn+1.
S.P. 19166-Grossissement=5,6x-Lumière naturelle.

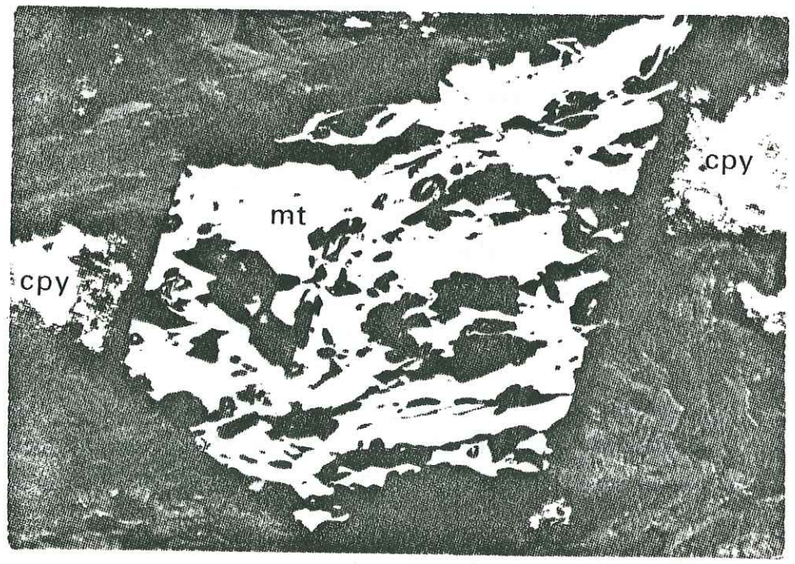


Fig. IV/35 Microstructures des lentilles minéralisées de type I.

Magnétite (mt) à structure hélicitique (cf. fig. IV/34).Noter l'absence d'inclusions de chalcopyrite (cpy) dans la magnétite.Lors de la croissance du porphyroblaste la chalcopyrite a été repoussée à l'extérieur.
S.P. 19167- Grossissement=16x-Lumière naturelle.

cette dernière conservant assez souvent les traces des déformations cataclastiques qu'elle a subies avant de recristalliser (comparer les fig. IV/27 34,35 avec les fig. IV/21b,22,23). Ceci peut s'expliquer par la "force de cristallisation" très élevée de la magnétite (cf. séquence cristalloblastique p. 99 , STANTON,1964 et VOKES, 1969) : sous l'effet d'un flux thermique post-tectonique les granules de magnétite résultant de la cataclase auront tendance à recristalliser en porphyroblastes octaèdriques, cette forme correspondant à l'énergie interfaciale libre minimale (état d'équilibre structural). La "force de cristallisation" de la magnétite, beaucoup plus élevée que celle de la chlorite, des carbonates, de la chalcopyrite et du quartz, explique pourquoi la magnétite développe toujours des formes automorphes au contact de ces minéraux (fig. IV/27,34,35). Cependant la "force de cristallisation" de la magnétite ne semble que modérément plus élevée que celle de la pyrite car les contacts entre ces minéraux ne correspondent pas à des formes automorphes de l'un d'entre eux (fig. IV/34).

La bréchification des lentilles de magnétite, l'absence de structures cataclastiques à l'échelle du grain, l'association étroite existant entre d'une part la magnétite et, d'autre part, les sulfures constituant les lentilles minéralisées et les carbonates ferrifères de leur gangue, permet de formuler plusieurs hypothèses :

- la magnétite n'est pas un composant primaire de l'anorthosite. Elle a probablement cristallisé à partir du même fluide hydrothermal que la chalcopyrite et la pyrite. L'association magnétite + chalcopyrite + pyrite est commune dans beaucoup de gisements hydrothermaux (MEYER et al.,1967),
- la magnétite a subi les mêmes déformations que les sulfures et leurs gangues. La recristallisation complète de la magnétite a effacé les structures liées à la déformation,
- les porphyroblastes de magnétite sont le résultat d'une recristallisation thermique post-tectonique.

iv- Pyrrhotine (fig. IV/36)

La pyrrhotine n'a été observée qu'une seule fois, dans le chantier 12 - 31 - 22, très excentrique par rapport au gisement principal. La veine minéralisée a une structure analogue et une orientation parallèle aux veines du gisement. La taille des grains de pyrrhotine atteint 2 mm. D'après STANTON (1964), ce minéral est moins déformable que la chalcopyrite et les porphyroblastes automorphes sont beaucoup plus rares que dans le cas des minéraux du haut de la séquence cristalloblastique.

Des structures de déformation plastique, comparables à celles décrites dans la chalcopyrite, sont fréquentes : il s'agit ici de macles selon $(10\bar{1}2)$.

CLARK et al.(1973) ont provoqué expérimentalement de telles macles de déformation à des températures supérieures à 200°C, sous pression d' 1 atmosphère. Ces macles deviennent très fréquentes au-dessus de 300°C.

v- Leucoxène (fig. IV/37)

Quelques rares plages de leucoxène peuvent subsister au sein de sulfures peu déformés. La structure de Widmanstätten y demeure parfaitement reconnaissable.

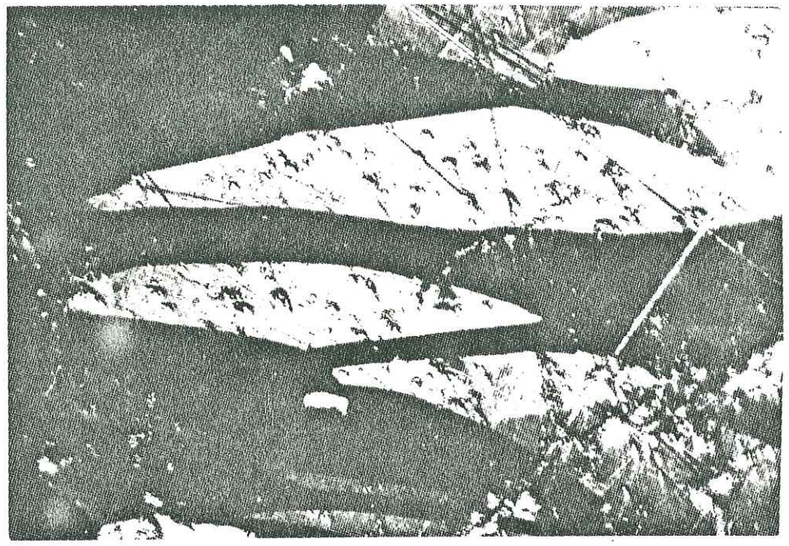


Fig. IV/36 Microstructures des lentilles minéralisées de type I.

Macles de déformation,selon $(10\bar{1}2)$,de la pyrrhotine.
S.P. 8804/B-Grossissement=16x-Lumière polarisée.

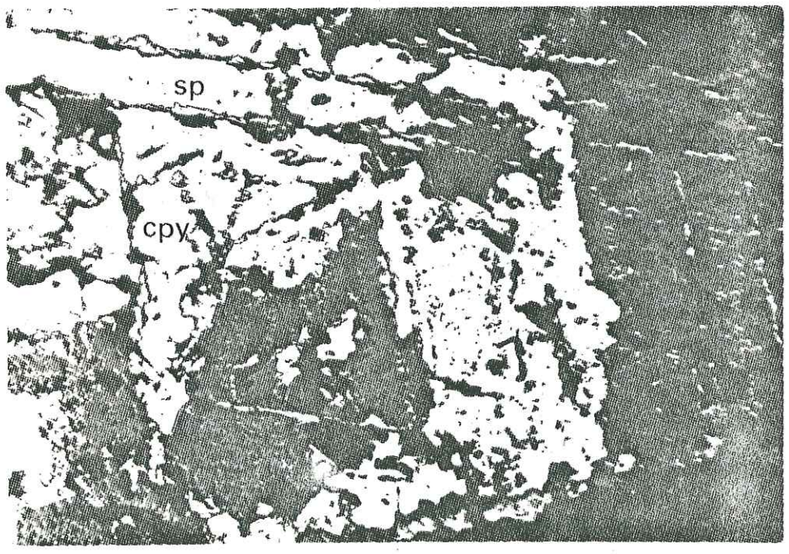


Fig. IV/37 Microstructures des lentilles minéralisées de type I.

Chalcopyrite (cpy) remplaçant une plage de leucoxène à structure sagénitique,héritée de l'ilménite de l'anorthosite d'origine.Le leucoxène est constitué par du sphène (sp).
S.P. 19055-Grossissement=16x-Lumière polarisée.

V - LES DYKES

A) DISTRIBUTION (cf. bloc-diagramme, carte du niveau -390 m, coupe selon la longitude 21 + 00, en annexe).

Les dykes forment un chevelu anastomosé, très développé; leur épaisseur varie de 10 cm à 27 m (épaisseur maximale dans les galeries 12-24-3 et 12-24-4). S'ils sont abondants au sein des zones d'altération, et particulièrement dans les unités foliées, on les observe également dans la méta-anorthosite "fraîche". Cependant leur fréquence diminue rapidement lorsqu'on s'éloigne des zones de laminage vers les zones plus fraîches. Leur direction moyenne, N 110° E, et leur pendage moyen, 80° SSW, sont concordants avec la foliation des phyllonites (cf.fig.IV/38 b).

En galerie, on observe de nombreux dykes de composition variable, mais le bloc-diagramme (en annexe) suggère qu'il s'agit de rameaux formant probablement une seule famille.

B) ETUDE PETROGRAPHIQUE (fig . IV/ 38 à 40)

1) Caractères macroscopiques

Les dykes recoupent la méta-anorthosite "fraîche", leurs relations avec les autres unités lithologiques étant plus complexes.
Certains critères pétrographiques et/ou structuraux suggèrent qu'ils sont antérieurs à la minéralisation, et que leur mise en place a été guidée par la foliation ancienne, Sn (cf.p. 348). Ils englobent parfois de grands panneaux de roche foliée, mais il n'existe pas de brèche intrusive sensu-stricto. Une zone de trempe à grain extrêmement fin est souvent observable (fig.IV/39), parfois même lorsque les dykes sont au contact des phyllonites. Le plan de contact dyke-encaissant porte fréquemment des stries. Les dykes inclus dans les phyllonites sont plus ou moins affectés par la phyllonitisation et l'altération hydrothermale, surtout à leur bordure.Certains dykes étroits peuvent être complètement laminés et altérés.Ils sont alors très difficiles à distinguer des phyllonites dont ils peuvent présenter la paragenèse (séricite, chlorite, carbonates ferrifères).

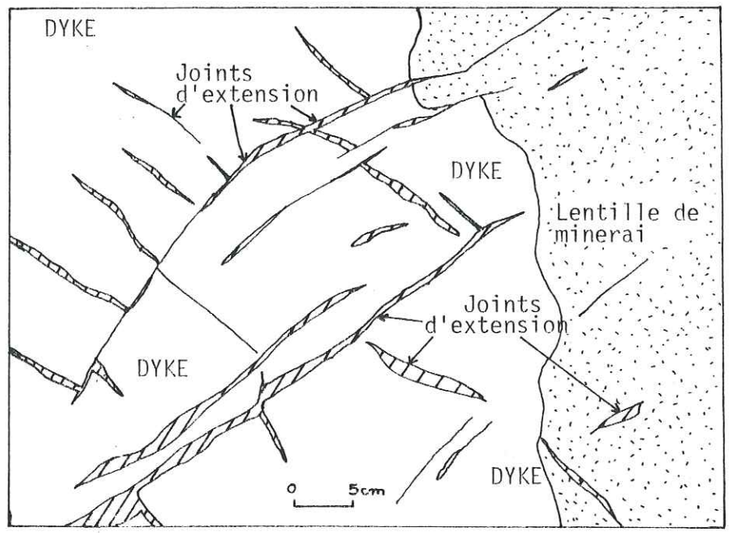


Fig.IV/38-Dyke basique au contact d'une lentille minéralisée (chalcopyrite massive).Noter que les joints d'extension,synfoliation Sn+1 affectent surtout le dyke, beaucoup plus compétent que le minerai.

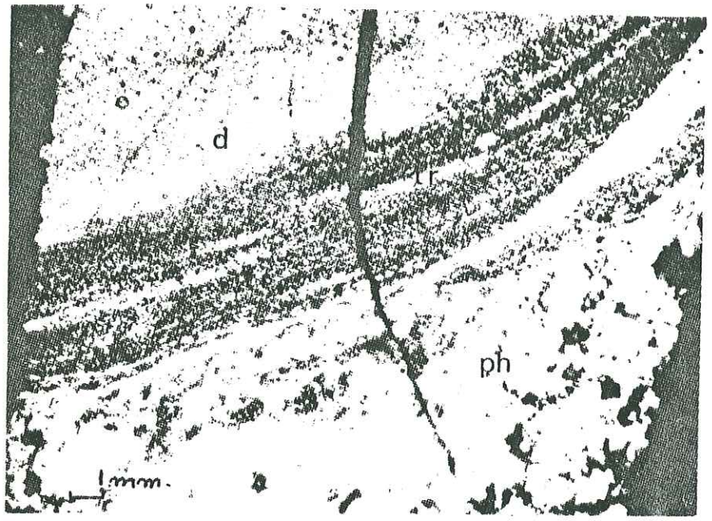


Fig. IV/39 Structures et minéralogie des dykes.

Contact entre un dyke (d) et la phyllonite encaissante (ph).La zone de trempe demeure bien visible (tr),mais sa paragenèse est maintenant identique à celle de la phyllonite encaissante.

L.M. 8824-Grossissement=5,4x-Lumière polarisée.

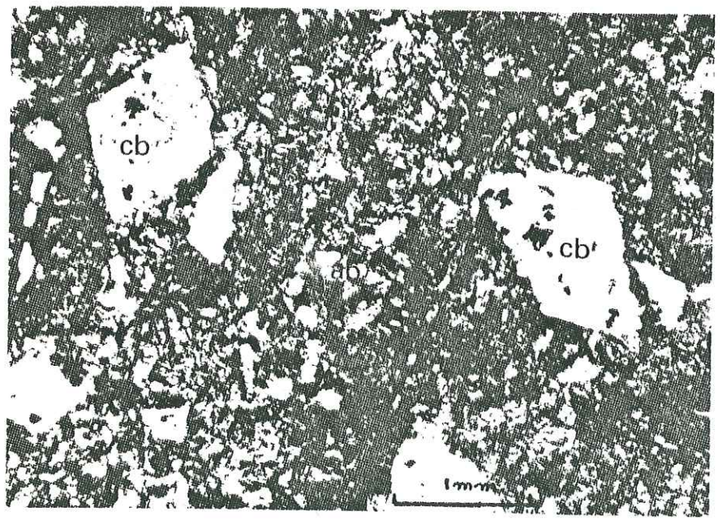


Fig. IV/40 Structures et minéralogie des dykes.

Dyke basique à structure équante,peu affecté par l'altération hydrothermale.De nombreuses petites plages d'albite (ab) sont noyées au sein d'une masse de chlorite magnésienne (en noir).Noter la présence de porphyroblastes automorphes d'ankérite (cb).

L.M. 19211-Grossissement=22,4x-Lumière polarisée.

Dans de très rares ces, on peut observer de petites veinules de sulfures pénétrant dans les joints d'extension recoupant les dykes.

Les dykes sont de couleur grise à vert sombre, leur grain est généralement très fin. Très localement, on peut reconnaître de petites plages allongées, de longueur $\leqslant 3$ mm, plus sombres, pseudomorphosant d'anciens minéraux ferromagnésiens.

La chlorite, les carbonates ferrifères, l'épidote et le leucoxène sont les seuls minéraux parfois identifiables à la loupe. Les carbonates ferrifères peuvent former des porphyroblastes automorphes $\leqslant 3$ mm (fig.IV/40). Cette paragenèse est compatible avec l'altération hydrothermale de l'encaissant et le métamorphisme de faciès schistes verts.

L'altération hydrothermale affecte surtout la bordure des dykes, le coeur des dykes les plus épais (12-22-5, par ex.) pouvant conserver une paragenèse comparable à celle de la méta-anorthosite "fraîche".

Les géologues de la mine Copper Cliff ont distingué deux variétés de dykes :

- les dykes "gris" à grain extrêmement fin, de couleur gris souris. Ce sont eux qui comportent parfois les reliques de phénocristaux mentionnées plus haut

- les dykes "basiques", généralement plus épais que les précédents, de couleur vert foncé, très riches en chlorite. Leur coeur est en général peu affecté par l'altération hydrothermale. Ces dykes "basiques" sont bien développés au toit des lentilles minéralisées (par ex. 12-22-5, 14-22-5, et 14-22-6).

Les dykes porphyriques à phénocristaux décrits par ECKSTRAND (1963) à la mine Cedar Bay et par JEFFERY (1959) à la mine Campbell, sont inconnus à la mine Copper Cliff. Ceci contredit l'hypothèse de CIMON et al. (1976) selon laquelle la minéralisation cuprifère des lacs Chibougamau et Doré serait systématiquement associée à des dykes de porphyre felsique.

2) Nature pétrographique des dykes

A part l'étude de BLECHA (1966) portant sur les dykes de la mine Campbell Chibougamau, il n'existe malheureusement pas d'autres travaux sur la multitude de dykes de la région de Chibougamau. De plus les travaux de

BLECHA ne donnent pas une image très claire des caractères pétrographiques et géochimiques, de l'origine et de la chronologie de leur mise en place (pré ou post-minéralisation).

Régionalement, les dykes observés dans les mines de Chibougamau semblent appartenir à deux groupes distincts :

- les dykes du premier groupe recoupent indifféremment les formations du groupe de Roy, le complexe du lac Doré et la formation de Stella, (CIMON , 1977 b). Ils sont étroitement liés au système de fractures N 105°-130°E décrit plus haut;

- les dykes du second groupe sont des porphyres feldspathiques ou quartzo-feldspathiques, auxquels PATEL (1972) attribue un âge postérieur aux dykes du premier groupe et postérieur à la minéralisation. Ces dykes sont inconnus à la mine Copper Cliff.

Les dykes observés à la mine Copper Cliff appartiennent au premier groupe. Leur analyse figure dans le tableau n°IV/4 a, ainsi que dans le tableau des analyses en annexe. Les analyses du tableau n°IV/4a ont été recalculées selon la méthode indiquée par IRVINE et al. (1971) afin d'éliminer l'influence de l'oxydation de Fe^{2+} en Fe^{3+} et la dilution dûe aux volatils (CO_2, H_2O, SO_2).

Ces analyses recalculées ont servi de base au calcul des normes CIPW et des paramètres de LACROIX, présentés dans le tableau n°IV/4b. Ces paramètres suggèrent que les dykes étudiés sont des microgabbros quartziques ou des basaltes, leur caractère quartzique pouvant être lié à une silicification secondaire. Ceci indique qu'il s'agit plutôt de cheminées d'alimentation d'un volcanisme basique que d'apophyses du pluton de Chibougamau. Leur composition minéralogique, présentée dans le tableau IV/4c renforce cette impression.

Ces caractères basiques contredisent les conclusions de CIMON (1977 b, communication écrite) , cet auteur écrivant que : "les dykes felsiques, principalement des porphyres à quartz et quartz + feldspath, sont la seule phase magmatique montrant une bonne relation spatiale avec les veines minéralisées de Chibougamau". Les caractères géochimiques (cf.ch.V), pétrographiques et structuraux (présentés p. 351) des dykes montrent qu'ils sont génétiquement indépendants de la minéralisation tout en suivant le même contrôle structural qu'elle.

Tableau n° IV/4 a

ANALYSES CHIMIQUES DE DYKES DU NIVEAU -390 m DE LA MINE COPPER CLIFF, RECALCULEES SELON IRVINE et al. (1971).

	28233	18856*	18857*	18858*	18859*	18869	18887	19017	19021
SiO_2	55.27	49.98	52.50	48.30	53.01	53.12	51.66	53.45	52.31
Al_2O_3	15.59	14.77	13.79	16.78	14.25	14.29	15.10	13.63	15.05
MgO	4.43	7.37	7.41	10.44	7.71	7.02	4.83	6.54	6.33
CaO	5.38	7.44	9.80	3.34	6.48	7.66	2.92	10.53	11.11
Na_2O	0.56	0.98	0.82	1.29	1.87	0.21	0.04	0.04	1.18
K_2O	0.18	0.01	0.01	--	0.01	0.09	0.01	0.01	0.02
FeO	15.34	14.32	11.07	14.95	12.72	14.99	21.54	11.28	9.76
Fe_2O_3	1.70	2.95	3.05	3.14	2.37	1.04	2.28	3.00	1.85
P_2O_5	0.12	0.13**	0.13**	0.15	0.13**	0.13**	0.13**	0.13**	0.74
TiO_2	1.42	1.43**	1.41**	1.61	1.43**	1.44**	1.44**	1.39**	1.64
TOTAL	100.01	100.01	100.00	100.00	99.99	100.00	99.99	100.00	99.99

* = les analyses 18856 à 18859 proviennent d'un même dyke très épais. Il s'agit du dyke "basique" affleurant dans la zone minéralisée principale (cf. plan du niveau -390 m,en annexe).

** = Teneurs moyennes estimées.

Tableau n° IV/4 b

NORMES CIPW ET PARAMETRES DE LACROIX, ETABLIS D'APRES 9 ANALYSES DE DYKES DE LA MINE COPPER CLIFF.

	28233	18856	18857	18858	18859	18869	18887	19017	19021
Q	22.44	6.90	12.06	8.16	8.55	14.04	22.14	16.92	11.10
Or	1.11	---	---	---	---	0.56	---	---	---
Ab	4.72	8.38	6.81	11.00	15.68	1.57	0.52	0.52	9.96
An	25.85	35.86	33.92	15.85	30.63	37.25	13.62	36.97	35.89
Hyp	35.39	41.40	28.32	48.28	37.91	41.76	47.34	26.46	23.26
Di	---	0.23	11.44	---	0.75	---	---	11.96	12.35
Cor	5.00	---	---	8.87	---	0.20	9.99	---	---
Ilm	2.74	2.74	2.74	3.04	2.72	2.74	2.74	2.58	3.19
Ap	0.31	0.31	0.31	0.31	0.29	0.31	0.31	0.31	1.55
Ma	2.55	4.18	4.41	4.64	3.47	1.52	3.25	4.41	2.78
TOTAL	100.11	100.00	100.01	100.15	100.00	100.05	99.99	100.13	100.08

N° éch.	Paramètres de LACROIX	Nom de la roche selon la classification de LACROIX	Nom de terrain
28233	III,3',4(5),4' 1(2),1,1,'4	Microgabbro quartzique	Dyke gris
18856	III,4(5),4(5),5 1(2),1,1,3	Microgabbro ou basalte	Dyke basique
18857	III,4,4(5),5 1(2),1,1(2),4(5)	Microgabbro quartzique	" "
18858	III(IV),4,4,5 1(2),1,1,3	" "	" "
18859	III,4,4,5 1(2),1,1,3	" "	" "
18869	III,4,5,4 1(2),1,1,3	" "	Dyke gris
18887	III(IV),2(3),5,5 1(2),1,1,4	" "	" "
19017	III,4,5,5 1(2),1,1(2),3	" "	" "
19021	'III,4,4(5),5 1(2),1,2,3	" "	" "

3) Relations entre les dykes et le volcanisme régional

Il a été dit précédemment que les zones de laminage et les dykes qui y sont intrus, recoupent toutes les formations du groupe de Roy, ainsi que la formation de Stella. CIMON (communication écrite) décrit des coulées de laves basiques dans la formation de Stella et dans la formation d'Haüy. Les dykes de la mine Copper Cliff pourraient représenter les cheminées d'alimentation de telles coulées, cette relation chronologique méritant d'être précisée par des travaux futurs.

4) Critères permettant de préciser l'âge de l'intrusion des dykes par rapport à l'âge de la minéralisation et de l'altération hydrothermale.

Les observations permettant d'établir indiscutablement l'âge pré- ou post-minéralisation des dykes sont peu nombreuses, la phyllonitisation (à des degrés divers) ainsi que le métamorphisme régional ayant obscurci les caractères originaux des contacts entre les dykes et leur encaissant.

Les développements présentés ici s'inspirent largement des travaux de MOOKHERJEE (1970) établissant une série de critères permettant de déterminer les relations chronologiques entre dykes, lentilles minéralisées et métamorphisme régional.

a. Contrôle structural

Le bloc-diagramme et le plan du niveau -390 m (en annexe) montrent un parallèlisme et une association spatiale remarquable entre dykes et lentilles minéralisées. Ils ont été mis en place parallèlement à la schistosité ancienne S_n (cf.p. 351). Les lentilles minéralisées sont souvent situées au contact des dykes. Ces caractères structuraux ont également été observés par PAQUET (1972) dans plusieurs mines voisines de Copper Cliff.

Ces observations suggèrent que les dykes, du moins les plus épais, ont pu jouer le rôle d'écrans imperméables, guidant la circulation des fluides hydrothermaux. De plus, leur forte teneur originelle en Fe^{2+} a probablement favorisé la précipitation des sulfures.

b. Zones de trempe

Lorsqu'un dyke est intrus à la fois dans des sulfures et dans des gangues silicatées, il faut considérer que la conductibilité thermique

des sulfures est beaucoup plus élevée que celle des silicates. Il en résulte que dans les portions de dyke au contact des sulfures, il existe un fort gradient thermique dirigé du dyke vers les épontes sulfurées et, par conséquent, un refroidissement plus rapide du dyke le long de ce contact.

Les zones de trempe des dykes au contact des sulfures devraient donc, d'une part, être plus marquées qu'au contact de gangues silicatées et, d'autre part, présenter un rapport verre/cristallites plus élevé.

Dans la mine Copper Cliff l'altération hydrothermale et le métamorphisme régional ont déstabilisé le verre, tout en conservant, souvent intactes, les structures des zones de trempe. Or les observations en galerie montrent que l'épaisseur d'une zone de trempe donnée reste constante, quelle que soit la nature de l'encaissant du dyke.

Ceci tend à renforcer l'hypothèse que les dykes sont antérieurs à la minéralisation.

c . Absence de métamorphisme de contact

MOOKHERJEE (1970) montre que l'intrusion d'un dyke dans des sulfures peut induire certaines transformations :

- dissociation de la pyrite en pyrrhotine et, finalement en magnétite
- formation de porphyroblastes de pyrite et/ou de pyrrhotine aux dépens des silicates ferro-magnésiens de la gangue, ou des bordures du dyke :

$$S_2(gaz) + \text{Silicates Fe-Mg} = \text{pyrrhotine} \pm \text{pyrite} \pm \text{silicates riches en Mg (ex: amésite, anthophyllite)}$$

Les observations en galerie n'ont montré ni pyrrhotine, ni porphyroblastes de pyrite et/ou de magnétite spécifiquement associés au contact des dykes intrus dans les lentilles minéralisées.

Cependant l'absence de pyrrhotine au contact des dykes n'implique pas nécessairement un âge pré-minéralisation de l'intrusion des dykes, car la pyrrhotine a pu être déstabilisée ensuite en présence d'une forte p_{CO_2} (MEYER et al., 1967). Par contre, l'étude microscopique des porphyroblastes de magnétite montre qu'ils sont toujours postérieurs à la foliation S_{n+1} (cf.p. 351) affectant les phyllonites, à des degrés divers et les dykes (les dykes les plus fins sont parfois complètement transformés en phyllonites à micas blancs ± chlorites ± carbonates ± quartz).

Ces porphyroblastes post-phyllonitisation ne sont pas liés à l'intrusion des dykes dans les lentilles sulfurées. L'absence de toute recristallisation des épontes au contact des dykes renforce l'idée qu'ils sont antérieurs à la minéralisation.

d . Altération hydrothermale des dykes

Les dykes peu épais (ex: 19068, tableau IV/4c) ainsi que les bordures de dykes plus épais, présentent une paragenèse hydrothermale identique à celle de l'encaissant de la minéralisation : micas blancs ± chlorites ± carbonates ferrifères ± quartz ± tourmaline.

L'ensemble des arguments présentés dans les § a à d tend à démontrer l'idée, qu'à Copper Cliff, les dykes sont antérieurs à la minéralisation.

e. Effets du métamorphisme régional

Lors de ce métamorphisme, les dykes ont subi les mêmes transformations physiques et chimiques que leur encaissant :

* transformations physiques :

- les dykes les plus minces sont devenus des phyllonites très difficiles à distinguer de leurs anciennes épontes. Tous les passages entre dyke net et phyllonite ont pu être observés.
- les dykes plus épais, très compétents (type 12-22-5) ne sont que peu ou pas affectés par la phyllonitisation, celle-ci n'intéressant que leurs bordures. Par contre, en réponse aux contraintes engendrant la phyllonitisation des épontes, les dykes cassent et il s'y développe un réseau "en échelons" de joints d'extension, visible sur la fig.IV/38a. Lorsque ces dykes sont au contact de lentilles minéralisées, on peut parfois y observer la présence de chalcopyrite dans les joints d'extension proches du contact (fig.IV/38).

PATEL (1972) signale également la présence de chalcopyrite dans les bordures de dykes de la mine Copper Rand.

MOOKHERJEE (1970); GUHA et al. (1975) ont noté que lorsque des lentilles sulfurées sont soumises à un métamorphisme, les sulfures les plus ductiles tendent à fluer plastiquement vers les zones de moindre contrainte, ici représentées par les joints d'extension au sein des dykes.

* transformations chimiques :

Il est très difficile de départager la part de l'altération hydrothermale syn-minéralisation de celle d'altération deutérique et carbonique liée au métamorphisme régional du faciès schistes verts.

Le coeur des dykes les plus épais (type 12-22-5) montre une paragenèse à albite ± épidote ± chlorite magnésienne résultant vraisemblablement de l'hydratation des minéraux du microgabbro (ou basalte) d'origine, la réaction impliquée pour expliquer cette transformation pouvant être comparable à la réaction (1) p. 213 . Dans le cas de ces dykes épais, l'altération hydrothermale est cantonnée aux bordures du dyke.

On notera, qu'à l'échelle régionale, la paragenèse albite ± épidote ± chlorite magnésienne caractérise souvent les roches basiques, dont la méta-anorthosite "fraîche" (cf.p. 52), ayant subi le métamorphisme du faciès des schistes verts.

Le développement de porphyroblastes de carbonates (cf.p. 129) au sein de certains dykes peut être rapproché de l'existence d'une métasomatose carbonique, liée au métamorphisme régional (ALLARD et al.,1973; CHRISTMANN,1975), ou de la phase d'altération carbonatée décrite p.335 .

5) Caractères microscopiques (fig . IV/39 et 40)

a. Structure

La structure des dykes est holocristalline, hétérogranulaire, généralement granoblastique, plus ou moins relique d'une structure intersertale originelle (LM 19211, fig. IV/40).

Les dykes situés dans les zones minéralisées contiennent souvent de nombreux porphyroblastes d'ankérite et/ou de sidérose (fig. IV/40).

Les zones de trempe (fig. IV/39) ont une structure granoblastique presque équigranulaire. La taille des grains diminue rapidement en direction du contact.

b. Minéralogie

En raison de la finesse du grain des minéraux, la composition modale est difficile à déterminer avec précision. Une estimation de la composition modale de 3 dykes figure dans le tableau suivant :

Tableau n° IV/4 c

ESTIMATION DE LA COMPOSITION MODALE DE QUELQUES DYKES (SUR 2 000 POINTS)

N° de la lame mince	19068	19168	19211 (fig.IV/40)
Plagioclase	15	--	44
Groupe de l'épidote	--	--	--
Chlorite	17	12	32
Quartz	12	31	9
Carbonates	37	50	10 2)
Leucoxène	--	5	3
Séricite	16	0,2	0,2
Tourmaline	--	0,2	-
Opaques 1)	3	1	2
TOTAL	100 %	99,4 %	100,2 %

1) opaques comprenant pyrite et/ou magnétite

2) dont 6,31% du volume de la roche sous forme de porphyroblastes automorphes.

i- Plagioclase

Certains dykes, peu altérés, contiennent de petites lattes d'albite An_8, déterminée par la méthode de MICHEL-LEVY (lame mince n°19211) ou selon la méthode DEBYE-SHERRER de diffraction des rayons X (lame mince 18857). L'albite forme la trame des dykes, les espaces entre les lattes ayant pu être occupés, à l'origine, par un pyroxène ou une hornblende.

L'albite pseudomorphose complètement le plagioclase plus calcique ayant existé dans ces dykes. Elle est associée à un ou plusieurs des minéraux suivants :

épidote, paragonite et/ou muscovite,chlorite,carbonates ,quartz.

On note que l'albite peut coexister avec les porphyroblastes de carbonates ferrifères.

ii- Epidote

Elle est présente dans plusieurs dykes (LM n°8812/3 - et 18857) en plages xénomorphes $\leqslant 40\mu m$, généralement associées à de l'albite et à de grandes quantités de chlorite. L'épidote et la chlorite peuvent être si abondantes qu'elles confèrent une couleur verte à la roche. Ces dykes sont appelés "dykes basiques" par les géologues de la mine. L'épidote est inexistante dans les dykes très altérés (riches en carbonates,micas blancs) et/ou affectés par la phyllonitisation.

Les dykes sont souvent étroitement liés à la minéralisation: par ex: dans les zones 4-22-2 et 12-21-4 . Or la présence d'épidote et d'albite , dans des dykes situés au sein des phyllonites où ces minéraux sont absents, constitue une anomalie.

Les implications de cette anomalie seront développées p. 332 .

iii- Micas blancs

Ils sont souvent moins fréquents que dans l'encaissant, mais peuvent cependant être localement abondants (16% dans l'éch. 19068), surtout dans les dykes inclus dans les phyllonites.

Cependant la quantité de micas est très variable : un dyke situé au contact de phyllonites peut très bien ne pas contenir de micas blancs (par ex. : dyke au toit de la zone minéralisée principale, 12-22-5, du niveau - 390 m).

La relative rareté des micas blancs dans certains dykes, est liée aux faibles quantités de K, Na et Al contenues dans les dykes: cf. le tableau IV/ 4a , et à leur faible perméabilité, celle-ci empêchant la circulation des fluides hydrothermaux.

iv- Chlorites

Très abondantes (17 à 32% de la roche,selon l'estimation de la composition modale du tableau IV/4c)elles soulignent la structure intersertale relique en occupant les espaces entre les lattes d'albite. Elles sont souvent associées au quartz et aux carbonates.

Lorsque le dyke présente une schistosité, les chlorites sont orientées parallèlement à celle-ci.

Les caractères optiques des chlorites provenant de dykes sont présentés dans le tableau n°IV/ 8 .

Ces chlorites sont de signe optique variable, souvent peu biréfringentes. L'étude détaillée de la chlorite, p. 133 , montre que la chlorite contenue dans un dyke étroitement associé à la minéralisation, n'est que faiblement ferrifère (LM 18857, taillée dans le dyke de la zone 12-22-5). Cette anomalie est à rapprocher de la présence d'épidote, d'albite, et de la rareté des micas blancs, déjà mentionnée auparavant.

v- Carbonates

Les carbonates, généralement ferrifères, sont souvent très abondants dans les dykes , constituant jusqu'à 50% de leur volume dans le cas de dykes très altérés (LM 19168). Ils forment des masses granoblastiques et des porphyroblastes automorphes $\leqslant 3$ mm. Leur nature très variable, calcite ferrifère (LM 18869), ankérite et/ou siderose (LM 18857, 18869,8835) a été mise en évidence par diffraction ou par coloration sélective.

vi- Quartz

Ce minéral est omniprésent en petites plages à structure granoblastique, associées à l'albite et à la chlorite. Tout le quartz semble avoir été formé lors de l'altération hydrothermale et/ou du métamorphisme régional du faciès schistes verts.

vii- Tourmaline

Quelques petites plages automorphes de tourmaline ont été observées dans une seule lame mince (n° 19168) taillée dans un dyke très altéré de 60 cm de large. La tourmaline est un minéral d'altération hydrothermale, toujours absent dans les dykes peu altérés et la méta-anorthosite "fraîche".

viii- Leucoxène

De grandes plages de leucoxène ($\leqslant 5$ mm) sont assez fréquentes dans

la plupart des dykes. Elles sont comparables à celles observées dans la méta-anorthosite "fraîche".

ix- Opaques

Les dykes altérés contiennent fréquemment quelques porphyroblastes subautomorphes de magnétite et/ou de pyrite. Leur taille est $\leqslant$1mm .

VI - LES JOINTS D'EXTENSION (fig.n°IV/38 et IV/41)

Ces joints, d'une largeur variant de moins d'1 mm à environ 50 cm, recoupent l'ensemble des unités lithologiques constituant le gisement, ainsi que la foliation des phyllonites. Leur pendage varie entre 20° vers N et 20° vers S .

Ils sont particulièrement bien développés dans les unités les plus compétentes.

Ces joints sont remplis par un assemblage comprenant un ou plusieurs des minéraux suivants : quartz $\pm$ calcite $\pm$ albite $\pm$ chlorite magnésienne $\pm$ zoïsite $\pm$ sphène $\pm$ chalcopyrite (par ordre de fréquence décroissante).

Ces minéraux forment des assemblages zonés (fig.IV/41) : la paroi des joints est tapissée de : chlorite $\pm$ quartz $\pm$ albite $\pm$ sphène $\pm$ zoïsite, alors que le coeur est constitué d'un agrégat de plages xénomorphes parfois pluricentimétriques de quartz $\pm$ albite $\pm$ calcite $\pm$ chalcopyrite.

Les minéraux tapissant les parois sont automorphes, les cristaux atteignant parfois plusieurs centimètres constituant des échantillons d'intérêt minéralogique.

La chalcopyrite est rare et n'existe que dans les joints recoupant les phyllonites minéralisées. Ces joints forment alors le minerai de type II(cf.p. 97). Elle n'est jamais assez abondante pour pouvoir être exploitée.

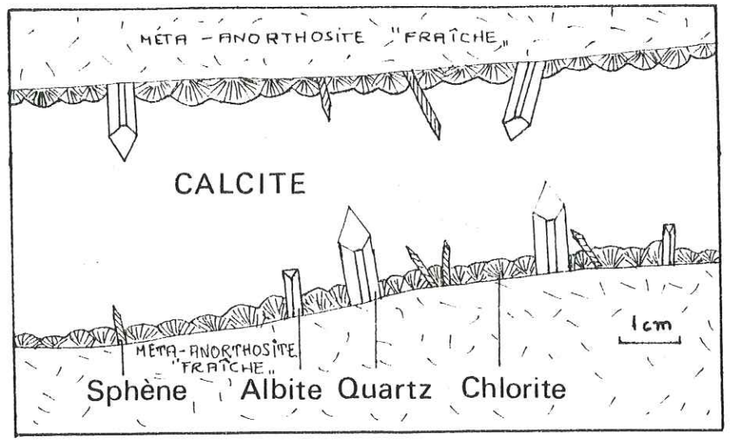


Fig. IV/41-Représentation schématique d'un joint d'extension caractéristique (post Sn+2).Le coeur du joint est constitué par de grandes plages de calcite xénomorphe.

Le minerai qui remplit ces joints est du type "vein ore" décrit par GUHA et al. (1975) à la mine Henderson,Chibougamau.

Les minéraux qui remplissent les joints d'extension ne présentent jamais de foliation ,ce qui indique qu'ils ont cristallisé après la phyllonitisation qui a affecté la minéralisation et les unités lithologiques internes.

Ces joints d'extension sont les éléments structuraux les plus récents du gisement.Ils ont pu apparaître et être remplis lors d'une phase thermique tardive,post-tectonique,du métamorphisme régional de faciès schistes verts. A l'échelle régionale ce métamorphisme est caractérisé,entre autres,par une grande mobilisation de H_2O et de CO_2,or HELGESON (1967),WALKER et al. (1969), GUHA et al. (1975) pensent qu'à des températures compatibles avec ce métamorphisme,des fluides aqueux peuvent extraire et transporter des cations métalliques.

VII- ETUDE DES VARIATIONS DE LA COMPOSITION CHIMIQUE ET DES PROPRIETES PHYSIQUES DES CHLORITES, DES MICAS BLANCS , DES CARBONATES ET DU CHLORITOIDE, EN FONCTION DE L'ALTERATION HYDROTHERMALE.

A) LES CHLORITES

La chlorite est un minéral ubiquiste dont il est intéressant de connaître les variations de composition chimique en fonction de la position par rapport à la zone minéralisée principale et du degré d'altération hydrothermale.

ECKSTRAND (1963) dans son étude de la mine Copper Rand, a montré que les chlorites riches en Fe^{2+} caractérisent les zones minéralisées, ainsi que les zones plus internes du gisement, alors que les chlorites plus magnésiennes caractérisent la méta-anorthosite "fraîche". De telles variations peuvent servir de guide de prospection.

Le travail cité ci-dessus et d'autres ont démontré que les caractères physiques mesurables des chlorites permettent d'estimer leur composition chimique de manière imprécise, mais généralement suffisante.

1) Composition chimique

La relation entre composition chimique, propriétés physiques et structure des chlorites a été décrite, entre autres, par HEY (1954), BRINDLEY (1961), FOSTER (1962), ECKSTRAND (1963) et BOCQUET (1974). Ces travaux sont en partie résumés par AUMAITRE et al. (1973).

Quatre chlorites triées, provenant du gisement de Copper Cliff ont été analysées (tableau IV/5). Elles proviennent toutes de la coupe du niveau -390 m. Leur localisation est précisée sur la carte de ce niveau, en annexe.

Le choix de la formule structurale est délicat. En effet :

- FOSTER (1962) propose deux démarches différentes :
  + soit calculer les proportions cationiques sur la base de la teneur théorique en O et (OH) pour une maille entière contenant $O_{20}(OH)_{16}$,
  + soit calculer les proportions cationiques sur la base H_2O^+ mesuré, à condition toutefois que cette valeur soit contenue dans l'intervalle 9,5 ....13,5 %.
- BOCQUET (1974), présentant une série d'analyses nouvelles de chlorites dont la teneur en H_2O^+ est souvent inférieure à 9,5%, propose un calcul partant d'une maille anhydre à 28 oxygènes. Parmi les chlorites pures analysées, 13 ont été obligeamment mises à ma disposition comme étalons pour l'étude radiocristallographique.

Ainsi, en prolongement des travaux de WINCHELL (1926) puis HOLZNER (1938) et enfin ALBEE (1962) , BOCQUET (1974) propose une oxydation secondaire du fer ferreux des chlorites accompagnée d'une libération d'hydrogène :

$$2\ Fe^{2+}\ (OH^-)_2 \longrightarrow 2\ Fe^{3+}\ O^{2-}\ (OH)^- \quad + \quad H_2$$

Les chlorites oxydées,secondairement enrichies en Fe^{3+}, seraient donc caractérisées par une teneur en $(OH)^-$ plus faible que 16 anions par maille entière et, par conséquent, auraient des teneurs en H_2O^+ pouvant être nettement inférieures à 9,5 %, limite inférieure jugée acceptable par FOSTER (1962).

Tableau n° IV/ 5

ANALYSE CHIMIQUE DE CHLORITES DE LA MINE COPPER CLIFF, EXPRIMEES EN % D'OXYDES.

N° échantillon	28237*	18852*	18869*	18881
Nature pétrographique	P**	M	D	M
SiO_2	23.30	24.77	27.21	24.10
Al_2O_3	24.94	24.23	22.22	22.00
Fe_2O_3	10.05	10.15	11.65	10.45
FeO	20.81	18.62	14.81	18.80
MgO	9.38	10.52	11.08	11.35
CaO	0.36	---	---	2.55
Na_2O	0.31	0.49	0.34	0.40
K_2O	0.05	0.11	0.06	0.05
TiO_2	0.05	0.16	0.23	0.40
P_2O_5	0.20	0.16	0.23	0.15
MnO	0.46	0.27	0.23	0.25
Perte à 1000°C	9.99	10.42	11.83	9.40
Perte à 120°C	0.05	0.10	0.11	tr.
Zn	0.051	nd	nd	nd
TOTAL	100.001	100.00	100.00	99.90

Analyste : F. KELLER, Institut Dolomieu de Géologie, Grenoble

Localisation des échantillons analysés : cf. carte du niveau -390 m, en annexe.

* = Analyse corrigée et recalculée à 100% afin de tenir compte de la présence d'impuretés minérales, détectées par diffraction de rayons X : calcite et quartz. Le minéral calcique de l'analyse 18881 n'a pas été déterminé, et cette analyse n'a pas été corrigée.

** = cf. légende en annexe

Afin de vérifier cette hypothèse une régression linéaire entre Fe_2O_3 et H_2O^+ a été effectuée sur un ensemble de 94 analyses de chlorites publiées par FOSTER. Toutes ces analyses comportent la détermination de FeO, Fe_2O_3, H_2O^+ et H_2O^-. Le calcul fait apparaître un coefficient de corrélation (cf.p. 262) r = - 0,52. La valeur négative de ce coefficient tendrait bien à montrer l'opposition entre Fe_2O_3 et H_2O^+, mais sa valeur absolue est beaucoup trop faible pour considérer un lien physico-chimique direct entre oxydation de Fe^{2+} en Fe^{3+} et appauvrissement en H_2O^+. En conséquence, le premier calcul de FOSTER (1962) a été préféré pour déterminer la formule structurale des chlorites de Copper Cliff (tableau IV/6) et celle des chlorites de BOCQUET (1974) qui ont servi d'étalons pour l'étude radiocristallographique (tableau IV/7).

Plusieurs observations résultent des données contenues dans ce tableau :

- Les formules structurales des chlorites de BOCQUET (1974) calculées selon la seconde méthode de FOSTER (1962) contiennent plus de 12 cations hexacoordonnés dans 10 cas sur 13. Les analyses présentant ce caractère proviennent toutes des laboratoires de l'Institut Dolomieu. En revanche, 2 des 3 analyses conduisant à envisager moins de 12 cations hexacoordonnés ont été effectuées au CRPG,* laboratoire où l'on mesure, non pas la teneur en H_2O^+, mais la perte au feu à 1000°C, sans dessiccation préalable. Or lorsque l'on sait que l'on s'adresse à des minéraux phylliteux, dont la rétention hydrique peut être importante, on est en droit d'estimer que ces écarts correspondent à des écarts analytiques.

Au niveau des proportions cationiques, ces écarts entraînent des fluctuations plus sensibles avec la seconde méthode de FOSTER (1962) qu'avec la première.

En effet pour les échantillons de BOCQUET (1974) le calcul publié par cet auteur, fondé sur la base d'une maille anhydre $O_{20}O_8$ ne diffère pas de manière significative de celui résultant de la première méthode de FOSTER (tableau IV/ 7).

Pour les chlorites de Copper Cliff, pourtant très riches en Fe^{3+}, la dif-

* Centre de Recherches Pétrologiques et Géochimiques de Nancy
Case officielle n°1 - 54500- VANDOEUVRE - LES - NANCY

Tableau n° IV/ 6

PROPORTIONS CATIONIQUES DES CHLORITES DE COPPER CLIFF, CALCULEES SUR LA BASE D'UNE MAILLE ENTIERE ET DE LA VALEUR THEORIQUE : $O_{20}(OH)_{16}$

N° échantillon	28237	28852	18869	18881
Nature pétrographique	P	M	D	M
Si	4.873	5.118	5.589	5.102
Al^{IV}	3.126	2.282	2.411	2.898
Somme des cations tétracoordonnés	8	8	8	8
Al^{VI}	3.021	3.015	2.965	2.587
Fe^{3+}	1.583	1.576	1.800	1.665
Ti	0.009	0.025	0.037	0.064
Somme des cations trivalents	4.613	4.616	4.802	4.316
Fe^{2+}	3.637	3.213	2.540	3.323
Mg	2.921	3.238	3.391	3.577
Mn	0.082	0.050	0.037	0.044
Somme des cations bivalents = R^{2+}	6.640	6.501	5.968	6.944
Somme des cations hexacoordonnés	11.253	11.117	10.77	11.26
-id-, calculée en tenant compte de H_2O^+ analysé	11.83	11.61	10.72	12.02
Fe^{2+}/R^{2+}	0.54	0.49	0.43	0.48
$Fe_{t.}/Fe_{t.}+Mg$	0.64	0.60	0.56	0.58
Nom (FOSTER,1962)	Ripidolite	Ripidolite	Brunsvigite	Ripidolite

PROPORTIONS CATIONIQUES DES CHLORITES PUBLIEES PAR BOCQUET (1974), RECALCULES SUR LA BASE D'UNE MAILLE ENTIERE, ET DE LA VALEUR THEORIQUE: O_{10} $(OH)_8$

Echantillon Nº	276	484	517	529	542	671	680	701	782	875	955	957	965
Si	5.452	5.749	4.939	5.765	5.707	5.168	5.415	5.255	5.182	5.779	5.581	5.144	5.666
Al^{IV}	2.548	2.251	3.061	2.235	2.293	2.832	2.585	2.745	2.818	2.221	2.419	2.856	2.334
Somme des cations tétracoordonnés	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Al^{VI}	2.256	2.455	2.131	2.304	2.560	2.079	2.161	2.716	2.013	2.611	1.872	2.244	2.504
Fe^{3+}	1.851	0.426	2.181	1.414	0.371	2.004	2.032	0.349	2.428	0.911	1.224	2.158	2.167
Ti	0.106	0.030	0.017	0.030	0.070	0.028	0.019	0.019	0.015	0.061	0.039	0.078	0.039
Somme des cations trivalents	4.213	2.911	4.329	3.748	3.001	4.111	4.212	3.084	4.456	3.583	3.135	4.480	4.710
Fe^{2+}	2.679	2.721	2.831	1.944	3.047	3.286	2.631	4.916	2.481	1.234	1.365	2.362	2.714
Mg	4.164	6.008	4.179	5.485	5.538	3.901	4.289	3.766	4.179	6.465	7.116	4.257	3.323
Mn	0.073	0.006	0.025	0.035	0.036	0.087	0.037	0.045	0.062	0.006	0.024	0.054	0.048
Somme des cations bivalents = R^{2+}	6.916	8.735	7.035	7.464	8.621	7.274	6.957	8.727	6.722	7.705	8.505	6.673	6.085
Somme des cations hexacoordonnés	11.129	11.646	11.364	11.212	11.622	11.385	11.169	11.811	11.178	11.288	11.64	11.153	10.795
-id-, calculée en tenant com compte de H_2O^+ analysé	12.55	12.37	12.60	12.24	12.16	12.67	11.24	11.71	12.41	11.96	12.17	12.64	12.48
Lieu d'anal.	Gren	Gren	Gren	Gren.	Gren.	Gren.	CRPG	CRPG	Gren.	Gren.	Gren.	Gren.	Gren.
Fe^{2+}/R^{2+}	0.39	0.31	0.40	0.26	0.35	0.45	0.38	0.56	0.37	0.16	0.16	0.35	0.45
Nom (FOSTER)	Ripi.	Brun.	Ripi.	Brun.	Brun.	Ripi.	Ripi.	Ripi	Ripi.	Clin.	Clin.	Ripi.	Brun.

Ripi.= Ripidolite
Brun.= Brunsvigite
Clin.= Clinochlore

Tableau IV/7

férence entre les résultats obtenus grâce aux deux méthodes de FOSTER (1962) est très faible.

Dans ces conditions, il est périlleux de vouloir démontrer la liaison entre la teneur en H_2O^+ et l'état d'oxydation de Fe, et, dans le doute, il est préférable de ne retenir ici que les formules structurales calculées selon la première méthode de FOSTER (1962). Pour des raisons voisines de celles indiquées dans les remarques précédentes, la classification de HEY (1954) n'a pas été retenue. Ce dernier distingue des orthochlorites ou chlorites "normales" ($\leq$ 4% de Fe_2O_3) et des leptochlorites ou chlorites "oxydées" ($>$ 4% de Fe_2O_3). En se référant à la classification de FOSTER (1962) les chlorites étudiées sont surtout des ripidolites, le reste étant des brunsvigites.

2) Particularités chimiques des chlorites de Copper Cliff

Ces chlorites ont une somme de cations hexacoordonnés nettement inférieure à la valeur théorique 12. FOSTER (1962) émet l'hypothèse que ces valeurs anormales sont liées à des sites vacants par suite de substitutions affectant les feuillets octaédraux. Une partie de ces sites peut être occupée par des cations qui n'ont pas été systématiquement analysés, tels Zn^{2+}. En effet, l'analyse en composantes principales normées (ch.V, p. 259) a mis en évidence une forte corrélation positive entre Zn^{2+} et Mg^{2+}, indiquant la possibilité d'une substitution. La teneur en Zn de 3 chlorites a pu être déterminée (absorption atomique, Institut Dolomieu) :

- 510 ppm (28237)
- 1120 ppm (18854)
- 886 ppm (18866)

Ces teneurs en Zn sont nettement plus élevées que celles de la roche dont proviennent les chlorites analysées :

- 157 ppm (28237)
- 99 ppm (18854)
- 92 ppm (18866)

et il est vraisemblable que Zn est effectivement lié à la chlorite. Une telle substitution de Fe^{2+} par Zn a également été notée par TRAORE (1976) dans les chlorites du Dôme de Barrot (Alpes Françaises).

Le problème de cette substitution sera également abordé au ch.V, p. 278.

3) Etude radiocristallographique

Les quatre analyses chimiques présentées plus haut, étant insuffisante

pour établir des corrélations statistiques entre les caracteres physiques et la composition chimique, 13 échantillons de BOCQUET (1974) ont été utilisés afin d'avoir un nombre suffisant de points, couvrant un large domaine de composition. Les proportions cationiques des chlorites de BOCQUET figurent dans le tableau IV/7.

Des diffractogrammes de ces chlorites ont été réalisés, en même temps que ceux des chlorites de Copper Cliff, afin de s'affranchir des variations des constantes de l'appareillage.

a) paramètres mesurés

Les paramètres radiocristallographiques mesurés sont:

- l'espacement basal d(001) la moyenne de d (002) à d (005). d (001) n'a pas été utilisé dans ce calcul, car la moindre imprécision dans la mesure de 2θ(001) entraîne une forte variation de d (001).

- le paramètre b_o = 6 d (060).

b) interférences des raies (060)

Ces paramètres auraient pu être mesurés sur des diffractogrammes de roche totale, les raies $(10\bar{1}1)$ et $(12\bar{3}1)$ du quartz, servant d'étalons internes pour vérifier la position correcte des raies mesurées de la chlorite. Mais la raie (060) des micas blancs interférant avec la raie (060) des chlorites, il a fallu éliminer ces micas par séparation magnétique.

c) exploitation des résultats

De nombreux auteurs dont, HEY (1954), SHIROZU (1958), ECKSTRAND (1963), PETRUK (1964) ont établi des relations entre les paramètres radiocristallographiques des chlorites et leur chimisme.

Des différences sensibles (cf. fig. n°IV/42,43) existant entre les équations des différentes droites de régression proposées, de nouvelles droites sont proposées ici. Elles ont l'inconvénient d'ajouter une donnée nouvelle à une littérature déjà complexe, mais offrent l'avantage d'avoir été calculées à partir de données radiocristallographiques et d'analyses chimiques obtenues dans des conditions homogènes.

Seules ont été recherchées les régressions liant la composition chimique aux paramètres physiques mesurés. Il faut se garder de penser que l'on peut inverser ces équations pour prédire des paramètres physiques à partir des mesures de la composition chimique. (A ce sujet, voir ECKSTRAND, 1963).

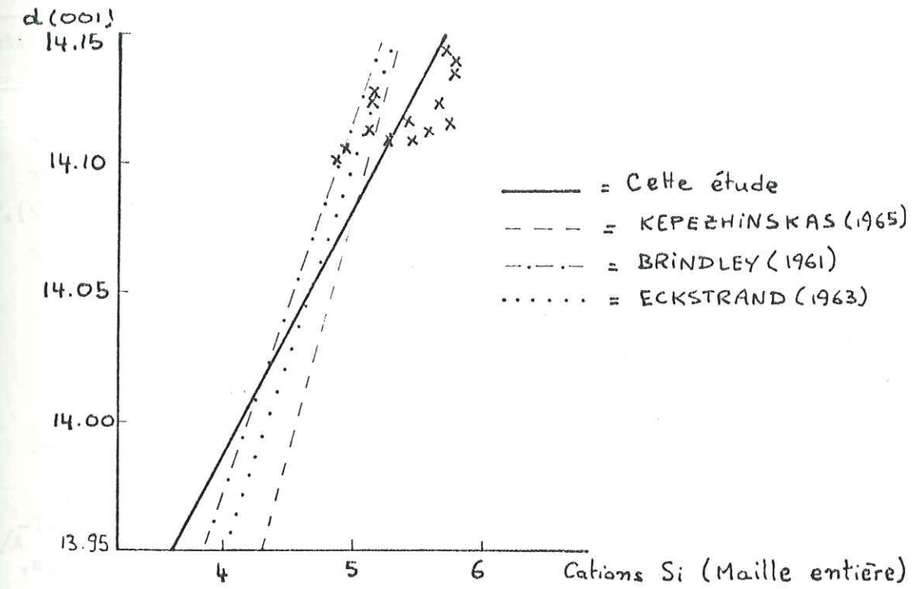
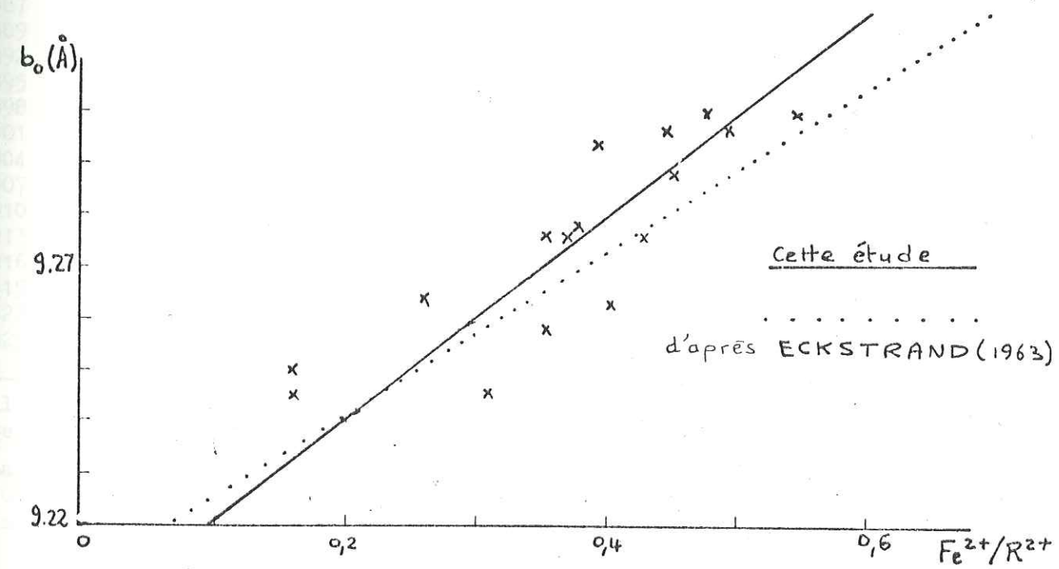


Fig.IV/42: Droite de régression linéaire liant la proportion cationique de Si des chlorites à l'espacement basal d(001).

Fig. IV/43: Droite de régression linéaire liant le rapport Fe^{2+}/R^{2+} des chlorites au paramètre de maille b_o.



Il n'a pas paru utile de rechercher systématiquement toutes les corrélations entre les données physiques et les paramètres chimiques (Fe^{2+}, Fe^{3+}, Fe^{tot} + Mn, Al^{VI}, Al^{VI} + Fe^{3+} etc...). En effet, la connaissance de Si et de Fe^{2+} / R^{2+} (R^{2+} = somme des cations bivalents hexacoordonnés) suffit pour représenter chaque échantillon étudié dans la classification de FOSTER (1962).

Les données mesurées sur l'ensemble des 17 chlorites ont permis d'établir des droites de régression dont les équations sont :

(1) $Si = -141,5809 + 10,4077\ d\ (001)$ $\quad r = 0,53$

(2) $Fe^{2+}/R^{2+} = -46,7819 + 5,0845\ b_o$ $\quad r = 0,86$

Le faible coefficient de corrélation entre Si et d (001) est probablement lié aux incertitudes de la mesure de la teneur en Si, fortement influencée par la présence d'impuretés de quartz, calcite, micas blancs et rutile. En effet, la teneur en Si des chlorites analysées variant dans d'étroites limites, on peut penser que la présence d'impuretés entraîne de fortes incertitudes. Afin de réduire les risques d'erreur, les chlorites n° 782 et 955 (BOCQUET) et PC 18881 n'ont pas été prises en compte dans la régression d (001) - Si, car elles contiennent plus de 1% de CaO.

Les équations (1) et (2) ont permis d'estimer la teneur en Si et le rapport Fe^{2+}/ R^{2+} dans 38 échantillons de chlorite, provenant de la coupe du niveau -390m (cf. carte de ce niveau, en annexe).

Les résultats sont présentés dans le tableau n° IV/8 et les fig.n°IV/42 et IV/43 .

4) Etude optique

Les travaux d' ECKSTRAND (1963) et de BOCQUET (1974) ont montré, parmi ceux d'autres auteurs, l'utilité des déterminations de paramètres optiques pour l'estimation de la composition chimique des chlorites.

a) paramètres mesurés

Le signe d'allongement ainsi que la biréfringence ont été déterminés en lame mince, et les valeurs obtenues reportées dans le tableau n°IV/8 et la fig.IV/44 .

L'indice de réfraction moyen, n_m , a été déterminé en lumière blanche à l'aide des liqueurs d'indice de Cargille. L'influence de la température de

VARIATIONS DES CARACTERES PHYSIQUES ET DE LA COMPOSITION CHIMIQUE DES CHLORITES LE LONG D'UNE COUPE AUTRAVERS DE LA ZONE MINERALISEE CENTRALE DE LA MINE*

Echantillon N°	Nature pétro.	b_o (2)	Fe^{2+}/R^{2+} d'après(2)	d(001) (1)	Si d'après(1)	Allongement	n_g-n_p	n_m (3)	Fe^{2+}/R^{2+} d'après(3)
28203	A	9.2670	0.34	14.1196	5.37	-	0,003		
28206	A	9.2712	0.36	14.1343	5.53	-	0.002		
28209	A	9.2664	0.33	14.1236	5.41	-	0.003	1.620±0.002	0.35
28212	A	9.2682	0.34	14.1389	5.57	-	0.003		
28215	A	9.2682	0.34	14.1109	5.28	-	0.004		
28218	A	9.2568	0.28x	14.1462	5.65	-	0.004		
28221	A	9.2574	0.29	14.1398	5.58	-	0.004		
28225	A	9.2724	0.36	14.0982	5.15	-	0.003		
28228	A	9.2598	0.30	14.1448	5.63	-	0.004		
28231	A	9.2694	0.35	14.1232	5.41	-	0.004		
28234	P	9.2994	0.50	14.0902	5.07	+	0.003	1.640±0.003	0.52
28237	P	tableau n° IV/6 =Analyses				+	0.001	1.638±0.002	0.51
28240	A	9.2808	0.41	14.1297	5.48	-	0.004		
28243	A	9.2694	0.35	14.1164	5.34	nd	nd		
28246	M	9.2838	0.42	14.095	5.12	nd	nd	1.641±0.002	0.53
28249	M	9.2838	0.42x	14.122	5.40	-	0.001	1.629±0.002	0.43
18852	M	tableau n° IV/6 =Analyses				+	0.001	1.638±0.001	0.51
18854/A	S	9.3415	0.71	14.1449	5.64	+	0.007	1.658±0.002	0.68
18857	D	9.2718	0.36	14.1336	5.52	-	0.003	1.624±0.002	0.38
18860	C	nd		nd		+	0.010		
18863	C	9.3216	0.61	14.1181	5.36	+	0.011		
18866	P	nd		14.0947	5.11	+	0.012	1.642±0.002	0.54
18869	D	tableau n° IV/6 =Analyses				-	0.002	1.637±0.002	0.50
18872	P	9.308	0.54	14.1040	5.21	+	0.002		
18875	M	9.288	0.44	14.1016	5.18	-	0.004		
18878	M	9.309	0.55	14.0948	5.11	+	0.003		
18881	M	tableau n° IV/6 =Analyses				+	0.001	1.635±0.002	0.48
18884	P	9.294	0.47	14.1102	5.27	+	0.001		
18887	D	9.3162	0.59	14.0896	5.06	nd	nd		
18889	P	9.3144	0.58	14.087	5.03	nd	nd		
18892	M	9.2934	0.47	14.11	5.27	+	0.002		
18895	P	9.2952	0.48	14.1029	5.20	0	0		
18898	X	9.2922	0.46	14.0957	5.12	+	0.002	1.635±0.002	0.48
19001	X	nd		14.1005	5.17	-	0.002		
19004	X	nd		nd		-	0.001		
19007	X	9.285	0.43x	14.1105	5.28	-	0.004	1.628±0.002	0.42
19010	X	9.294	0.47	14.1016	5.18	+	0.002		
19013	M	9.2754	0.38x	14.1071	5.24	-	0.003		
19016	A	9.285	0.43	14.1267	5.45	0	0		
19019	P	9.3222	0.62x	14.0859	5.02	+	0.003	1.651±0.002	0.62
19022	M	9.291	0.46x	14.1057	5.23	0	0		
19025	M	9.2694	0.35	14.1108	5.28	nd	nd	1.625±0.002	0.39

*=il s'agit de la coupe du niveau -390m. La localisation des échantillons figure sur la carte géologique de ce niveau, jointe en annexe.

x=La valeur Fe^{2+}/R^{2+} suivie de ce signe est une valeur maximum, car la position de la raie (060), nécessaire au calcul de ce paramètre, n'a pas pu être déterminée avec précision, à cause de l'interférence de la raie (060) de la paragonite et/ou de la muscovite.

Tableau n° IV/ 8

la platine du microscope au moment de la détermination a été prise en compte. Les résultats figurant dans le tableau n° IV/ 8 , moyennes de 10 déterminations par échantillon, sont rapportés à la température de 25°C. Les mesures, effectuées en lumière blanche, sont à augmenter de 0,001 si on veut les comparer à des mesures effectuées en lumière jaune.

Une régression linéaire a été établie afin de pouvoir calculer le rapport $Fe^{2+} / R^{2+} = - 13,8067 + 8,7373\ n_m$ (3) $r = 0,89$. La valeur assez élevée de r, montre que cette équation est la meilleure pour estimer ce rapport, à partir d' un paramètre physique, ce qui confirme les conclusions d' ECKSTRAND (1963).

Les variations de la biréfringence (fig. IV/ 44)sont assez étroitement comparables à celles du rapport Fe^{2+}/ R^{2+}, et semblent donc utilisables pour une détermination empirique de ce rapport. Les chlorites à forte biréfringence et à signe d'allongement positif caractérisent les zones les plus internes du gisement (minerai et gangues carbonatées). Il faut également noter que les valeurs Fe^{2+}/ R^{2+} obtenues à l'aide de la mesure de n_m et de l'équation (3) sont remarquablement proches de celles obtenues à l'aide de b_o et de l'équation (2). Etant donné la simplicité des déterminations de n_m à l'aide des liqueurs d'indice, le coût peu élevé de cette méthode, la nécessité d'un matériel très restreint (liqueurs et microscope polarisant) on ne peut que recommander cette méthode pour une détermination précise et simple de chlorites, par exemple dans une étude de prospection géochimique. En plus, elle permet de déterminer Fe^{2+}/ Mg^{2+} ou Fe^{2+}/ R^{2+} d'une manière plus précise que la diffraction aux rayons X.

b) précision

Les valeurs obtenues à l'aide des équations (1) (2) et (3) à partir des paramètres physiques mesurés sur les chlorites analysées, ont été comparées aux valeurs déduites de l'analyse chimique et les erreurs exprimées en %. Les erreurs moyennes symbolisées à l'aide de rectangles sur la fig. IV/ 46 sont assez importantes: $\pm$ 17% Fe^{2+}/ R^{2+} et $\pm$ 4,55% Si.

5) Conclusions

L'examen de la fig. IV/46 et du tableau IV/ 9 montre que la composition des chlorites varie très nettement en fonction de leur position par rapport à la zone minéralisée principale.

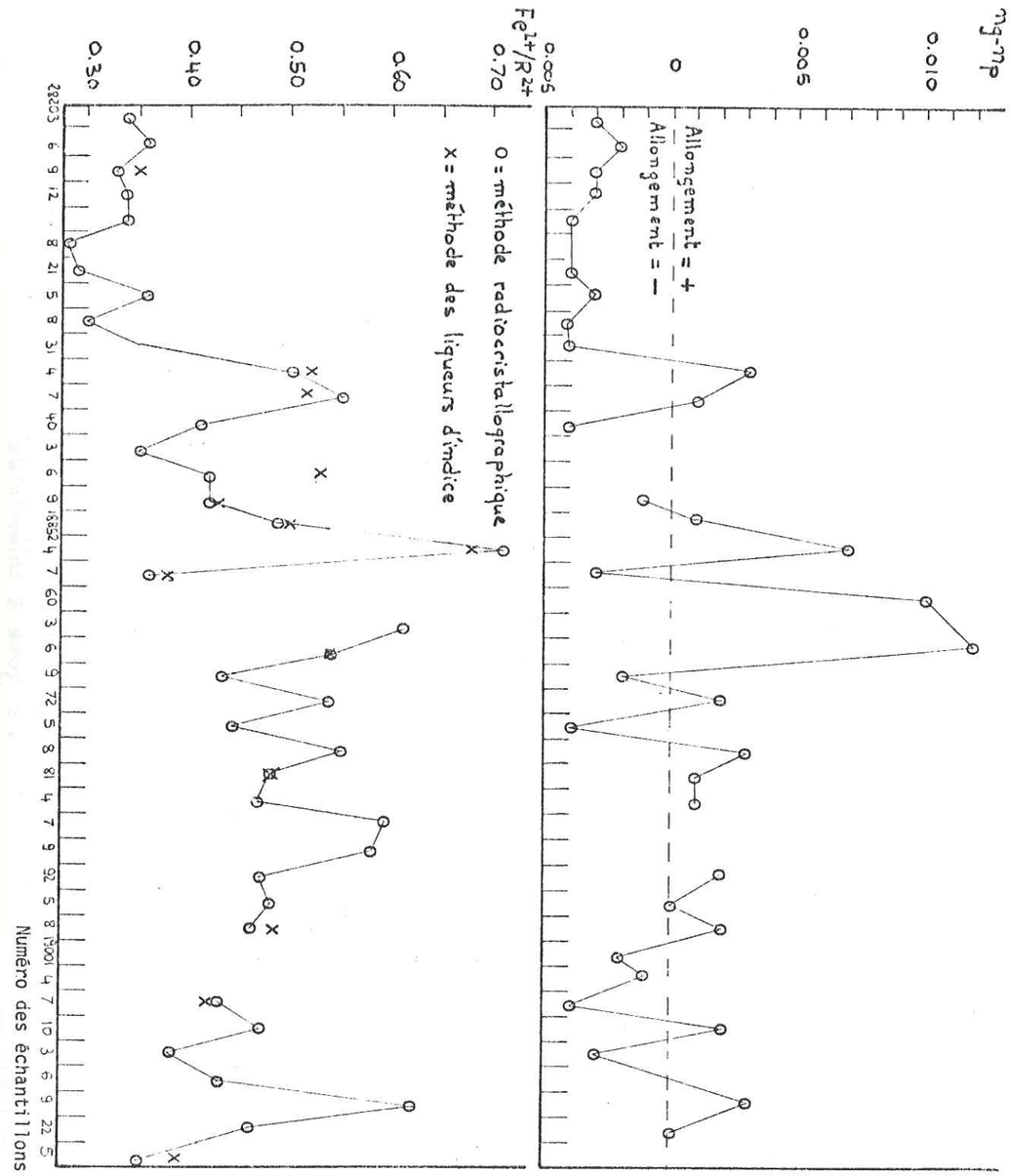
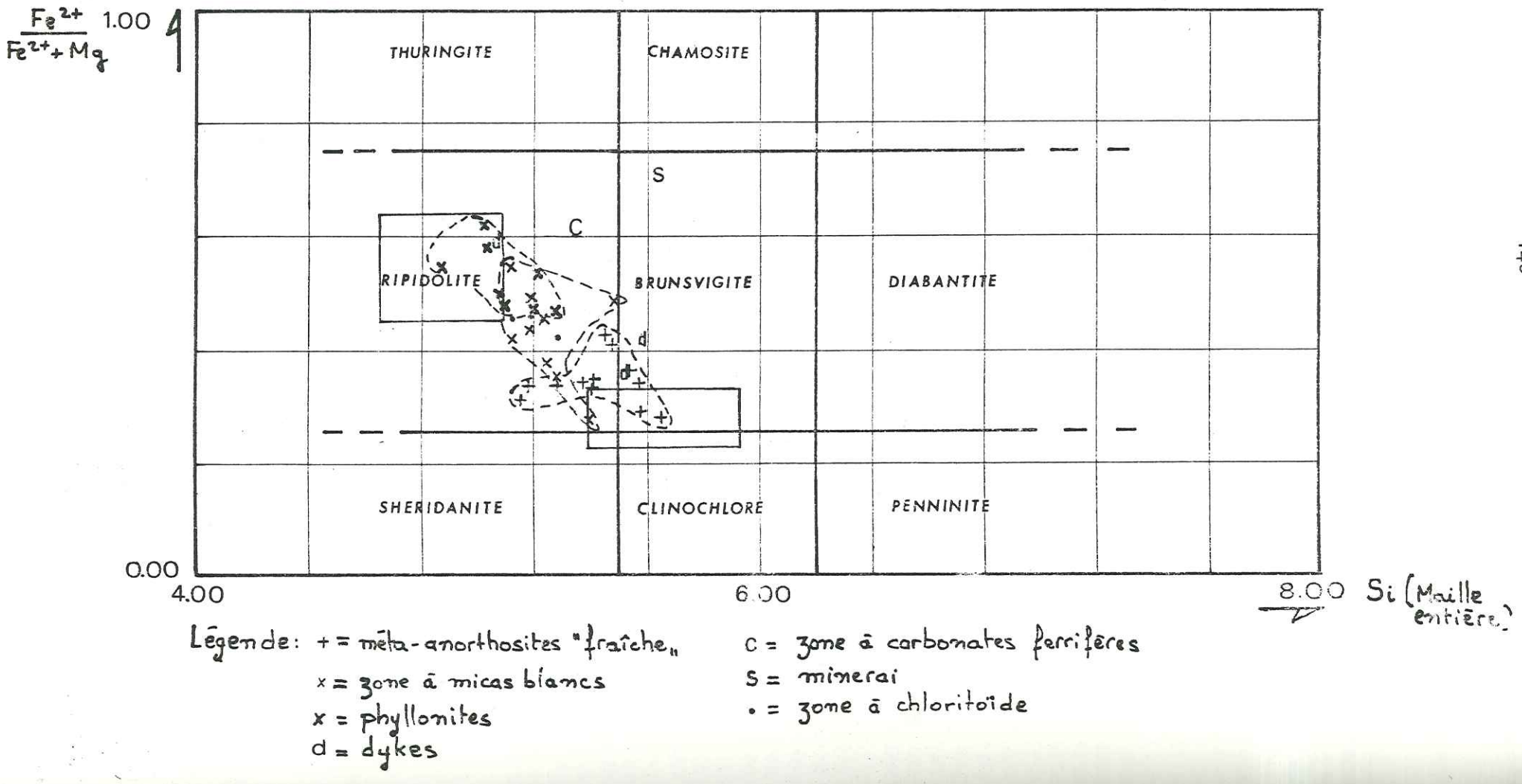


Fig. IV/44
Variations de la biréfringence et du signe d'allongement des chlorites contenues dans les échantillons prélevés le long de la coupe du niveau -390m.

Fig. IV/45
Variations du rapport Fe^{2+}/R^{2+} des chlorites contenues dans les échantillons prélevés le long de la coupe du niveau -390m.

Fig. IV/46: Composition et classification (d'après FOSTER, 1962) des chlorites étudiées le long de la coupe du niveau - 390m.



Nature pétrographique *	Nombre maximal de déterminations **	b_o (Å)	d (001) (Å)	Allongement	$n_g - n_p$	n_m	Fe^{2+}/R^{2+} (prop. cat.)	Si (prop. cat.)
A	13	9,257 - 9,285	14,098-14,146	0	0à - 0,004	1,620	0,28 - 0,43	5,15 - 5,65
M	10	9,269 - 9,309	14,095-14,122	±	+0,003à-0,004	1,625 - 1,641	0,35 - 0,55	5,10 - 5,40
P	8	9,294 - 9,322	14,086-14,110	+ 0	0à + 0,012	1,638 - 1,651	0,47 - 0,62	4,87 - 5,27
X	5	9,285 - 9,294	14,096-14,111	±	+0,002à-0,004	1,628 - 1,635	0,42 - 0,48	5,17 - 5,28
C	2	9,2316	14,118	+	+0,001à+0,011	- nd -	0,61	5,36
S	1	9,2342	14,145	+	+ 0,007	1,658	0,68	5,64
D	3	9,272 - 9,316	14,09 -14,134	-	-0,002à-0,003	1,624 - 1,637	0,36 - 0,59	5,06 - 5,59

Tableau IV/9 Caractères radiocristallographiques, optiques et chimiques des chlorites de chaque unité lithologique de la mine Copper Cliff

* Cf. légende en annexe

** Cependant certains échantillons n'ont été que partiellement étudiés (Cf. tableau IV/8)

Les chlorites des méta-anorthosites "fraîches" sont assez riches en Mg et Si. Au fur et à mesure que l'on se déplace vers des zones internes (zones à micas blancs puis phyllonites) le rapport Fe^{2+}/R^{2+} augmente nettement, alors que la teneur en Si baisse légèrement. Les nuages caractérisant chacun de ces faciès lithologiques sont bien séparés (fig.IV/46). Les chlorites provenant de la zone à chloritoïde ont une composition chimique comparable à celle des chlorites provenant des zones à micas blancs.

Les chlorites associées au minerai et aux carbonates ferrifères sont caractérisées par des rapports Fe^{2+}/R^{2+} soulignant leur richesse en Fe^{2+}, et des teneurs en Si nettement plus élevées que celles des chlorites associées aux zones à micas blancs, aux zones à chloritoïde et aux phyllonites.

Dans les dykes représentés par les échantillons n° 18857 et 18869, on constate que les chlorites sont à tendance magnésienne (Fe^{2+}/R^{2+} = 0,36 et 0,43) et siliceuse (Si = 5,52 et 5, 59). Cette composition est identique à celle des chlorites de la méta-anothosite "fraîche" (fig. IV/46), alors que ces dykes sont tous les deux adjacents à des lentilles minéralisées, donc situés dans des zones très altérées (cf. plan du niveau -390 m , en annexe). La composition des chlorites et la composition chimique de ces dykes ainsi que la présence d'albite et/ou d'épidote dans la LM 18857, indiquent que ces dykes sont très nettement moins altérés que leur encaissant. Par contre, le dyke représenté par l'échantillon 18887 est aussi altéré que son encaissant (cf. composition de la chlorite, tableau IV/8 et analyse n° 18887 , annexe 2A).

Ces variations dans l'intensité de l'altération sont dues aux faits suivants :

- les dykes des échantillons 18857 et 18869 sont beaucoup plus épais que le dyke 18887,
- les échantillons 18857 et 18869 ont été prélevés dans le coeur des dykes.

Les variations de composition entre ces échantillons soulignent l'effet d' écran des dykes les plus épais : ces dykes ont des bordures effectivement très altérées, à paragenèse comparable à celle de l'encaissant, mais leur coeur n'est pas, ou peu, affecté par l'altération hydrothermale. Ces dykes, dont le meilleur exemple est le "dyke basique", ont joué

le rôle de véritables écrans, ou cloisons étanches, par rapport aux roches foliées encaissantes. Ils ont exercé un contrôle important sur la circulation des fluides hydrothermaux.

Les dykes plus minces, donc plus perméables, tel celui de l'échantillon n° 18887, n'ont joué qu'un rôle secondaire.

A ce rôle de cloison étanche, il faut ajouter celui de contrôle chimique, les grandes quantités de ferromagnésiens contenues dans les dykes ayant pu influer sur la précipitation du minerai .

En plus d'un guide de prospection (cf. p.362) l'étude des chlorites apporte plusieurs enseignements utiles à une meilleure compréhension du gisement. En effet :

- les variations de la composition chimique suggèrent un lessivage hydrothermal de Si et Mg et un fort apport métasomatique de Fe^{2+} dans les unités internes. Cependant les chlorites étroitement associées au minerai sont "anormalement" riches en Si, tout en étant très riches en Fe^{2+} et pauvres en Mg;

- les teneurs en Zn les plus élevées ne sont pas associées aux sulfures, mais aux chlorites.Zn peut substituer une partie de Mg et peut-être de Fe^{2+}. De telles substitutions pourraient expliquer les teneurs élevées en Zn, mesurées dans beaucoup de roches basiques (SHAW, 1964), riches en minéraux ferromagnésiens.

Ces conclusions apportent des informations nouvelles concernant les dykes et la géochimie de la mine Copper Cliff, et renforcent les conclusions de MILLER (1957), JEFFERY (1959), VOLLO (1959) et ECKSTRAND (1963).

B) LES MICAS BLANCS

1) But de l'étude

Des études antérieures (HAWKINS,1960; ECKSTRAND,1963; MORITZ,1975) ont montré que de fortes anomalies positives en K sont systématiquement associées aux minéralisations. Elles se traduisent par le développement de muscovite $2M_1$, associée à de la paragonite dérivant de la méta-anorthosite "fraîche".

Ce type d'anomalie caractérise également les gisements de porphyres cuprifères de la région de Chibougamau (CHRISTMANN, 1975; CIMON,1973, 1974).

Dans la méta-anorthosite "fraîche" et les dykes peu altérés, Na est exprimé par de l'albite et parfois un peu de paragonite. K y est absent.

Lors de l'altération hydrothermale associée à la minéralisation cuprifère, les feldspaths calciques existant dans l'anorthosite avant le métamorphisme de faciès schistes verts ont été déstabilisés. De la paragonite et de la muscovite ont pu se former (cf. ch. V,p. 212). Les teneurs en paragonite et en muscovite calculées à partir des analyses de Na et de K peuvent servir d'étalon pour définir l'intensité de l'altération hydrothermale.

La méthode d'étude la moins onéreuse et la plus simple a été recherchée afin de définir un guide minéralogique et/ou géochimique utilisable en prospection minière.

2) Etude chimique

a. Résultats

5 échantillons (n° 18864,18866,19004,19007 et 19322) de micas blancs, triés, ont été analysés par Madame F. KELLER de l'Institut Dolomieu, Grenoble. Les 4 premiers proviennent de la coupe du niveau -390 m, leur localisation figure sur la carte de ce niveau, en annexe; l'échantillon 19322 provient lui d'une phyllonite à séricite, carbonates et chloritoïde du niveau -160 m.

Les impuretés dans les micas triés ont été recherchées à l'aide de diffractogrammes RX. La présence de quantités variables d'impuretés (quartz $\pm$ calcite $\pm$ chlorite) a nécessité des corrections empiriques (cf. tableau n°IV/10) ne tenant compte que du quartz et de la calcite. L'analyse 19322 n'a pas nécessité de corrections .

Tableau n°IV/ 10

Corrections apportées aux analyses d'échantillons de micas blancs

N° de échantillon	SiO_2	CaO
18864	9,35 g	1 g
18866	9,35 g	3 g
19004	18,70 g	
19007	2,34 g	

Les analyses ainsi corrigées ont été recalculées afin d'obtenir un total de 100%. Les résultats des analyses brutes et corrigées figurent dans le tableau n°IV/ 11, p. 152 .

Les formules chimiques des micas blancs étudiés sont :

$Na_2O\ 3Al_2O_3\ 6SiO_2\ 2H_2O$ Paragonite

$K_2O\ 3(Al,Fe)_2O_3\ 6SiO_2\ 2H_2O$ Muscovite

Les proportions cationiques ont été calculées sur la base de 22 atomes d'oxygène, correspondant à une maille anhydre. Elles sont présentées dans le tableau n°IV/ 12,p. 155. La proportion en paragonite contenue dans chaque échantillon a été déterminée et comparée à celle que l'on obtient grâce à l'analyse de Na et K dans la roche totale et grâce aux RX.

b. Interprétation des résultats

i- problème de pureté des micas analysés

Il faut se rappeler que les analyses ont été effectuées sur un mélange de deux micas blancs : paragonite et muscovite. Les différences de

Tableau n° IV/ 11

ANALYSES CHIMIQUES DE MICAS BLANCS DE LA MINE COPPER CLIFF

	18864		18866		19004	
	Brute	Corrigée	Brute	Corrigée	Brute	Corrigée
SiO_2	51.10	46.68	48.05	45.34	60.20	51.23
Al_2O_3	31.60	35.33	31.80	37.26	22.50	27.78
Fe_2O_3	1.55	1.73	2.05	2.40	2.45	3.02
FeO	0.10	0.11	0.50	0.59	0.35	0.43
MgO	0.50	0.56	0.65	0.76	0.80	0.99
CaO	2.00	1.12	3.50	0.59	3.10	3.83
Na_2O	4.10	4.58	2.80	3.28	2.80	3.46
K_2O	2.75	3.07	1.00	1.17	1.90	2.35
TiO_2	nd	nd	nd	nd	0.55	0.68
P_2O_5	0.25	0.28	0.25	0.29	nd	nd
MnO	0.05	0.06	0.05	0.06	nd	nd
H_2O^+	5.80	6.48	7.05	8.26	5.05	6.23
H_2O^-	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Total	99.80	100.00	97.70	100.00	99.70	100.00
$\frac{Na_2O}{Na_2O+K}$ x100= (mica analysé)	60		74		60	
$\frac{Na_2O}{Na_2O+K_2O}$ x100= (roche totale)	70		79		51	

Tableau n° IV/ 11 (suite)

ANALYSES CHIMIQUES DE MICAS BLANCS DE LA MINE COPPER CLIFF

	19007		19322	
	Brute	Corrigée	Brute	Corrigée
SiO_2	47.05	45.85	46.20	46.08
Al_2O_3	38.50	39.48	36.70	36.61
Fe_2O_3	0.20	0.21	1.20	1.20
FeO	0.70	0.72	0.85	0.85
MgO	0.30	0.31	0.80	0.80
CaO	0.15	0.15	0.20	0.20
Na_2O	5.30	5.44	2.75	2.74
K_2O	2.10	2.15	6.05	6.03
TiO_2	0.05	0.05	0.25	0.25
P_2O_5	0.20	0.21	0.15	0.15
MnO	nd	nd	tr.	tr.
H_2O^+	5.20	5.33	5.10	5.09
H_2O^-	0.10	0.10	nd	nd
Total	99.85	100.00	100.20	100.00
$\frac{Na_2O}{Na_2O+K}$ x100= (mica analysé)	72		31	
$\frac{Na_2O}{Na_2O+K_2O}$ x100= (roche totale)	69		--	

composition chimique à l'intérieur d'un même échantillon ne sont pas mises en évidence. Les résultats donnés représentent donc la composition globale du (des) mica(s) blanc(s) de la roche et cela dans les limites où la fraction obtenue au tri représente une composition moyenne (BOCQUET,1974).

Plusieurs observations peuvent être formulées au sujet des proportions cationiques :

- la proportion de SiO_2 est parfois anormalement élevée (ex.:6,753 éch. 19004);
- les proportions de Ca, Fe^{2+}, Fe^{3+} sont également trop fortes pour correspondre à l'analyse de micas purs;
- la soustraction d'une quantité d'apatite proportionelle à la teneur mesurée de P_2O_5 ne change pratiquement pas le problème.

Par conséquent, toutes les proportions cationiques reflètent la présence des impuretés détectées grâce aux rayons X : chlorite, calcite et quartz. Les micas n° 19007 et 19322 sont un peu plus purs que les autres.

Il s'avère donc que le tri des micas purs est quasiment impossible. Ce problème, déjà soulevé par MORITZ (1975) est lié à l'extrême finesse du grain des micas blancs : < 50 µm.

ii- nature des micas analysés

La paragonite et la muscovite ne forment pas de série continue, de solution solide : un maximum de 1,66% de K peut entrer dans la maille de la paragonite, contre 1,48% de Na au maximum dans celle de la muscovite; l'extension de la solution solide dépend légèrement de la température (EUGSTER et al.,1955).

Ces substitutions n'ont pas été prises en compte dans cette étude. La proportion de paragonite contenue dans le mélange paragonite + muscovite peut également être estimée à partir des proportions cationiques. Les résultats montrent que la paragonite est abondante dans les micas blancs analysés (tableau IV/12). Ces résultats sont comparables à ceux obtenus par d'autres méthodes d'étude (voir tableau IV/ 12 et 16).

Les fortes teneurs en Ca n'indiquent pas la margarite, les teneurs en Al étant trop faibles et ce minéral n'ayant pas été détecté aux rayons X.

Tableau n°IV/ 12

PROPORTIONS CATIONIQUES DE MICAS BLANCS DE LA MINE COPPER CLIFF

N° échantillon	18864	18866	19004	19007	19322
Nature Pétrographique	C	P	X	X	P
Si	6.169	6.029	6.753	5.940	6.071
Al^{IV}	1.831	1.971	1.247	2.060	1.929
Somme des cations tétracoordonnés	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al^{VI}	3.679	3.866	3.067	3.973	3.747
Fe^{3+}	0.175	0.240	0.301	0.023	0.119
Ti	nd	nd	0.071	0.008	0.024
Somme des cations trivalents R^{3+}	3.854	4.106	3.439	4.004	3.890
Fe^{2+}	0.016	0.064	0.047	0.078	0.095
Mg	0.111	0.152	0.198	0.062	0.158
Mn	0.008	0.008	nd	nd	nd
Somme des cations bivalents R^{2+}	0.135	0.224	0.245	0.140	0.253
Ca	0.159	0.088	0.538	0.023	0.032
Na	0.167	0.838	0.887	1.362	0.696
K	0.524	0.192	0.396	0.358	1.012
Somme Ca,Na,K	1.850	1.030	1.821	1.743	1.740
TOTAL des proportions cationiques	13.839	13.360	13.505	13.887	13.883
2P	6.4	10	13.3	6.8	12.2
Proportion de Paragonite dans échantillon de mica pur $= \frac{Na}{Na + K} \times 100 =$	69	81	69	79	41
Proportion de Paragonite dans le mica de la roche totale(d'après analyse de Na et de K)	78	85	60	76	--
Proportion de Paragonite dans le mica pur(d'après les RX)	60	84	54	78	--

Il est intéressant de vérifier la présence de phengite. Ce mica potassique est associé aux paragenèses du métamorphisme de haute pression (DESMONS, communication personnelle) et aux assemblages minéralogiques de l'altération hydrothermale argilitique intermédiaire, selon la classification proposée par MEYER et al. (1967). La phengite se caractérise par la substitution d'une partie de l'Al octaédrique par Fe et/ou Mg, et par celle de l'Al tétraédrique par Si, ces deux substitutions maintenant une charge constante (FOSTER, 1960).

GRAESER et al. (1967) ont défini un indice P qui caractérise la tendance phengitique du mica par la proportion relative des éléments à 2 valences : Fe^{2+} et Mg^{2+} dans la somme des éléments hexacoordonnés occupant les couches octaèdriques :

$$P = \frac{(Mg + Fe^{2+})}{R^{2+} + R^{3+}} \times 100 \text{ (en proportions atomiques)}$$

Ces auteurs proposent 2P = 25 comme limite inférieure des phengites.

Les valeurs de 2P présentées dans le tableau n°IV/12 sont toujours inférieures à 25 mais :

- elles sont mesurées dans un mélange de muscovite et de paragonite, alors que 2P doit être déterminé dans une muscovite pure;
- pour ce mélange, la valeur de 2P est trop forte à cause des impuretés de chlorite qui augmentent les proportions atomiques de Mg et de Fe^{2+}.

On peut, malgré ces observations, conclure que les micas analysés ne sont pas phengitiques.

iii- distribution des micas blancs au sein de la zone minéralisée principale

A condition d'éliminer tous les échantillons contenant de l'albite, le Na et le K sont uniquement contenus dans les micas blancs. Les échantillons contenant de l'albite sont signalés par "ab" dans le tableau n° IV/13.

La paragonite pure contient 6,02% Na, et la muscovite pure 9,82% K. On peut donc, à l'aide des relations suivantes, déterminer les quantités de paragonite et de muscovite présentes dans la roche :

$$\% \text{ Paragonite}^* = \frac{Na}{6,02} \times 100 \text{ (Na en \%)}$$

$$\% \text{ Muscovite} = \frac{K}{9,82} \times 100 \text{ (K en \%)}$$

La proportion de paragonite dans le mélange paragonite+muscovite est calculable par la relation :

$$\text{proportion Parag.} = \frac{\text{Parag.}}{\text{Parag.} + \text{Muscov.}}$$

Ces méthodes de calcul ne tiennent pas compte d'éventuelles substitutions entre K et Na, dans les micas blancs, mais les résultats approximatifs ainsi obtenus sont suffisamment précis pour cette étude.

Le pourcentage de paragonite, de muscovite ainsi que la proportion de paragonite ont été calculés pour chacun des 122 échantillons (% de Parag. et proportion de Parag. n'ont pas été calculés lorsque l'échantillon contient de l'albite) constituant la coupe du niveau -390 m. Les résultats figurent dans le tableau n°IV/13, p. 158 .

La teneur moyenne en paragonite et en muscovite de chaque unité lithologique a été calculée afin de mieux visualiser les variations dans la distribution des micas blancs. Ces teneurs moyennes sont représentées dans le tableau n°IV/ 14, p. 161 .

La lecture du tableau n°IV/13 et de la fig. IV/47, p. 169 , suggère une variation simultanée des teneurs en paragonite et muscovite et les conclusions suivantes :

- Localement la méta-anorthosite "fraîche" peut contenir un peu de muscovite, celle-ci étant liée à une légère propylitisation de certains panneaux. Les échantillons de méta-anorthosite situés le plus loin des zones altérées (éch. 28203 à 28223) ne contiennent pas du tout de muscovite.
- L'absence de minéraux potassiques est un caractère non seulement du complexe du lac Doré, mais également du pluton trondhjemitique de

* % = teneur de paragonite ou de muscovite exprimée en g/100 g de roche.

Tableau n° IV/ 13

TENEURS EN PARAGONITE ET MUSCOVITE (en %) ET PROPORTION DE PARAGONITE (dans le mélange paragonite + muscovite) LE LONG DE LA COUPE DU NIVEAU -390 M

Numero échan.	Nature petro.	% Para.	% Musc.	prop. Para.	Numéro échan.	Nature pétro.	% Para.	% Musc.	prop. Para.
28203	A	Ab	0	nd	28245	A	Ab	4.3	nd
4	A	Ab	0	nd	46	M	19.9	8.3	0.71
5	A	Ab	0	nd	47	M	15.8	6.3	0.71
6	A	Ab	0	nd	48	M	24.6	7.9	0.76
7	A	Ab	0	nd	49	M	17.6	5.6	0.76
8	A	Ab	0	nd	28250	M	8.5	2.2	0.79
9	A	Ab	0	nd	18851	M	4.3	2.7	0.62
28210	A	Ab	0	nd	52	M	17.4	10.7	0.62
11	A	Ab	0	nd	53	M	19.6	6.5	0.75
12	A	Ab	0	nd	54	S	0.7	0.1	0.87
13	A	Ab	0	nd	55	S	1.2	0	1.00
14	A	Ab	0	nd	56	D	Ab	0.1	nd
15	A	Ab	0	nd	57	D	Ab	0.1	nd
16	A	Ab	0	nd	58	D	Ab	0.1	nd
17	A	Ab	0	nd	59	D	Ab	0.1	nd
18	A	Ab	0	nd	18860	C	1.0	5.1	0.16
19	A	Ab	0	nd	61	C	1.7	10.4	0.14
28220	A	Ab	0	nd	62	S	0.5	1.7	0.22*
21	A	Ab	0	nd	63	C	0.2	0	nd
22	A	Ab	0	nd	64	P	35.6	10.3	0.78
23	A	Ab	0	nd	65	P	34.9	8.4	0.81
24	A	Ab	6.3	nd	66	P	48.3	8.9	0.85
25	A	Ab	0.2	nd	67	P	41.4	8.5	0.83
26	A	Ab	2.0	nd	68	S	13.3	2.2	0.86
27	A	Ab	0.6	nd	69	D	Ab	0.7	nd*
28	A	Ab	0.1	nd	18870	F	0	0.1	nd
29	A	Ab	0	nd	71	F	20.3	3.8	0.84
28230	A	Ab	0	nd	72	P	51.0	11.8	0.81
31	A	Ab	0	nd	73	P	15.6	3.8	0.81
32	A	Ab	0	nd	74	P	33.2	8.3	0.80
33	D	Ab	1.3	nd	75	M	39.4	8.6	0.82
34	P	16.4	9.2	0.64	76	M	47.5	11.2	0.81
35	P	16.9	7.3	0.70	77	F	25.4	6.7	0.79
36	P	9.5	7.7	0.55	78	M	42.4	12.4	0.77
37	P	24.6	8.9	0.74	79	M	37.4	5.7	0.87
38	A	Ab	7.2	nd	18880	A	Ab	9.5	nd
39	A	Ab	9.9	nd	81	M	Ab	3.3	nd
28240	A	Ab	1.3	nd	82	M	Ab	5.5	nd
41	A	Ab	0.9	nd	83	M	28.4	1.2	0.96
42	A	Ab	2.1	nd	84	P	46.8	9.2	0.84
43	A	Ab	2.0	nd	85	F	60.0	11.7	0.84
44	A	Ab	2.0	nd	86	P	37.4	16.0	0.70

nd= non déterminé Ab-présence d'albite

nd*= non déterminé car la teneur en paragonite et en muscovite est trop faible pour que le calcul de la proportion de paragonite soit significatif.

A= Méta-anorthosite "fraîche"
M= Zone à paragonite ± muscovite
P= Phyllonites à paragonite ± muscovite
C= Phyllonites à sidérose ± ankérite
X=Phyllonites à paragonite ± muscovite ± chloritoïde ± carb. ferrifères
F=Zone à chlorite ferrifère
S=Lentilles minéralisées
D=Dykes

Tableau n° IV/ 13 (suite)

TENEURS EN PARAGONITE ET MUSCOVITE (en %) ET PROPORTION DE PARAGONITE (dans le mélange paragonite + muscovite) LE LONG DE LA COUPE -390 M .

Numéro échan.	Nature pétro.	% Para.	% Musc.	prop. Para.
18887	D	Ab.	0.1	nd
8	F	0.33	10.29	0.03
9	P	13.12	17.31	0.43
18890	P	23.75	36.97	0.39
1	P	30.45	2.65	0.92
2	M	48.67	18.64	0.72
3	M	12.13	4.28	0.74
4	P	43.69	9.67	0.82
5	P	37.54	9.67	0.80
6	P	31.40	8.15	0.79
7	P	27.74	22.40	0.55
8	X	33.72	10.72	0.76
9	X	2.82	3.56	0.44
18900	X	8.80	11.71	0.43
19001	X	29.24	16.60	0.64
2	X	9.63	5.19	0.65
3	X	6.31	3.26	0.66
4	X	7.97	5.30	0.60
5	X	13.95	4.18	0.77
6	X	40.70	9.88	0.80
7	X	31.56	9.78	0.76
8	X	33.72	5.19	0.87
9	X	29.40	3.67	0.89
19010	X	32.23	8.45	0.79
1	M	27.91	3.46	0.89
2	M	27.41	2.65	0.91
3	M	30.40	4.99	0.86
4	M	39.87	14.97	0.73
5	M	25.58	8.66	0.75
6	A	Ab.	0	nd
7	D	Ab.	0.1	nd
8	F	5.81	0.2	0.97
9	P	27.08	11.91	0.69
19020	P	42.69	6.72	0.86
1	D	Ab	0.02	nd
2	M	28.07	5.30	0.84
3	M	18.44	3.16	0.85
4	M	35.22	6.92	0.84
5	M	19.27	3.80	0.84

Chibougamau et de beaucoup de laves de la région de Chibougamau (tab.II/3).

- Les dykes de la coupe du niveau -390 m ne sont que peu altérés, mais certains dykes très altérés, riches en micas blancs, ont pu être observés ailleurs, par exemple au niveau -120 m.
- Les zones d'altération internes :
  - . zone à chlorite ferrifère ,
  - . zone à sidérose ± ankérite ,
  - . zones minéralisées ,

  ne contiennent que très peu de muscovite et de paragonite. La chlorite, les carbonates, les sulfures formant la majeure partie de ces unités, au détriment des micas blancs.
- La paragonite et la muscovite sont particulièrement abondantes dans les zones d'altération plus externes :
  - . zone à paragonite ± muscovite ,
  - . phyllonites qui en dérivent (± chloritoïde) .
- La paragonite est généralement plus abondante que la muscovite, sauf dans la zone d'altération à sidérose ± ankérite.
- Les micas blancs sont plus abondants au toit qu'au mur de la zone minéralisée principale, ce qui suggère une altération hydrothermale plus poussée au toit qu'au mur. Les fluides responsables de cette altération ont probablement été guidés par les dykes; ceux-ci jouant le rôle d'écrans imperméables, ont été relativement peu altérés (cf.p. 123).

L'origine de la paragonite (Na) et de la muscovite (K) peut être interprétée de différentes manières :

- Na peut avoir été remobilisé lors de l'altération hydrothermale des plagioclases ou avoir été introduit par les fluides hydrothermaux. Il est vraisemblable que les deux phénomènes ont influencé la distribution de Na, le premier ayant été prédominant.

Tableau n° IV/ 14

TENEUR MOYENNE EN PARAGONITE ET MUSCOVITE DANS LES DIFFERENTES UNITES LITHOLOGIQUES.

		TENEUR MOYENNE (en%)	
	Nombre de déterminations	Paragonite	Muscovite
Méta-anorthosite fraîche	0 pour la paragonite* 40 pour la muscovite	nd	1
Zone d'altération à paragonite ± muscovite	24	26	7
Phyllonites à paragonite ± muscovite	23	33	13
Zone à chloritoïde	11	22	8
Phyllonites à ankérite ± sidérose	3	1	5
Zone d'altération à chlorite ferrifère	3	7	4
Zone minéralisée	3	5	1
Dykes	0 pour la paragonite* 9 pour la muscovite	nd	0.2

* = indéterminable à cause de la présence d'albite.

- K étant inexistant dans l'encaissant du gisement, a été introduit par les fluides hydrothermaux.

Afin d'appréhender l'origine du Na, on peut comparer la teneur moyenne de l'ensemble des zones altérées de la coupe du niveau -390 m, 1,53 % cf. tableau n° V/3c, avec 1,42 % mesurés dans la méta-anorthosite "fraîche" constituant la zone de référence, définie p. 193 .

La métasomatose sodique est donc très faible et la distribution de la paragonite résulte surtout d'une redistribution de Na, libéré lors de l'altération hydrothermale des plagioclases calciques.

Ce problème est repris dans l'étude géochimique de l'altération hydrothermale et de la minéralisation (ch. V,p. 212 et p. 283).Cette conclusion rejoint celles présentées par ECKSTRAND (1963), cet auteur supposant que dans les fluides hydrothermaux l'activité du Na est restée très faible.

Si on reprend le même raisonnement pour étudier l'origine de la muscovite on constate que :

- il n'existe pas de source possible de K dans les épontes fraîches;
- la teneur moyenne en K des 30 échantillons de méta-anorthosite "fraîche" de la zone de référence est 0,03% K, alors que la teneur moyenne des zones altérées de la coupe du niveau -390 m cf.tableau n° V/3c, est de 0,76% K.

Ces chiffres suggèrent que le développement de la muscovite, apparemment plus discret que celui de la paragonite, nécessite un apport métasomatique de K. Une telle métasomatose potassique est très caractéristique des zones d'altération propylitique associées à de nombreux gisements hydrothermaux (MEYER et al.,1967). ECKSTRAND (1963) a présenté la même conclusion après avoir étudié la mine Copper Rand.

La signification de cette métasomatose potassique et l'importance de sa détection,en tant que guide de recherche des minéralisations,seront présentées ch.VII,p. 366 .

3) Etude radiocristallographique

Toutes les études radiocristallographiques ont été faites sur des agrégats ayant probablement conservé une certaine orientation, du fait de la nature du support utilisé.

a. Détermination du polymorphe de la muscovite

Trois polymorphes de la muscovite existent dans la nature (YODER et EUGSTER 1955; SMITH et YODER, 1956; BROWN, 1961; VELDE, 1965) :

- 1M caractérise les roches sédimentaires ou faiblement métamorphiques ;
- $2M_1$ caractérise les roches métamorphiques;
- 3T est le polymorphe le plus rare. Il n'a été synthétisé qu'à des pressions élevées (VELDE,1965)et il est parfois cité comme type des micas phengitiques (YODER et al.,1955; BEUGNIES et al., 1969).

Toutes les muscovites étudiées sont du type $2M_1$. La liste des raies de l'échantillon n° 19322 (tableau n°IV/15, ci-après) se compare facilement avec la liste des raies considérées comme caractéristiques du polymorphe $2M_1$ par YODER et al.,1955 ainsi que par BROWN,1961).

b. Etude des variations de l'espacement d (002) des micas blancs

MORITZ (1975) écrit que " la détection des halos métasomatiques potassiques entourant des zones minéralisées dans les régions pauvres en K, peut être un guide précieux en exploration minière". Par ailleurs il indique, par ordre d'importance, trois paramètres permettant la détection de tels halos métasomatiques :

- d (006) pa*
- le rapport $\frac{pa}{pa + mu}$
- d (006) mu

i- Méthode d'étude

L'espacement basal de la paragonite d (002) pa augmente en fonction de la substitution de Na par K (ECKSTRAND, 1963: MORITZ,1975) et selon MORITZ,1975, des valeurs de d (002) pa > 9,600 Å indiquent une anomalie.

* pa = paragonite et mu = muscovite pour alléger le texte.

d (002) moyen a été calculé en effectuant une moyenne entre 3 x d (006) et d (002) :

$$d\ (002)\ moyen = \frac{d\ (002) + d\ (006) \times 3}{2}$$

Le calcul de d (002) moyen permet d'obtenir une précision légèrement supérieure à la seule mesure de d (006). Cette étude n'étant pas exhaustive, d (004) n'a pas été pris en compte.

Seul d (002) moyen-paragonite a été calculé car :

- la raie (002) pa est très distincte, alors que (002) mu est souvent confondue avec l'amorce de (002)pa.
- (006) mu est confondue avec $(10\bar{1}1)$ du quartz.

d (002) moyen-paragonite a été calculé avec une précision de $\pm$ 0,01 Å

ii- Résultats

Les résultats sont présentés dans le tableau n°IV/16, p. 168 .MORITZ, (1975) tend à lier les variations de d (006)pa (c'est-à-dire de d (002) moyen-paragonite de cette étude) à l'intensité de l'altération. Selon sa théorie, tous les micas blancs étudiés ici sont anormaux.

Cette hypothèse a été testée en construisant un histogramme de fréquence (fig. IV/47) du paramètre d (002)moyen-paragonite. La distribution de d (002)moyen-paragonite semble plutôt erratique, mal liée à l'intensité de l'altération hydrothermale. On constate dans cette figure que d(002) moyen-paragonite de la méta-anorthosite "fraîche" est < 9,63 Å (9,625 Å selon le tableau n°IV/16). MORITZ indique une valeur de 9,582 Å mesurée sur un seul échantillon.

d (002)moyen-paragonite des unités altérées hydrothermalement tend à être ⩾ 9,61 Å . Selon MORITZ, d (002)moyen-paragonite à proximité du minerai atteint 9,615 Å.

ECKSTRAND (1963) a également noté cette tendance à l'augmentation de l'espacement basal de la paragonite, mais il estime qu'il est peut-être non significatif.

La figure IV/47 montre qu'il n'existe pas de lien net entre les variations de d (002)moyen-paragonite et l'intensité de l'altération hydrothermale. De plus, le calcul de ce paramètre permet seulement de déterminer la substitution de Na par K, au sein de la paragonite. Or on ignore complètement si cette substitution est fonction de l'altération hydrothermale ou non. Cette méthode ne permet pas non plus de déterminer la quantité de mi-

cas présents dans la roche. De plus, elle est délicate à mettre en oeuvre et, par conséquent, elle n'est pas à recommander en tant qu'outil de prospection minière.

c. Etude du rapport de l'intensité des raies (002)pa et (002)mu

Selon ECKSTRAND (1963), BOCQUET (1974) et MORITZ (1975), on peut estimer la proportion de paragonite contenue dans un mélange paragonite $\pm$ muscovite, de la manière suivante :

$$prop.pa = \frac{I\ (002)pa}{I\ (002)pa + I\ (002)mu}$$

i- Méthode d'étude

L'intensité des raies a été obtenue en mesurant la hauteur des pics. La mesure de la surface des pics, à l'aide d'un planimètre est certes très précise, mais le gain de précision est sans grand intérêt pour ce type d'étude.

Par ailleurs, la mesure de I (002)mu est souvent imprécise, car confondue avec l'amorce de (002)pa. Lorsque ce cas s'est présenté, I (002)mu a été estimé en mesurant la hauteur du pic (002)mu +pa (confondus) à $2\theta = 9{,}85°$. Cet angle, d'après BROWN (1961) correspond à d (002)mu =9,99 Å

Les valeurs de I (002)mu ainsi obtenues semblent satisfaisantes, mais il est probable que leur mesure à l'aide d'un compteur intégrateur donnerait encore de meilleurs résultats.

ii- Résultats

Les proportions de paragonite contenues dans les mélanges paragonite + muscovite sont indiquées dans le tableau n°IV/16,p.168 .

Ces proportions sont théoriquement voisines de celles que l'on peut calculer grâce à l'analyse partielle ou complète d'une roche, à condition, évidemment, que celle-ci ne contienne pas d'autres minéraux sodiques et/ou potassiques :

$$prop.pa = \frac{1{,}6312\ Na}{1{,}6312\ Na + K} \qquad \text{(Na et K en \% pondéraux)}$$

Afin de vérifier cette hypothèse, un programme de calcul de Texas Instruments a permis de calculer la droite de régression liant :

$$\frac{I\ (002)pa}{I\ (002)pa + I\ (002)mu} \quad \text{à} \quad \frac{1,6312\ Na}{1,6312\ Na + K}$$

Cette droite de régression a pour équation :

$$\frac{I\ (002)pa}{I\ (002)pa + I\ (002)mu} = 0,696\ \frac{1,6312\ Na}{1,6312\ Na + K} + 0,2262$$

ou :

$$\frac{1,6312\ Na}{1,6312\ Na + K} = \frac{\frac{I\ (002)pa}{I\ (002)pa + I\ (002)mu} - 0,2262}{0,696}$$

Le coefficient de corrélation r = 0,88 indique une forte corrélation positive entre les deux termes de la régression, et il y a une bonne corrélation entre la droite de régression et le nuage de points (fig.IV/48) La nature lithologique de chaque échantillon y est symbolisé par un figuré spécial.

Ce resultat renforce les observations publiées par BOCQUET (1974).

La figure n°IV/48 représente la droite de régression : on constate que la plupart des points sont correctement regroupés autour de cette droite.

L'examen de cette figure permet de constater que le nuage de points est discriminé entre un pôle "altéré" et un pôle "frais" :

- l'échantillon n°8(= 18860) est le point le plus proche de l'origine, or, il provient bien d'une unité lithologique extrèmement altérée, et légèrement minéralisée en cuivre (2213ppm);
- les échantillons de phyllonites à paragonite ± muscovite occupent des positions très disperseés, dont on ne peut pas tirer de conclusions ;
- par contre, les échantillons de la zone à paragonite ± muscovite, plus modérément altérés, sont regroupés dans la partie de la droite qui est la plus éloignée de l'origine :

$$\frac{I\ (002)pa}{I\ (002)pa + I\ (002)mu} \quad 0,73$$

$$\frac{1,6312\ Na}{1,6312\ Na + K} \quad 0,62 \quad ;$$

Tableau n° IV/15

Liste des raies de l'échantillon n° 19322 et comparaison avec les raies caractéristiques du polymorphe $2M_1$ de la muscovite.

Echantillon 19322		Polymorphe $2M_1$	
2d	I	2d	I
9.98	100		
4.99	48		
4.71	2		
4.45	26	4.46	F
4.27	6		
4.10	4	4.11	Tf
3.95	2	3.97	Tf
3.87	10	3.89	f
3.82	3		
3.73	12	3.74	f
3.53	6		
3.49	15	3.50	m
3.42	5		
3.32	91	3.35	TF
3.20	30	3.21	m
3.11	3		
2.98	22	3.00	m
2.85	16	2.87	f
2.79	25	2.80	f
2.58	13		
2.55	31		
2.49	10		
2.46	9		
2.39	4		
2.38	11		

Tableau n° IV/16

Caractères radiocristallographiques et rappel de certains caractères chimiques de micas blancs de la mine Copper Cliff.

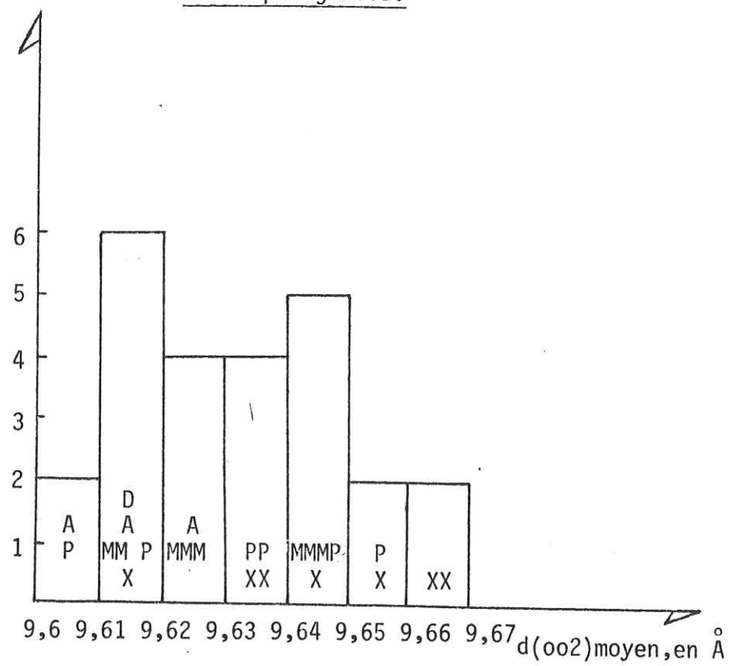
N°d'ordre	N°éch.	Unité litho.	d(002)pa	d(006)pa	d(002) moyen	I(002)pa / I(002)pa+I(002)mu	Na / Na+K [1]
1	28234	P[2]	9.65	3.21	9.640	0.59	0.64
2	28237	P	9.65	3.206	9.634	0.76	0.74
3	28240	A	9.60	3.201	9.602	nd[3]	nd[3]
4	28243	A	9.65	3.196	9.619	nd	nd
5	28246	M	9.64	3.203	9.625	0.81	0.71
6	28249	M	9.67	3.205	9.643	0.87	0.76
7	28252	M	9.65	nd	9.65	0.85	0.62
8	18860	C	nd	nd	nd	0	0.16
9	18866	P	9.64	3.191	9.607	0.84	0.85
10	18869	D	9.63	3.202	9.618	nd	nd
11	18872	M	9.67	3.203	9.640	0.73	0.81
12	18875	M	9.64	3.203	9.625	0.85	0.82
13	18878	M	9.68	3.202	9.643	0.75	0.77
14	18884	P	9.67	3.202	9.638	nd	0.83
15	18889	P	9.68	3.207	9.651	0.37	0.43
16	18892	P	9.71	3.207	9.666	0.72	0.72
17	18895	P	9.62	3.201	9.612	0.83	0.80
18	18898	X	9.68	3.202	9.643	0.80	0.76
19	19001	X	9.70	3.200	9.650	0.69	0.64
20	19004	X	9.67	3.200	9.635	0.54	0.60
21	19007	X	9.65	3.208	9.637	0.78	0.76
22	19010	X	9.62	3.205	9.618	0.57	0.79
23	19013	M	9.64	3.202	9.623	0.87	0.86
24	19016	A	9.64	3.203	9.625	nd	nd
25	19019	P	9.71	3.205	9.663	0.56	0.69
26	19022	M	9.62	3.203	9.615	0.73	0.84
27	19025	M	9.62	3.202	9.613	0.77	0.84

1) Obtenu par analyse chimique

2) P= phyllonites à paragonite ± muscovite
A= méta-anorthosite "fraîche"
M= zone à paragonite ± muscovite
X= phyllonites à paragonite ± muscovite + chloritoïde
C= Phyl. à sidérose ± ankérite
D= dyke

3) nd= non déterminé, les pics (002) sont trop faibles et/ou l'éch. contient de l'albite.

Fig. IV/47 Histogramme de fréquence du paramètre d(002)moyen de la paragonite.



Légende: chaque symbole représente un échantillon

A=Méta-anorthosite "fraîche"
M=Faciès à paragonite±muscovite
P=Phyllonites à paragonite±muscovite
X= -idem-, riches en chloritoïde
D=Dyke

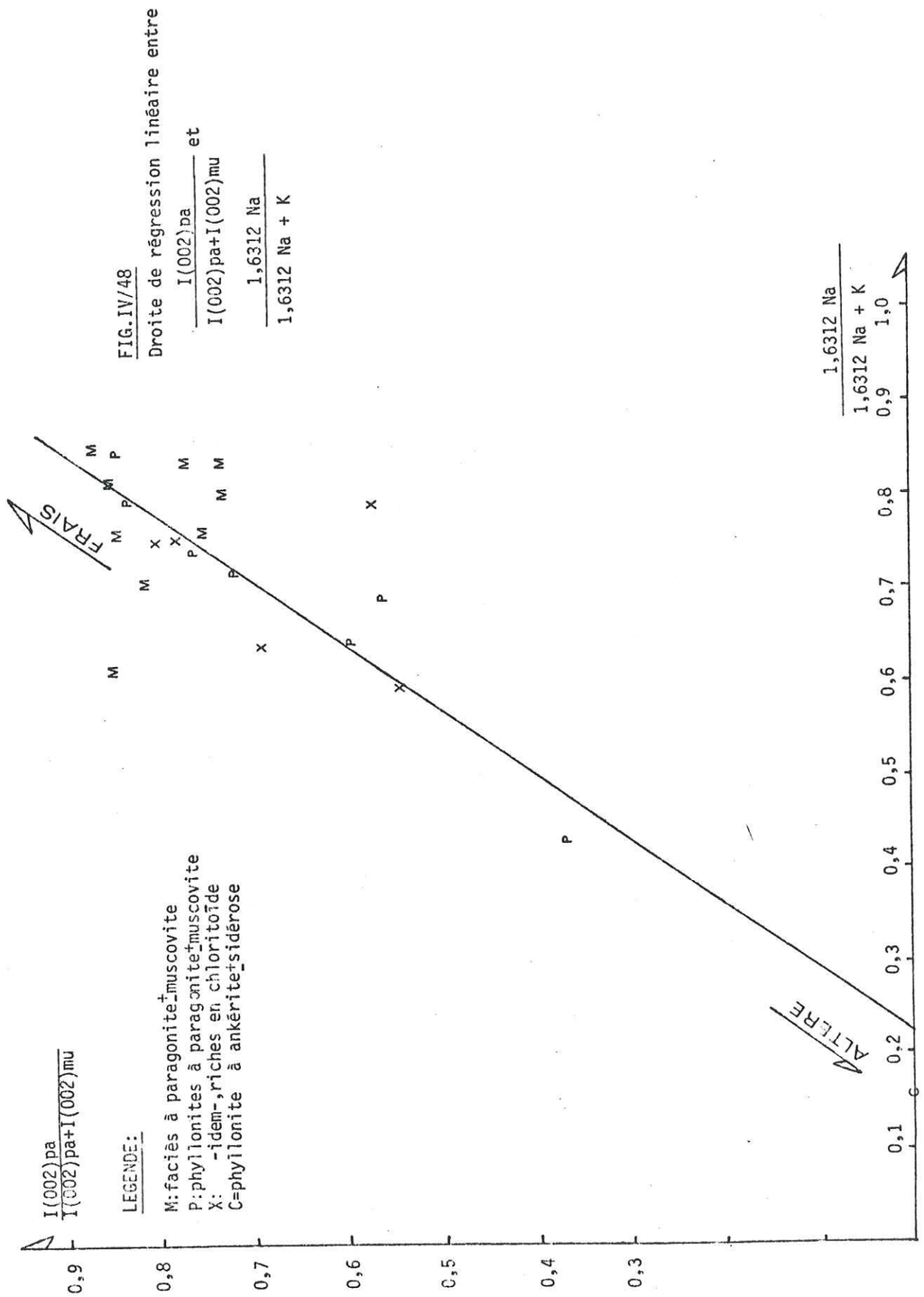


FIG.IV/48
Droite de régression linéaire entre $\frac{I(002)pa}{I(002)pa+I(002)mu}$ et $\frac{1,6312\ Na}{1,6312\ Na + K}$

- cette figure ne comporte pas de points représentatifs de la méta-anorthosite "fraîche", car celle-ci ne contient pas suffisamment de micas blancs pour que ceux-ci puissent être étudiés grâce à la radiocristallographie sur roche totale. De plus, les analyses chimiques ne peuvent pas être utilisées, ces échantillons contenant de l'albite.

4) Conclusions

Les conclusions pratiques de cette étude sont :

- le seul paramètre radiocristallographique qui puisse présenter un intérêt relatif en prospection est :

$$\text{prop.pa} = \frac{I\ (002)pa}{I\ (002)pa + I\ (002)mu}\ .$$

mais ce paramètre ne permet pas de calculer les teneurs réelles de paragonite et de muscovite d'une roche, c'est-à-dire, de juger de l'intensité de l'altération hydrothermale;

- le paramètre d (002)moyen-paragonite n'est pas nettement corrélable à l'intensité de l'altération hydrothermale;

- les paramètres %pa et %mu, sont beaucoup plus intéressants que les paramètres radiocristallographiques, car eux seuls donnent une bonne idée de l'intensité de l'altération hydrothermale ;

- les paramètres %pa et %mu, ainsi que la proportion de paragonite ne peuvent être déterminés que par analyse chimique de Na et K en roche totale, à condition que celle-ci ne contienne pas d'autres minéraux sodiques ou potassiques ;

- d'après VELDE (1972) l'illite disparaîtrait totalement au profit d'un mica $2M_1$ autour de 400°C(pour 1 kb), ce qui suggère que la mine Copper Cliff s'est formée et/ou a été métamorphisée dans les conditions de température du métamorphisme du faciès des schistes verts,

- les conclusions pratiques concernant l'utilisation de ces paramètres en prospection minière, seront présentées dans les conclusions générales de ce mémoire.

C) LES CARBONATES

1) But de l'étude

Lors de l'étude du gisement de Copper Rand, appartenant au camp minier des lacs Doré et Chibougamau, ECKSTRAND (1963) a décrit des variations de la composition des carbonates, en fonction du degré d'altération hydrothermale : si la calcite caractérise la méta-anorthosite "fraîche", l' ankérite*, parfois associée à de la calcite, caractérise les zones intermédiaires . De même la sidérose caractérise les zones les plus altérées, c'est à dire les plus internes.

Une telle zonalité de composition a également été observée pour la chlorite et les micas blancs.

Afin de déterminer l'existence ou non d'une zonalité dans la composition et la distribution des carbonates de fer de la mine Copper Cliff, 41 échantillons provenant de la coupe du niveau -390 m ont été étudiés aux rayons X et par colorations sélectives. Ces dernières ont été effectuées également sur quelques échantillons provenant d'autres endroits de la mine.

2) Méthodes utilisées

a. Radiocristallographie

Il s'agit d'une étude sommaire, qualitative et semi-quantitative, conduite sur roche totale, parallèlement à l'étude des chlorites et des micas blancs.

Les différents carbonates pouvant coexister dans un échantillon ont été déterminés d'après la position et l'intensité théoriques des raies de la calcite, la dolomite, l'ankérite et la sidérose, publiées par BROWN, (1961).

Tous les réglages de l'appareillage de radiocristallographie ayant été maintenus constants (cf.p. 7) pendant toute la durée des enregistrements de diffractogrammes, on peut, d'un diagramme au suivant, comparer la hauteur des pics caractéristiques d'un carbonate donné. Cette comparaison a une valeur semi-quantitative. Les résultats sont présentés dans le tableau n°IV/17.

* = ce terme inclut les dolomites ferrifères.

Détermination qualitative et semi-quantitative de carbonates provenant de la coupe du niveau -390 m.

N°échantillon	Nature pétro.	Calcite	Ankérite	Sidérose	Résultats des colorations sélectives
28203	A	+	0	0	nd
28206	A	+	0	0	"
28209	A	+	0	0	"
28212	A	0	0	0	"
28215	A	0	0	0	"
28218	A	0	0	0	"
28221	A	0	0	0	"
28225	A	0	0	0	"
28228	A	0	0	0	"
28231	A	0	0	0	"
28234	P	+	0	0	"
28237	P	++	0	0	Calcite ferrifère
28240	A	0	0	0	nd
28243	A	+	0	0	"
28246	M	++	0	0	"
28249	M	+++	0	0	"
18252	M	+	0	0	Ankérite ds matrice,cal. ds veinules
18254 B	S	0	0	0	nd
18257	D	+	0	0	Ankérite +calcite ferrif.
18260	C	+	+	+++	Sidérose
18263	C	+	0	0	nd
18266	P	++	+++	0	Ankérite +calcite ferrif.
18269	D	++	0	0	Calcite + calcite ferrif.
18272	P	++	0	0	Ankérite +calcite ferrif.
18275	M	++	0	0	nd
18278	M	++	0	0	Ankérite +calcite ferrif.
18281	M	+	0	0	Traces de calcite ferrif.
18284	P	+	0	0	" " " "
18287	D	+	0	0	nd
18292	M	+++	0	0	nd
18295	P	++	0	0	nd
18298	X	+++	0	0	Calcite légèrement ferri.
19001	X	++	++	0	Ankérite +calcite ferrif.
19004	X	+	+++	0	Ankér. évoluant Cal.ferri.
19007	X	++	+	0	Ankérite
19010	X	++	0	0	Calcite ferrifère
19013	M	++	0	0	Calcite ferrifère
19016	A	0	0	0	nd
19019	P	0	0	0	Calcite
19022	M	+	0	0	nd
19025	M	++	0	0	nd

0= absent + = peu abondant ++ = abondant +++ = très abondant

A = Méta-anorthosite "fraîche"
M = Zone à paragonite ± muscovite
P = Phyllonites à parag. ± muscov.
X = Phyllonites à chloritoïde
F = Zone à chlorite ferrif. ± sulfur.
C = Zone à carbonates ferrif. ± parag. ± muscovite ± sulfures
S = Lentilles minéralisées
D = Dykes

Tableau n°IV/17

b. Colorations sélectives

La coloration sélective de minéraux nécessite un matériel facilement disponible et peu onéreux. Elle permet des déterminations semi-qualitatives, parfois impossibles par d'autres moyens. De plus, elle facilite les études structurologiques ou chronologiques, et peut permettre une étude quantitative grâce à l'analyse modale.

La méthode de DICKSON (1965) exposée in GIRAULT (1976) est particulièrement adaptée à l'étude des carbonates en lames minces car elle ne nécessite pas le chauffage de celles-ci.

Les étapes de la coloration sont les suivantes :

- découvrir la lame, enlever l'excès de baume;
- l'immerger pendant 10 à 15" dans une solution de HCl à 1,5%. Rincer. La calcite est fortement attaquée, son épaisseur passe de 0,03 mm à 0,015 mm environ;
- immerger pendant 30 à 45" dans une solution de :
  3/5 de 0,2 g d'alizarine rouge S dans 100ml d'HCl à 1,5% et
  2/5 de 2 g de ferricyanure de K dans 100ml d'HCl à 1,5%.

Après immersion, la calcite devient rose pâle à rouge et la calcite ferrifère devient mauve, pourpre ou bleue. La dolomite ferrifère devient turquoise plus ou moins foncé . La dolomite et la sidérose ne sont pas affectées.

La coloration est plus intense pour les sections de calcite qui sont parallèles à l'axe ternaire que pour celles qui lui sont normales.

Après lavage et séchage, il faut vernir ou recouvrir la lame mince.

3) Distribution et composition des carbonates

Le tableau n°IV/17 indique pour chaque échantillon étudié :

- la détermination radiocristallographique des carbonates contenus,
- une estimation de l'abondance des différents carbonates,
- les résultats de la coloration sélective,

On peut synthétiser les données de ce tableau en indiquant pour chaque unité cartographique, la nature des carbonates et une estimation de leur abondance. Cette synthèse tient également compte des colorations

d'échantillons prélevés en dehors de la coupe du niveau -390 m, qui, par conséquent, ne figurent pas dans le tableau n°IV/17.

a. Méta-anorthosite "fraîche"

Le seul carbonate présent est la calcite, parfois légèrement ferrifère. Elle est peu abondante : teneur en calcite 5%, d'après 4 analyses modales, tableau n°IV/2. La calcite n'est pas souvent détectable sur les diffractogrammes. Cette observation est confirmée par la faible teneur moyenne en carbone : 0,18 % (moyenne de 40 analyses, tableau V/2 b).

b. Faciès d'altération à paragonite ± muscovite

Seule la calcite a été détectée sur les diffractogrammes de rayons X . Cependant, les colorations sélectives montrent que la calcite, souvent ferrifère, est abondante et peut coexister avec un peu d'ankérite. Les teneurs en ankérite sont trop faibles pour être visibles sur les diffractogrammes.

Dans cette unité, les carbonates sont plus abondants que dans la méta-anorthosite "fraîche". La teneur moyenne en carbone, mesurée dans 32 échantillons est 0,95 %.

c. Phyllonites à paragonite ± muscovite

Les diffractogrammes montrent que la calcite est abondante et qu'elle peut être localement associée à de fortes quantités d'ankérite. Les colorations sélectives montrent que la calcite, la calcite ferrifère ainsi que l'ankérite sont abondantes dans ces phyllonites. Les carbonates ferrifères prédominent sur la calcite pure.

Les carbonates sont encore plus abondants que dans les unités précédentes : 1,22 % C, moyenne de 30 analyses.

d. Phyllonites à chloritoïde

Les diffractogrammes indiquent qu'elles contiennent de la calcite, souvent associée à de fortes quantités d'ankérite.

D'après les colorations sélectives, la calcite pure est inexistante; il s'agit toujours de calcite ferrifère. La présence de fortes quantités d'ankérite est confirmée. Les espaces entre les cristaux automorphes d'ankérite sont occupés par de la calcite peu ferrifère, ce qui indique une évolution de la composition des fluides hydrothermaux, d'abord riches, puis pauvres en Fe^{2+}.

La teneur moyenne en C est très élevée : 1,84 %, mesuré sur 11 échantillons.

e. Zone à chlorite ferrifère ± sulfures

Les caractères radiocristallographiques n'ont pas été établis. Des colorations sélectives réalisées en dehors de la coupe du niveau -390 m indiquent que de faibles quantités d'ankérite peuvent être associées à la chlorite ferrifère. La calcite ne se développe que dans les veinules postérieures à la minéralisation.

Les carbonates sont très peu développés dans cette zone : 0,32 % C, mesuré sur 5 échantillons .

f. Zone à sidérose ± ankérite ± paragonite ± muscovite ± sulfures

Les diffractogrammes indiquent des quantités généralement élevées de calcite, d'ankérite et de sidérose.

Les colorations d'échantillons de cette zone, prélevés à de nombreux endroits de la mine, confirment l'abondance des carbonates, caractéristique de cette unité lithologique. Il s'agit de calcite ferrifère, et surtout d'ankérite et de sidérose. Certaines lames minces montrent des plages de sidérose et/ou d'ankérite cassées et recimentées par de la calcite.

La teneur moyenne en C est 4,63 %, mesurée sur 4 échantillons. Elle confirme l'abondance des carbonates de cette zone.

g. Lentilles minéralisées

Le seul diffractogramme effectué ne montre pas de pics attribuables aux carbonates car il a été exécuté sur un échantillon ne contenant que 0,03 % C.

Par contre, les colorations sélectives indiquent la présence d'ankérite et surtout de sidérose, en association avec les sulfures.

La teneur moyenne en C est 2,63 %, ce qui indique que les lentilles minéralisées peuvent être riches en carbonates. Le minerai très remobilisé, étroitement associé aux phyllonites, a une gangue beaucoup plus riche en carbonates que le minerai moins remobilisé, associé à des gangues très riches en chlorite ferrifère.

h. Dykes

Les diffractogrammes montrent la présence de fortes quantités de calcite.

Les colorations sélectives indiquent la calcite, la calcite ferrifère et l'ankérite. La nature du carbonate présent dans les dykes correspond à celle des carbonates présents dans l'encaissant : ainsi les carbonates ferrifères ne se développent-ils que dans les dykes situés dans les zones d'intense altération hydrothermale.

La teneur moyenne en C est 0,86 %, mesurée sur 9 échantillons.

4) Conclusions

Plusieurs conclusions intéressantes peuvent être dégagées de ce qui précède :

a. Aspects quantitatifs

Les carbonates sont beaucoup plus abondants dans les unités lithologiques fortement altérées, que dans la méta-anorthosite "fraîche". Les teneurs moyennes varient depuis 0,13% C dans cette dernière jusqu'à 3,78% C dans les phyllonites à carbonates ferrifères, paragonite ± muscovite ± sulfures (tab. V/3c).

Les observations de terrain et ces chiffres démontrent l'existence d'une forte métasomatose carbonique associée aux lentilles minéralisées et aux zones d'altération situées à proximité de celles-ci.

La relative rareté des carbonates dans la zone à chlorite ferrifère ± sulfures, pourtant étroitement associée à la minéralisation, constitue une anomalie. En effet, cette zone d'altération semble avoir été préservée de

la métasomatose carbonique, car elle ne contient que peu de carbonates et de plus, on y observe parfois de l'épidote, minéral instable en présence de CO_2.

Une interprétation de cette anomalie est présentée dans le ch. VI.

b. Aspects qualitatifs

La composition des carbonates varie nettement en fonction de l'intensité de l'altération hydrothermale : la nature des carbonates de chaque unité lithologique figure dans le tableau n°IV/18.

Tableau n°IV/18

Distribution des carbonates en fonction de l'intensité de l'altération hydrothermale.

	Calcite	Calcite ferrifère	Ankérite	Sidérose
Méta-anorthosite fraiche	+	tr.	o	o
Faciès à paragonite ± muscov.	++	++	+	o
Phyllonites à paragonite ± muscovite	++	++ à +++	+ à +++	o
Phyllonites à chloritoïde	o	+ à +++	o à +++	o
Zone à chlorite ferrifère ± sulfures	o	o	+ à ++	o
Zone à carbonates ferrif., paragonite ± muscovite ± sulfures	o	+ à ++	+ à +++	+++
Lentilles minéralisées	o	+ à ++	+ à +++	+ à +++
Dykes *	très variable en fonction de la position du dyke au sein du gisement			

INTENSITE DE L'ALTERATION HYDROTHERMALE

Cette zonalité démontre l'existence d'une métasomatose ferrique associée à la minéralisation sulfurée. Ce phénomène a déjà été mentionné, lors de l'étude de la distribution et de la variation de composition des chlorites (p. 133): les chlorites ferrifères, comme les carbonates ferri-

* les dykes ne constituent pas une zone d'altération.

fères, caractérisent les zones les plus altérées, les plus proches du minerai. Ces conclusions sont identiques à celles d'ECKSTRAND (1963).D'autres conclusions, plus générales, peuvent être formulées :

- les zones riches en carbonates ferrifères contiennent également du chloritoïde;
- plusieurs observations indiquent une évolution, au cours du temps, des fluides hydrothermaux : les carbonates tardifs, associés aux filonnets recoupant n'importe quelle unité lithologique, sont toujours peu ferrifères (calcite ferrifère et calcite pure). La même observation est valable pour les carbonates interstitiels, entre les cristaux automorphes d'ankérite ou de sidérose des zones riches en carbonates ferrifères. On peut donc considérer que les fluides tardifs sont considérablement appauvris en Fe^{2+};
- du point de vue méthodologique, la coloration sélective est plus utile que les diffractogrammes de rayons X. Même des quantités minimes de carbonates sont mises en évidence grâce à cette méthode et, de plus, elle fournit des indications structurologiques et chronologiques que ne fournissent pas les rayons X. La simplicité de mise en oeuvre et le coût de revient très faible sont d'autres arguments en faveur de l'utilisation de la coloration sélective. Les diagnoses obtenues grâce aux colorations sélectives sont suffisamment précises pour étudier la variation de la composition des carbonates.

Une méthode très utile pour étudier les variations de composition des carbonates est la détermination de l'indice N_o des carbonates, à l'aide des liqueurs d'indice (ECKSTRAND,1963). En utilisant les tables de WINCHELL et WINCHELL (1951), on peut, en connaissant l'indice N_o de réfraction des carbonates, estimer leur composition chimique.Cette méthode n'a pas été utilisée au cours de cette étude, mais semble très recommandable dans le cadre d'une étude plus détaillée des carbonates.

D) LE CHLORITOIDE

1) Age du chloritoïde par rapport à l'altération hydrothermale et aux déformations.

Selon ALLARD (1956), HAWKINS (1960) et SMITH (1960), le chloritoïde des mines des lacs Doré et Chibougamau est un minéral lié à l'altération hydrothermale, au même titre que les micas blancs, les carbonates, le quartz et la chlorite.

Toutes les observations faites au cours de cette étude montrent que le chloritoïde se présente toujours sous forme de rosettes ou de cristaux isolés englobant les minéraux liés à l'altération hydrothermale et à la foliation des phyllonites (cf. fig . IV/16 et 17).

Ces caractères microstructuraux suggèrent que le chloritoïde n'est pas lié aux phénomènes d'altération qui ont donné naissance aux micas blancs, aux carbonates, au quartz et à la chlorite. Le chloritoïde a vraisemblablement cristallisé lors d' une phase thermique du métamorphisme régional postérieur à la formation du gisement. Ce minéral pourrait être contemporain des porphyroblastes de magnétite et de pyrite ainsi que des joints d'extension décrits p. 130 .

L'étude des variations de composition du chloritoïde n'offre donc que peu d'intérêt pour comprendre les mécanismes d'altération hydrothermale associés à la minéralisation cuprifère.

En conséquence, les caractères chimiques n'ont été déterminés que dans un seul échantillon, n°19004, provenant du niveau -390 m.

2) Composition chimique (tableau n°IV/19)

L'analyse chimique et les proportions cationiques de l'échantillon de chloritoïde n° 19004 sont présentées dans le tableau n° IV/19. Ce tableau comporte également l'analyse, publiée par HALFERDAHL (1961), d'un chloritoïde provenant du camp minier des lacs Doré et Chibougamau, ayant servi à la réalisation de la fiche ASTM n° 14 - 344.

Les impuretés du concentré analysé ont été recherchées à l'aide d'un

diffractogramme RX. De faibles quantités de quartz, de chlorite, de mica blanc et de calcite ont été détectées, mais l'analyse n'a pas été corrigée en fonction de ces impuretés.

Tableau n°IV/19

ANALYSE DU CHLORITOIDE N° 19004 ET D'UN CHLORITOIDE D'HALFERDAHL (1961).

	Analyse brute	Analyse recalculée	Analyse HALFERDAHL
SiO_2	25,95	25,76	24,30
Al_2O_3	39,25	38,96	39,92
TiO_2	0,05	0,05	0,18
Fe_2O_3	16,80	16,67	1,80
FeO	10,35	10,27	25,63
MnO	0,35	0,35	0,41
MgO	1,85	1,84	0,77
CaO	0,60	0,60	0,09
Na_2O	0,10	0,10	0,01
K_2O	0,05	0,05	0,06
P_2O_5	0,25	0,25	--
H_2O^+	5,05	5,01	6,86
H_2O^-	0,10	0,10	0,07
Total	100 %	100 %	100 %

PROPORTIONS CATIONIQUES DU CHLORITOIDE N° 19004

Si	2.038	Al^{VI}	0.632	Fe^{2+}	0.679	Ca	0.052
Al^{VI}	3.000	Fe^{3+}	0.991	Mg	0.217	Na	0.014
Total cations tétracoordonnés	5.038	Ti	0.005	Mn	0.024	K	0.005
		R^{3+} =	1.628	R^{2+} =	0.920	Ca,Na,K=	0.071

Fe^{2+} + Mn = 0.703 = 28 %

$Al^{VI}+Fe^{3+}+Ti$ = 1.628 = 64 %

Mg = 0.217 = 8 %

Total 2.548 100 %

Fe = 0.679 = 74 %

Mg = 0.217 = 23 %

Mn = 0.024 = 2 %

0.920 100 %

Par rapport à l'analyse publiée par HALFERDAHL (1961), l'analyse du n° 19004 comporte trop de Fe_2O_3, MgO, CaO, Na_2O et P_2O_5 (probablement lié à de l'apatite non détectée aux RX).

La teneur en Fe_2O_3 et la proportion cationique élevée de Fe^{3+} sont vraisemblablement liées à une oxydation de Fe^{2+} au cours du traitement de l'échantillon, ou bien à un mauvais partage entre Fe^{2+} et Fe^{3+} à l'analyse.

3) Caractères radiocristallographiques

Les raies caractéristiques du chloritoïde n° 19004 coïncident exactement avec les raies du chloritoïde de la fiche ASTM N°14 - 344. Ce dernier provient de la colline de Siderite Hill, située à faible distance de la mine Copper Cliff (HALFERDAHL, 1961).

Les raies permettant de distinguer le polymorphe monoclinique du polymorphe triclinique sont peu distinctes sur le diffractogramme de l'échantillon 19004, et, par conséquent, le polymorphe n'a pas pu être déterminé de manière sûre. Il s'agit probablement d'un chloritoïde triclinique.

4) Conclusions

Al, Fe et Si sont nécessaires pour synthétiser du chloritoïde. Dans les échantillons à chloritoïde étudiés, Al est disponible dans la paragonite, Fe dans la chlorite, les carbonates ferrifères et Si dans la paragonite, la chlorite ou le quartz.

MIYASHIRO (1973) indique que l'on ne sait pas clairement quels sont les équivalents de basse température du chloritoïde. Parmi les différentes réactions qu'il suggère, l'une est presque compatible avec les minéraux coexistant dans les roches à chloritoïde de la mine Copper Cliff :

5 paragonite + chlorite + 3 quartz = 7 chloritoïde + 5 albite + $4H_2O$

Il faut noter que dans les échantillons étudiés, on n'observe jamais de phénocristaux d'albite associés au chloritoïde. Cependant, l'examen du tableau n°V/3c indique que les roches à chloritoïde ont des teneurs moyen-

nes en Na plus faibles que celles des phyllonites et des unités du faciès à paragonite ± muscovite. Cette observation suggère la possibilité d'un lessivage de Na dans les roches riches en chloritoïde et la réaction pourrait alors s'écrire :

$$53\ NaAl_3Si_3O_{10}(OH)_2 + 20\ (Mg,Fe)_5\ Al_2Si_3O_{10}(OH)_8 \longrightarrow 100\ (Mg,Fe)Al_2SiO_5(OH)_2 + 53\ Na + 120\ SiO_2 + 33\ H_2O + 11{,}5\ O_2 \qquad (A)$$

53 paragonites + 20 chlorites ⟶ 100 chloritoïdes + 120 quartz + 53 Na + 33 H_2O + 11,5 O_2

VIII - CONCLUSIONS

Les éléments d'analyse présentés dans ce chapitre suggèrent une chronologie, des différents phénomènes géologiques ayant donné ses caractères actuels au gisement.

A titre d'hypothèse, les principales étapes chronologiques sont :

- Formation des zones de laminage N 110°.
- Intrusion des dykes dans ces zones de laminage et dans les cassures qui leur sont parallèles.
- Altération hydrothermale et minéralisation conduisant au développement de la paragenèse sulfures (dont pyrrhotine localisée) ± magnétite ± chlorites ferrifères ± micas blancs. Forts apports métasomatiques de Cu,S,Fe^{2+},K. Les dykes contrôlent la circulation des fluides hydrothermaux en jouant, à toutes les étapes, le rôle d'écrans imperméables et de noyaux résistants, formant une ossature rigide au sein des zones de laminage. Les dykes les plus épais ne sont que peu affectés par ces phases d'altération hydrothermale : leur coeur très peu altéré, contient de l'épidote et de l'albite. Les épontes des lentilles minéralisées montrent une belle zonalité de composition, bien mise en évidence par l'étude minéralogique détaillée :

- présence de carbonates et de chlorites nettement plus ferrifères au coeur du gisement que dans les zones externes. Cet enrichissement en Fe^{2+} est maximal dans les lentilles minéralisées,
- développement de muscovite 2 M_1 étroitement liée aux zones internes du gisement.

- Phyllonitisation : remobilisation du minerai et de ses épontes altérées, avec développement d'une foliation particulièrement nette dans les zones d'altération à faible ossature de dykes. Cette foliation a pu se développer en une ou plusieurs phases de mouvement le long des zones de laminage. Quelques lentilles minéralisées, situées dans les ombres de pression de dykes très épais (cf. carte du niveau -390 m , en annexe), sont plus ou moins préservées de la phyllonitisation.
  La phyllonitisation est accompagnée ou suivie par la circulation de fluides hydrothermaux à forte f_{CO_2} (métasomatose carbonique). Dans les zones d'altération très foliées et/ou à faible ossature de dykes, se forme la paragenèse à sulfures (sans pyrrhotine) $\pm$ carbonates ferrifères $\pm$ micas blancs. Quelques zones peu foliées, situées à proximité de dykes épais, ne sont pas ou peu affectées par cette métasomatose et conservent donc la paragenèse à chlorites ferrifères $\pm$ sulfures. Certains dykes peu épais sont transformés en phyllonites.

- Relâchement des contraintes accompagné par :
  - la recristallisation des sulfures et des minéraux d'altération associés: tendance au développement de structures d'écroui dans la chalcopyrite, métablastèse des carbonates, de la pyrite et de la magnétite ainsi que croissance métablastique d'un nouveau minéral : le chloritoïde,
  - le développement des joints d'extension subhorizontaux à paragenèse minérale du faciès des schistes verts. Toutes les étapes chronologiques, depuis la formation des zones de laminage, jusqu'à celle des joints d'extension subhorizontaux, sont compatibles avec les conditions du métamorphisme régional de faciès schistes verts.

C H A P I T R E - V -

ETUDE GEOCHIMIQUE DE L'ALTERATION HYDROTHERMALE ET DE LA MINERALISATION

I - INTRODUCTION ET DEFINITIONS

II - ETUDE STATISTIQUE MONO ET BIVARIABLE DES VARIATIONS DE LA COMPOSITION CHIMIQUE

III - ANALYSE EN COMPOSANTES PRINCIPALES NORMEES = ACPN

CHAPITRE V

ETUDE GEOCHIMIQUE DE L ' ALTERATION HYDROTHERMALE ET DE LA MINERALISATION

I INTRODUCTION ET DEFINITIONS

A) CHOIX DES UNITES

La composition chimique des échantillons analysés figure dans les tableaux joints dans l' annexe n° 2. Elle est donnée en g d'éléments dans 100 g de roche, afin :

- d'homogénéiser les données obtenues par différentes méthodes (résumées en annexe)
- de pouvoir comparer directement entre eux les éléments suivants: Si, Al, Mg,Ca, Na, K, S, C, Fe^{2+}, Fe^{3+}, P, Ti, H^+, H^-, O .

et, à un facteur 10^4 près, les éléments dosés en ppm: Cu, Zn, Pb, Ni, Co, Bi, Cd et B.Ceci est particulièrement important pour Cu qui est un élément mineur dans la roche mère et majeur dans la minéralisation;

- de pouvoir prendre en compte H^+ , H^- et l' oxygène.

La teneur en oxygène dans 100 g de roche s'obtient par le calcul suivant:

$$O_2 = T^{*1} - (Si) + (Al) + (Mg) + (Ca) + (Na) + (K) + (H^-)^{*2} + (H^+)^{*2} + (S) + (C) + (Fe^{2+}) + (Fe^{3+}) + (P) + (Ti) + (Cu) + (Zn) + (Pb) + (Ni) + (Co) + (Bi) + (Cd) + (B)^{*3}$$

*1 = Total de l'analyse, recalculé à 100g

*2 = H^- désigne l'hydrogène calculé à partir de la mesure de la perte à 120°C
H^+ désigne l'hydrogène caclculé à partir de la mesure de H_2O total (perte à 1000°C).

*3 = Ce terme (somme des éléments en traces) n'est pris en considération que lorsqu'il dépasse 500 ppm.

B) TABLEAU DES ANALYSES (annexe n° 2)

Il a été établi à partir des analyses effectuées au Centre de Recherches Minérales du Ministère des Richesses Naturelles du Québec.

Les analyses originelles étaient exprimées en:

a) % de SiO_2, Al_2O_3, MgO, CaO, Na_2O, K_2O, H_2O^-, H_2O^+, S, C, FeO, Fe_2O_3, P_2O_5, et TiO_2.
b) ppm de Cu, Zn, Pb, Ni, Co, Bi, Cd, B.

Ces analyses ont été converties de la manière suivante:

- S, vu l'absence de sulfates, a été conservé sous forme élémentaire;
- C a été converti en CO_2 pour tenir compte de la présence de carbonates;

- FeO n'ayant pas pu être dosé dans les échantillons riches en S ($S \geqslant 0.22\%$)certaines analyses étaient exprimées en $Fe_{tot.}$. Pour remédier à cet inconvénient un rapport $\frac{Fe^{2+}}{Fe^{3+}}$ moyen a été déterminé en faisant la moyenne de $\frac{Fe^{2+}}{Fe^{3+}}$ des analyses 18861, 19006, 19035, où FeO a été dosé en présence de $S > 0.2\%$. $\frac{Fe^{2+}}{Fe^{3+}}$ moyen = 9.79. Ce rapport a été utilisé pour déterminer la teneur en FeO et Fe_2O_3 des échantillons 0004, 0005, 18855, 18860, 18862, 18863, 18868, 18870, 1887I, 19026, 19027, 19028, 19029,19030, 19031, 19032, 19033, 19037 et 19045.

- B a été converti en B_2O_3 , cette molécule entrant dans la composition de la tourmaline. Cependant cette conversion n'a été faite que pour les échantillons où $B > 200$ ppm (éch. 28236, 18863, 18871 et 19004).

Ces conversions faites, le traitement des données du tableau d'origine est le suivant:

- le total de l'analyse est calculé à l'aide des données converties selon les principes énumérés plus haut;
- ce total est ramené à 100;
- la teneur en g d'éléments dans 100 g de roche est calculée en multipliant les mesures exprimées en oxydes,par un facteur de conversion propre à chacun des oxydes. Ces facteurs de conversion figurent dans l'annexe n°3. Le calcul de la teneur en g d'oxygène a été effectué tel qu'indiqué plus haut. La somme S + O_2 a également été calculée et figurée dans le tableau de l'annexe 2A.

C) PRECISION ANALYTIQUE (Tableau n°V/1)

1) Méthode de détermination

Afin d'évaluer la précision des résultats analytiques, cinq échantillons ont été dédoublés. Les cinq couples ainsi obtenus portent les numéros: 19036-19306 A, 18874 - 18847 A, 19427 B- 19432 B, 18858 - 18885 A, 18898 A- 18889 A

La moyenne* $\bar{x}$,l'écart-type* σ, et la variabilité* analytique σ/m_{an} sont calculés pour chaque élément, et représentés, en même temps que l'analyse de ces échantillons, sur le tableau n°V/1. La variabilité"analytique" des éléments dosés par 10 déterminations successives dans l'échantillon de diabase n° 66j-9321 (Ministère des Richesses Naturelles du Québec,1972) à l'aide des méthodes utilisées pour l'analyse des échantillons de la mine Copper Cliff, est figurée,à titre de comparaison, sur le tableau n°V/1 (=σ/m réf.).

Lorsque les méthodes utilisées pour l'analyse des couples d'échantillons ne correspondent pas à celles prises pour l'éch.66j-9321, la comparaison

* = Définitions de ces grandeurs : Annexe 4.

TABLEAU N° V/1

ESTIMATION DE LA PRECISION ANALYTIQUE A PARTIR DE CINQ COUPLES D'ANALYSES

	Couple 1		Couple 2		Couple 3		Couple 4		Couple 5		$\bar{x}$	σ	VARIABILITES σ/m an.	σ/m réf.[3]	σ/m g.	$\frac{\sigma/m\ g.}{\sigma/m\ an.}$
Ech. N°	19036	19306A	18874	18847A	19427B	19432B	18858	18885A	18898A	18889A						
TENEURS en %																
SiO_2	51.25	51.40	42.50	44.75	41.50	42.65	44.00	44.00	39.00	39.00	44.01	1.132	0.026	0+	0.21	8.08
Al_2O_3	25.70	25.50	22.50	25.90	25.80	25.60	15.30	14.95	21.35	22.25	22.49	1.586	0.071	0.01	0.33	4.65
MgO	0.55	0.30	2.82	2.74	1.21	1.15	9.50	9.25	3.78	3.79	3.51	0.164	0.047	0.01	0.59	12.55
CaO	2.10	1.94	6.43	5.14	10.15	10.35	3.04	3.20	5.18	4.93	5.25	0.603	0.115	0.01	0.63	5.48
Na_2O	2.45	2.12	2.63	3.15	2.10	2.10	1.17	1.20	1.05	1.12	1.91	0.278	0.145	0.01	0.74	5.10
K_2O	3.55	3.52	0.95	0.76	1.20	1.15	0.00	0.01	2.01	1.93	1.51	0.096	0.064	0.02	1.13	17.66
H_2O^-	0.14	0.18	0.16	0.19	0.15	0.15	0.19	0.15	0.17	0.13	0.16	0.034	0.210	0.13	0.36	1.71
H_2O^+	4.60	5.35	4.90	4.75	5.05	5.00	7.23	6.77	6.14	6.20	5.60	0.401	0.072	0.04	0.35	4.86
C	0.50	0.52	1.42	0.30	1.05	1.00	0.08	0.07	1.29	1.17	0.74	0.504	0.682	0.06	3.85	5.65
S	0.003	0.007	0.005	0.01	0.005	0.004	0.01	0.001	0.002	0.001	0.01	0.005	1.037	0.09	4.96	4.78
Fe_2O_3	0.52	0.96	0.99	1.49	2.67	2.31	2.86	2.99	1.01	1.09	1.69	0.345	0.204	0.01+	0.63	3.09
FeO	4.48	4.80	8.91	8.05	4.28	4.23	13.63	13.26	13.36	13.24	8.82	0.446	0.051	0.01	0.75	14.71
TiO_2	nd[1]	0.17	nd	nd	0.17	0.31	1.46	1.50	nd	0.42	nc[2]	nc	nc	0.11	1.43[4]	nc
P_2O_5	nd	0.05	nd	nd	0.05	0.08	0.14	0.14	nd	0.03	nc	nc	nc	0.03	0.99[4]	nc
TENEURS en ppm																
Cu	32	5	36	3	7	8	37	47	15	14	20.4	19.596	0.961	0.08	5.27	5.48
Zn	59	65	160	165	120	110	500	530	110	100	191.9	15.238	0.079	0.01	10.77	9.75
Pb	<1	<1	2	1	<1	<1	<1	1	<1	2	nc[2]	nc	nc	0.05	2.01	nc
Ni	6	7	38	30	18	16	58	69	27	33	30.2	6.723	0.223	0.02	1.34	6.01
Co	<0.2	5	19	20	18	17	54	59	27	36	24.5	3.195	0.130	0.03	4.86	37.38
Bi	<2	<2	<2	<2	3	<2	<2	5	<2	<2	nc	nc	nc	0.05	2.66	nc
Cd	<0.2	0.5	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	0.3	<0.2	nc	nc	nc	0.09	2.90	nc
B	16	14	9	7	23	14	4	3	7	6	10.3	4.266	0.414	nc	5.70	13.77

nd[1] = non dosé
nc[2] = non calculé
3) = calculé à l'aide de la diabase 66j-9321
4) = dosé sur 51 échantillons
\+ = roches ultrabasiques B-5789 à B-5798

est faite avec l'étude de répétabilité du couple de roches ultrabasiques n° B-5789 à B-5798 (Ministère des Richesses Naturelles du Québec, 1974). Les variabilités ainsi établies sont signalées par un + .

2) Interprétation des résultats (tableau n°V/1)

La comparaison des variabilités "analytiques" établies sur 5 couples d'échantillons de la mine Copper Cliff, aux variabilités établies sur les échantillons de référence, tend à indiquer une moins bonne précision des analyses d'échantillons de Copper Cliff.

Il faut cependant se garder d'interpréter ces variabilités plus élevées comme les signes d'imprécisions analytiques relativement grandes. En effet, il est vraisemblable qu'elles peuvent être liées à des défauts de quartage lors de la séparation en deux fractions de l'échantillon original, alors que les études de répétabilité ont été pratiquées sur un échantillon très homogène. Par conséquent, la variabilité "analytique" réelle est probablement intermédiaire entre celle mesurée sur les couples et celle résultant des études sur les échantillons de référence. De plus, l'estimation de la précision des analyses de cette étude n'a porté que sur 5 couples d'échantillons. Ainsi, les variabilités "analytiques" n'ont qu'une valeur approximative.

D) TRAITEMENT STATISTIQUE

L'étude géochimique d'un gisement hydrothermal ne peut être abordée en utilisant les diagrammes pétrologiques classiques d'étude des roches volcaniques etc...

Le but poursuivi par ce travail est l'établissement des relations existant entre les différents échantillons et les différentes variables analysées dans :

- 122 échantillons situés le long d'une coupe perpendiculaire aux structures et aux zones d'altération, réalisée par prélèvement d'un échantillon tous les 3 m, le long des galeries du niveau -390 m .(ENSEMBLE 1)

- 9 échantillons situés le long d'une coupe verticale représentant tous les niveaux de la mine, sauf le -80 m, inaccessible au moment de l'échantillonage.(ENSEMBLE 2)

- 15 échantillons représentatifs du forage 90-163, perpendicu-

laire à une petite lentille de minerai (9-27-6), située au niveau -300 m, au SE de la zone minéralisée principale. (ENSEMBLE 3)

L'étude des corrélations statistiques peut permettre de mieux comprendre les systèmes hydrothermaux ayant affecté les différentes unités lithologiques du gisement,et permet ainsi de contribuer à une meilleure connaissance des caractères géochimiques des auréoles d'altération et du minerai.

L'étude géochimique comporte deux parties :

- le traitement statistique mono et bivariable des données ,
- le traitement statistique multivariable des données.

Cette étude géochimique postule qu'après la mise en place des phases métamorphiques postérieures à la minéralisation,l'ensemble s'est comporté comme un système thermodynamiquement clos, à l'échelle de chaque auréole ce qui a permis la conservation des caractères propres à chacune. Les caractères minéralogiques, bien tranchés de chaque unité lithologique laissent penser que c'est le cas.

II - ETUDE STATISTIQUE MONO ET BIVARIABLE DES VARIATIONS DE LA COMPOSITION CHIMIQUE

A) TABLEAUX DES MOYENNES ET DES VARIABILITES (Tableaux n° V/1,2,3)

Le tableau n°V/2a comporte la moyenne ± écart-type de chaque variable calculée pour chacun des 3 ensembles échantillonés, ainsi que pour la totalité des 146 échantillons analysés (ensemble 4). Les moyennes ± écarts-type de l'ensemble 4 ont permis de calculer la variabilité "géologique",σ/m.Elle résulte d'une part, de la dispersion des valeurs analytiques liée aux phénomènes géochimiques ayant affecté les échantillons analysés et, d'autre part, de la dispersion liée aux imprécisions analytiques.

Si σ/m géologique = 0 - 0,5 élément peu variant
σ/m " = 0,5 - 1 " modérément variant
σ/m " 1 " fortement variant

1) Influence des variabilités résultant de l'imprécision analytique

La comparaison entre la variabilité "analytique" et la variabilité "géologique" est très importante car elle permet d'apprécier empiriquement si la dispersion des valeurs analytiques est liée à des phénomènes géologiques ou à des imprécisions analytiques.

Tableau n° V/ 2a

Tableau des teneurs moyennes ± écart-type en poids d'éléments contenus dans I00 g de roche.

	1	2	3	4	σ/m
n=	122	9	15	146	
Si	20,31±2,57	8,22±5,40	21,47±4,32	19,68±4,21	0,21
Al	11,18±2,90	3,82±3,44	11,93±3,98	10,80±3,53	0,33
Mg	2,13±1,18	1,51±1,08	1,11±0,71	1,99±1,18	0,59
Ca	5,33±2,98	3,15±4,01	4,07±3,96	5,07±3,19	0,63
Na	1,43±0,94	0,25±0,19	2,54±1,51	1,47±1,08	0,74
K	0,5 ±0,56	0,05±0,07	0,69±0,58	0,49±0,56	1,13
H_2^-	0,02±0,006	0,01±0,009	0,02±0,005	0,02±0,006	0,36
H_2^+	0,54±0,15	0,28±0,24	0,43±0,09	0,51±0,18	0,35
S	0,29±2,07	11,64±11,17	0,22±0,61	0,77±3,84	4,96
C	0,09±1,11	2,33±1,93	1,45±1,9	0,37±1,42	3,85
Fe^{2+}	7,64±5,05	20,10±9,67	5,71±4,72	8,21±6,19	0,75
Fe^{3+}	1,25±0,75	2,37±0,60	0,64±0,43	1,26±0,79	0,63
P	0,03±0,044+	0,03±0,039	----------	0,03±0,043	1,43
Ti	0,46±0,4+	0,07±0,09	----------	0,40±0,395	0,99
O_2	47,74±2,07	33,00±12,19	48,48±1,58	46,91±4,99	0,11
$S+O_2$	----------	----------	----------	47,75±1,18	0,02
Cu	863±5400	99200±98000	1348±3742	4192±22090	5,27
Zn	171±127	330±224	110±61	175±136	0,77
Pb	1,02±1,91	0,11±0,33	0,33±0,90	0,89±1,79	2,01
Ni	51±44	262±190	43±97	63±85	1,34
Co	40±57	726±1472	17±28	80±387	4,86
Cd	0,2±0,55	0,76±1,3	0,07±0,26	0,27±0,72	2,66
Bi	1,6±4,57	2,22±6,67	0,73±1,58	1,55±4,50	2,90
B	35±198	8±8	19±19	32±181	5,70

+ P et Ti n'ont été dosés que sur 51 échantillons,répartis en 43 échantillons appartenant à l'ensemble 1,et 9 échantillons appartenant à l'ensemble 2.Un échantillon est commun à l'ensemble 1 et 2=éch. n° 0004.

Tableau n° V/ 2b

Variabilités géologiques classées par ordre croissant

$S+O_2$	O_2	Si	Al	H^+	H^-	Mg	Ca	Fe^{3+}	Na	Fe^{2+}	Zn	Ti
0,02	0,2	0,21	0,33	0,35	0,36	0,59	0,63	0,63	0,74	0,75	0,77	0,99

K	Ni	P	Pb	Cd	Bi	C	Co	S	Cu	B
1,13	1,34	1,43	2,01	2,66	2,90	3,85	4,86	4,96	5,27	5,70

Cette comparaison est basée sur l'interprétation du rapport :

$$\frac{\text{Variabilité } (\sigma/m) \text{ "géologique"}}{\text{Variabilité } (\sigma/m) \text{ "analytique"}} \quad (\text{ Tableau n° V/1})$$

Les valeurs de ce rapport, classées par ordre croissant, sont :

H^-	Fe^{3+}	Al	S	H^+	Na	Ca	Cu	C	Ni	Si	Zn
1.71	3.09	4.65	4.78	4.86	5.10	5.48	5.48	5.65	6.01	8.08	9.75

Mg	B	Fe^{2+}	K	Co
12.55	13.77	14.71	17.66	37.38

La variabilité "analytique" étant probablement estimée par excès, ces valeurs sont peut-être plus fortes. Le calcul de ces rapports montre que d'une manière générale, la variabilité "géologique" est d'amplitude nettement supérieure à celle de la variabilité "analytique". Cependant les valeurs analytiques de H_2O^- et Fe_2O_3 (et, par conséquent, de H^- et Fe^{3+}) sont nettement influencées par la variabilité "analytique".

2) Interprétation des variabilités géologiques (tableau n° V/2b)

Les variabilités géologiques classées par ordre croissant figurent dans le tableau n°V/2b

a. "Elément" S + O_2

La variabilité "géologique" de la somme de ces 2 éléments est presque nulle. De la sorte, si le concept de la cellule de BARTH (1956) devait être appliqué à l'étude de ce gisement, voire à d'autres de même type, on pourrait donc définir une cellule très stable en remplaçant O_2 par S + O_2.

b. Autres éléments

Trois groupes d'éléments peuvent être distingués :

- O_2, Si, Al, H^-, H^+ peu variants
- Mg, Ca, Fe^{3+}, Fe^{2+}, Na, Zn, Ti modérément variants
- K, Ni, P, Pb, Cd, Bi, C, Co, S, Cu, B fortement variants.

Les éléments des deux premiers groupes constituent les minéraux des différentes enveloppes du gisement, et la gangue des minéralisations. Les éléments du premier groupe s'opposent fortement à ceux du troisième, dans lequel figurent les éléments constituant et accompagnant la minéralisation (à l'exception du phosphore, rattaché à la méta-anorthosite "fraîche").

Ces regroupements d'éléments et leur signification géologique seront encore mieux précisés par l'étude des histogrammes de fréquence et de distribution (planches n° I à XXII) ainsi que par les techniques statistiques multivariables.

3) Tableaux des teneurs moyennes

Afin de faciliter les comparaisons entre les différentes unités* lithologiques ainsi que celles entre les différents faciès* lithologiques, les tableaux n° V/3a, b et c présentent :

- les teneurs moyennes de chaque unité lithologique (tableau V/3a). Celles-ci sont graphiquement représentées dans les planches n° I à XXII.
- les moyennes des apports et des départs mesurés dans les différents faciès lithologiques, en fonction de leur position dans le gisement (mur, zone minéralisée principale**, toit) (tableau V/3b).
- les teneurs moyennes et les moyennes des apports et des départs affectant chaque faciès lithologique (tableau V/3c). Ce tableau présente également la teneur moyenne et les apports et départs moyens mesurés dans l'ensemble 1, à l'exception des unités de méta-anorthosite "fraîche" et de dykes considérés comme peu affectés par l'altération hydrothermale(cf.p. 119).

Les teneurs en éléments majeurs sont exprimées en %, celles en éléments traces sont exprimées en ppm. Les apports ou départs sont calculés par rapport aux teneurs moyennes de la zone de référence constituée par l'unité de méta-anorthosite "fraîche" la plus externe et la moins affectée par l'altération hydrothermale. La composition de cette unité de référence est très proche de celle d'autres roches de ce type. Cette unité comporte 30 échantillons analysés (n°d'ordre de 1 à 30, cf.tableau des analyses, en annexe) dont la composition moyenne figure dans le tableau V/3a.

Les apports ou départs ont été calculés en g, en % et en millimoles/100g de roche en plus ou en moins par rapport à la zone de référence (tableau n°V/3b), ou seulement en millimoles/100g de roche par rapport à la zone de référence (tableau n°V/3c).

* = définitions p. 50 .

** = désignée par ZMP sur de nombreuses figures de ce chapitre.

Numéros d'ordre des échantillons constituant l'unité	Nombre d'échantillons	Nature pétrographique	Si %	Al %	Mg %	Ca %	Na %	K %	H+ %	S %	C %	Fe^{2+} %	Fe^{3+} %	O %	Cu (ppm)	Zn (ppm)	Pb (ppm)	Ni (ppm)	Co (ppm)	Bi (ppm)	Cd (ppm)	B (ppm)
1-30 = Zone de référence	30	A	20,92±1,46	11,95±1,44	2,82±1,29	7,29±2,12	1,42±0,94	0,03±0,12	0,49±0,14	0,015±0,03	0,13±0,22	5,58±2,6	1,44±0,50	47,34±0,76	21±18	180±69	1,17±2,05	59±37	36±19	0,67±1,4	0,67±0,94	8±3
31	1	D	23,62	7,54	2,44	3,52	0,39	0,13	0,56	0,03	0,88	10,90	1,08	48,02	33	560	-	77	44	-	-	3
32-35	4	P	19,24±2,54	10,84±1,22	1,38±0,20	6,07±3,49	1,02±0,37	0,81±0,69	0,82±0,11	0,005±0,01	1,67±1,74	8,99±1,16	0,59±0,12	47,93±0,78	8±1	216±48	-	60±11	42±9	2±2,45	-	154±293
36-43	8	A	20,25±0,97	12,46±0,92	1,70±0,82	6,43±2,27	1,16±0,39	0,37±0,32	0,60±0,12	0,005±0,07	0,36±0,57	6,57±2,42	2,01±0,97	47,39±0,90	85±207	178±79	0,63±1,19	54±38	42±21	0,36±1,06	-	17±17
44-51	8	M	19,58±0,66	12,85±1,63	1,07±0,93	4,70±2,53	0,96±0,39	0,62±0,28	0,63±0,13	0,03±0,06	0,51±0,51	7,94±3,12	1,23±0,58	47,96±0,73	117±254	360±61	113±125	46±25	44±24	1,63±2,33	0,06±0,18	15±9
52	1	S	4,32	1,05	0,84	0,15	0,04	0,01	0,11	3,75	2,54	37,53	3,83	40,04	56662	99	1	249	413	-	-	3
53-56	4	D	21,79±0,89	7,21±0,67	4,63±0,79	4,43±1,75	0,84±0,31	0,008±0,005	0,65±0,12	0,02±0,03	0,69±0,42	9,18±1,89	2,16±0,76	47,61±0,30	39±27	391±235	0,75±0,96	[illegible]	44±8	-	-	3±1
57-58	2	C	17,74±6,49	3,09±1,74	0,90±0,22	0,41±0,22	0,08±0,03	0,76±0,37	0,27±0,11	[illegible]±0,25	4,93±1,32	19,71±[illegible]	1,83±0,02	45,72±2,28	27±28	242±132	-	132±105	107±25	7,5±3,54	-	10±5
59	1	S	13,28	1,82	0,96	0,21	0,03	0,17	0,08	2,07	6,12	26,67	2,72	43,92	13300	202	-	77	152	-	-	10
60	1	C	10,67	2,39	0,69	2,47	0,01	-	0,20	22,27	1,48	23,56	2,61	30,20	7325	209	15	[illegible]	476	45	-	214
61-64	4	P	18,92±1,55	13,05±1,34	1,94±0,57	4,55±2,77	2,41±0,38	0,88±0,09	0,59±0,18	0,02±0,04	1,60±1,07	6,05±2,11	0,68±0,21	48,77±0,[illegible]	32±50	166±81	1,75±0,96	[illegible]13	18±11	-	-	14±4
65	1	S	14,87	8,84	2,70	9,06	0,80	0,22	0,60	1,81	1,99	10,91	1,11	46,07	12294	372	3	114	67	-	-	3
66	1	D	22,40	6,82	3,82	4,94	0,14	0,07	0,64	-	1,15	10,51	0,66	48,15	32	433	3	42	35	3	-	2
67-68	2	F	20,32±0,72	9,83±1,37	3,27±2,19	1,91±2,57	0,61±0,86	0,19±0,25	0,72±0,25	0,30±0,01	0,43±0,58	13,20±4,31	1,35±0,43	46,98±0,56	2812±1255	386±195	1,50±8,71	51±14	52±9	5±7,07	-	1365±1925
69-71	3	P	18,77±3,06	11,98±3,45	1,49±0,66	6,42±4,86	2,08±1,07	0,78±0,40	0,52±0,04	-	1,49±1,23	6,22±2,44	6,50±0,20	48,24±0,82	36±17	177±73	2±1	30±19	38±25	3,3±5,77	-	12±8
72-73	2	M	22,01±0,20	13,01±0,08	1,05±0,85	4,52±1,57	2,62±0,35	0,97±0,15	0,47±0,05	0,05±0,007	1,38±0,49	3,26±2,26	0,99±0,72	49,36±0,32	60±22	109±71	2,5±6,71	19±10	14±6	-	-	11±3
74	1	F	[illegible]	11,50	2,25	1,34	1,53	0,66	0,72	0,14	0,39	10,15	0,92	47,87	1709	286	-	62	43	5	-	6
75-76	2	M	21,13±0,18	14,02±0,66	1,40±0,48	3,28±0,98	2,46±0,21	0,89±0,47	0,56±0,02	-	0,54±0,33	5,83±0,74	0,91±0,54	48,41±0,27	19±17	172±35	0,5±0,71	22±11	25±2	3±8	-	14±7
77	1	A	20,40	15,15	1,67	0,52	3,12	0,93	0,43	0,01	0,41	5,24	0,99	47,49	14	137	3	16	21	-	-	14
78-80	3	M	[illegible]±0,75	12,81±0,30	2,27±0,45	4,48±3,10	3,07±1,19	0,33±0,21	0,51±0,06	0,003±0,005	0,11±0,08	6,54±1,64	1,57±0,53	46,91±0,27	25±6	127±31	1,33±0,58	33±6	26±9	-	-	6±3
81-83	3	P	[illegible]±1,27	14,55±0,12	1,51±0,23	1,85±0,86	2,85±0,74	1,21±0,34	0,63±0,05	0,03±0,05	0,34±0,31	5,96±0,66	1,04±0,49	48,50±0,07	13±15	117±28	2,33±1,15	24±10	26±10	1±1,73	-	15±3
84	1	D	21,47	7,10	2,59	1,86	0,03	0,01	0,75	0,01	1,23	14,89	1,42	48,00	36	160	-	42	27	5	-	4
85	1	F	17,25	11,63	1,69	0,04	0,02	1,01	0,91	0,06	-	20,15	1,44	45,34	117	112	-	24	19	8	-	8
86-88	3	P	19,96±2,89	10,58±4,90	1,49±0,76	5,40±6,06	1,35±0,52	1,86±1,69	0,56±0,15	0,007±0,006	1,70±1,81	7,78±2,94	0,73±0,07	47,66±1,14	171±216	78±36	-	22±8	22±9	-	0,10±0,17	10±4
89-90	2	M	21,12±3,24	11,69±4,46	1,42±1,70	5,17±2,88	1,83±1,56	1,14±1,01	0,54±0,08	-	2,58	5,10	0,68	49,11±1,47	4±3	66±71	-	43±56	18±25	1,5±2,12	-	18±17
91-94	4	P	21,12±1,03	13,07±1,58	1,24±0,17	5,58±2,77	2,31±0,42	1,23±0,65	0,54±0,06	-	1,41±0,85	4,18±1,47	0,88±0,51	49,26±0,26	17±34	49±3	1,75±1,50	17±3	11±2	2,5±3	-	15±4
95-107	13	X	20,88±2,16	11,48±2,13	1,45±0,45	4,80±3,54	1,30±0,58	0,74±0,40	0,49±0,11	0,06±0,06	1,84±1,07	6,70±2,54	0,66±0,28	49,03±0,66	118±188	73±39	0,15±0,38	30±18	[illegible]±11	1,08±1,8	0,15±0,26	25±54
108-112	5	M	20,41±1,30	11,46±1,17	2,47±0,96	5,24±0,7	1,82±0,34	0,68±0,50	0,60±0,07	0,007±0,004	1,18±0,80	6,35±2,51	0,71±0,30	48,50±0,[illegible]	42±73	79±32	0,40±0,89	44±26	27±13	0,6±1,34	0,12±0,16	7±4
113	1	A	18,89	10,70	2,89	8,81	0,08	-	0,61	0,01	0,02	6,05	3,52	45,78	53	95	-	96	40	-	-	3
114	1	D	23,31	6,73	3,65	7,62	0,03	0,01	0,48	0,11	0,61	6,77	3,36	47,26	88	100	4	59	49	-	-	2
115	1	F	21,49	4,16	0,99	7,63	0,35	0,62	0,42	0,52	0,33	12,16	1,24	47,45	80	63	-	61	56	3	0,8	11
116-117	2	P	21,52±0,42	12,51±0,01	1,22±0,55	2,85±3,87	2,10±0,66	0,92±0,36	0,82±0,12	-	0,76±1,64	7,54±6,14	0,83±0,36	48,53±1,56	15±8	46±27	-	19±1	7±4	2,5±3,54	-	9±3
118-121	4	M	20,77±1,08	11,01±0,87	2,17±1,09	5,48±1,05	1,52±0,48	0,47±0,17	0,57±0,07	0,002±0,005	1,35±0,28	5,49±1,82	1,03±0,32	48,67±0,41	9±4	57±26	0,25±0,50	41±33	20±14	0,75±1,5	-	11±3
122	1	D	22,10	7,20	3,45	7,18	0,29	0,02	0,56	0,13	1,15	6,86	1,17	48,15	56	99	-	110	11	-	0,3	3

Tableau V/3a Teneurs moyennes en Si,Al,Mg,Ca...de chaque unité lithologique,exprimées en % ou en ppm.

Nature pétrographique	Nombre d'échantillons représentant ce type	Si gr	Si %	Si millimoles	Al gr	Al %	Al millimoles	Mg gr	Mg %	Mg millimoles	Ca gr	Ca %	Ca millimoles	Na gr	Na %	Na millimoles	K gr	K %	K millimoles	H+ gr	H+ %	H+ millimoles
Dyke	1	2.70	13	96	-4.41	-37	-163	-0.38	-13	-16	-3.77	-52	94	-1.03	-73	-45	0.10	333	3	0.07	14	69
Phyllonite (à micas blancs)	4	-1.68	-8	-60	-1.11	-9	-41	-1.44	-51	-59	-1.22	-17	-30	-0.4	-28	-17	0.78	2600	20	0.13	27	129
Anorthosite " fraîche "	8	-0.67	-3	-24	0.51	4	19	-1.12	-40	-46	-0.86	-12	-21	-0.26	-18	-11	0.34	1134	9	0.11	22	109
Zone d'altération à micas blancs	8	-0.94	-4	-33	0.90	8	33	-1.75	-62	-72	-2.59	-36	-65	-0.46	-32	-20	0.59	1967	15	0.14	29	139
Minerai	2	-12.12	-58	-432	-10.52	-88	-390	-1.92	-68	-79	-7.11	-98	-177	-1.39	-98	-60	0.06	200	2	-0.39	-80	-387
Dyke	4	0.87	4	31	-4.74	-40	-176	1.81	64	74	-2.86	-39	-71	-0.58	-41	-25	-0.02	-73	1	0.16	33	159
Zone à + de 50% de carbonates	3	-5.54	-26	-197	-9.09	-76	-337	-1.99	-71	-82	-6.19	-85	-154	-1.36	-96	-59	0.48	1589	12	-0.24	-50	-238
Phyllonite (à micas blancs)	19	-0.62	-3	-22	0.73	6	27	-1.31	-47	-54	-2.91	-40	-73	0.75	53	33	0.76	2533	19	0.08	16	79
Minerai	1	-5.95	-28	-212	-3.01	-25	-112	-0.12	-4	-5	1.77	24	44	-0.62	-44	-27	0.19	633	5	0.11	22	109
Dyke	4	1.17	6	42	-4.99	-42	-186	0.57	+20	23	-1.99	-27	-50	-1.22	-86	-53	0	0	0	0.12	24	119
Zone à chlorite ferrifère	5	-0.76	-3	-27	-2.50	-21	-93	-0.51	-18	-21	-4.72	-65	-118	-0.80	-56	-35	0.38	1280	10	0.33	16	327
Zone d'altération à micas blancs	18	-0.03	0	-1	0.12	1	4	-0.84	-30	-35	-2.21	-30	-55	0.64	45	28	0.46	1520	12	0.07	-13	69
Anorthosite "fraîche "	2	-1.28	-6	-46	0.98	8	36	-0.54	-19	-22	-1.13	-15	-28	0.18	13	8	0.47	1567	12	0.03	6	30
Zone d'altération à chloritoïde	13	-0.04	0	-1	-0.47	-4	-17	-1.37	-49	-56	-2.39	-33	-60	-0.12	-9	-5	0.71	2367	18	0	0	0

Nature pétrographique	Nombre	S gr	S %	S millimoles	C gr	C %	C millimoles	Fe^{2+} gr	Fe^{2+} %	Fe^{2+} millimoles	Fe^{3+} gr	Fe^{3+} %	Fe^{3+} millimoles	O gr	O %	O millimoles	Cu ppm	Cu %	Cu millimoles	Zn ppm	Zn %	Zn millimoles
Dyke	1	0.01	96	0.3	0.75	577	62	5.32	95	95	-0.36	-25	6	0.68	1	43	12	56	0	380	211	0.6
Phyllonite(à micas blancs)	4	-0.007	-48	-0.2	1.54	1185	128	3.41	61	61	-0.85	-59	-15	0.59	1	37	-13	-63	0	36	20	0.1
Anorthosite " fraîche "	8	-0.01	-67	-0.3	0.23	177	19	0.93	17	17	0.57	40	10	0.05	0	0.8	64	+302	0.1	-2	-1	0
Zone d'altération à micas blancs	8	-0.012	-80	-0.4	0.78	600	65	2.36	42	42	-0.21	-15	4	0.62	1	39	96	+452	0.2	180	100	0.3
Minerai	2	+3.735	24357	117	2.41	1854	201	31.95	573	572	2.39	166	43	-5.36	-11	335	34960	150813	55	-30	-17	0
Dyke	4	0.005	30	0.2	0.56	431	47	3.6	65	64	0.72	50	13	0.27	1	17	18	85	0	211	117	0.3
Zone à + de 50% de carbonates	3	7.67	51122	239	34.79	26764	2896	15.68	281	281	0.65	45	12	-4.13	-9	258	2459	11697	4	32	16	0
Phyllonite (à micas blancs)	19	-0.008	-53	-0.2	2.07	1592	172	0.52	9	9	-0.67	-46	12	1.21	3	76	25	119	0	-71	-39	-0.1
Minerai	1	1.795	11704	56	1.86	1431	155	5.33	96	95	-0.47	-33	8	-1.27	-3	79	12273	10721	19	22	12	0
Dyke	4	0.048	317	2	0.91	696	76	4.20	75	75	0.21	15	4	0.55	1	34	126	252	0.4	16	9	0
Zone à chlorite ferrifère	5	0.249	1660	8	0.19	143	16	8.19	147	147	-0.47	-33	8	-0.36	-1	22	4752	22415	8	67	37	0.1
Zone d'altération à micas blancs	18	-0.013	-86	0.4	0.91	697	76	0.09	2	2	-0.47	-32	8	1.09	+2	68	6	28	0	-86	-48	-0.1
Anorthosite " fraîche "	2	-0.05	-35	0.2	0.17	131	14	1.07	19	19	0.82	-56	15	-0.70	-1	44	13	61	0	-64	-36	-0.1
Zone d'altération à chloritoïde	13	0.03	200	-0.9	1.71	1315	142	1.12	20	20	-0.78	-54	14	1.69	4	106	97	6	0.2	-107	-59	-0.2

Nature pétrographique	Nombre	Pb ppm	Pb %	Pb millimoles	Ni ppm	Ni %	Ni millimoles	Co ppm	Co %	Co millimoles	Bi ppm	Bi %	Bi millimoles	Cd ppm	Cd %	Cd millimoles	B ppm	B %	B millimoles
Dyke	1	-1.17	-100	0	18	31	0	81	23	0.1	-0.67	-100	0	-0.67	-100	0	-5	-81	0
Phyllonite (à micas blancs)	4				1	2		6	16	0	1.33	200					147	1895	1
Anorthosite " fraîche "	8	-0.54	-46		-4	-7		6	18		-0.29	-44					9	121	0.1
Zone d'altération à micas blancs	8	-0.04	-4		-13	-22		8	23		0.96	144		-0.60	-91		8	97	0.1
Minerai	2	-0.67	-57		102	174	0.2	247	688	0.4	-0.67	-100		-0.67	-100		-1	-16	0
Dyke	4	-0.42	-36		-8	-14	0	8	22	0							-4	-58	0
Zone à + de 50 % de carbonates	3	4.22	361		130	220	0.2	194	539	0.3	17.05	2545					70	904	0.6
Phyllonite (à micas blancs)	19	0.25	21		-33	-56	0.1	-17	-46	-0.1	0.66	98		-0.65	-98		5	64	0
Minerai	1	1.83	16		55	94	0.1	31	87	0.1	-0.67	-100		-0.67	-100		5	61	
Dyke	4	0.58	50		4	7	0	-6	-15	-0	1.33	199		-0.60	-89		-5	-64	
Zone à chlorite ferrifère	5	-0.57	-49		-9	-16		8	23	0.1	4.13	616		-0.51	-76		543	7027	5
Zone d'altération à micas blancs	18	-0.52	-44		-23	-39		-13	-37	-0.1	-0.17	-25		-0.64	-95		2	29	0
Anorthosite " fraîche "	2	0.33	28		-3	-5		-6	-15	-0	-0.67	-100		-0.67	-100		-3	-38	1
Zone d'altération à chloritoïde	13	-1.02	-87		-29	-49		-15	-42	-0.1	0.41	61		-0.52	-78		17	213	0.2

Tableau V/3b Moyenne des apports et des départs mesurés dans les différents faciès lithologiques,en fonction de leur position dans le gisement(mur,zone minéralisée,toit).Les variations sont exprimées en g/100 g de roche ou en ppm,en % et en millimoles par rapport aux teneurs moyennes de la zone de référence.

Tableau n° V/3c

TENEURS MOYENNES; APPORTS OU DEPARTS MOYENS MESURES DANS LES DIFFERENTS FACIES LITHOLOGIQUES CONSTITUANT L'ENSEMBLE 1.

NOM DU FACIES	NOMBRE D'ECH.	Si Teneur %	Si A/D* mmo	Al Teneur %	Al A/D mmo	Mg Teneur %	Mg A/D mmo	Ca Teneur %	Ca A/D mmo	Na Teneur %	Na A/D mmo	K Teneur %	K A/D mmo	H^+ Teneur %	H^+ A/D mmo	S Teneur %	S A/D mmo	C Teneur %	C A/D mmo	Fe^{2+} Teneur %	Fe^{2+} A/D mmo	Fe^{3+} Teneur %	Fe^{3+} A/D mmo	Cu Teneur ppm	Cu A/D mmo
TOUS LES ECH.	30	20.92= 745mmo	----	11.95= 443mmo	----	2.82= 116mmo	----	7.29= 182mmo	----	1.42= 62mmo	----	0.03= 1mmo	----	0.49= 486mmo	----	0.02= 1mmo	----	0.13= 11mmo	----	5.58= 100mmo	----	1.44= 26mmo	----	21= 0.03ppm	----
X	26	20.60	-11	12.31	+13	1.70	-46	4.96	-58	1.76	+15	0.66	+16	0.58	+89	0.01	0	1.00	+73	6.37	+14	1.43	0	55	+0.05
P	23	20.11	-29	12.36	+15	1.48	-56	4.68	-65	1.95	+23	1.09	+27	0.58	+89	0.01	0	1.34	+101	6.60	+18	0.74	-13	40	+0.03
K	13	20.88	- 1	11.48	-17	1.45	-56	4.90	-60	1.30	- 5	0.74	+18	0.49	0	0.05	+1	1.84	+143	6.70	+20	0.66	-14	118	+0.15
C	3	15.38	-197	2.86	-337	0.83	-82	1.10	-154	0.06	-59	0.51	+12	0.25	-238	7.68	+239	3.78	+304	21.26	+281	2.09	+12	2480	+5.87
P	5	20.15	-27	9.84	-78	2.29	-22	2.57	-118	0.62	-35	0.41	+10	3.70	+208	0.26	+8	0.32	+16	13.77	+147	1.26	- 3	1502	+2.33
S	3	10.86	-358	4.19	-288	1.50	-54	3.14	-104	0.29	-49	0.13	+ 3	0.27	-218	2.54	+79	3.55	+285	26.67	+378	3.28	+33	34980	+55
D**	9	22.23	----	6.92	----	3.23	----	4.69	----	0.47	----	0.03	----	0.62	----	0.04	----	0.66	----	9.63	----	1.81	----	1696	+ 3

TENEURS MOYENNES; APPORTS OU DEPARTS MOYENS MESURES DANS L'ENSEMBLE 1, A L'EXCEPTION DES UNITES DE MEDIA-ANORTHOSITE "FRAICHE" ET DES DYKES.

Moyenne de 76 analyses.

Si Teneur %	Si A/D mmo	Al Teneur %	Al A/D mmo	Mg Teneur %	Mg A/D mmo	Ca Teneur %	Ca A/D mmo	Na Teneur %	Na A/D mmo	K Teneur %	K A/D mmo	H^+ Teneur %	H^+ A/D mmo	C Teneur %	C A/D mmo	Fe^{2+} Teneur %	Fe^{2+} A/D mmo	Fe^{3+} Teneur %	Fe^{3+} A/D mmo	Cu Teneur ppm	Cu A/D mmo
19.85	-38	11.29	-25	1.57	-51	4.46	-71	1.53	+ 5	0.76	+19	0.55	+55	0.45	+14	1.43	+108	8.45	+51	1.17	- 5	1696	+ 3

* = A/D = Apport ou départ, chiffré en millimoles (=mmo) par 100g de roche

**= Les dykes ne constituent pas une zone "d'altération" mais un ensemble quasiment indépendant.

B) RESULTATS DE L'ETUDE STATISTIQUE MONO ET BIVARIABLE

1) Présentation

Ils seront présentés élément par élément.

Pour chaque élément, seront discutés, dans l'ordre :

- l'histogramme des fréquences dans le premier ensemble;
- l'histogramme des teneurs " " " " ;
- l'histogramme des teneurs moyennes dans le premier ensemble.

Le plan sera le même pour le second et le troisième ensembles. Cependant il n'existe pas d'histogramme des teneurs moyennes dans ces deux ensembles, celles-ci n'ayant pas la même signification, car ces ensembles comportent moins d'échantillons.

Ces différents histogrammes sont regroupés dans les planches n°I à XXII . Certaines informations peuvent faciliter leur lecture :

a) L'histogramme de la fréquence du cuivre dans l'ensemble 1 (profil du niveau -390 m) ne comporte pas les 122 analyses effectuées. Il ne comporte que les mesures de 0 à 110 ppm, soit 111 points, afin de visualiser la distribution du cuivre dans les zones stériles.

Il en est de même pour celui du bore, qui ne comporte que 118 points, les valeurs supérieures à 60 ppm, très dispersées, n'ayant pas été incorporées dans l'histogramme.

b)L'ensemble 1 ne comporte que 51 mesures de P et Ti, ces éléments n'ayant pas été dosés dans tous les échantillons.

c) La nature pétrographique des échantillons analysés est symbolisée de 2 manières sur les histogrammes des teneurs dans les ensembles 1 et 3 :

- lorsque suffisamment de place est disponible, la nature pétrographique est reportée à l'aide des figurés utilisés pour le bloc-diagramme.

- lorsque la place manque, elle est symbolisée à l'aide de lettres :
  - . A = série méta-anorthosite - métagabbro
  - . M (pour micas) =faciès d'altération à paragonite ± muscovite et moins de 50% de carbonates
  - . C = zone d'altération à sidérose ± ankérite
  - . F (pour fer) = zone d'altération à chlorite ferrifère
  - . X = phyllonites riches en chloritoïde
  - . S (pour sulfures) = lentille minéralisée (teneur en Cu métal > 1%)
  - . D = dykes
  - . P = phyllonites

Le dyke le plus important est désigné par les lettres DB (dyke basique) et les lentilles de minerai, ainsi que leur gangue sont regroupées sous le nom de Zone Minéralisée Principale = ZMP.

d) La moyenne ± écart-type calculée pour chaque unité lithologique traversée par la coupe géochimique du niveau -390 m (ENSEMBLE 1) figure dans le tableau n° V/3a. Cette moyenne est représentée graphiquement par les histogrammes des teneurs moyennes (planches n° I à XXII).

e) La numérotation utilisée dans les illustrations synthétiques n'est pas celle attribuée sur le terrain : sur ces figures, les échantillons sont classés par numéros d'ordre, simplifiant le repérage des échantillons. La correspondance entre les deux systèmes de numérotation figure dans le tableau des analyses (annexe n°2).

Le lieu de prélèvement de chaque échantillon est figuré sur la carte du niveau -390 m, dans l'annexe n°1, à l'aide de son numéro d'échantillon.

Dans l'ensemble 3 (forage 9C-163), l'échantillon n°1 est prélevé au départ du forage, et les échantillons suivants sont prélevés à un intervalle de 3,05 m environ.

f) Il est nécessaire d'adopter différentes échelles pour les ordonnées (teneurs en % ou en ppm) afin de visualiser des variations parfois très légères.

2) Discussion

Elle est présentée élément par élément. Pour chacun, les données des figures suivantes sont commentées :

- histogramme des fréquences
- histogramme de distribution des teneurs
- histogramme de distribution des teneurs moyennes (ensemble 1 seulement).

Le second ensemble est constitué par les échantillons de minerai prélevés le long d'une coupe verticale, à chaque niveau de la mine. Un seul échantillon ayant été prélevé par niveau, il ne peut pas être considéré comme représentatif des caractères géochimiques moyens de la lentille minéralisée à un niveau déterminé. Les fluctuations qui apparaissent sur les histogrammes de distribution des teneurs du second ensemble, ne traduisent donc pas des variations de composition du minerai, en fonction de la profondeur, mais des inhomogénéités dans l'échantillonage. Ces fluctuations ne sont pas significatives et ne sont qu'exceptionnellement commentées dans le texte.

* Si

a) Ensemble 1

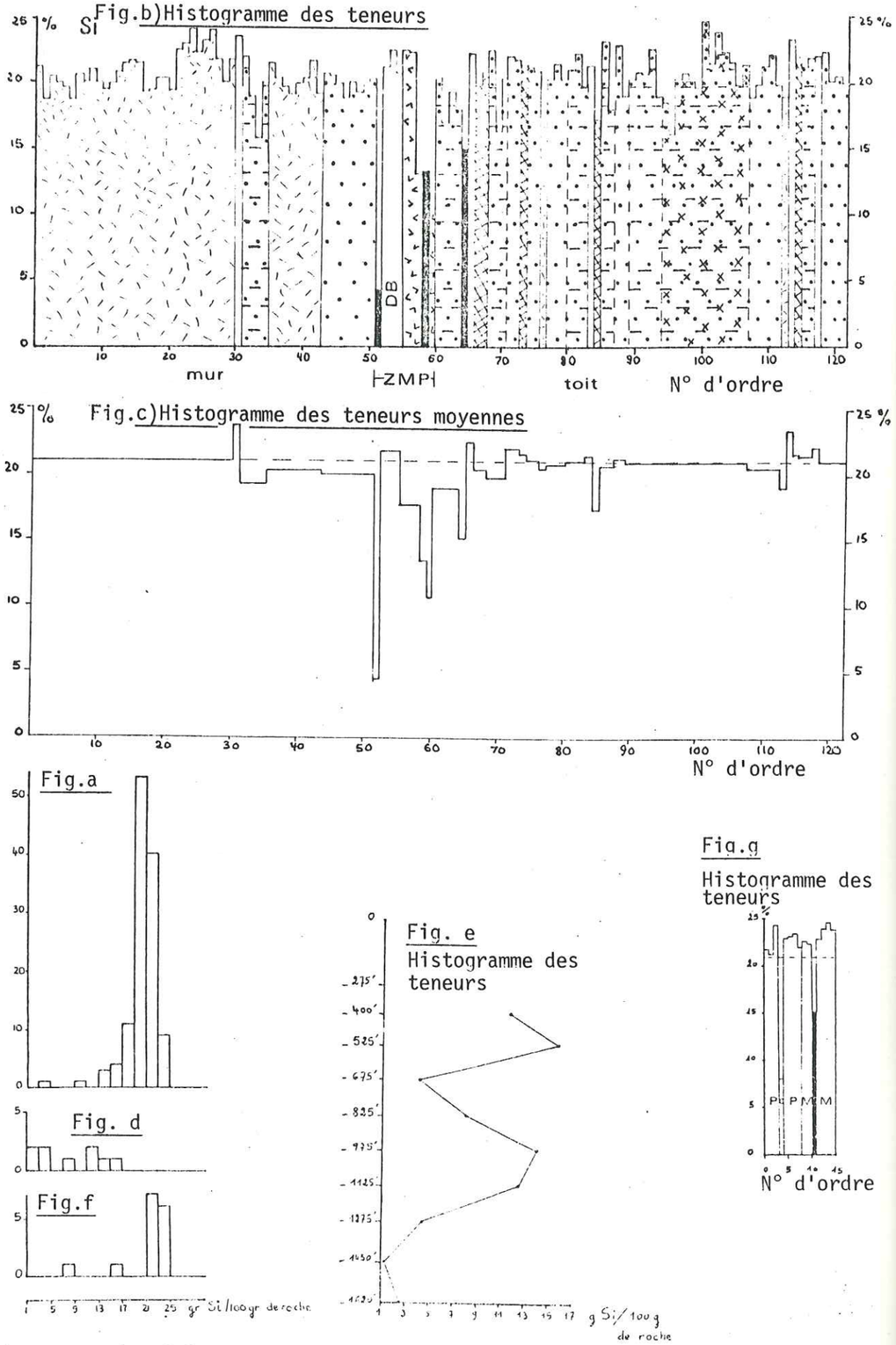
i- Histogramme des fréquences (Pl.I, fig.a)

Coefficient de variation faible (= 0,21), distribution unimodale dans une fourchette étroite: 76% des échantillons sont compris dans l'intervalle 19- 23%. Les teneurs sont peu variantes dans les enveloppes stériles du gisement et les faibles valeurs de Si caractérisent les sulfures, ceux-ci remplaçant plus ou moins complètement leurs épontes silicatées.

ii- Histogrammes des teneurs et des teneurs moyennes (Pl.I, fig.b et c)

On note une diminution de la teneur dans les phyllonites situées au mur de la zone minéralisée principale. Cette variation est due au développement des carbonates aux dépens des silicates.

PLANCHE V/I-Si-



Histogrammes des fréquences
LEGENDE: cf.p.198 et bloc-diagramme.

La teneur chute fortement dans les lentilles de sulfures, ceux-ci remplaçant les silicates. Elle reste très basse dans toute la zone minéralisée principale, les minéraux riches en silice des épontes étant remplacés par des carbonates et de la chlorite (11,9% de Si dans une chlorite "moyenne" contre 22% dans la paragonite).

Au toit de la zone minéralisée principale, les teneurs en Si sont voisines de celles de la zone de référence, à l'exception de quelques valeurs faibles: **unité** à chlorite très ferrifère de l'échantillon 85; échantillons riches en carbonates.

La teneur des dykes est toujours plus élevée que celle de la zone de référence, car ils contiennent tous du quartz à grain très fin, observable microscopiquement.

HAWKINS (1960) signale un enrichissement en silice dans les zones de cisaillement au toit des zones minéralisées de plusieurs gisements des lacs Doré et Chibougamau. Ce phénomène n'est pas aussi net à la mine Copper Cliff.

b) Ensemble 3

i- Histogramme de fréquence (Pl.I, fig.f)

Distribution analogue à celle observée dans l'ensemble 1.

ii- Histogramme des teneurs (Pl.I, fig. g)

D'une manière générale la distribution est analogue à celle observée dans le premier ensemble. On note cependant un enrichissement en Si des unités du faciès à micas blancs et des phyllonites correspondant à l'abondance des micas blancs et la présence de quartz dans ces roches

c) Conclusions

Si est caractérisé par des teneurs moyennes peu fluctuantes sauf au niveau des unités lithologiques situées près et dans la zone minéralisée principale, traduisant la substitution des silicates par les carbonates et les sulfures. Il est possible qu'une partie de Si, ainsi libérée, a migré et contribué à la formation des micas blancs dans les unités plus externes.

La teneur des dykes est sensiblement supérieure à celle de la plupart des autres unités.

* Al

a) Ensemble 1

i- Histogramme des fréquences (Pl.II, fig.a)

Coefficient de variation (= 0,33) plus élevé que le silicium, dû à une distribution plus étalée. Trois modes sont visibles sur la fig.II,a :

- le premier mode (0-4,5%) regroupe la majorité des échantillons minéralisés;
- le second mode (6-9%) regroupe tous les dykes;
- le troisième mode (10,5-15%) regroupe les enveloppes stériles du gisement, soit 73% des échantillons.

Il est intéressant de noter les caractères géochimiques d'Al contenu dans les dykes :

$\overline{Al} = 7,14$ $\sigma = 0,47$ $\sigma / \overline{Al} = 0,07$

Cette faible variabilité laisse penser que tous les dykes ont une composition chimique homogène.

ii- Histogramme des teneurs et des teneurs moyennes (Pl.II,fig.b-c)

La teneur au mur de la zone minéralisée principale demeure voisine de celle de la zone de référence, à l'exception de quelques valeurs faibles mesurées sur des échantillons riches en carbonates et/ou en quartz.

Elle chute nettement au niveau de la zone minéralisée principale, car les alumino-silicates sont remplacés par les sulfures et/ou les carbonates.

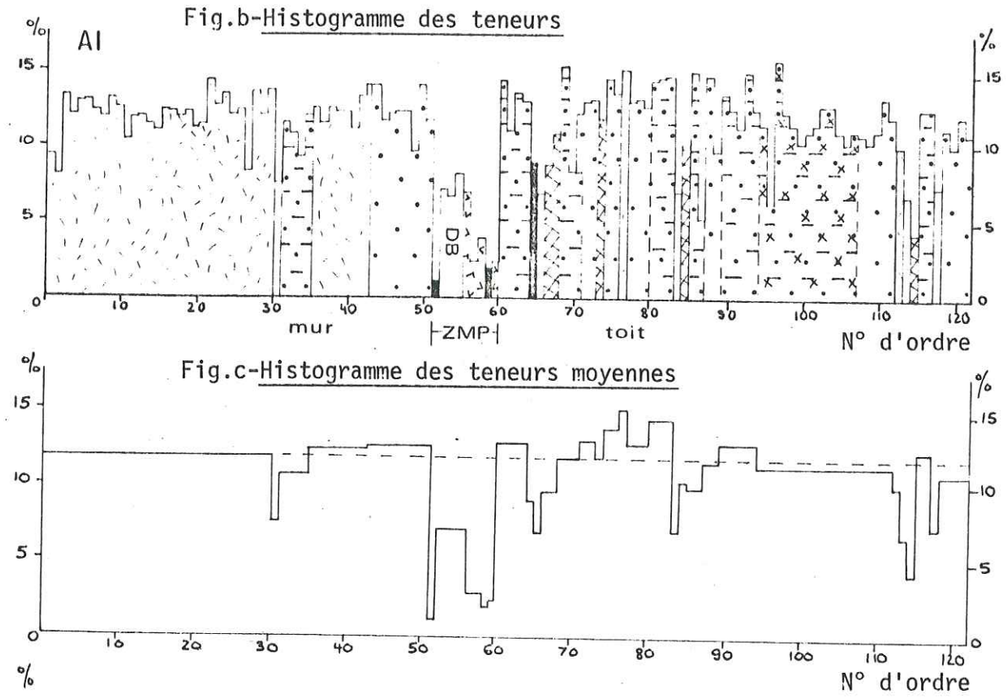
Les unités lithologiques au toit de la zone minéralisée principale sont enrichies en Al. Cet enrichissement est lié au développement des micas blancs, très abondants dans le faciès à micas blancs et les phyllonites. La teneur en Al tend à baisser au fur et à mesure que l'on s'éloigne de la zone minéralisée principale. Quelques échantillons sont pauvres en Al car riches en chlorite (11% d'Al dans une chlorite moyenne contre 21,2% dans la paragonite) et/ou en carbonates.

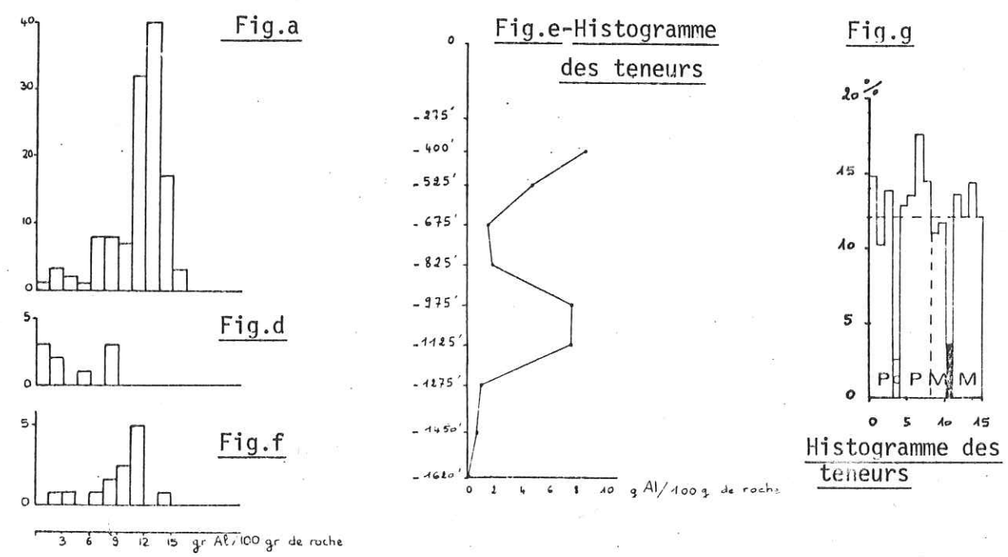
b) Ensemble 3

i- Histogramme des fréquences (Pl.II,fig.f)

Distribution assez analogue à celle observée dans l'ensemble 1. L'absence de dykes le long de cette coupe se traduit par la disparition du second mode.

PLANCHE V/II-Al-





Histogrammes des fréquences

LEGENDE: cf.p.198 et bloc-diagramme.

ii- Histogramme des teneurs (Pl.II,fig.g)

Toutes les unités lithologiques sont enrichies en aluminium, à l'exception d'une zone riche en carbonates, d'une lentille minéralisée et d'une unité du faciès à micas blancs, riche en chlorite.

c) Conclusions

Une partie de l'aluminium libéré lors de la substitution des alumino-silicates par les carbonates (cf.réaction (6) p.222) et les sulfures, semble avoir favorisé la cristallisation des micas blancs(cf.réaction(3)p.214 et (5) p.218), très abondants, immédiatement au toit de la zone minéralisée principale. Cette association veine minéralisée, pauvre en Al,et zone à micas blancs (ou phyllonites à micas blancs) enrichie en Al, semble caractéristique: on la remarque au toit d'une zone à chlorite ferrifère (éch.n°d'ordre 115) et à proximité des deux veines plus ou moins minéralisées du forage 9C-163.

Les différents dykes ont des teneurs d'Al presque identiques, ce qui suggère qu'ils appartiennent à la même famille pétrographique.

* Mg

a) Ensemble 1

i- Histogramme des fréquences (Pl.III,fig.a)

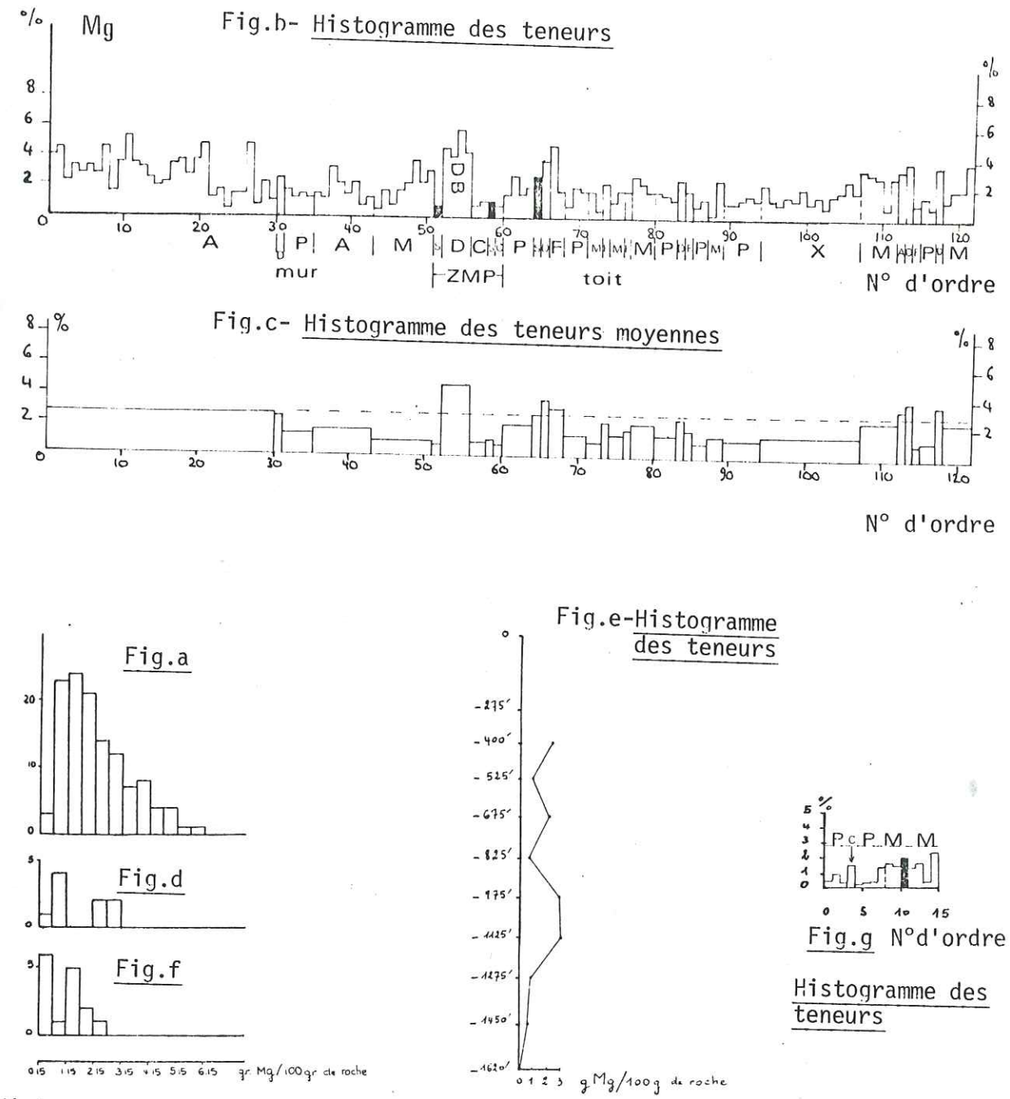
L' histogramme bimodal oppose les méta-anorthosites, pauvres en minéraux magnésiens (chlorite, dolomite, ankérite s.l.) aux faciès gabbroïques riches en chlorite, aux dykes, riches en chlorite et en ankérite, et, d'une manière générale à toutes les roches altérées riches en chlorite.

Le premier mode (0,65 %- 2,15 %) regroupe les enveloppes stériles et les échantillons de minerai tandis que le second mode (3,65 - 4,15 %) regroupe des dykes et des méta-anorthosites gabbroïques.

ii- Histogrammes des teneurs et des teneurs moyennes (Pl.III,fig.b,c)

Le magnésium est contenu dans la chlorite et, plus localement, dans la dolomite, l'ankérite et le chloritoïde. L'étude radiocristallographique (cf. p. 139) et optique (p.142) de la chlorite, a permis d'établir de fortes variations du rapport Mg/Fe : les chlorites magnésiennes abondent dans les méta-anorthosites "fraîches", alors que les chlorites ferrifères sont caractéristiques des zones internes du gisement. Par conséquent, la teneur en Mg est, dans une certaine mesure, le reflet du degré d'altération hydrothermale de la

PLANCHE V/III-Mg-



LEGENDE : cf.P.198 et bloc-diagramme

roche, les roches les plus altérées étant les plus pauvres en Mg.

Les dykes forment un ensemble particulier : ils sont toujours très riches en Mg, lié à la chlorite extrêmement abondante, et plus localement à de l'ankérite.

L'ensemble des unités lithologiques internes (à partir du n°d'ordre 32) sont caractérisés par de faibles teneurs en Mg, liées au développement des micas blancs, des carbonates et des sulfures.

HAWKINS (1960) décrit le même phénomène dans la zone de cisaillement de Bouzan-Royran, mais ne l'a pas retrouvé à Copper Rand, Campbell, Québec Chibougamau.

Il semble donc qu'il existe deux grands types de zones de cisaillement dans le secteur des lacs Doré et Chibougamau :

- Zones de cisaillement à développement de chlorite ;
- Zones de cisaillement riches en micas blancs et en carbonates, la mine Copper Cliff appartenant à ce second type.

b) Ensemble 3

i- Histogramme des fréquences (Pl.III, fig.f)

Distribution nettement bimodale, opposant des échantillons très pauvres en chlorite à des échantillons un peu plus riches en chlorite (n° d'ordre de 8 à 13) localisés à proximité d'une lentille de minerai. La chlorite, d'origine hydrothermale, se trouve associée à la minéralisation.

ii- Histogramme des teneurs (Pl.III, fig.g)

La teneur en Mg demeure nettement inférieure à celle de la zone de référence. Les échantillons minéralisés (n°d'ordre 4 et 11), et ceux riches en chlorite, ont les teneurs les plus élevées.

Si on admet que la chlorite est le principal minéral magnésien (8% dans une chlorite moyenne) existant dans cette coupe, la teneur maximale en chlorite est voisine de 30% correspondant à 2,41% de Mg dans l'échantillon n° d'ordre 15. Cependant, une partie de Mg peut également être contenue dans l'ankérite, minéral assez fréquent dans les phyllonites. La

teneur en chlorite est donc probablement plus faible que celle déduite de la teneur en Mg. Toutes les unités traversées par le forage, ont des teneurs comparables aux unités identiques du premier ensemble.

c) Conclusions

La teneur en Mg décroît fortement dans les zones altérées, du fait de la formation de micas blancs aux dépens des chlorites (réactions (3)p.214 et (5)p.218) et de l'augmentation du rapport Fe/Mg dans les chlorites des zones internes (cf.tableau n° IV/9).

* Ca

a) Ensemble 1

i- Histogramme des fréquences (Pl.IV, fig.a)

Distribution trimodale étalée.

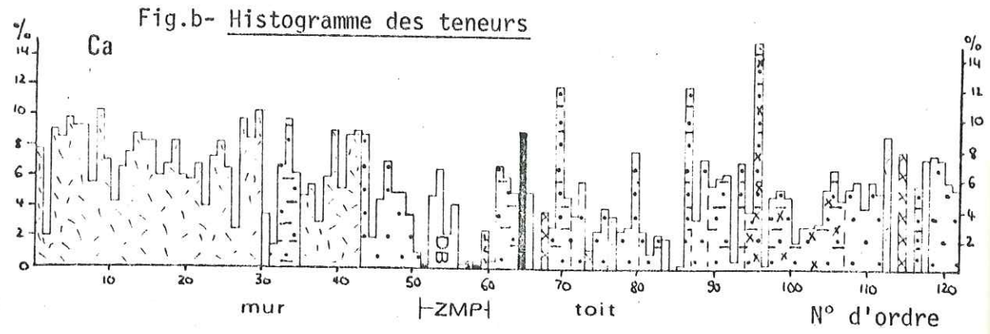
Le premier mode (0 - 1,25%, 13% des échantillons) correspond à un groupe de phyllonites, de roches du faciès à micas blancs et d'échantillons minéralisés pauvres en calcium. La majeure partie de ces échantillons provient des zones d'intense activité hydrothermale : zone minéralisée principale et du contact d'un dyke.

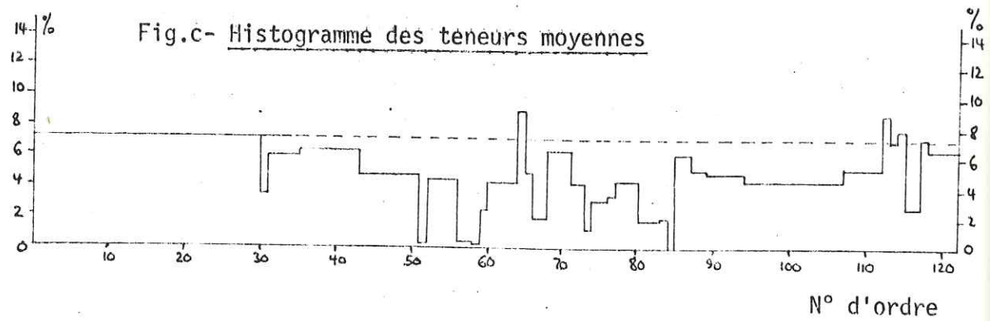
Le second mode (5 - 6,25%, 23% des échantillons) est nettement dominant. Il regroupe des échantillons assez riches en minéraux calciques (carbonates calciques ± ferrifères et épidotes s.l.) : roches de faciès à paragonite ± muscovite, phyllonites et méta-anorthosites "fraîches".

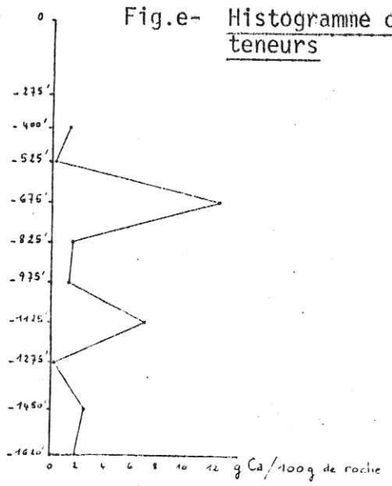
Le troisième mode (8,75 - 10%, 13 échantillons) comporte 86% de méta-anorthosites "fraîches". Leur forte teneur en Ca, s'opposant à de faibles teneurs en C, est liée à la présence de grandes quantités de zoïsite et de clinozoïsite.

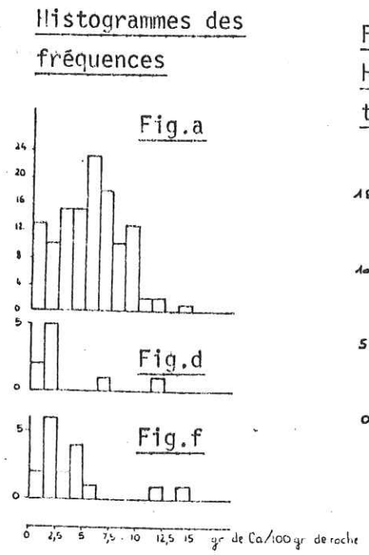
Cet histogramme souligne l'opposition des roches où le Ca a été lessivé par l'activité hydrothermale, aux roches riches en minéraux calciques, dérivant des plagioclases calciques de l'anorthosite d'origine.

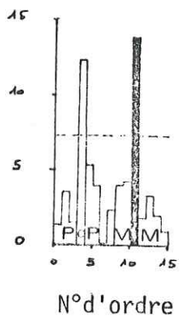
PLANCHE V/IV-Ca-











LEGENDE : cf.P.198 et bloc-diagramme.

ii- Histogrammes des teneurs et des teneurs moyennes (Pl.IV,fig.b)

Les variations sont très erratiques. En effet, malgré les précautions prises, de nombreux échantillons contiennent de fines veinules de calcite, induisant de fortes teneurs en Ca, non caractéristiques de l'unité considérée.

Les teneurs les plus élevées s'observent dans la série méta-anorthosite/métagabbro: zone de référence et quelques panneaux préservés de l'altération.

L' histogramme des teneurs moyennes montre un net lessivage de Ca dans les zones internes du gisement:

. - 11 à - 55 % (par rapport à la zone de référence) dans le faciès à micas blancs

. - 12 à - 74 % dans les phyllonites

Dans ces roches, Ca est contenu dans les carbonates:calcite, ankérite. Le déficit en Ca est particulièrement net dans la zone minéralisée principale car les sulfures, la chlorite et les carbonates ferrifères se développent, entre autres, aux dépens de la calcite.

Ces observations confirment celles d' ECKSTRAND (1963) concernant la mine Copper Rand, et celles d' HAWKINS (1960) relatives à plusieurs gisements des lacs Doré et Chibougamau.

b) Ensemble 3

i- Histogramme des fréquences (Pl.IV,fig.f)

A tendance trimodale,d' interprétation délicate, les zones minéralisées représentées par les deux points de l'extrême droite, ont une gangue riche en calcite et/ou ankérite s'opposant à la pauvreté en Ca des roches formant les épontes de ces deux veines.

ii- Histogramme des teneurs (Pl.IV,fig.g)

Il confirme le lessivage, déjà observé dans la coupe du niveau -390 m, du Ca dans les unités des faciès à micas blancs et les phyllonites. Par contre, deux échantillons plus ou moins minéralisés sont caractérisés par une gangue riche en Ca, comparable à celle de l'échantillon n°d'ordre 65,de l'ensemble 1. Cette forte teneur peut être liée, soit au développement d'ankérite, soit à la présence de veinules de calcite secondaire.

c) Conclusions

Ca, originellement contenu dans le plagioclase de l'anorthosite, est lessivé dans l'ensemble des zones internes du gisement(cf.réactions(1)et(4)).Sa

distribution peut être grossièrement comparée à celle de Mg. Une très faible partie de Ca,rendu disponible, a été utilisée dans l'ankérite associée au minerai , à certaines unités à micas blancs et aux phyllonites qui en sont dérivées.Cependant l'interprétation des teneurs en Ca est délicate, à cause de la présence de veinules de calcite secondaire (cf.joints d'extension,p 130) .

Les teneurs des dykes sont très fluctuantes, liées à la présence de quantités variables d'épidote, de calcite et d'ankérite.

* Na

a) Ensemble 1

i- Histogramme des fréquences (Pl.V,fig.a)

Il est bimodal, mais ne discrimine pas de sous-populations pétrographiquement distinctes: on trouve des méta-anorthosites "fraîches", des roches de la zone à paragonite ± muscovite, ainsi que des phyllonites ± chloritoïde, dans chacun des modes.

En revanche, il permet de discriminer les roches du mur et celles du toit indépendamment de leur nature pétrographique:

- le premier mode (0,4 - 0,8 %) regroupe des échantillons prélevés au mur de la zone minéralisée principale
- le second mode (1,6 - 2 %) regroupe des échantillons prélevés au toit de cette zone, lequel est donc très enrichi en Na.

ii- Histogramme des teneurs et des teneurs moyennes (Pl.V,fig.b)

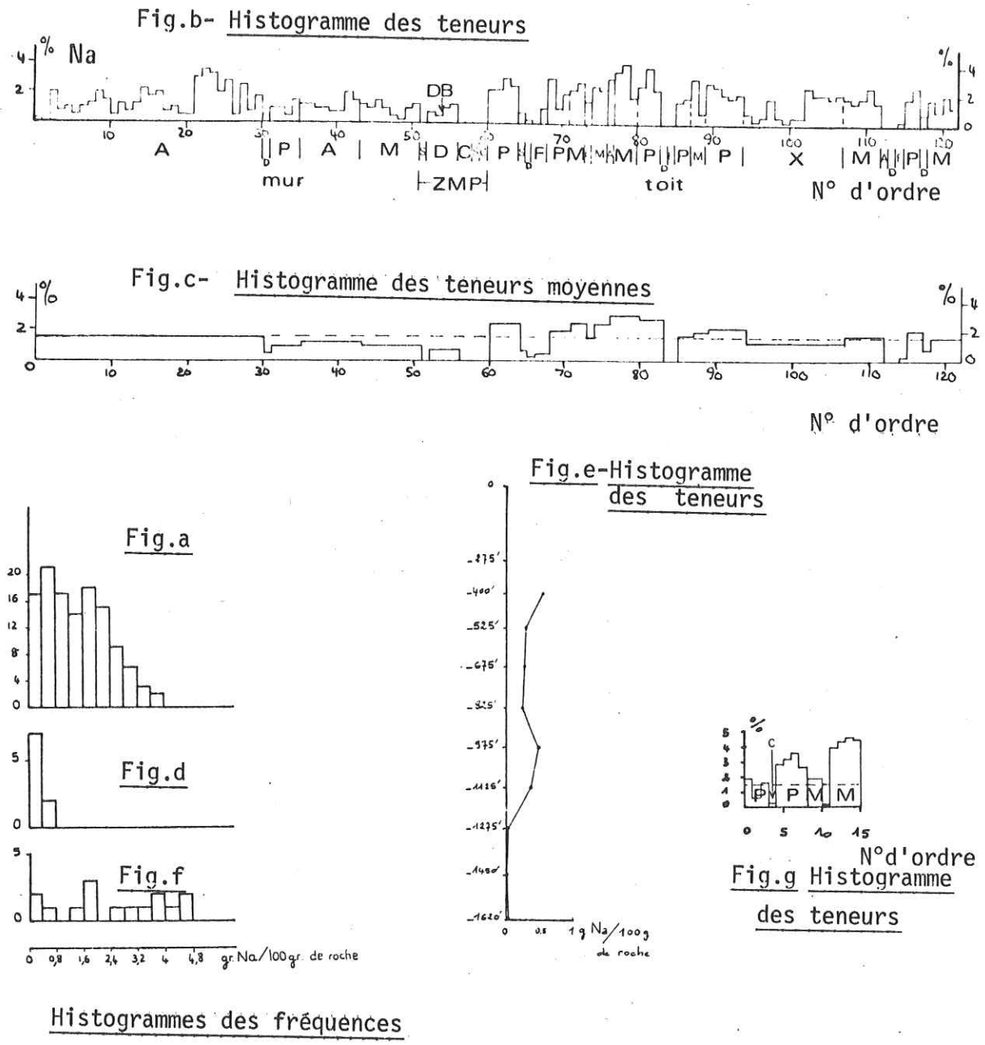
Le sodium est contenu dans l'albite (8,8 % Na) des méta-anorthosites"fraîches" et dans la paragonite (6 % Na), minéral très abondant dans la zone à paragonite ± muscovite , et dans les phyllonites qui en sont dérivées.

La teneur en Na chute assez fortement au mur de la zone minéralisée principale (environ - 30 %). Cette baisse est due à la disparition de l'albite et à la prédominance de la chlorite sur les micas blancs.

Na est quasi inexistant dans les sulfures (-44 à -99 %) et dans les gangues carbonatées et chloritiques (- 57 à - 99 %) de la zone minéralisée principale, la paragonite étant relativement rare au voisinage des sulfures.

Au toit de cette zone , les unités appartenant à la zone à paragonite ± muscovite, et les phyllonites qui en sont dérivées, sont très enrichies en Na, lié au développement de grandes quantités de paragonite. Cet enrichissement en Na est également décrit par HAWKINS (1960) dans un ensemble de gisements des lacs Doré et Chibougamau. ECKSTRAND (1963) notant l'absence de minéraux sodiques,directement associés au minerai , écrit : "l'agent minérali-

PLANCHE V/V-Na-



LEGENDE : cf.P.198 et bloc-diagramme.

sateur avait probablement une a_{Na_2O} faible par rapport à celle des épontes".

La teneur en Na redevient voisine de celle de la zone de référence, au toit de l'échantillon n°d'ordre 94.

Les dykes sont caractérisés par des teneurs en Na faibles et assez homogènes (-41 à -98% de la zone de référence). La rareté des micas blancs l'abondance des chlorites, expliquent cette observation. Celle-ci peut également s'appliquer aux zones à sidérose ± ankérite, et, à un degré moindre, aux zones à chlorite ferrifère.

b) Ensemble 3

i- Histogramme des fréquences (Pl.V,fig.f)

Distribution très étalée, opposant deux échantillons plus ou moins minéralisés, pauvres en minéraux sodiques, aux échantillons faisant partie de la zone à micas blancs et des phyllonites très riches en paragonite.

ii- Histogramme des teneurs (Pl.V,fig.g)

On note un fort enrichissement (max.= +208%) dans une unité de la zone à paragonite ± muscovite,et dans une unité de phyllonites, situées au voisinage de la lentille minéralisée, représentée par l'échantillon n°11. Cet enrichissement est lié au développement de la paragonite et à la présence de l'albite dans les échantillons n°d'ordre 12-15. Toutes les autres unités ont des teneurs comparables à celles observées dans la coupe du niveau -390 m (ensemble 1).

c) Conclusions

L'étude de la distribution de Na a montré l'existence de zones nettement enrichies (cf.tableau V/26) alors que la teneur moyenne des zones d'altération : 1,53% n'est que légèrement supérieure à celle de la zone de référence : 1,42%. Cette observation suggère que les remobilisations de Na au sein du gisement prédominent largement sur les apports métasomatiques.

Na était originellement contenu dans les plagioclases calcosodiques de l'anorthosite. Plusieurs phénomènes ont pu contribuer à l'altération de cette roche :

- altération par hydratation, rétromorphosant les minéraux primaires de l'anorthosite :

$$3(^1/_3\ Na_2O\ \ ^4/_3\ CaO\ \ ^4/_3\ Al_2O_3\ \ ^{14}/_3\ SiO_2) + 5[(Mg,Fe)O\ SiO_2] + 8{,}5\ \ H_2O \rightarrow$$

$$Na_2O\ Al_2O_3\ 6SiO_2 + 4\ CaO\ \ 3(Al,Fe)_2O_3\ 6SiO_2\ H_2O + 5(Mg,Fe)O\ Al_2O_3$$

$$3{,}5\ \ SiO_2\ 7{,}5\ \ H_2O + 3{,}5\ \ SiO_2 \quad (1)$$

(3 labrador An_{67} + 5 pyroxènes + 8,5 $H_2O \rightarrow$ albite + clinozoïsite + chlorite + 3,5 quartz)

Cette altération peut être liée à la circulation de fluides hydrothermaux aqueux, peu chargés en acides et représenter le début du cycle de minéralisation.

- altération par hydrolyse (échange hydrogène $\rightleftharpoons$ cations métalliques):

. MEYER et al.(1967) considèrent que le dépôt des sulfures se fait à partir de solutions qui perdent des ions d'hydrogène, par attaque hydrolytique des épontes, ces ions apparaissant au sein du fluide hydrothermal à partir d'acides se dissociant progressivement.
Des températures décroissantes et des densités croissantes des fluides hydrothermaux favorisent la production d'ions d'hydrogène, par dissociation accrue des acides inorganiques (MEYER et al.,1967; HOLLAND,1972).

. MEYER et al. écrivent :"Des ions d'hydrogène sont ajoutés à la roche, une mole-équivalent de cation métallique est libérée, et le rapport $(OH)^-/H^+$ de la solution augmente".

Cette hydrolyse pourrait* s'appliquer aux minéraux résultant de la rétromorphose décrite plus haut :

$$\underset{\text{Albite}}{Na\ Al\ Si_3O_8} + 2/3\ H^+ \rightarrow \underset{\text{Paragonite}}{1/3\ Na\ Al_3\ Si_3O_{10}(OH)_2} + 2/3\ Na^+ + \underset{\text{Quartz}}{2SiO_2} \quad (2)$$

* La restriction est liée au fait qu'il n'existe que peu de données expérimentales dans des conditions "géologiques" concernant les réactions d'altération hydrothermale. Il ne faut donc pas perdre de vue que les développements présentés sont des hypothèses.

Chaque mole d'albite (262 g) hydrolysée libère environ 15 g de Na qui peuvent être remobilisés et participer à de nouvelles réactions. MEYER et al.(1967) citent la séricitisation de la chlorite comme autre type de réaction d'hydrolyse, nécessitant en plus de l'apport d' H^+, un apport d'Al, Na et Si (sous forme Si $(OH)_4$).

$$2\ Al\ (Mg,Fe)_5\ Al\ Si_3O_{10}(OH)_8 + 5\ Al^{3+} + 3\ Si(OH)_4 + 3\ Na^+ + 2H^+ \longrightarrow$$

Chlorite

$$3\ Na\ Al_2\ Al\ Si_3O_{10}(OH)_2 + 10\ (Mg,Fe)^{2+} + 12\ H_2O \quad (3)$$

Paragonite

L'hydrolyse de la clinozoïsite nécessite également un apport de Na et d'H^+ :

$$Ca_2\ (Al_{0,5},Fe^{3+}_{0,5})_3\ Si_3O_{12}(OH) + 0,5\ Na + 8H^+ \longrightarrow 0,5\ NaAl_3AlSi_3O_{10}(OH)_2 +$$

$$2Ca^{2+} + 1,5\ Fe^{3+} + 1,5\ SiO_2 + 4\ H_2O \quad (4)$$

Ces deux types de réactions permettraient d'expliquer plusieurs observations :

- la distribution de Na, décrite plus haut,
- l'hydrolyse de la chlorite et de la clinozoïsite libèrerait Mg^{2+} et/ou Fe^{2+} et piègerait Na libéré lors de l'hydrolyse de l'albite (réaction (2)). Or les zones enrichies en Na (et en paragonite) sont effectivement appauvries en Mg. Le Fe libéré lors de réactions de type (3 ou 4), pourrait se combiner à celui apporté par les fluides hydrothermaux, et être fixé dans les sulfures et/ou les carbonates magnésiens.

Cependant, avant de conclure à la remobilisation de Na, il faut considérer qu'avant la minéralisation, ont pu exister des panneaux de composition plus anorthositique, donc plus riches en Na par rapport à d'autres, plus gabbroïques. De ce fait, les zones actuellement riches en Na seraient les témoins d'anciens panneaux plus anorthositiques. Alors la distribution de Na résulterait de l'interférence entre une certaine hétérogénéité des épontes, avant minéralisation, et le résultat de remobilisations hydrothermales.

Les problèmes soulevés par ces interprétations seront repris dans le ch. VI.

* K

a) Ensemble 1

i- Histogramme des fréquences (Pl.VI,fig.a)

45% des échantillons contiennent moins de 0,3 % de K : il s'agit des méta-anorthosites "fraîches", des dykes et des échantillons de minerai. Les 55% restants proviennent généralement de la zone d'altération à paragonite ± muscovite (± chloritoïde). Ces zones ont des teneurs en K contrastant nettement avec la quasi absence de K dans les zones peu affectées par l'altération hydrothermale (méta-anorthosites "fraîches"). K est également rare dans l'ensemble des méta-anorthosites du complexe du lac Doré, et dans la majorité des roches volcaniques et intrusives de la région de Chibougamau.

ii- Histogrammes des teneurs et des teneurs moyennes (Pl.VI,fig.B,c)

Le seul minéral potassique identifié est la muscovite. Ce minéral est abondant dans la zone d'altération à paragonite ± muscovite, dans les phyllonites qui en sont dérivées, et, à un degré moindre, dans les unités lithologiques voisines de la minéralisation : zone à chlorite ferrifère et phyllonites à carbonates ferrifères.

K est absent de 25 sur 30 échantillons de méta-anorthosite "fraîche" de la zone de référence. La teneur augmente seulement à partir du n° 30. Les échantillons n° d'ordre 36 à 43 représentent un panneau de méta-anorthosite "fraîche" avec une teneur en K nettement plus élevée, liée à l'activité hydrothermale ayant affecté ce panneau. Il faut noter ici, que cette activité hydrothermale est également responsable de la plupart des différences de la teneur moyenne en Si, Mg, Ca, Na (Pls.I,III,IV,V) mesurées entre ce panneau et la zone de référence. Si les échantillons 36-43 avaient été classés selon des critères uniquement chimiques, il aurait convenu de les attribuer à la zone à paragonite ± muscovite.(Cas inverse de celui des échantillons 12 - 15 de l'ensemble 3). Ce sont des ro-

PLANCHE V/VI-K-

Fig.b- Histogramme des teneurs

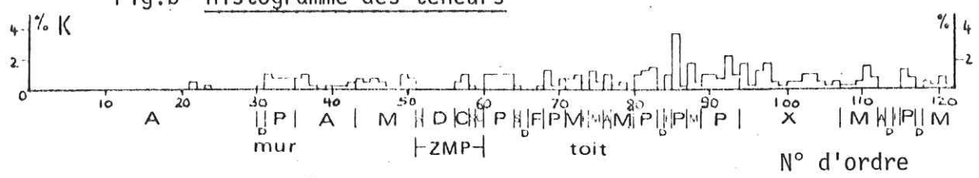


Fig.c- Histogramme des teneurs moyennes

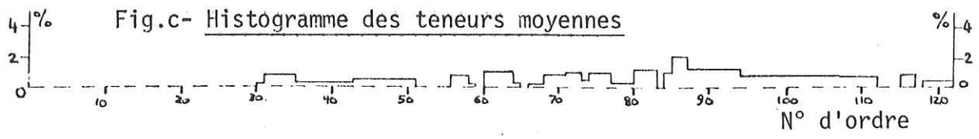


Fig.a

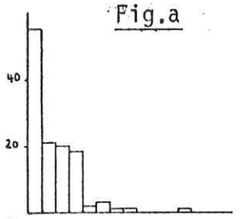


Fig.d

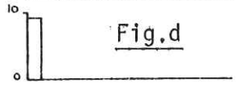


Fig.f

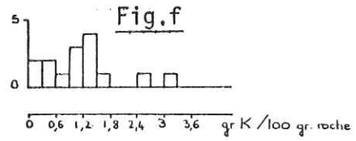


Fig.e Histogramme des teneurs

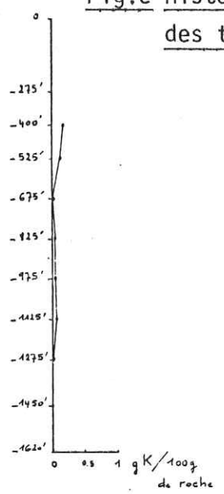
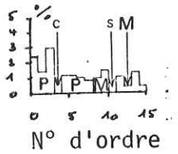


Fig.g Histogramme des teneurs



Histogrammes des fréquences

LEGENDE : cf.P.198 et bloc-diagramme.

ches de transition, dans lesquelles on peut observer de l'albite, minéral caractéristique de la méta-anorthosite "fraîche", et de la paragonite ± muscovite, minéraux caractéristiques de la zone à micas blancs.

Les sulfures massifs (échantillon n° 52) de la zone minéralisée principale, sont dépourvus de potassium , la muscovite n'étant pas, à cet endroit, associée à la minéralisation. La minéralisation associée aux phyllonites peut posséder une gangue à paragonite ± muscovite ± carbonates ferrifères. Cependant une telle gangue est toujours pauvre en muscovite.

Les unités lithologiques situées au toit de la zone minéralisée principale sont généralement plus enrichies en K que celles situées à son mur. L'enrichissement maximal a été mesuré dans des phyllonites (n°d'ordre 86-87) du faciès à micas blancs. Il est lié au développement de la muscovite, parfois prédominante sur la paragonite (échantillon n°86, détermination radiocristallographique).

Les dykes contrastent avec les autres unités : les micas blancs y sont rares et ces roches ne paraissent que très peu affectées par la métasomatose potassique : + 330% (1 seul cas) à - 73%.La rareté des micas blancs explique également celle de Na, déjà signalée p. 128 .

L'existence d'une métasomatose potassique a déjà été signalée dans plusieurs gisements du lac Doré et du lac Chibougamau par HAWKINS (1960) et ECKSTRAND (1963). Ce dernier a décrit en détail la distribution de la paragonite et de la muscovite de la mine Copper Rand. L'altération potassique est également très développée dans les stocks de porphyres cuprifères situés à proximité du pluton de Chibougamau (CHRISTMANN,1975).

b) Ensemble 2 (Pl.VI,figs.d-e)

Les deux figures soulignent la quasi absence de K (0,19% K au maximum) en présence du minerai. Ce fait est remarquable car plusieurs échantillons de cette coupe (niveaux -120, -160, -210 et -300 m) sont des phyllonites minéralisées, ayant une gangue très riche en micas blancs.

c) Ensemble 3

i- Histogramme des fréquences (Pl.VI,fig.f)

Faible tendance trimodale : les trois modes ne correspondent pas à des sous-populations pétrographiquement distinctes.

ii- Histogramme des teneurs (Pl.VI,fig.g)

Les roches de la zone à micas blancs et les phyllonites qui en dérivent, sont très enrichies en K . Seuls les échantillons minéralisés (n° d'ordre 3 et 11) sont déficients en K. Ces observations confirment celles faites au sujet des minerais et des roches situées au toit de la zone minéralisée principale de l'ensemble 1.

d) Conclusions

Les dykes sont souvent très pauvres en K, quelle que soit leur position au sein du gisement. On note un très net enrichissement en K dans toutes les unités lithologiques externes, particulièrement au toit de la zone minéralisée principale. Cet apport de K a été nécessaire pour la formation de la muscovite, par hydrolyse de la chlorite :

$$2\ Al\ (Mg,Fe)_5\ Al\ Si_3O_{10}(OH)_8 + 5\ Al^{3+} + 3\ Si(OH)_4^{*} + 3K^+ + 2\ H^+ \longrightarrow$$

$$3\ K\ Al_2Al\ Si_3\ O_{10}(OH)_2 + 10\ (Mg,Fe)^{2+} + 12\ H_2O \qquad (5)$$

ou par hydrolyse de l'albite : $3\ NaAlSi_3O_8 + 2H^+ + K^+ \longrightarrow KAl_2AlSi_3O_{10}(OH)_2 + 6\ SiO_2 + 3\ Na$ (5')

Seules les unités de minerai et de gangues minéralisées (phyllonites à carbonates ferrifères et zone à chlorite ferrifère) ne contiennent pas, ou très peu de K. Etant peu abondant, voire inexistant dans l'environnement du gisement, on peut penser que K a été introduit hydrothermalement à partir d'une zone externe.

La signification de la métasomatose potassique sera développée dans le ch. VI.

* H^- (Humidité)

L'humidité d'un échantillon n'est pas un caractère géochimique lié uniquement à la composition minéralogique.

La distribution de cette variable, peu susceptible de refléter des phénomènes géologiques, ne sera pas détaillée.

* En solution, la silice est présente sous forme d'un ou plusieurs monomères de formule SiO_2, n H_2O (ALEXANDER et al.,1954).

* H^+(Hydrogène contenu dans l'eau liée)

a) Avertissement

Les dosages de l'eau liée regroupent tous les volatils (Cl_2,F_2...) S et C exceptés, l'influence pondérale étant cependant supposée faible.

Par ailleurs la teneur en eau liée est peut-être estimée par défaut car une partie de son oxygène a pu être fixé par FeO, en donnant Fe_2O_3, lors du chauffage de l'échantillon à 1000°C, nécessaire au dosage de l'eau liée : $2\ FeO + 1/2\ O_2 \longrightarrow Fe_2O_3$.

Si on connaît le poids de FeO ainsi oxydé et le poids, déterminé à 1000°C, de l'eau liée résiduelle (=H_2O^+mesurée), on peut calculer le poids d'eau liée (=H_2O^+réelle) qui existait dans la roche avant le chauffage à 1000°C :

$$H_2O\ \text{réelle} = H_2O\ \text{mesurée} + \left(\frac{16}{144}^{*} \times FeO\right)$$

Dans cette étude, l'oxydation de FeO au cours du chauffage a été considérée comme négligeable et, par conséquent, les valeurs d'H^+ sont peut-être trop faibles.

b) Ensemble 1

i- Histogramme des fréquences (Pl.VII,fig.a)

Légère tendance bimodale. Le premier mode (0,05 - 0,21%) regroupe les échantillons sulfurés de la zone minéralisée principale, le développement des sulfures et des carbonates ferrifères se faisant au détriment des minéraux hydroxylés de la gangue.

Le second mode (0,53 - 0,61%) prédomine. Il regroupe des échantillons de nature très variée, provenant de toutes les unités lithologiques du gisement, car elles contiennent toutes des minéraux hydroxylés, la chlorite étant ubiquiste.

ii- Histogrammes des teneurs et des teneurs moyennes (Pl.VII,fig.b-c)

L'hydrogène est associé aux minéraux suivants :

- chlorite : 8 atomes d'hydrogène par molécule, soit 1,3% pondéral.
- chloritoïde : 2 atomes d'hydrogène par molécule soit 0,8% pondéral.
- paragonite et muscovite : 2 atomes d'hydrogène par molécule, soit 0,5% pondéral.
- groupe de l'épidote : 2 atomes d'hydrogène par molécule,soit 0,2% pondéral.

La teneur varie beaucoup d'une unité à l'autre, en fonction de la quantité de minéraux hydroxylés contenue dans les échantillons : les unités les plus riches en chlorite sont également les plus riches en hydrogène.

* = 16 = masse atomique de l'oxygène et 144 = masse de 2 moles de FeO.

PLANCHE V/VII-H^+-

Fig.b- Histogramme des teneurs

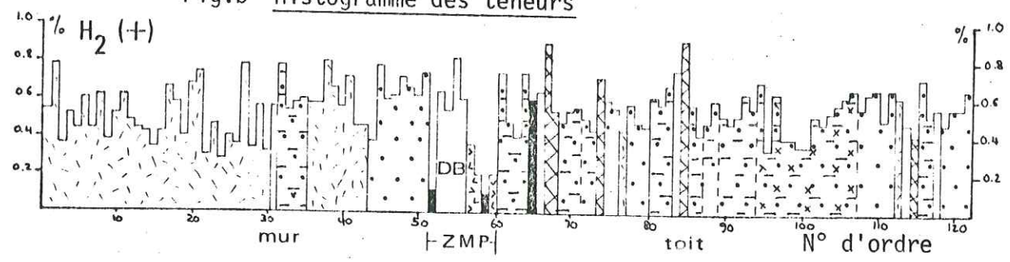
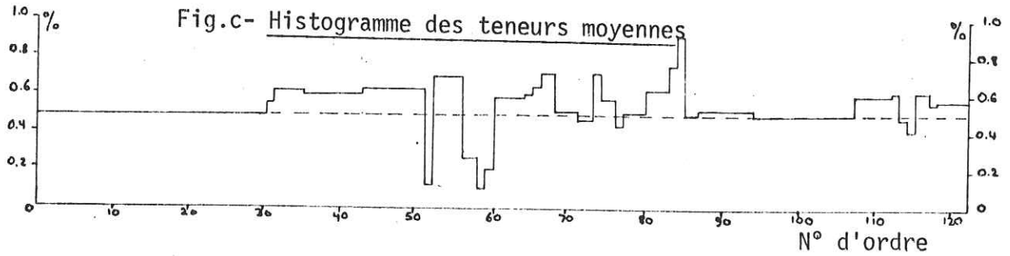


Fig.c- Histogramme des teneurs moyennes



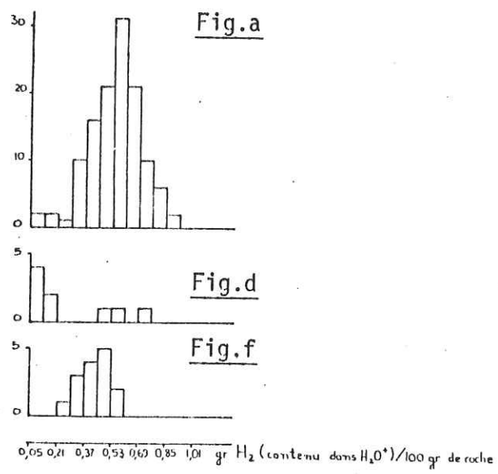
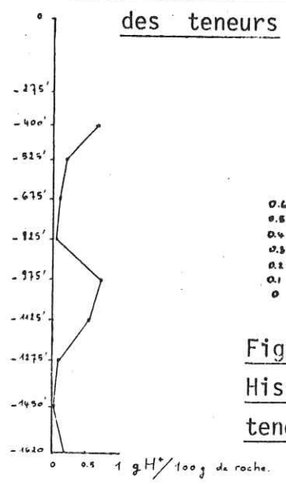


Fig.e Histogramme des teneurs



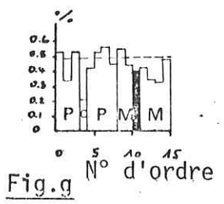


Fig.g Histogramme des teneurs

Histogrammes des fréquences

LEGENDE : cf.P.198 et bloc-diagramme.

L'estimation des apports et/ou des lessivages d'hydrogène liés à l'altération hydrothermale est difficile car l'hydratation liée au métamorphisme régional du faciès schistes verts peut produire les mêmes effets que l'hydratation par altération hydrothermale. La réaction (1) p. 213 est indifféremment compatible avec le métamorphisme du faciès schistes verts ou avec l'altération hydrothermale propylitique (terme utilisé selon MEYER et al.,1967).

Les figs. b et c de la planche VII, ainsi que le tableau n°V/2b , montrent que la plupart des unités internes ont été fortement enrichies en hydrogène. Seules les unités de phyllonites à amérite ± sidérose et les unités minéralisées sont déficitaires en hydrogène.

ECKSTRAND (1963), en étudiant la mine Copper Rand à Chibougamau (mine dont la géologie est quasi identique), a établi l'importance de la métasomatose hydrogénée. Il suggère, d'une part, que l'activité chimique d'H_2O et/ou celle de CO_2 ont été plus élevées dans les zones très altérées que dans la méta-anorthosite "fraîche" et, d'autre part, que l'agent minéralisateur a été de toute évidence suffisamment riche en H_2O et CO_2 pour convertir l'albite et l'épidote en paragonite et en calcite.

Des réactions d'hydratation sont proposées p. 213 . Cependant l'apport d'hydrogène peut également avoir lieu, sous forme d'ions H^+, lors de réactions d'hydrolyse du type (2)(3)(4)(5) et (6) p. 313 . Les ions H^+ nécessaires pour ces réactions sont libérés lors de la dissociation d'acides minéraux présents dans le fluide hydrothermal (MEYER et al.,1967).

c) Ensemble 3

i- Histogramme des fréquences (Pl.VII,fig.f)

La distribution de l'hydrogène est comparable à celle observée dans l'ensemble 1.

ii- Histogramme des teneurs (Pl.VII,fig.g)

La distribution est voisine de celle observée dans les deux ensembles précédents.

Une unité du faciès à paragonite ± muscovite (échantillons n°d'ordre 12 à 15) présente des teneurs en hydrogène anormalement basses, liées à de fortes teneurs en Na (cf. Pl.V,fig.g). Ses caractères pétrographiques macroscopiques sont intermédiaires entre ceux de la méta-anorthosite fraîche et ceux du faciès à paragonite ± muscovite.

d) Conclusions

L'anorthosite d'origine était essentiellement constituée de plagioclase calcique et de pyroxène. Des réactions d'hydratation du type (1)

ont pu former la paragenèse albite-chlorite-clinozoïsite-quartz, caractéristique de la méta-anorthosite "fraîche".

Dans les zones les plus internes, l'albite, la chlorite et la clinozoïsite ont subi diverses altérations hydrothermales, parmi lesquelles l'hydrolyse est prééminente (cf.p. 213).

La formation des carbonates ferrifères à partir de la chlorite et des minéraux du groupe de l'épidote peut se concevoir comme une réaction de carbonatation et d ' hydrolyse nécessitant une forte activité de l'hydrogène (a_{H^+}) en phase aqueuse :

$$0{,}02\ \underbrace{(\,(Mg_{1,8}\ Fe_{2,5})\ Al_{2,7}\ Si_{2,6}\ O_{10}(OH)_8)}_{\text{Chlorite}} + 0{,}125\underbrace{(Ca_2Fe_{0,6}Al_{2,4}Si_3O_{12}(OH))}_{\text{Epidote}}$$

$$+\ 0{,}5(\ H^+,HCO_3^-) + 0{,}977\ H^+ + 0{,}089\ Mg \longrightarrow 0{,}25\underbrace{(\ Ca(Fe_{0,5},Mg_{0,5})(CO_3)_2)}_{\text{Ankérite}}$$

$$+\ 0{,}354\ Al + \underbrace{0{,}427\ SiO_2}_{\text{Quartz}} + 1{,}131\ H_2O \qquad (6)$$

La formule de la chlorite correspond à une chlorite "moyenne" (éch. n° 18 881) du gisement. Ce type de réaction rend compte :

- de la paragenèse ankérite + quartz souvent observée dans les zones internes du gisement, ainsi que du lessivage d' Al^{3+} observé dans les phyllonites à ankérite $\pm$ sidérose. La réaction (6) consomme une faible partie de Mg libéré dans la transformation chlorite micas blancs (réactions(3)et(5)).
- la teneur moyenne en H^+ des zones altérées (0,55%,cf.tableau V/3c) est nettement plus élevée que celle de la zone de référence(0,49%) ce qui confirme l'existence d'une forte métasomatose hydrogénée (+55 millimoles, en moyenne, pour l'ensemble des zones altérées). Cet apport d'H^+ peut provenir de la dissociation d'acides inorganiques (MEYER et al.,1967;HOLLAND,1972) associés aux solutions minéralisatrices (cf.p. 330).
- les dykes sont caractérisés par une forte teneur en hydrogène,liée à l'abondance de la chlorite.

* S

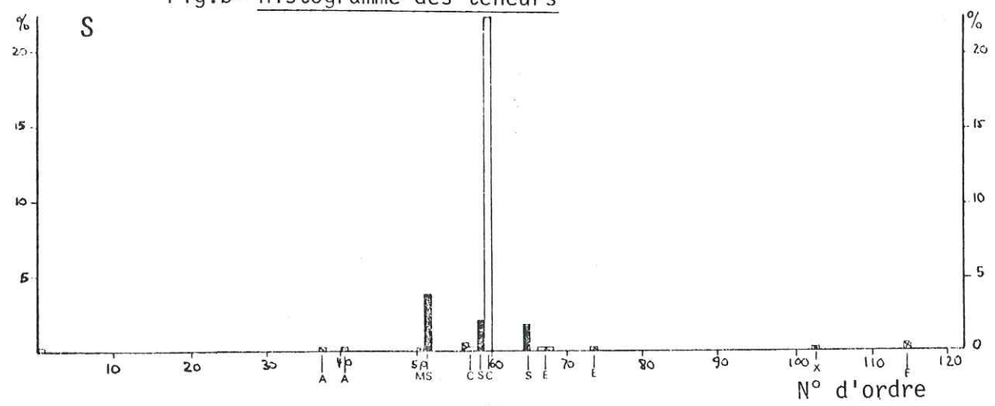
a) Ensemble 1

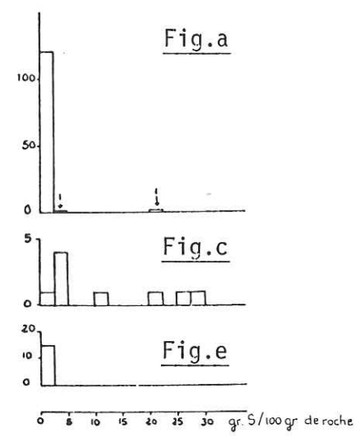
i- Histogramme des fréquences (Pl.VIII,fig.a)

Distribution unimodale, opposant les échantillons pratiquement stériles aux échantillons très riches en sulfures.

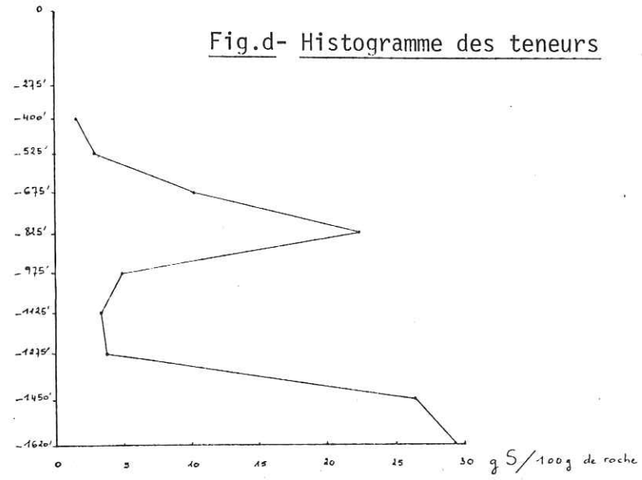
PLANCHE V/VIII-S-

Fig.b- Histogramme des teneurs





Histogrammes des fréquences



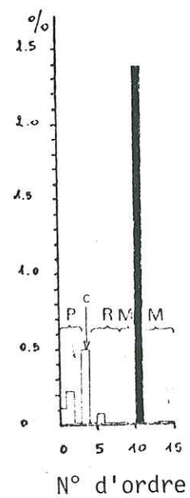


Fig. f-Histogramme des teneurs

LEGENDE : cf.P.198 et bloc-diagramme.

ii- Histogramme des teneurs (Pl.VIII,fig.b)

Les concentrations de cet élément étant limitées à certaines unités précises, l'histogramme des teneurs est d'interprétation facile, et, par conséquent, l'histogramme des teneurs moyennes n'a pas été représenté.

Le soufre est quasi absent de toutes les unités lithologiques, à l'exception du minerai, de la zone d'altération à chlorite ferrifère et des phyllonites à ankérite $\pm$ sidérose.

L'enrichissement en soufre y est très étroitement associé à la présence de chalcopyrite et de pyrite.

Quelques teneurs plus faibles ($<$ 1% S) mesurées dans les enveloppes stériles, sont liées à de la pyrite disséminée.

b) Ensemble 3

i- Histogramme des fréquences (Pl.VIII,fig.e)

Distribution comparable à celle observée dans l'ensemble 1.

ii- Histogramme des teneurs (Pl.VIII,fig.f)

L'échelle des ordonnées,plus étalée que celle utilisée dans l'ensemble 1, permet de visualiser la répartition du soufre dans les unités stériles recoupées par le forage 9C - 163.

Les faibles teneurs ($<$ 0,3% S) sont dues à la présence de faibles quantités de pyrite et de chalcopyrite (échantillons n°d'ordre 2 = 0,22% S et 641 ppm de Cu). Les teneurs supérieures à 0,5% S sont dues à la présence de plus grandes quantités de chalcopyrite : 2,37% S et 1,42% Cu formant l'échantillon de minerai (n°d'ordre 11). Il apparaît donc que la répartition de S dans les différentes unités, est identique à celle décrite dans l'ensemble 1.

c) Conclusions

A part quelques faibles concentrations locales dans les zones plus externes, les sulfures sont étroitement associés aux gangues à carbonates ferrifères (phyllonites à ankérite $\pm$ sidérose) et/ou aux gangues à chlorites ferrifères (zone à chlorite ferrifère).

* C

a) Ensemble 1

i- Histogramme des fréquences (Pl.IX,fig.a)

L'histogramme ne permet pas d'opposer des ensembles de caractères pétrographiques distincts, car plusieurs phénomènes géologiques influent sur la distribution du carbone :

- Omniprésence de la calcite, observable en quantités très variables, par exemple : en filonnets secondaires au sein de la méta-anorthosite "fraîche" ou, en tant que composant de la matrice des roches du faciès à paragonite $\pm$ muscovite et de la gangue de certains échantillons sulfurés.

- présence de carbonates ferrifères et ferromagnésiens dans les zones internes du gisement. Ces carbonates sont très abondants dans les gangues du minerai de la zone minéralisée principale, et assez répandus dans les phyllonites. De plus, une partie de ces carbonates peut être liée au métamorphisme régional plutôt qu'à l'activité hydrothermale.

La teneur en C ne discriminant pas les différents types de roches, il faudrait pour celà, utiliser le rapport : $\frac{Fe^{2+} - Ca}{C}$, plus significatif.

ii- Histogramme des teneurs et des teneurs moyennes(Pl.IX,figs.b-c)

Le carbone est contenu dans les carbonates, calciques dans les zones externes puis de plus en plus ferrifères au fur et à mesure que l'on s'approche du coeur du gisement (cf. p 178).

L'ensemble des zones internes (à partir du n°d'ordre 30) est caractérisé par un fort enrichissement en C, maximal au niveau de la zone minéralisée principale, où il se traduit par le développement de la sidérose, caractéristique des phyllonites à ankérite $\pm$ sidérose (+ 17031% C).

Les zones à micas blancs et surtout les phyllonites situées au toit et au mur, sont également très enrichies (+162 à +4538% C). Ces unités, très bien foliées, ont une perméabilité assez grande, facilitant la migration des fluides hydrothermaux.

Dans les phyllonites, la métasomatose carbonique a provoqué la cristallisation de calcite et de grandes quantités d'ankérite, mise en évidence par coloration sélective à l'alizarine S (cf.p. 174).

PLANCHE V/IX-C-

Fig.b-Histogramme des teneurs-

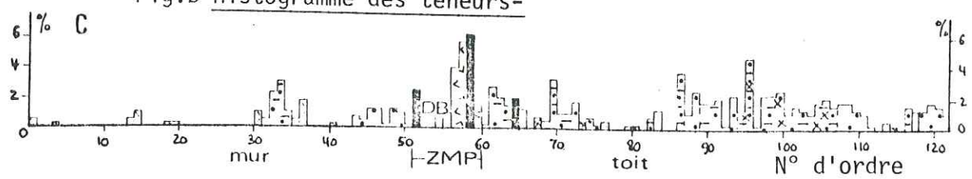
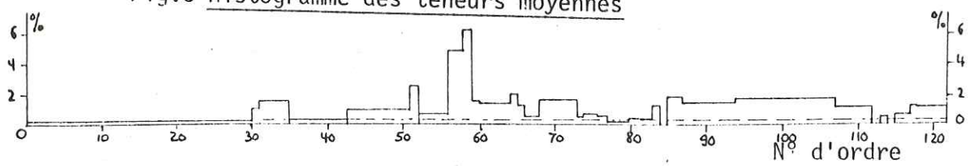
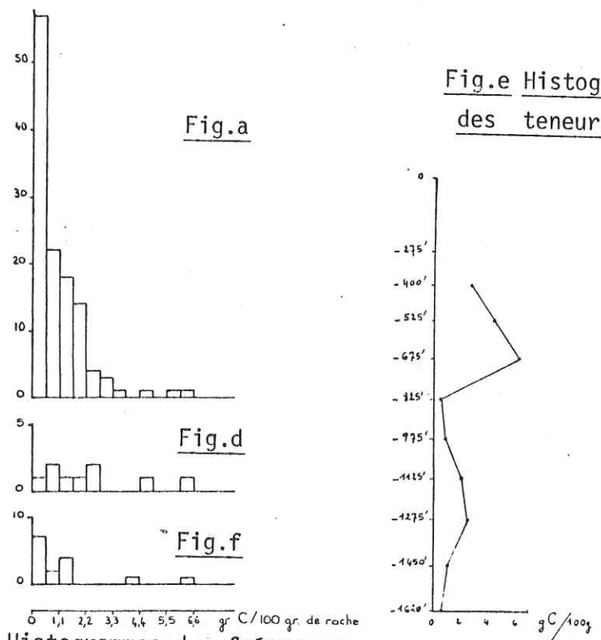


Fig.c-Histogramme des teneurs moyennes





Histogrammes des fréquences

Fig.e Histogramme des teneurs

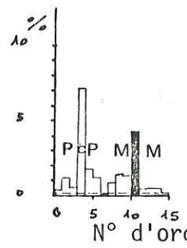


Fig.g Histogramme des teneurs

LEGENDE : cf.P.198 et bloc-diagramme.

Les zones à chlorite ferrifère sont caractérisées par un enrichissement plus modéré.

La métasomatose carbonique semble caractéristique de plusieurs mines des lacs Chibougamau et Doré : elle a été décrite au sein des zones de cisaillement minéralisées de la mine Copper Rand par ECKSTRAND (1963).

b) Ensemble 3

i- Histogramme des fréquences (Pl.IX,fig.f)

Il oppose nettement les enveloppes stériles et les échantillons minéralisés, exceptionnellement caractérisés par une gangue plus riche en calcite qu'en carbonates ferrifères.

ii- Histogramme des teneurs (Pl.IX,fig.g)

Toutes les unités lithologiques de cet ensemble sont enrichies en C, à l'exception d'un échantillon de phyllonite (n°d'ordre 7) très pauvre en C . Les zones les plus riches en C sont étroitement associées à de la minéralisation.

c) Conclusions

Un très net enrichissement en C caractérise les zones internes du gisement, sous forme de CO_2 lié aux carbonates. Les unités les plus enrichies sont les gangues à carbonates ferrifères associées à la minéralisation (cf.tableau n°V/3c).

Le fait que la métasomatose carbonatée est étroitement associée aux zones minéralisées, est un argument indiquant qu'elle est liée à la minéralisation sulfurée, et qu'au niveau du gisement, elle a prédominé sur l'apport de CO_2 lié au métamorphisme du faciès schistes verts.

On peut noter, dès maintenant, que de fortes fugacités de CO_2 favorisent la stabilité de la sidérose, aux dépens de la pyrrhotine et de la magnétite (MEYER et al.,1967) et la stabilité des carbonates plus ou moins ferromagnésiens et de la chlorite, au détriment de l'épidote , de la chlorite et de l'actinolite (cf. réaction (6) p. 222), cette dernière étant la plus instable en présence de CO_2(MIYASHIRO,1973)*. Cet auteur signale également que l'ankérite devient stable à une pression de CO_2 plus élevée que la calcite, ce qui, dans le cas de Copper Cliff,souligne l'existence d'un

* d'après WINKLER (1967) :

3 actinolites + 2 épidotes + $8H_2O$ + 10 CO_2 3 chlorites + 10calcites + 21 quartz (7)

gradient f_{CO_2} dirigé des lentilles minéralisées vers la méta-anorthosite "fraîche", les carbonates ferrifères étant associés aux premières et la calcite à la dernière de ces enveloppes.

* Fe^{2+} (*)

a) Ensemble 1

i- Histogramme des fréquences (Pl.X, fig.a)

Distribution unimodale, opposant les échantillons prélevés dans les enveloppes stériles au minerai et à ses gangues carbonatées et chloritiques.

ii- Histogrammes des teneurs et des teneurs moyennes (Pl.X, figs.b-c)

Fe^{2+} est contenu dans de nombreux minéraux : sulfures (pyrite, pyrrhotine, chalcopyrite), magnétite, chlorite, chloritoïde, ankérite et sidérose.

Toutes les unités internes (dès le n°d'ordre 31) sont enrichies en Fe^{2+}, à l'exception de deux zones de phyllonites à micas blancs, pauvres en chlorite (cf.histogramme des teneurs en Mg, Pl.III).

Les zones enrichies sont de deux types pétrographiques distincts :

- Des zones très enrichies en Fe^{2+} (+82 à +378%), étroitement associées aux lentilles de minerai : sulfures, zone à chlorite ferrifère et phyllonites à ankérite ± sidérose.
- Des zones moins fortement enrichies (de -42 à +61%) : panneaux anorthositiques "frais" préservés dans les zones internes du gisement, faciès à micas blancs, phyllonites à micas blancs et zone à chloritoïde.

Les dykes ont des teneurs variables, mais toujours élevées (de +23 à +167%), liées à la présence de fortes quantités de chlorite.

En conclusion, l'apport de Fe^{2+} est très net dans les zones à chlorite ferrifère, dans les phyllonites à ankérite ± sidérose et surtout, dans les lentilles de minerai (cf.également l'histogramme des teneurs dans

(*) Fe^{2+} et Fe^{3+} n'ont pas été déterminés analytiquement dans les échantillons contenant plus de 0,21% S, mais selon un calcul exposé p. 187 .

PLANCHE V/X-Fe^{2+}-

Fig.b- Histogramme des teneurs

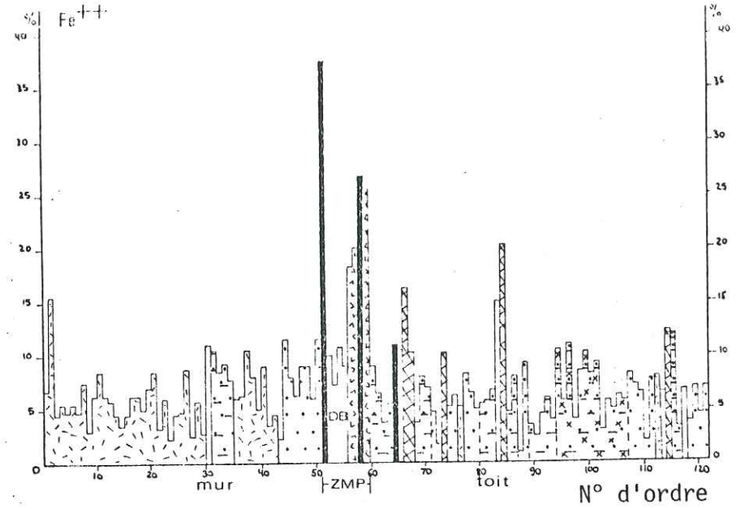
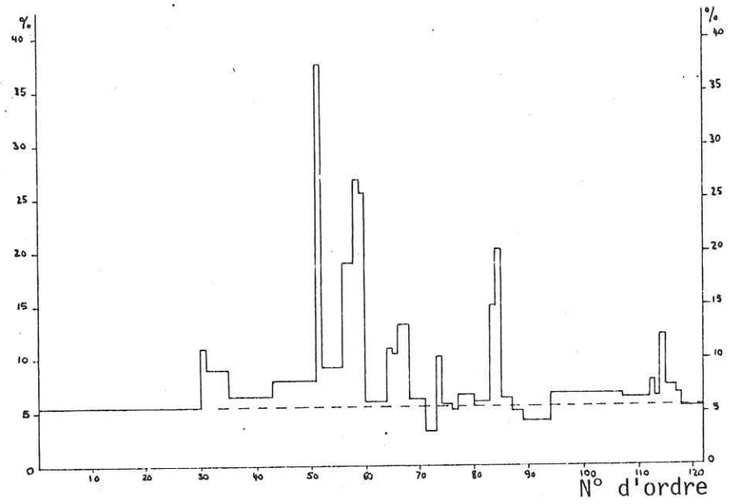


Fig.c- Histogramme des teneurs moyennes



Histogrammes des fréquences

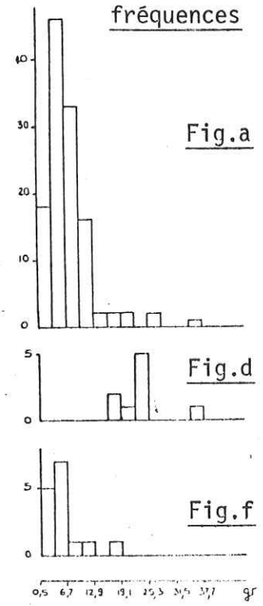


Fig.e Histogramme des teneurs

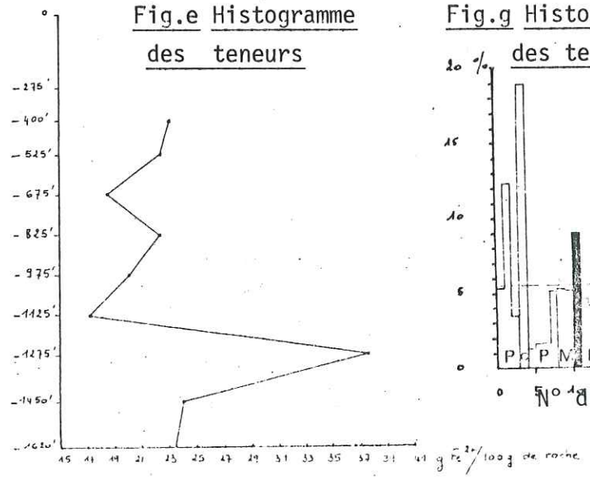
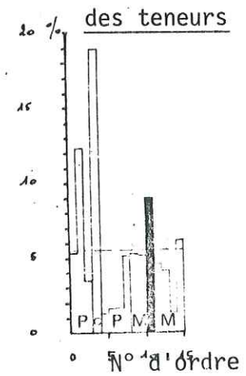


Fig.g Histogramme des teneurs



LEGENDE : cf.P.198 et bloc-diagramme.

l'ensemble 2,Pl.X,fig.e).

La teneur en Fe^{2+} des dykes peut être considérée comme un caractère géochimique originel, les dykes n'ayant généralement pas subi d'altération hydrothermale.

ECKSTRAND (1963) note l'importance de cette métasomatose ferreuse, nécessaire pour former les zones minéralisées, et HAWKINS (1960) fait la même observation au sujet du fer total, dans toutes les mines des lacs Chibougamau et Doré.

b) Ensemble 3

i- Histogramme des fréquences (Pl.X,fig.f)

La distribution est comparable à celle observée dans l'ensemble 1.

ii- Histogramme des teneurs (Pl.X,fig.g)

En dehors des deux lentilles minéralisées, seule, une unité de phyllonites est enrichie en Fe^{2+}. Les autres unités sont appauvries car, soit les micas blancs y sont plus abondants que la chlorite (échantillons n° d'ordre 4 -10), soit l'albite et la paragonite prédominent sur la chlorite (éch.n°d'ordre 12 -15).

La réaction (3) p.214 indique que la transformation chlorite en micas blancs s'accompagne d'un lessivage de Fe et Mg.

c) Conclusions

Fe^{2+} a une distribution comparable à celle de C : toutes les unités internes sont enrichies, cet enrichissement étant maximal dans les lentilles minéralisées et les gangues chloriteuses ou carbonatées qui lui sont associées. Cet enrichissement nécessite un net apport externe de Fe^{2+}, en milieu réducteur,compatible avec un milieu riche en H^+.A cet apport s'ajoute Fe^{2+}libéré lors de l'hydrolyse de la chlorite (réactions (3)p.214et (5)p.218,ainsi que Fe^{2+} provenant de la réduction de Fe^{3+}contenu dans les épidotes:réactions (1)p.213 (4)p.214 (6)p.222et (7)p.227.

Les dykes ont également des teneurs élevées, liées à leur richesse en chlorite, mais ce caractère est originel et non pas hydrothermal. Il s'observe avec une grande constance tout le long de la coupe, même dans l'échantillon n°d'ordre 122, prélevé très loin de la zone minéralisée, au contact de méta-anorthosite "fraîche".

* Fe^{3+}

a) Ensemble 1

i- Histogramme des fréquences (Pl.XI,fig.a)

Tendance trimodale : le premier mode (0,35 - 2,10%) domine. Il regroupe la majorité des échantillons de méta-anorthosite "fraîche" de la zone à micas blancs et de la zone à chloritoïde. Ces roches contiennent des minéraux généralement pauvres en Fe^{3+}: chlorite, chloritoïde, carbonates, ou de faibles quantités de minéraux à Fe^{3+}: clinozoïsite, pistachite, magnétite.

Le second mode (2,10 - 3,15%) regroupe des échantillons contenant soit des épidotes, soit de la magnétite.

Le troisième mode (3,15 - 3,85%) regroupe :

- des échantillons riches en clinozoïsite et/ou épidotes : méta-anorthosites à épidote s.s.(cf.p. 64)et certains dykes.

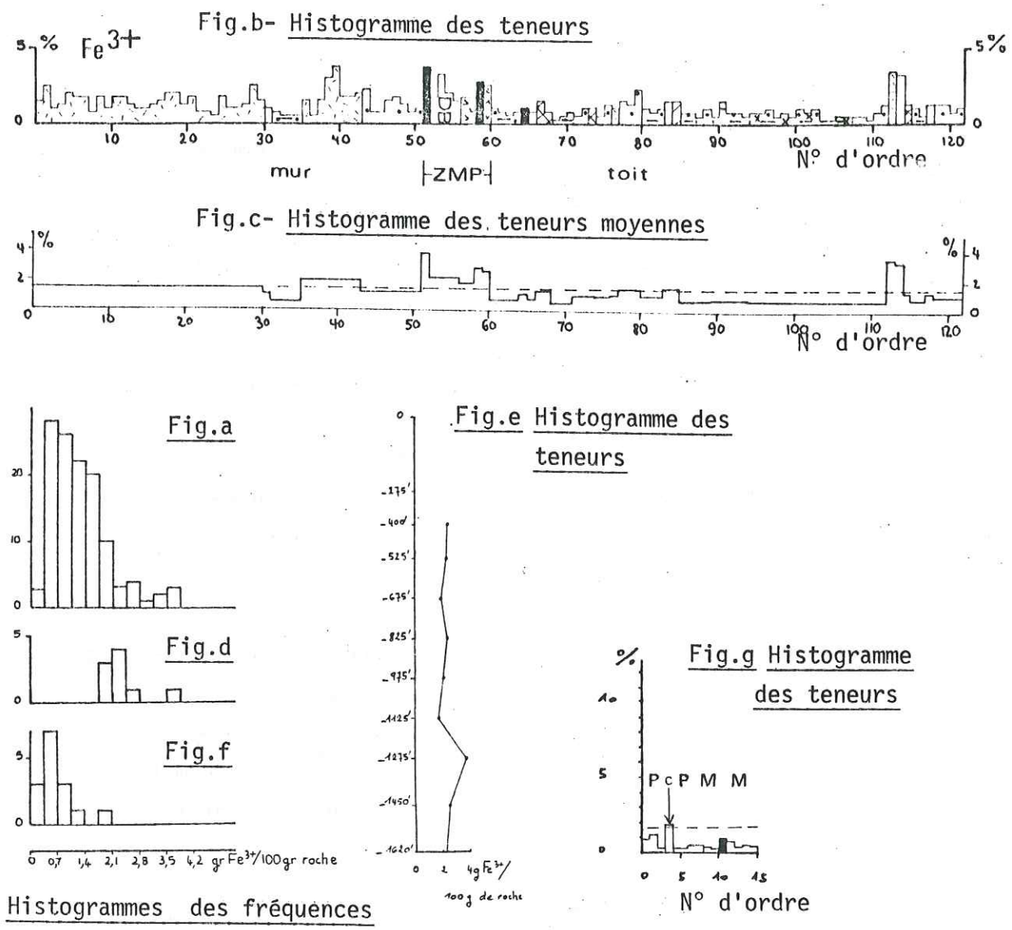
- des échantillons à magnétite : certains échantillons de minerai et quelques dykes contenant des porphyroblastes de magnétite.

Les méta-anorthosites "fraîches" et le minerai peuvent présenter des teneurs comparables en Fe^{3+}. Cependant, le rapport Fe^{2+}/Fe^{3+} permet de les distinguer. A titre d'exemple, voici le calcul pour deux échantillons de chaque type :

	Méta-anorthosite "fraîche"		Minerai	
N° éch.	28241	28242	0004	18862
Fe^{3+} (%)	3,08	3,7	3,83 *	2,72 *
Fe^{2+}/Fe^{3+}	2,6	1,34	9,8 *	9,81 *

* = Ces valeurs ne sont pas mesurées mais estimées (cf. la remarque sur le dosage de Fe^{2+} et Fe^{3+}, p. 187). Le rapport Fe^{2+}/Fe^{3+} est probablement encore plus élevé, car les sulfures ne contiennent que très peu de Fe^{3+}.

PLANCHE V/XI-Fe^{3+}-



LEGENDE :cf.P.198 et bloc-diagramme.

ii- Histogrammes des teneurs et des teneurs moyennes (Pl.XI,figs.b,c)

Fe^{3+} est contenu dans la magnétite (48,3%), l'épidote et la clinozoïsite (7,1% selon la formule structurale de WYLLIE,1967), la chlorite (9,96%, moyenne de 4 chlorites dont l'analyse est publiée dans ce mémoire) le chloritoïde (1,80% pour un chloritoïde de Siderite Hill, Chibougamau , HALFERDAHL,1961).

Ces histogrammes mettent en évidence un appauvrissement général en Fe^{3+} dans toutes les roches des zones internes, à partir du n°d'ordre 31. Les fluides hydrothermaux ont vraisemblablement exercé une action réductrice sur Fe^{3+}, le transformant en Fe^{2+}, très abondant dans ces zones d'altération.

b) Ensemble 3

i- Histogramme des fréquences (Pl.XI,fig.f)

La distribution est comparable à celle observée dans l'ensemble 1.

ii- Histogramme des teneurs (Pl.XI,fig.g)

Les teneurs mesurées dans les unités du faciès à micas blancs et dans les phyllonites, sont comparables à celles observées dans les unités du même type de l'ensemble 1. Elles sont toujours inférieures aux teneurs de la zone de référence. Seule, une zone de phyllonites à ankérite $\pm$ sidérose, légèrement minéralisée (4600ppm Cu) est un peu enrichie en Fe^{3+} (1,94%) probablement lié à de la magnétite.

c) Conclusions

La distribution de Fe^{3+} est grossièrement l'inverse de celle de Fe^{2+}: les zones internes du gisement sont appauvries en Fe^{3+}, ce qui souligne l'action réductrice des fluides hydrothermaux, plutôt qu'un réel lessivage de Fe^{3+}. Les fortes valeurs de Fe^{3+} correspondent à des minéraux de roches peu altérées : clinozoïsite et/ou épidote de la méta-anorthosite "fraîche", ou à des zones riches en magnétite.

* P

a) Ensemble 1

i- Histogramme des fréquences (Pl.XII ,fig.a)

Distribution unimodale,opposant l'ensemble enveloppes stériles et minerai aux dykes. Ceux-ci sont caractérisés par des teneurs relativement élevées en P.

ii- Histogramme des teneurs (Pl.XII ,fig.b)

L'histogramme des teneurs moyennes n'a pas été représenté pour P et Ti, car ils n'ont été dosés que dans 1/3 des échantillons (51 déterminations).

P est contenu dans l'apatite, minéral peu répandu : il n'a jamais été observé macroscopiquement dans cette coupe (cf. § ensemble 2), et il est très rare dans les lames minces effectuées dans des échantillons de la coupe.

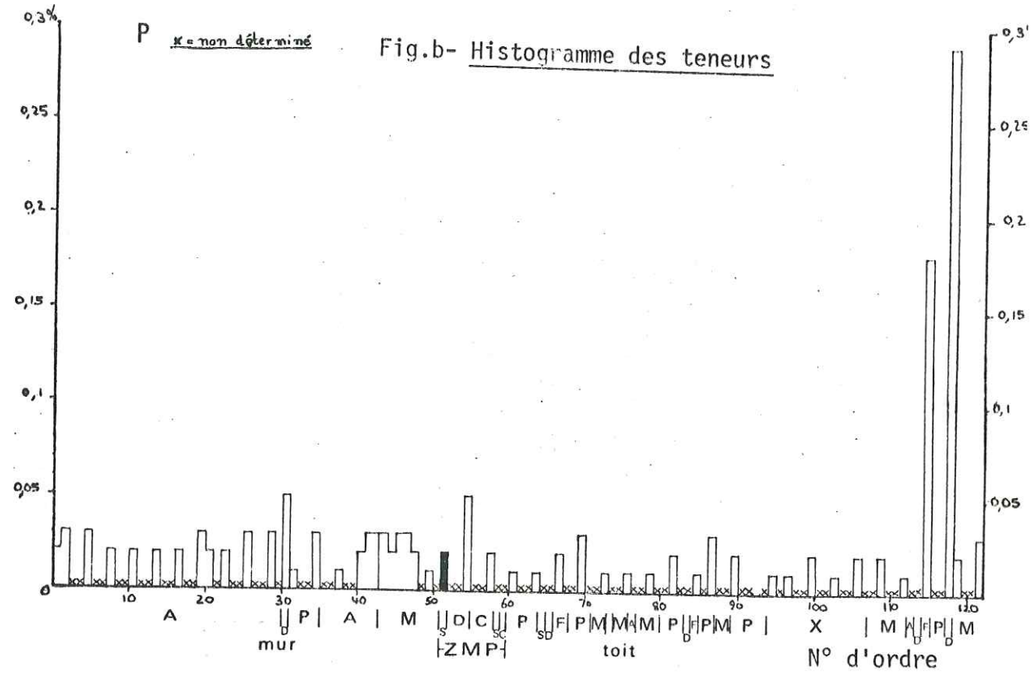
Les fluctuations de la teneur paraîssent peu significatives, à l'exception des fortes valeurs déjà signalées dans les dykes. Ces teneurs élevées ne sont probablement pas liées à un apport hydrothermal, mais à la présence d'apatite originelle.

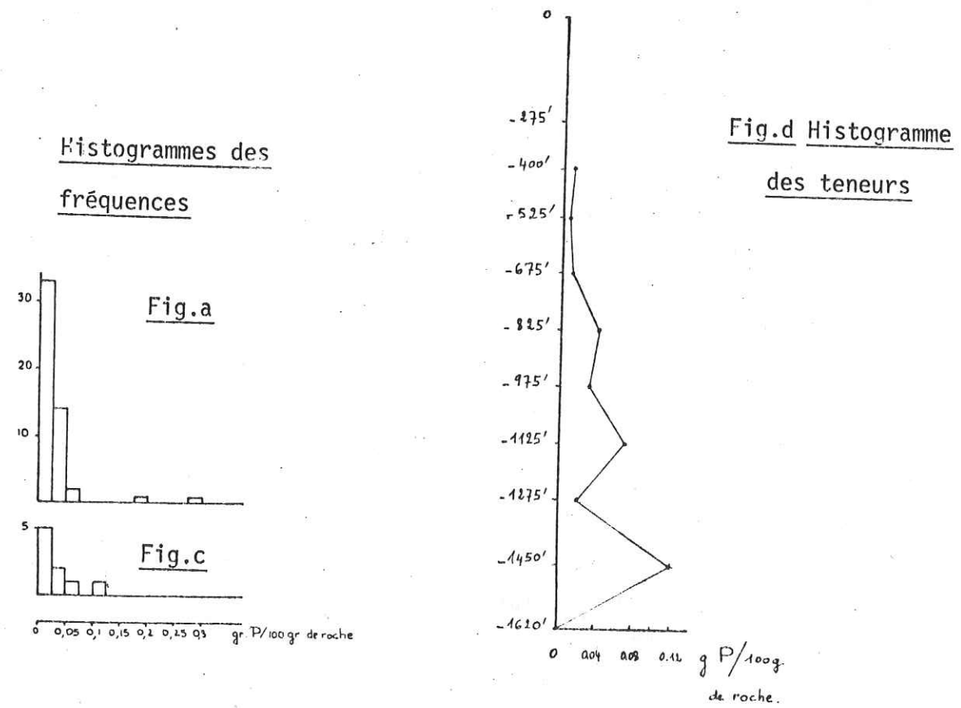
La seule teneur élevée, mesurée dans les zones d'altération, est liée à un échantillon prélevé dans une unité de la zone à chlorite ferrifère (n°d'ordre 115).

b) Ensemble 2 (Pl.XII ,figs.c-d)

L'échantillon prélevé au niveau -440 m (-1450') contient beaucoup de P. A ce niveau, l'apatite a été observée en masses localisées de cristaux atteignant 3 cm de long, associés au minerai , donc P, s'il n'a pas migré à grande échelle, a cependant pu être mobilisé à l'échelle de l'échantillon et reconcentré localement.

PLANCHE V/XII-P-





LEGENDE : cf.P.198 et bloc-diagramme.

c) Ensemble 3

Le phosphore n'a pas été dosé.

d) Conclusions

La présence de cristaux d'apatite au sein de la chlorite ferrifère formant la gangue d'une lentille minéralisée, et la forte teneur locale associée à ce type d'auréole d'altération dans la coupe de l'ensemble 1 suggèrent une certaine mobilité de P au cours de l'altération hydrothermale. Cependant, en l'absence de données suffisantes, il est difficile de savoir si ces teneurs élevées sont liées à un lessivage des épontes, ou à une introduction par les fluides hydrothermaux.

Les dykes ont des teneurs plus élevées que la moyenne des autres unités lithologiques, comparables à celles des termes basiques du pluton de Chibougamau et à celles des laves basiques de la région de Chibougamau (CHRISTMANN,1975).

* Ti

a) Ensemble 1

i- Histogramme des fréquences (Pl.XIII,fig.a)

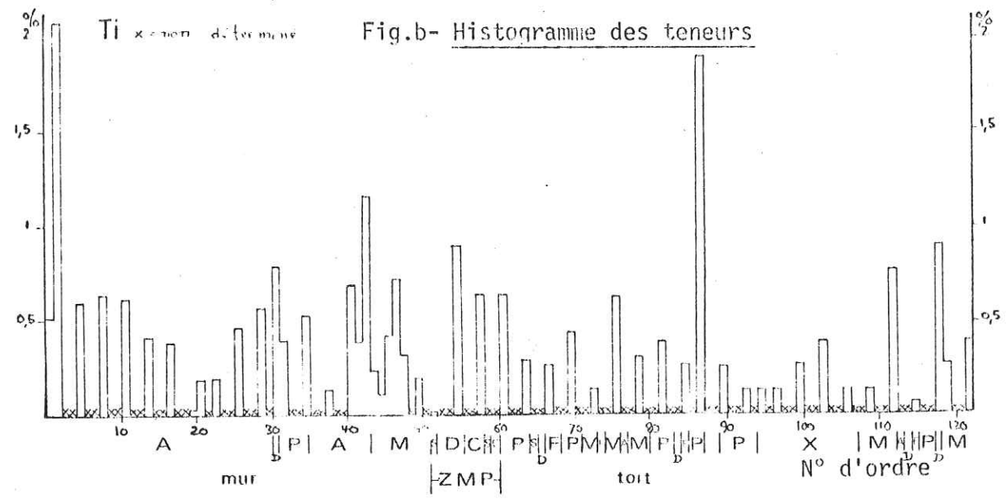
Distribution à tendance bimodale. Les deux modes ne discriminent pas des sous-populations de roches pétrographiquement distinctes, mais les dykes analysés sont tous regroupés dans le second mode (0,6 -0,8% Ti). Leur teneur en Ti est liée à la présence de leucoxène.

ii- Histogramme des teneurs (Pl.XIII,fig.b)

L'histogramme des teneurs moyennes n'a pas été représenté pour Ti car il n'a été dosé que dans 1/3 des échantillons (51 déterminations).

Ti est contenu dans le leucoxène, présent dans toutes les roches,à l'exception des sulfures massifs. Ce leucoxène dérive de l'ilménite,minéral composant les méta-anorthosites "fraîches" (ALLARD,1972) et les variations de la teneur en Ti traduisent des variations dans la composition des anorthosites originelles, plutôt que l'action des fluides hydrothermaux. En effet, KORZHINSKII (1955) estime que cet élément est inerte.

PLANCHE V/XIII-Ti-



Histogrammes des fréquences

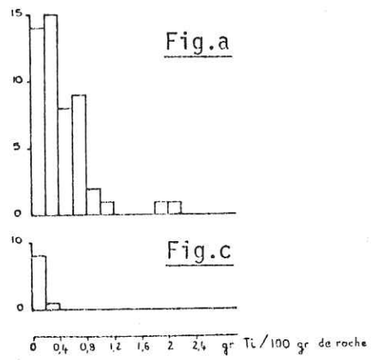
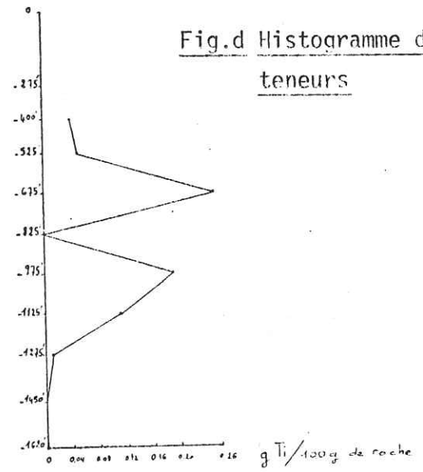


Fig.d Histogramme des teneurs



LEGENDE : cf.P.198 et bloc-diagramme.

b) Ensemble 3

Le titane n'a pas été dosé.

c) Conclusions

Les teneurs en Ti sont liées à la présence originelle d'ilménite dans les méta-anorthosites "fraîches". L'ilménite est transformée en leucoxène, facilement reconnaissable dans toutes les unités lithologiques, y compris dans le minerai (cf. fig.n°IV/37).

Les dykes analysés ont des teneurs en Ti relativement élevées par rapport aux autres unités lithologiques.

* O_2

a) Ensemble 1

i- Histogramme des fréquences (PlXIV, fig.a)

Il visualise l'opposition entre les faibles teneurs des échantillons sulfurés et les teneurs plus élevées de l'ensemble des autres types de roches, ainsi que la très faible variabilité de la teneur en oxygène dans les unités stériles : environ 95% des 122 échantillons de cette coupe ont une teneur comprise entre 46 et 52,2% O_2. L'oxygène est, parmi les éléments analysés, celui qui a le plus faible coefficient de variation : 0,2 (cf. Tableau n°V/2).

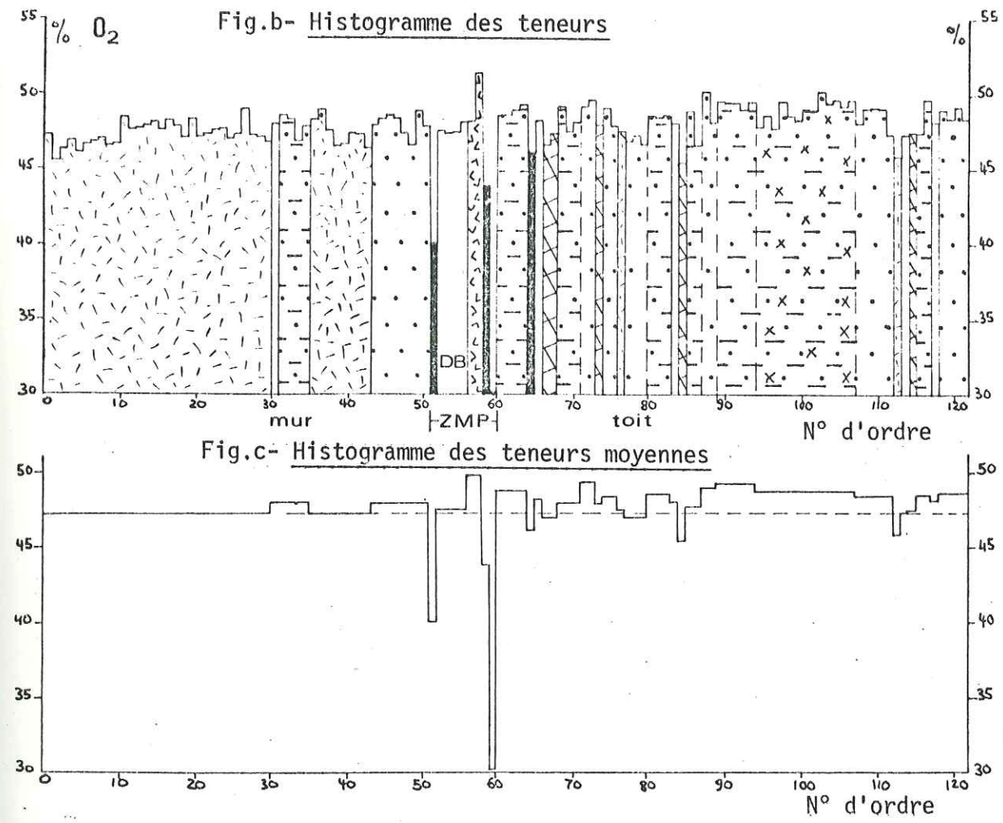
ii- Histogrammes des teneurs et des teneurs moyennes (PlXIV, fig.b-c)

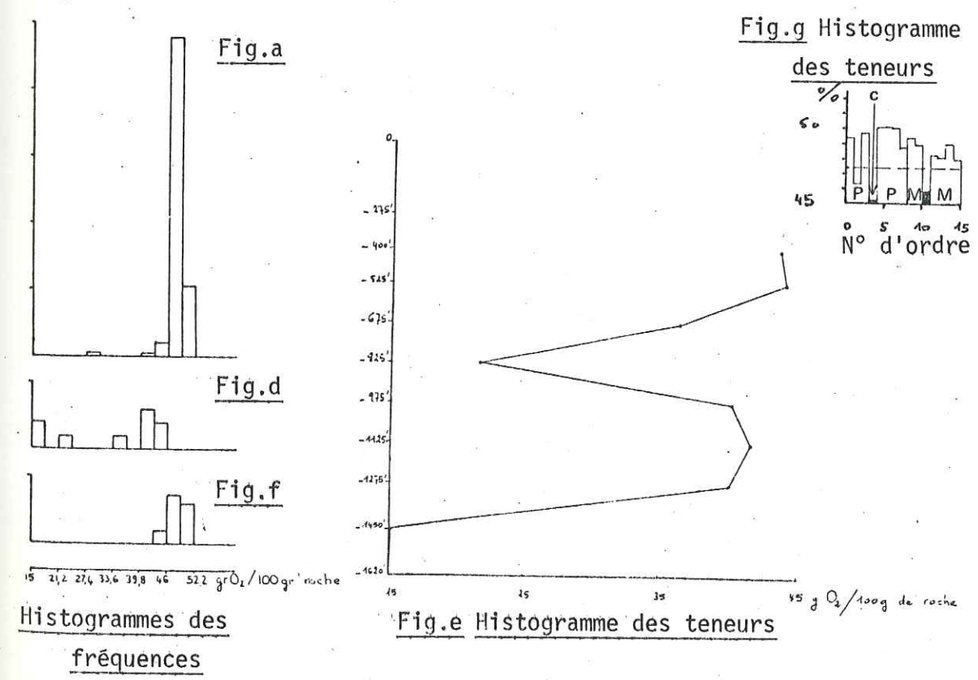
A l'exception des sulfures, tous les minéraux du gisement contiennent de l'oxygène. Les unités internes (à partir du n°d'ordre 31) sont enrichies en O_2 (cf.tableau V/3 a) , un apport étant nécessaire pour permettre la cristallisation d'assemblages riches en paragonite (50,2% O_2) (ou en carbonates ferrifères : 48% environ d'O_2 dans l'ankérite et la sidérose) à la place de l'albite (48,8% O_2*), de la zoïsite (45,8% O_2*), de l'épidote (44,1% O_2*) et de la chlorite (45,1% O_2* dans une chlorite moyenne).

Seuls les sulfures et les zones très riches en chlorite ferrifère et les phyllonites à sidérose ± ankérite sont déficients en O_2.

* = teneurs calculées d'après la formule structurale de ces minéraux, publiée par WYLLIE, 1967.

PLANCHE V/XIV -O_2-





Histogrammes des fréquences

LEGENDE : cf.P.198 et bloc-diagramme.

b) Ensemble 2 (PlXIV,figs.d-e)

La teneur en O_2 est inversement proportionnelle à la teneur en S. Cette observation est confirmée par la régression linéaire (S,O_2) calculée,selon la méthode des moindres carrés,sur les 9 échantillons de cette coupe :

la teneur en S peut se calculer à partir de la teneur en O_2, grâce à la fonction linéaire :

$$S = \frac{O - 45,6312}{- 1,086}$$

le coefficient de corrélation entre S et O_2, r ,(cf.p. 262) est égal à - 0,995 : les variations de S et O_2 sont donc étroitement dépendantes, et sont correctement décrites par cette fonction linéaire. Le lien entre S et O_2 a déjà été mentionné au début de ce chapitre p. 192 .

c) Ensemble 3

i- Histogramme des fréquences (PlXIV,fig.f)

La distribution est comparable à celle notée dans l'ensemble 1.

ii- Histogramme des teneurs (PlXIV,fig.g)

Les teneurs en O_2 sont identiques à celles mesurées dans les unités lithologiques de même nature, appartenant à l'ensemble 1.

d) Conclusions

Un enrichissement en O_2 est nécessaire pour expliquer les fortes teneurs caractéristiques de la plupart des zones internes, à l'exception des minerais, mais il s'agit d'un enrichissement en CO_2, H_2O, plutôt qu'en O_2 élémentaire.

* Cu

a) Ensemble 1

i- Histogramme des fréquences (Pl.XV ,fig.a)

L'histogramme ne concerne que les échantillons dont la teneur en Cu

PLANCHE V/XV -Cu-

Fig.b Histogramme des teneurs

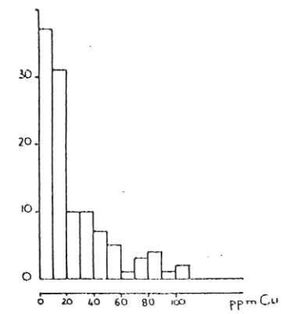


Fig.a Histogramme des fréquences

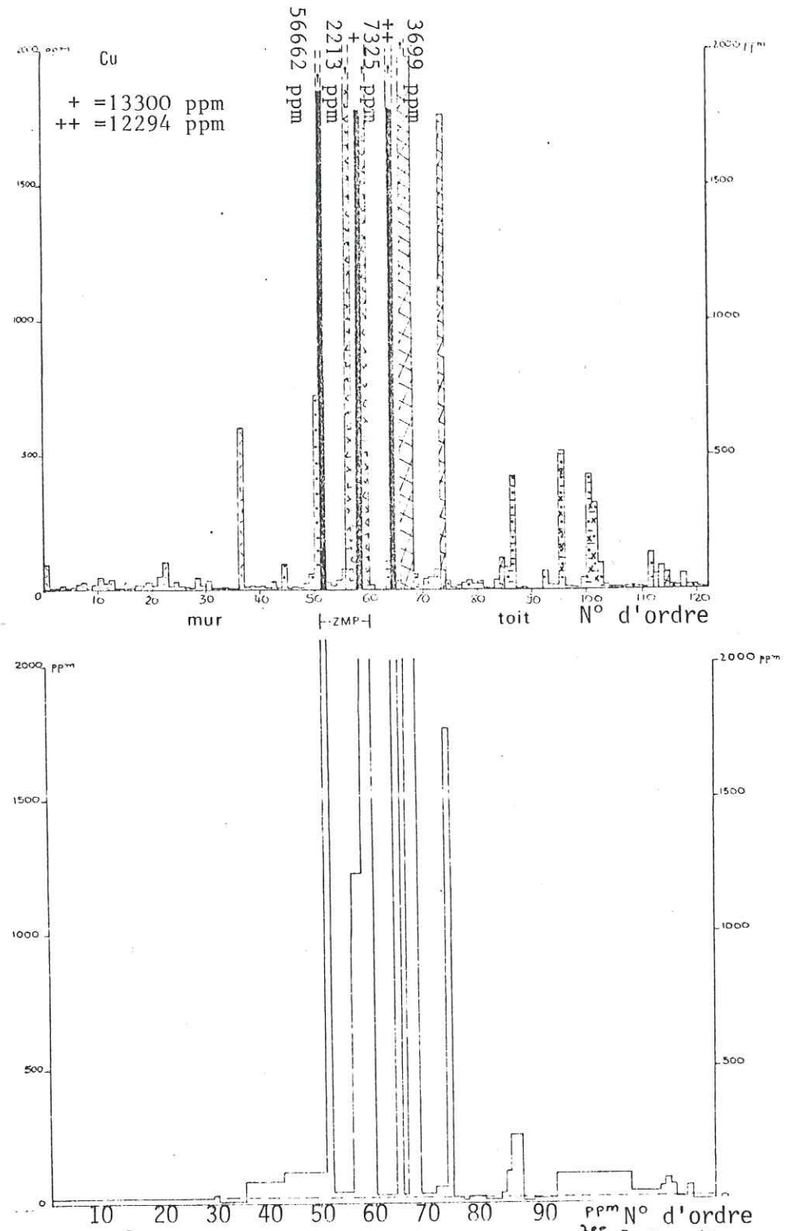
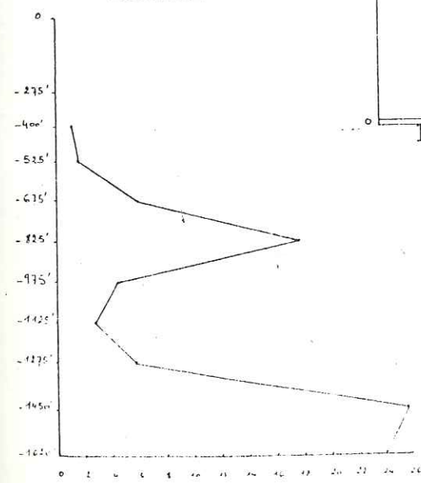
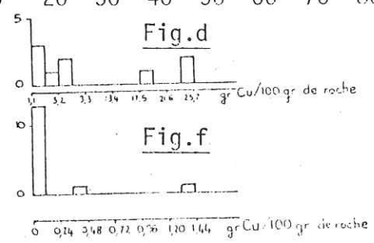


Fig.c Histogramme des teneurs moyennes

Fig.e Histogramme des teneurs





Histogrammes des fréquences

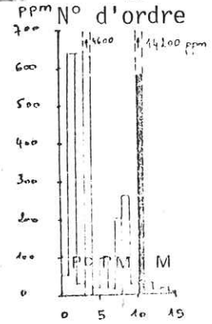


Fig.g Histogramme des teneurs

LEGENDE : cf.P.198 et bloc-diagramme.

ne dépasse pas 110 ppm. Il ne discrimine pas les différentes unités lithologiques, soulignant ainsi la répartition aléatoire des faibles teneurs en Cu.

ii- Histogrammes des teneurs et des teneurs moyennes (Pl.XV ,figs.b,c)

Le cuivre est essentiellement contenu dans la chalcopyrite, dont les concentrations sont très localisées. Les teneurs supérieures à 1% caractérisent le minerai exploité, et des teneurs plus faibles, mais généralement supérieures à 1000 ppm, sont caractéristiques des gangues du minerai (phyllonites à ankérite ± sidérose et zones riches en chlorite ferrifère). La présence de traces de chalcopyrite dans des veinules recoupant les méta-anorthosites "fraîches" et les unités de la zone à micas blancs, ainsi que les phyllonites, se traduit par quelques valeurs isolées, supérieures à 300 ppm.

b) Ensemble 3

i- Histogramme des fréquences (Pl.XV ,fig.f)

Il oppose les unités stériles aux deux veines minéralisées traversées par le forage 9C-163.

ii- Histogramme des teneurs (Pl.XV,fig.g)

Il met en évidence :

- l'existence d'une veine de minerai;
- la présence d'importantes traces de cuivre (4600 ppm) associées à une zone de phyllonites à ankérite ± sidérose;
- la distribution très variable des traces de cuivre dans les unités du faciès à micas blancs et dans les phyllonites.

c) Conclusions

Cu est évidemment étroitement associé aux lentilles de minerai, et à ses gangues carbonatées et chloriteuses; sa distribution est comparable à celle du soufre, puisque la chalcopyrite est le seul minéral cuprifère reconnu.

* Zn

a) Ensemble 1

i- Histogramme des fréquences (Pl.XVI,fig.a)

Cet histogramme, à légère tendance bimodale, ne discrimine pas de sous-populations à caractères pétrographiques distincts. Il est cependant intéressant de noter la forte teneur en Zn de 5 sur 9 des échantillons de dykes, regroupés dans le second mode (420-630 ppm).

ii- Histogrammes des teneurs et des teneurs moyennes (Pl.XVI,figs.b,c)

A l'exception d'une veine de sphalérite, très localisée (16-22-4), ce minéral n'a jamais été observé à la mine Copper Cliff. Malgré cela, des teneurs dépassant 500 ppm ont été mesurées dans des échantillons appartenant généralement à des unités lithologiques stériles :dykes, faciès à micas blancs, phyllonites à micas blancs et zone à chlorite ferrifère.

Ces teneurs correspondent à un net enrichissement par rapport à la zone de référence et ce sont des échantillons très chloriteux qui sont les plus enrichis.

Cet enrichissement caractérise surtout le coeur du gisement (entre les n°d'ordre 31 et 74), les teneurs diminuant fortement quelque soit le type de roche au toit de l'échantillon n°d'ordre 74.

Zn ne semble pas associé à la minéralisation sulfurée, celle-ci étant très pauvre en Zn. RAYCHAUDHURI(1959) a étudié la répartition de Zn dans les sulfures de la plupart des mines de la région de Chibougamau : il semble exister deux types de sulfures :

- ceux des mines Copper Cliff, Jaculet (moyenne de l'analyse de 7 chalcopyrites pures = 0 ppm Zn) et, dans une moindre mesure, Copper Rand (moyenne de l'analyse de 11 chalcopyrites pures = 238 ppm Zn) pauvres en Zn
- ceux des autres gisements, beaucoup plus riches en Zn.

b) Ensemble 3

i- Histogramme des fréquences (Pl.XVI,fig.f)

La distribution est comparable à celle observée dans l'ensemble 1. On note l'absence des fortes teneurs relevées dans cet ensemble 1.

PLANCHE V/XVI -Zn-

Fig.b- Histogramme des teneurs

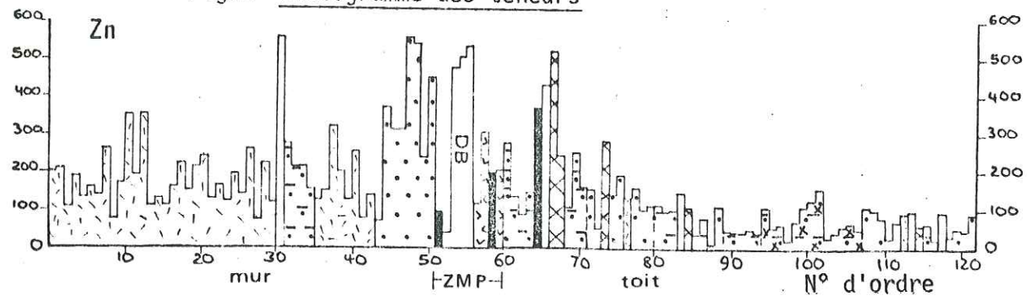
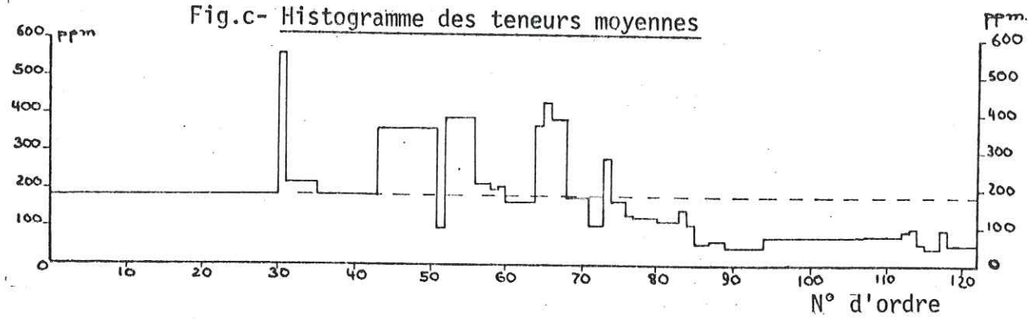
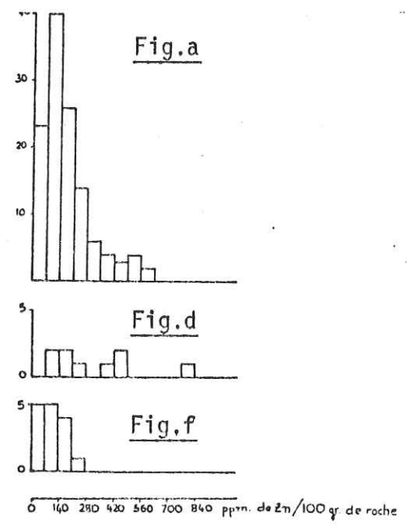


Fig.c- Histogramme des teneurs moyennes





Histogrammes des fréquences

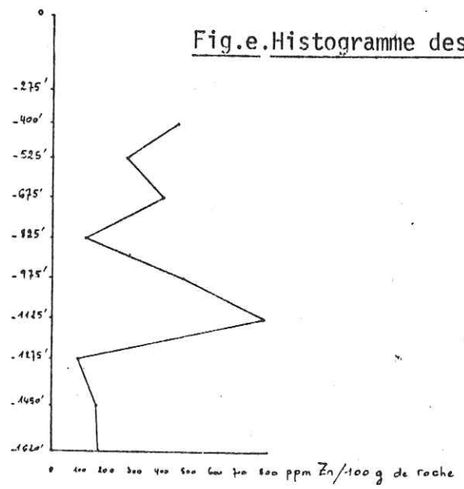


Fig.e.Histogramme des teneurs

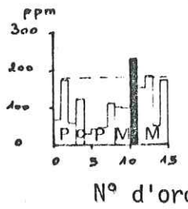


Fig.g Histogramme des teneurs

LEGENDE : cf.P.198 et bloc-diagramme.

ii- Histogramme des teneurs (Pl.XVI,fig.g)

Les teneurs en Zn sont voisines de celles mesurées dans les unités de même nature, dans l'ensemble 1.

c) Conclusions

La distribution de cet élément oppose nettement le toit et le mur de la zone minéralisée.

Le lessivage de Zn caractérise les zones lithologiques situées au toit. Cet élément a pu être remobilisé en direction de la zone minéralisée principale et du mur, ceux-ci étant nettement enrichis. On peut penser que Zn remplace Mg et Fe^{2+} (WEDEPOHL,1953 et TAYLOR,1965) dans les chlorites.

Par conséquent, Zn pourrait être lié à la teneur en chlorite de la méta-anorthosite "fraîche". Le lessivage observé pourrait être associé à la séricitisation de la chlorite selon la réaction, déjà proposée à la p. 214 :

$$\underset{\text{Chlorite}}{2\,Al(Mg,Fe,Zn)_5\,Al\,Si_3O_{10}(OH)_8} + 5Al^{3+} + 3Si(OH)_4 + 3K^+ \text{ ou } 3Na^+ + 2H^+ \longrightarrow$$

$$\underset{\text{Muscovite}}{3\,KAl_2Si_3O_{10}(OH)_2} \text{ ou } \underset{\text{Paragonite}}{3\,Na\,Al_2AlSi_3O_{10}(OH)_2} + 10(Fe,Mg,Zn)^{2+} + 12H_2O$$

(d'après MEYER et al.,1967). Le problème du remplacement Mg-Zn est également évoqué p. 139 .

La teneur en Zn de certains dykes, dont le dyke basique de la zone minéralisée principale, pourrait être un caractère géochimique originel, indépendant de l'altération hydrothermale.

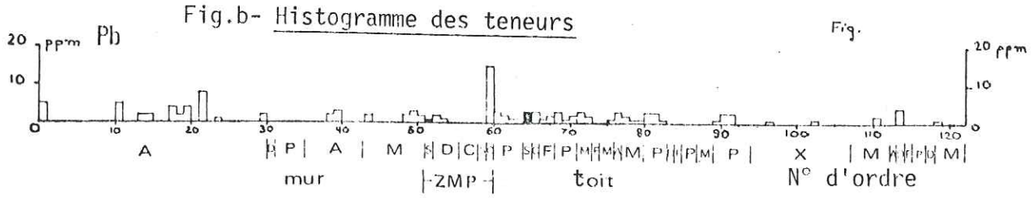
* Pb

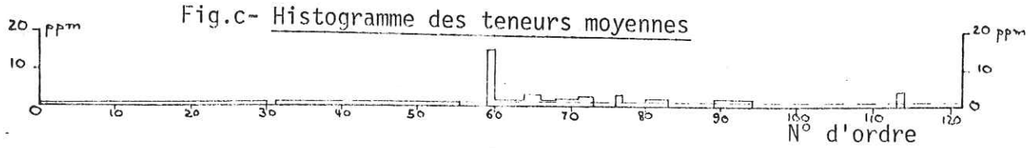
a) Ensemble 1

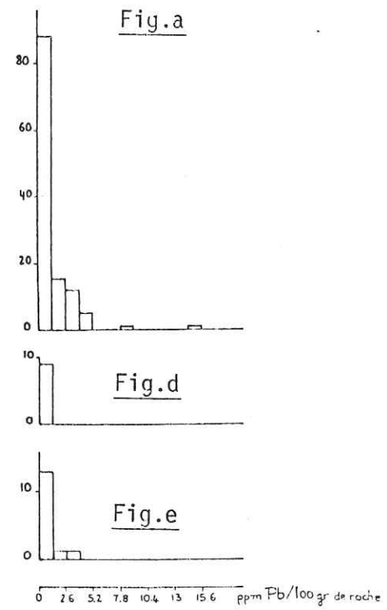
i- Histogramme des fréquences (Pl.XVII,fig.a)

Distribution unimodale opposant la méta-anorthosite "fraîche" et un échantillon de phyllonite à ankérite ± sidérose, très riche en pyrite, aux autres unités lithologiques.

PLANCHE V/XVII -Pb-







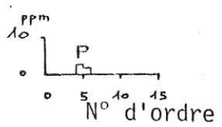


Fig.f Histogramme des teneurs

Histogrammes des fréquences

LEGENDE : cf.P.198 et bloc-diagramme.

ii- Histogrammes des teneurs et des teneurs moyennes (Pl.XVII,fig.b,c)

Aucun minéral de Pb n'est connu.

La distribution de cet élément semble erratique, des teneurs modérées (maximum 15 ppm) ayant été observées dans toutes les unités lithologiques, les unités les plus riches ayant été mentionnées au § précédent.

Un enrichissement modéré et erratique caractérise les unités situées au toit de la zone minéralisée principale, mais proches de celle-ci.

Les échantillons de minerai ne contiennent généralement pas de Pb (maximum 3 ppm) ,et il semble donc que Pb ne soit pas associé à la minéralisation cuprifère.

Des poches de galène sont connues à la mine Campbell Chibougamau (JEFFERY,1959). Ce minéral a été observé en traces à la mine Portage,et, en association avec des traces d'altaïte, PbTe, à la mine Copper Rand (cf . AUTRAN et al., 1966).

b) Ensemble 2

Pb est absent des 9 échantillons de minerai constituant cet ensemble, ce qui renforce l'hypothèse de l'indépendance de la distribution de Pb par rapport à celle de Cu.

c) Ensemble 3

i- Histogramme des fréquences (Pl.XVII,fig.e)

La distribution de Pb est comparable à celle notée dans l'ensemble 1 .

ii- Histogramme des teneurs (Pl.XVII,fig.f)

Pb n'a été observé que dans une unité de phyllonites à micas blancs. Il est absent dans les deux lentilles de minerai. Cette distribution reflète encore la dissociation entre Pb et Cu.

d) Conclusions

La présence de traces de galène dans les roches où Pb a été détecté, semble assez probable, mais, il faut noter que cette minéralisation paraît plutôt liée à la méta-anorthosite "fraîche" et à certaines unités du toit de la zone minéralisée principale qu'au minerai.

* Ni

a) Ensemble 1

i- Histogramme des fréquences (Pl.XVIII,fig.a)

L'histogramme unimodal discrimine différentes unités pétrographiques et oppose les unités stériles au minerai :

- la première cellule (0-60 ppm) contient la forte majorité des échantillons du faciès à paragonite ± muscovite ± chloritoïde.
- l'ensemble des deux premières cellules (0 -120 ppm, 97% des échantillons),regroupe, à une exception près, l'ensemble des échantillons de méta-anorthosite "fraîche".
- les quatre dernières cellules (120 -360 ppm, 3% des échantillons) regroupent les sulfures et un échantillon de méta-anorthosite "fraîche".

ii- Histogrammes des teneurs et des teneurs moyennes (Pl.XVIII,fig.b,c)

Les mesures de Ni et Co sont à interprêter avec prudence, les fortes teneurs observées dans les minerais pouvant être liées soit à une contamination en Ni-Co par l'acier inoxydable des appareils de broyage , dont la nature exacte n'est pas connue, soit à la présence de minéraux de Ni. G. VIVIER*(communication orale) indique que la non-signification des teneurs en Ni est quasi-générale pour les roches broyées au mortier Inox. Cependant aucun minéral de Ni n'a été identifié, mais cet élément peut être associé à la pyrrhotine et à la pyrite (RAMDOHR,1969).En effet,l'échantillon n°d'ordre 60 est le plus riche, à la fois en Ni et en pyrite. Mais il faut noter que la pyrite est un minéral à dureté anisotrope qui peut, sous certains angles,être plus dur que l'acier, et jouer le rôle d'abrasif.

Il est cependant important de noter que plusieurs auteurs ont décrit des minéraux nickelifères dans les mines des lacs Chibougamau et Doré : pentlandite à la mine Portage ainsi qu'un tellurure de Ni, la mélonite, dans la mine Copper Rand (AUTRAN et al.,1966); RAYCHAUDHURI(1960) et NICHOL (1958) ont déterminé des teneurs de Ni décroissantes, dans l'ordre, dans les minéraux suivants : pyrrhotine, pyrite, chalcopyrite, provenant de diverses mines.

* Ingénieur C.N.R.S., Institut Dolomieu de Géologie, GRENOBLE.

PLANCHE V/XVIII-Ni-

Fig.b- Histogramme des teneurs

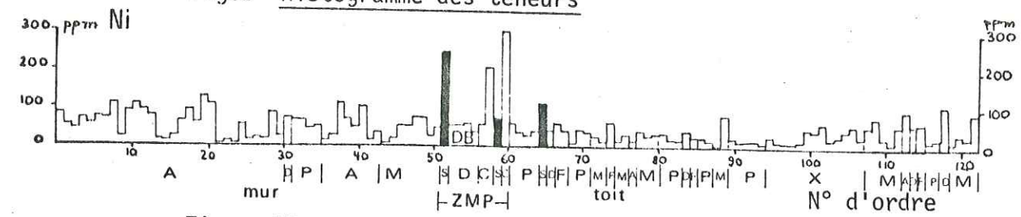
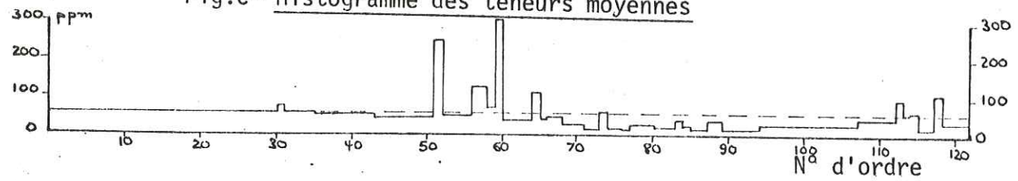
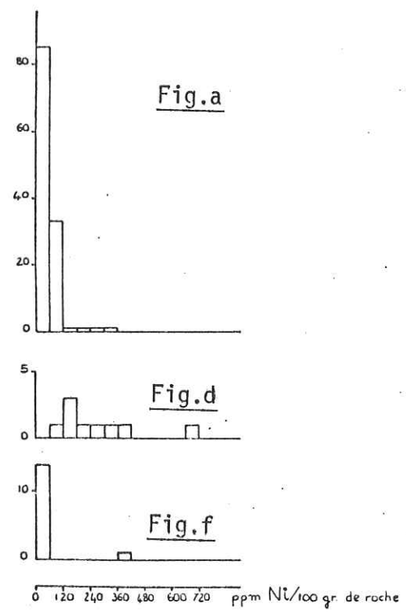
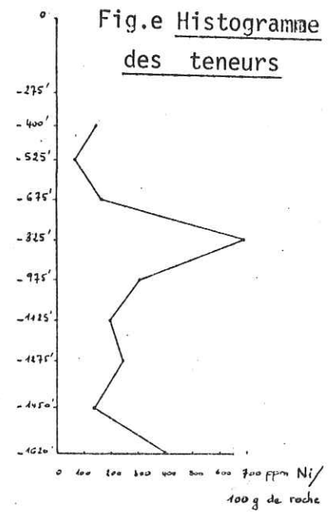


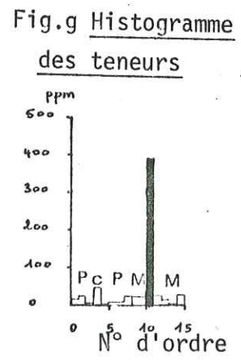
Fig.c- Histogramme des teneurs moyennes



Histogrammes des fréquences







LEGENDE : cf.P.198 et bloc-diagramme.

A l'exception des échantillons riches en sulfures (minerais,unités de phyllonites à ankérite ± sidérose) l'ensemble des unités lithologiques formant les zones internes (au toit de l'échantillon n° d'ordre 30) semble appauvri en Ni.

b) Ensemble 2 (Pl.XVIII,figs.d-e)

Tous les échantillons de minerai ont une teneur supérieure à 120 ppm de Ni, celles-ci semblant pratiquement indépendante de la teneur en Cu.

c) Ensemble 3

- Histogramme des fréquences et des teneurs (Pl.XVIII,figs.f-g)

Distribution analogue à celle observée dans l'ensemble 1.

d) Conclusions

Elles seront traitées avec celles concernant le Cobalt (cf.p. 252).

* Co

a) Ensemble 1

i- Histogramme des fréquences (Pl.XIX,fig.a)

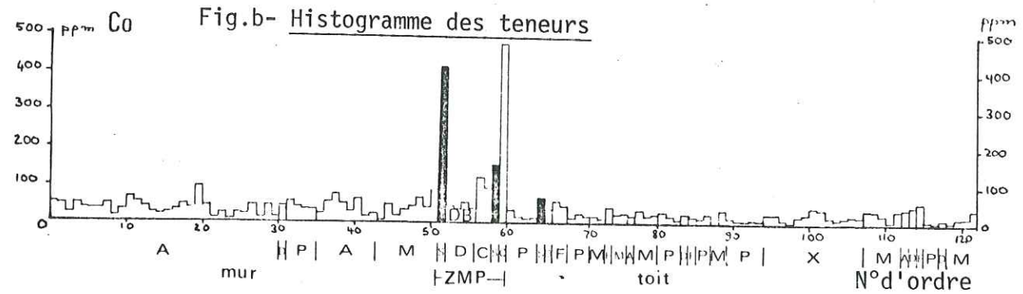
La distribution de Co ressemble à celle de Ni. L'histogramme oppose les échantillons stériles aux échantillons sulfurés (minerai et échantillons pyriteux, n°d'ordre 60).

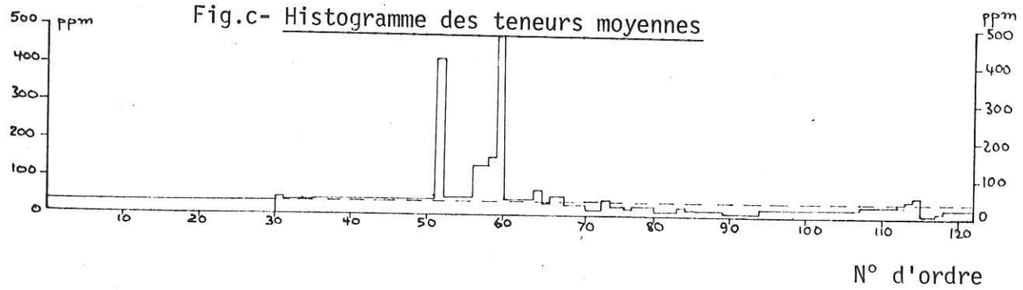
ii- Histogramme des teneurs et des teneurs moyennes (Pl.XIX,figs.b,c)

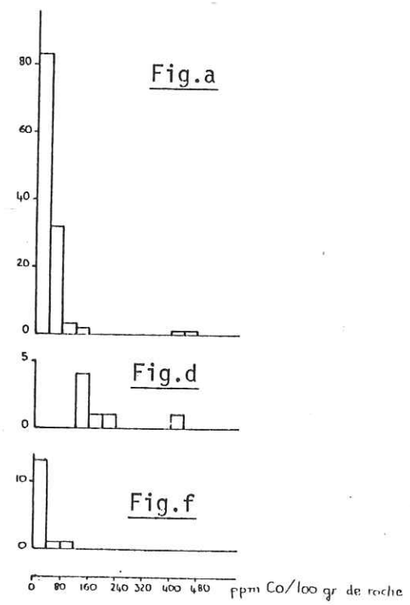
Aucun minéral de Co n'a éré déterminé à la mine Copper Cliff.

Cet élément peut se substituer à Fe^{2+} dans la pyrite, et, à un degré moindre, dans la pyrrhotine (RAMDOHR,1969), ce qui peut expliquer les fortes teneurs en Co observées dans des pyrites des mines des lacs Doré et Chibougamau par NICHOL (1958), RAYCHAUDHURI(1960) et HAWKINS (1960). AUTRAN et al. (1966) ont observé de la linnéite (Co_3S_4) en plages associées à de la pyrite et de la chalcopyrite de la mine Copper Rand, ainsi que de la cobaltite,provenant de la mine Portage.

PLANCHE V/XIX -Co-







Histogrammes des fréquences

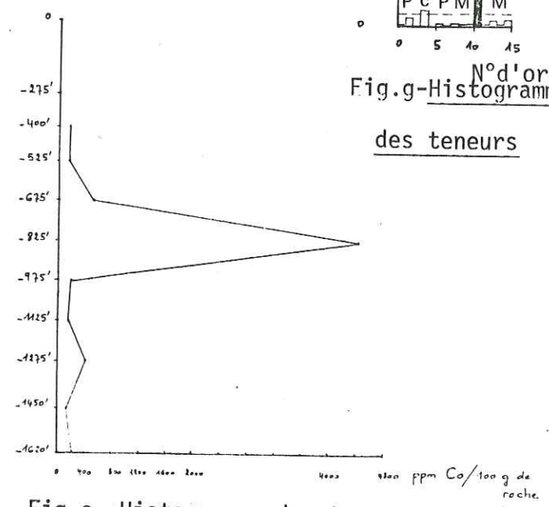


Fig.e- Histogramme des teneurs

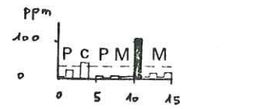


Fig.g-Histogramme des teneurs

LEGENDE : cf.P.198 et bloc-diagramme.

Dans l'ensemble 1, ce sont les échantillons de minerai et de pyrite (n°d'ordre 60) qui sont les plus riches en Co. Ces forts enrichissements sont très étroitement liés aux sulfures.

La teneur en Co, à peu près constante au mur de la zone minéralisée principale, diminue sensiblement au toit de cette zone. Les causes de ces fluctuations sont certainement associées à celles suggérées, pour expliquer les variations des teneurs en Ni (cf.p. 248).

b) Ensemble 2

Si on compare les histogrammes des teneurs en Ni (Pl.XVIII,fig.e) et en Co (Pl.XIX,fig.e), on constate un net parallèlisme dans la distribution de ces éléments.

c) Ensemble 3

- Histogramme des fréquences et des teneurs (Pl.XIX,figs.f,g)

Distribution analogue à celle observée dans l'ensemble 1.

d) Conclusions

La comparaison entre les planches XVIII,fig.c et XIX,fig.c suggère un lien étroit entre Ni et Co. Pour cette raison, les variations de ces éléments seront résumées simultanément.

L'étude de la distribution de Ni et Co discrimine deux ensembles :

- les zones altérées riches en micas blancs, déficientes en Ni et Co.
- les zones minéralisées et leurs gangues chloriteuses ou carbonatées enrichies en Ni et Co.

Cette distribution est probablement influencée par trois phénomènes, sans qu'il soit possible de distinguer leur importance respective :

- un apport d'origine hydrothermale de Ni et Co, sans qu'il ait été possible d'identifier un minéral de Co et/ou de Ni;
- un lessivage de Ni et de Co contenus dans le toit, accompagné d'une concentration dans la zone minéralisée principale ;
- la possibilité d'une contamination lors du broyage, plus forte pour les roches abrasives (sulfures) que pour les roches tendres (zone à phyllites : micas et/ou chlorites).

* Bi

a) Ensemble 1

i- Histogramme des fréquences (Pl.XX,fig.a)

La distribution de Bi ne semble pas liée à la nature pétrographique des échantillons. Le minerai ne contient pas de Bi, à l'exception d'un échantillon prélevé au niveau -490 m, contenu dans la cellule 20-24 ppm de l'histogramme des fréquences de l'ensemble 2 (Pl.XX,fig.d), et d'un échantillon très riche en pyrite (n°d'ordre 60).

ii- Histogrammes des teneurs et des teneurs moyennes (Pl;XX,fig.b,c)

Aucun minéral de Bi n'est connu à la mine Copper Cliff. Cependant AUTRAN et al. (1966), ont décrit de la tétradymite (Bi_2Fe_2S) et du Bi natif en inclusions dans la pyrite et/ou la chalcopyrite de la mine Copper Rand.

La plus forte teneur mesurée à la mine Copper Cliff est de 45 ppm, dans un échantillon pyriteux (n°d'ordre 60). Elle correspond à un enrichissement très localisé, probablement lié à un minéral indéterminé de Bi.

b) Ensemble 2 (Pl.XX,fig.d)

L'histogramme des teneurs n'a pas été représenté, car un seul échantillon de cet ensemble contient du Bi.

c) Ensemble 3

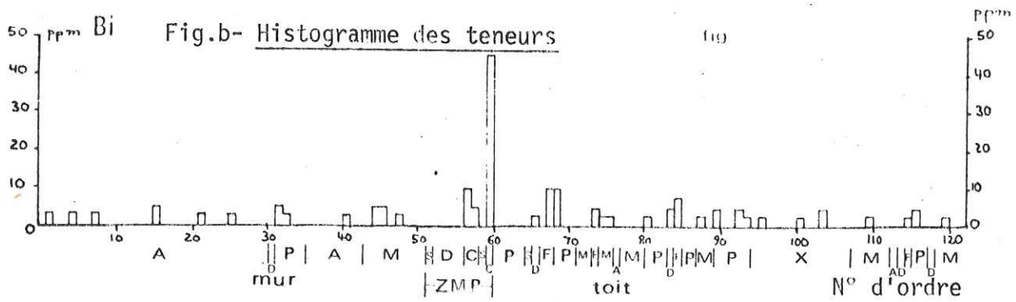
- Histogrammes des fréquences et des teneurs (Pl.XX,fig.e-f)

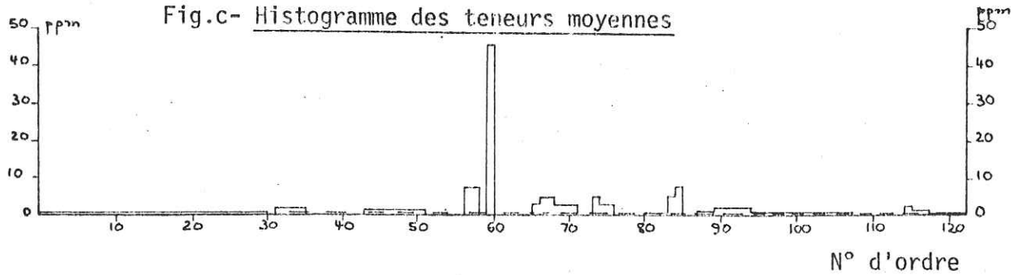
La distribution est analogue à celle observée dans l'ensemble 1;

d) Conclusions

Bi est distribué de façon erratique, avec une certaine tendance à la concentration autour de la zone minéralisée, cet élément étant un peu plus abondant dans les gangues carbonatées ou chloriteuses que dans les autres unités.

PLANCHE V/XX -Bi-





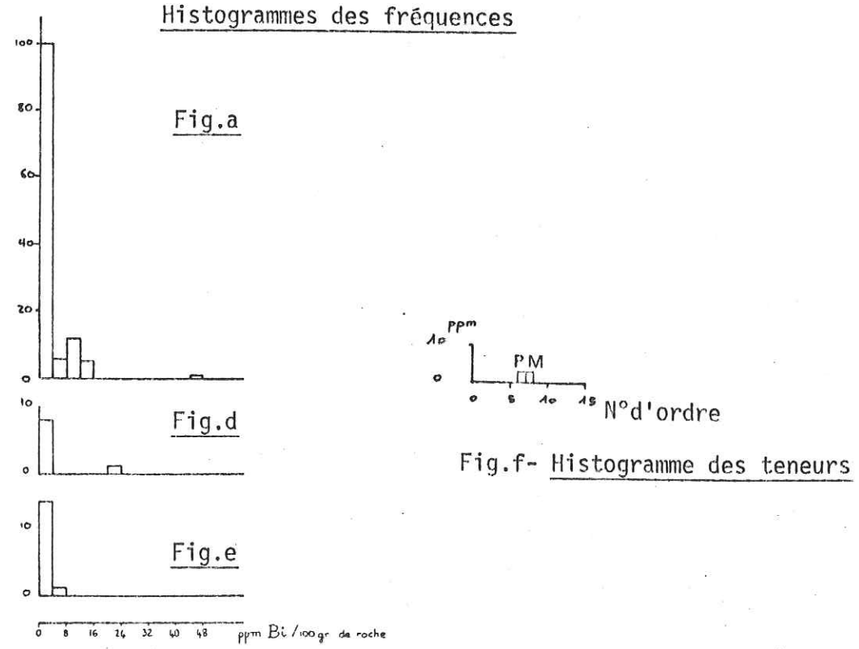


Fig.f- Histogramme des teneurs

LEGENDE : cf.P.198 et bloc-diagramme.

* Cd

a) Ensemble 1

i- Histogramme des fréquences (Pl.XXI,fig.a)

Il oppose l'ensemble des unités lithologiques du gisement, dans lesquelles il n'y a pas (à de rares exceptions près) de Cd, aux méta-anorthosites "fraîches".

ii- Histogrammes des teneurs et des teneurs moyennes (Pl.XXI,fig.b,c)

Aucun minéral cadmifère n'est connu à ce jour dans les mines des lacs Doré et Chibougamau, et, cet élément n'a jamais été dosé auparavant.

La distribution de cet élément est remarquable : présent en faibles quantités dans les méta-anorthosites "fraîches", il est absent dans toute la partie la plus interne du gisement (à une exception près, l'échantillon n°d'ordre 44).

Cd et Zn ayant souvent une forte affinité, il est intéressant de comparer leurs distributions. La comparaison des Pl.XVI et XXI montre qu'elles sont indépendantes.

b) Ensemble 2 (Pl.XXI,fig .d-e)

Alors que les sulfures de l'ensemble 1 ne contiennent pas de Cd, 3 échantillons de minerai prélevés à certains niveaux contiennent des traces de cet élément.

c) Ensemble 3

- Histogramme des fréquences (Pl.XXI,fig.f)

Cd est absent de tous les échantillons, sauf dans un échantillon du faciès à micas blancs (n°d'ordre 15). Or de l'albite est présente dans cette unité qui est, par conséquent,très voisine des méta-anorthosites "fraîches". Cette distribution confirme celle décrite dans l'ensemble 1.

PLANCHE V/XXI -Cd-

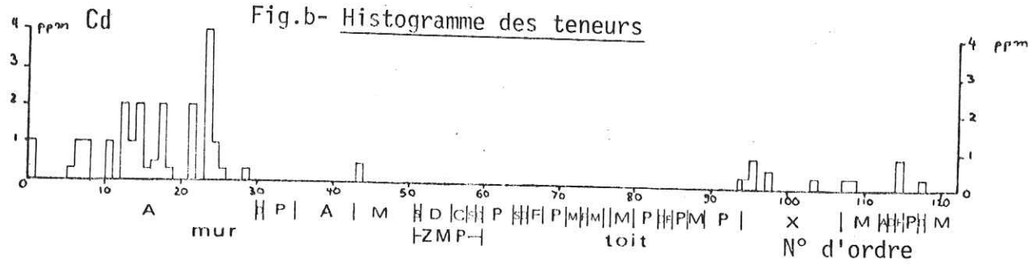


Fig.b- Histogramme des teneurs

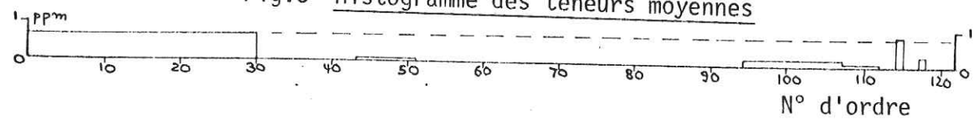
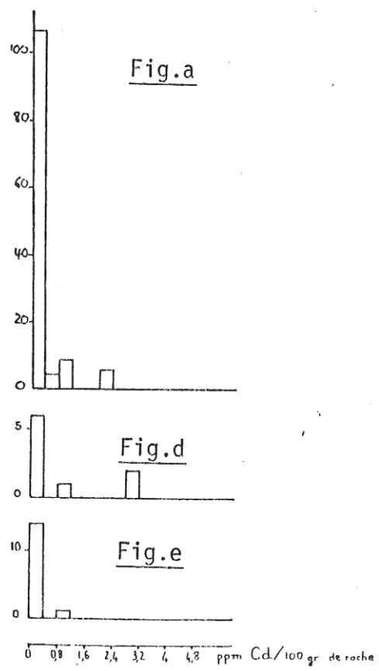


Fig.c- Histogramme des teneurs moyennes



Histogrammes des fréquences

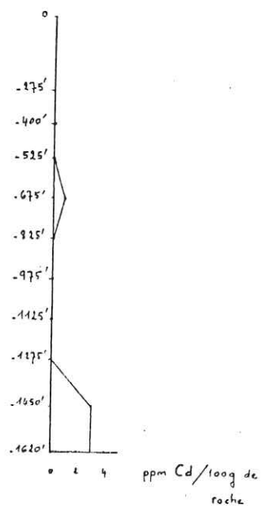


Fig.f- Histogramme des teneurs

LEGENDE : cf.P.198 et bloc-diagramme

d) Conclusions

La distribution de Cd souligne plusieurs points importants :

- Cd est presqu'exclusivement lié à la méta-anorthosite "fraîche".
- Les zones internes sont virtuellement exemptes de Cd, celui-ci ayant peut-être été lessivé au cours de l'altération hydrothermale.

Cette distribution très nette pourrait constituer, parallèlement à la distribution de K et celle de B un bon guide de prospection géochimique. Cet aspect de la géochimie sera abordé au chapitre VII.

* B

a) Ensemble 1

i- Histogramme des fréquences (Pl.XXII,fig.a)

La distribution de B semble particulièrement intéressante : elle discrimine, d'une part, les dykes, roches très pauvres en B ($<$ 5ppm),et, d'autre part, la majorité des roches provenant des zones internes du gisement.

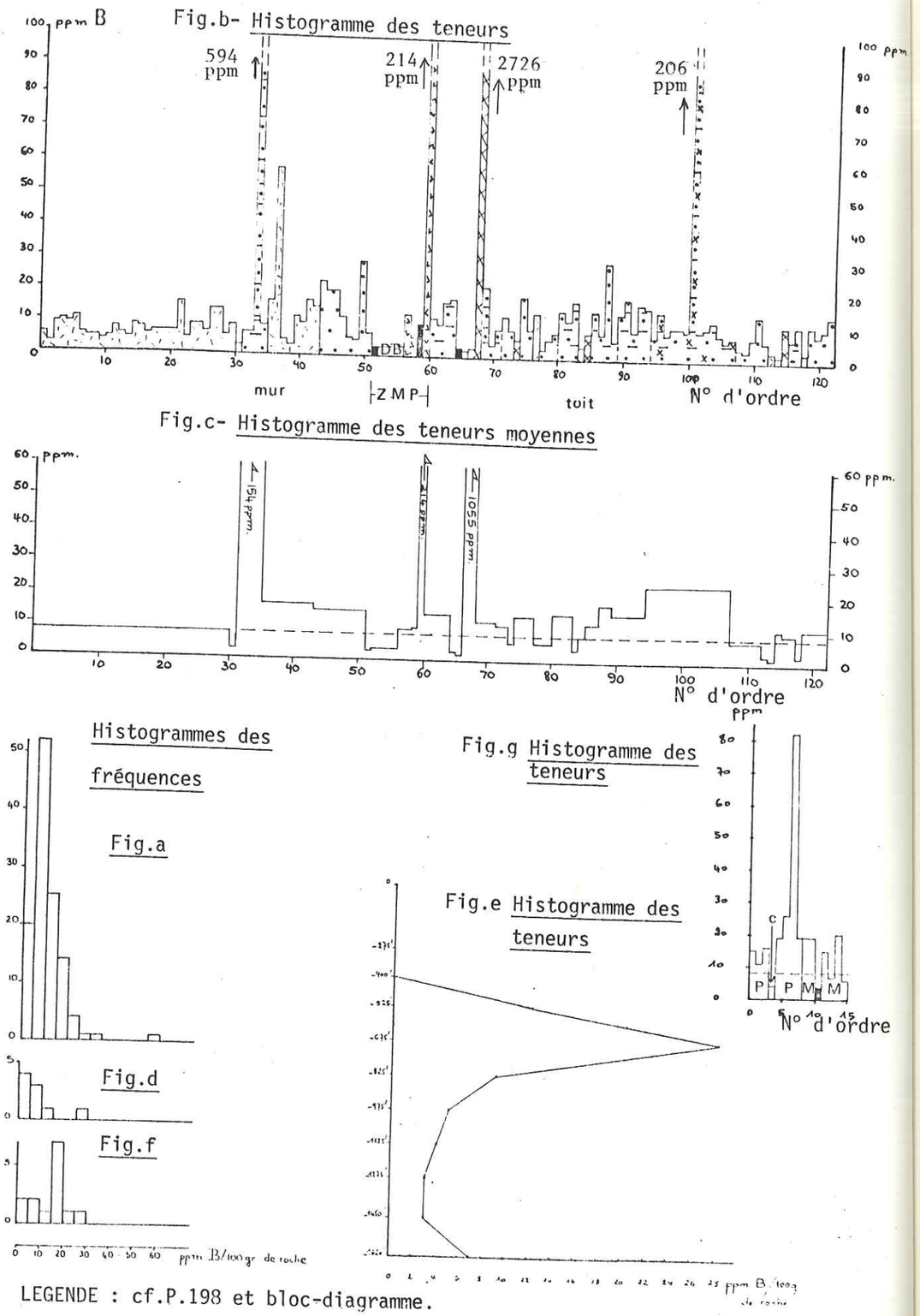
ii- Histogrammes des teneurs et des teneurs moyennes (Pl.XXII,figs.b,c)

De la tourmaline a été observée dans les lames minces de roches du faciès à paragonite $\pm$ muscovite, et associée à la chalcopyrite dans des phyllonites à ankérite $\pm$ sidérose (cette observation a été faite sur des échantillons provenant de 5 - 21- 2).

Les dykes sont toujours déficients en B (-48 à -74%) quelle que soit leur position à l'intérieur du gisement. Par contre, on note un net enrichissement de la plupart des unités internes, aussi bien au toit qu'au mur de la zone minéralisée principale. Seuls, les échantillons de minerai et certaines zones à chlorite ferrifère ont des teneurs plus faibles.

La présence de B dans les épontes des lentilles minéralisées laisse penser que cet élément a pu être un constituant des fluides minéralisateurs, et que ces fluides sont le résultat d'une différenciation magmatique acide. Ces observations sont corroborées par la description de tourmaline provenant de la mine Copper Rand, par ECKSTRAND (1963).

PLANCHE V/XXII -B-



LEGENDE : cf.P.198 et bloc-diagramme.

b) Ensemble 2

-Histogramme des fréquences et des teneurs (Pl.XXII,fig .d-e)

Comme dans l'ensemble 1, les teneurs en B associées au minerai, sont généralement faibles (< 9 ppm), mais des teneurs isolées, plus élevées, peuvent être rencontrées.

c) Ensemble 3

- Histogrammes des fréquences et des teneurs (Pl.XXII,fig .f-g)

Cette distribution est semblable à celle observée dans l'ensemble 1: faibles teneurs des zones minéralisées, teneurs moyennes à fortes des roches riches en micas blancs.

d) Conclusions

B est un élément extrêmement variant ($\sigma/m = 5,70$) : les zones internes du gisement sont nettement enrichies, avec de très fortes valeurs locales, se traduisant par la présence de tourmaline microscopique.

Seuls les dykes sont uniformément déficients en B, ce qui souligne, une fois de plus, leur composition relativement homogène, et leur parenté.

L'enrichissement en B semble suffisamment caractéristique des zones internes pour constituer un guide de prospection géochimique (cf.p. 367).

III - ANALYSE EN COMPOSANTES PRINCIPALES NORMEES (= ACPN)

A) INTRODUCTION

Les récents travaux d' AUMAITRE et al.(1973), BESSON(1973), BUFFET (1973), CADIGAN (1972), TRAORE (1976), ont montré l'intérêt des techniques statistiques multivariables, et, plus particulièrement, de l' ACPN, pour la recherche des corrélations entre échantillons ou entre variables.

Ces techniques sont intéressantes si l'on dispose d'une population homogène suffisamment nombreuse, sur laquelle ont été mesurées un grand nombre de variables.

L' ACPN s'est avérée très utile dans de nombreux domaines de la géologie : sédimentologie, volcanologie,géochimie etc...

Le raisonnement mathématique à la base de l' ACPN a été décrit par IMBRIE (1963), IMBRIE et al. (1964), HARMAN (1967) et JÖRESKOG et al.(1976).

Certaines notions importantes ont été rappelées dans l'annexe n°4.

L' ACPN est une méthode très utile pour étudier les problèmes relatifs aux mélanges, au sens large, et tout particulièrement les mélanges de minéraux ou d'éléments, constituant les roches.

Lorsqu'on regarde une représentation géochimique "classique", par exemple un diagramme ternaire, on postule que la roche étudiée n'évolue que dans un système comportant 3 constituants indépendants : (exemple : diagrammes AFM ; An, Ab, Or) dont la somme est une constante.

La même remarque s'applique aux représentations tétraèdriques, tel le tétraèdre de YODER et TILLEY (1962), délimité par les pôles : augite,néphéline,forstérite,quartz normatifs. S'il permet une description acceptable des systèmes basaltiques car les seules variations des 4 constituants figurés suffisent pour décrire la cristallisation fractionnée d'un liquide basaltique,ce système est imprécis pour visualiser des effets de substitutions sélectives des minéralisations.

L'étude des systèmes hydrothermaux impliquant la compréhension des relations entre un plus grand nombre de variables, l'ACPN s'avère un précieux outil graphique.

B) DEROULEMENT DE L' ACPN

1) Les variables normées

L' ACPN** n'utilise pas les valeurs analytiques des variables caractérisant chaque échantillon, mais une valeur normée, permettant, dans la même analyse, l'utilisation d'analyses exprimées soit en %, soit en ppm d'oxydes ou d'éléments.

La valeur normée (X_p^n *) de la variable p, mesurée sur un échantillon n, est centrée* par rapport à la moyenne, et pondérée par l'écart-type de

* = Définitions dans l'annexe n°4.

**= Le terme d'"analyse normée" est un raccourci usuel qui devrait être remplacé par "analyse sur données centrées-réduites".

la variable :

$$X_p^n = \frac{x_p^n - \bar{x}_p}{x_p}$$

On trouvera le tableau des données (analyses chimiques) dans l'annexe 2A.

2) La matrice (VAR, COV)

Le traitement mathématique de la matrice des données a été effectué à l'aide du programme " ANAL 1 " (Version de mai 1976) de l' IMSS**, sur l'ordinateur IBM 360 du Centre Interuniversitaire de Calcul de Grenoble.

Le programme établit d'abord une matrice (VAR,COV) dans laquelle figurent la variance et la covariance des p variables soumises à l'ACPN, prises deux à deux (fig.n° V/1).

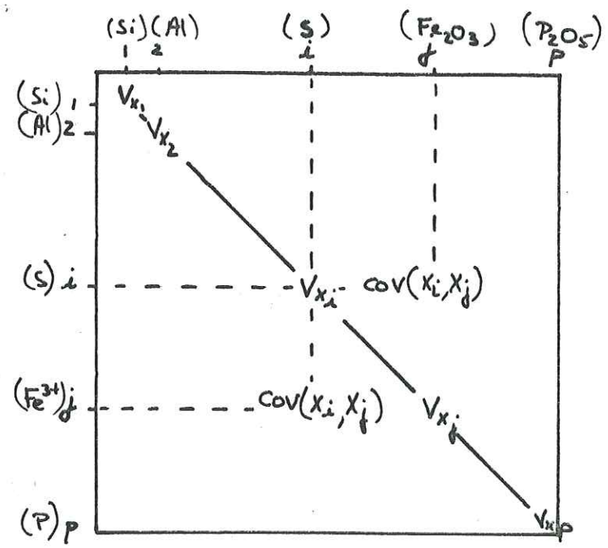


fig. V/1 Matrice des variances (V); covariances (COV)

Exemple à p éléments chimiques.

** Programme de Guy ROMIER, Professeur à l'Institut de Mathématiques Appliquées aux Sciences Sociales, Bâtiment CETA,BP 53, 38041 GRENOBLE CEDEX-France.

Cette matrice comprenant p lignes et p colonnes, est une matrice carrée symétrique par rapport à une diagonale le long de laquelle est représentée la variance de chaque variable. Vu la symétrie de la matrice (VAR,COV), il suffira d'en représenter la moitié.

Le programme ANAL 1 disponible ne permet l'ACPN que de 20 variables.

Cette matrice possède p valeurs propres (racines algébriques d'une équation caractéristique associée à la matrice) associées à p vecteurs propres non nuls et orthogonaux entre eux. Ces p vecteurs peuvent définir un nouveau repère pour l'espace R^p des variables. A chaque vecteur propre est associée la famille des hyperplans (H_F) qui lui sont orthogonaux. L'hyperplan de niveau 0 (H_{F_0}) qui a pour équation une forme linéaire peut être considéré comme une direction de projection. En choisissant la forme linéaire (telle que l'hyperplan H_{F_1}, de niveau 1 passe par l'extrémité du vecteur) cette dernière pourra prendre le nom de facteur (F) qui représentera le même ordre que le vecteur propre dont il est extrait.

Ainsi, puisque la matrice (VAR, COV) a p dimensions (p variables), on définit p facteurs, ou directions de projections dont les propriétés géométriques seront telles que :

F_1 = présente la variance maximale.

F_2 = parmi les formes orthogonales à F_1, celle qui présente la variance maximale.

.....

F_p = présente la variance minimale.

3) Notion de coefficient de corrélation (r)

Dans l'espace R^n des échantillons, le coefficient de corrélation r, entre deux vecteurs, est égal au cosinus de l'angle entre ces deux vecteurs.

Les vecteurs propres sont orthogonaux entre eux et non nuls, donc r=0: ces vecteurs sont indépendants entre eux.

Le coefficient de corrélation r, entre deux variables X et Y, représentées dans l'espace R^n des échantillons peut s'écrire :

$$r = \frac{COV\ (X,Y)}{VAR(X)\ .\ VAR(Y)} = \cos\ (\vec{X},\vec{Y})$$

Si r = 1 X et Y sont parfaitement liés

r = 0 X et Y sont indépendants

r =-1 X et Y sont parfaitement opposés.

4) Signification pratique des facteurs et des coefficients de corrélation linéaire.

L'ensemble des p facteurs peut être considéré comme un nouveau repère et la somme de leurs variances est donc égale à la variance totale. En convenant que :

$$VAR_{F_1} + VAR_{F_2} + \ldots + VAR_{F_i} + \ldots + VAR_{F_p} = 100$$

on constate que dans les ACPN réalisés pour cette étude, la somme des variances des cinq premiers facteurs suffit à expliquer 70-80% de la variance totale du nuage de points.

Le premier facteur correspond à la direction de projection ayant la plus forte variance, il discrimine le mieux le nuage. Il peut traduire un phénomène géologique majeur.

Le second facteur, indépendant du premier, peut traduire un phénomène géologique un peu moins étendu, etc...

Dans un but de simplification, on ne considère donc que ces cinq premiers facteurs, les derniers facteurs, à variance faible, peuvent traduire des phénomènes géologiques mineurs, voire parasites tels l'homogénéité de l'échantillonage, l'incertitude analytique etc...Mais parfois, ni le premier, ni le second facteur n'ont une interprétation géologique simple. Il faut alors voir la signification du plan défini par ces deux facteurs.

Les coefficients de corrélation entre deux variables $r > 0,6$ caractérisent une nette dépendance entre les variables considérées. Leurs variations sont simultanées et de même sens si $r > 0,6$ et elles sont simultanées, mais de sens opposé si $r < -0,6$.

Si $r > 0,4$ et $< 0,6$, la corrélation entre les variables est modérée, et sa signification doit être recherchée à partir de phénomènes géologiques connus.

Si $r < 0,4$,la corrélation entre les variables est insignifiante ou nulle et ces variables sont relativement indépendantes.

C) NOMENCLATURE DES TABLEAUX ANALYSES

Le programme ANAL 1 n'est conçu que pour une ACPN d'un maximum de 20 variables, il a été nécessaire de décomposer l'analyse en deux temps afin de prendre en compte les 22 variables du tableau (l'oxygène n'a pas été pris en compte dans l'étude statistique multivariable).

Ces deux analyses nommées CC_1 et CC_2, portent tour à tour sur les variables suivantes :

CC_1 = Si, Al, Mg,Ca, Na, K, H^-,H^+,S, C, Fe^{2+}, Fe^{3+},Cu,Zn,Pb,Ni,Co,Bi,Cd,B .

CC_2 = Si, Al, Mg, Ca, Na, K,H^-,H^+,,S,C,Fe^{2+}, Fe^{3+},P,Ti,Cu, Zn,Ni,Co,Bi,B.

L'analyse CC_1 porte sur 147 échantillons, par contre CC_2 n'englobe que les échantillons dans lesquels P et Ti ont été dosés, soit 58 échantillons.

Le dépouillement des analyses CC_1 et CC_2 a montré l'utilité d'analyses supplémentaires afin :

- d'améliorer l'homogénéité de l'échantillonage soumis à l'ACPN, en éliminant tous les échantillons de dykes.
- d'éliminer les variables qui n'interviennent pas dans la composition des 5 premiers facteurs : H^-, P, Ti, Cd et B.

Ces analyses supplémentaires sont nommées CC_3 et CC_4. Cependant CC_3 a été réalisée en conservant B, après avoir éliminéles dykes et H^-,P,Ti Cd,afin de constater l'effet de l'élimination des dykes sur la distribution de B.

L'analyse CC_4 ne comporte ni les dykes, ni les éléments H^-,P,Ti,Cd,B .

D) RESULTATS BRUTS DES ACPN

1) Interprétation des matrices de corrélation = étude des grappes simplifiées

Les coefficients de corrélation, r, positifs de chaque matrice des corrélations (figs.V/2a à 5a) sont classés par valeurs croissantes afin de réaliser les grappes d'éléments représentées sur les figures V/2b à 5b .

Les coefficients de corrélation négatifs n'ont jamais été pris en considération dans cette étude.

Les regroupements successifs sont faits en classant les variables par coefficients de corrélation décroissants. Des grappes d'éléments apparaîssent ainsi lors du classement, par exemple Cu-S, caractéristique de la grappe

"minéralisation", et Si-Al, caractéristique de la grappe "enveloppes stériles" A l'intérieur de leur grappe, ces éléments ont un fort coefficient de corrélation positive, mais ce coefficient est très faible ou négatif entre éléments de deux grappes distinctes (par ex. Cu et Si).

Chaque fois qu'un élément doit être rattaché à un groupe déjà existant, il le sera du côté de l'élément auquel il est lié.

S'il est nécessaire de regrouper deux éléments déjà présents dans deux grappes distinctes, il est possible d'inverser n'importe quelle grappe sans changer l'ordre interne des éléments compris dans cette grappe. Ainsi on conserve au mieux la proximité des éléments, caractéristiques de leurs affinités géochimiques.

Une fois que tous les éléments chimiques ont été regroupés, on peut lire leur classification qualitative sur les axes des abcisses, et la qualité de leurs affinités réciproques par projection de l'accolade de regroupement sur l'axe des ordonnées.

Les regroupements caractérisés par :

- r = 1 - 0,6 sont très significatifs et représentent une association géochimique majeure.
- r = 0,6 - 0,4 sont moins significatifs et représentent une association géochimique secondaire ou plus complexe.
- r = 0,4 - 0 ne sont pas significatifs. Ces regroupements sont figurés en tiretés sur les dendrogrammes (figs. V/2b à 5b).

On considèrera donc comme grappe significative au point de vue géologique tout regroupement d'éléments ayant une affinité réciproque traduite par r>0,4 Les dendrogrammes permettent d'illustrer globalement les principales affinités et indépendances entre les éléments chimiques.

a- CC_1 (figs.V/2a et b)

Les 20 éléments considérés sont regroupés en 4 grappes plus 3 éléments indépendants.

i- description et interprétation des grappes

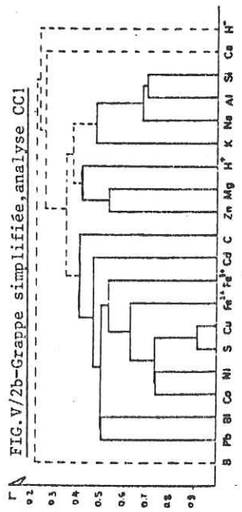
La grappe Si, Al, Na, K est voisine de la variable H^+, caractérisant le radical (OH^-) des phyllites; or Si, Al, Na, K sont les éléments les plus représentatifs des enveloppes stériles:

- riches en albite = méta-anorthosite "fraîche"
- riches en micas blancs : zone à paragonite $\pm$ muscovite et phyllonites.

FIG.V/2a MATRICE DES CORRELATIONS, ANALYSE CC1

	SI	AL	MG	CA	NA	K	H-	H+	S	C	FE2+	FE3+	CU	ZN	PB	NI	CO	BI	CD	B
SI	1.000																			
AL	0.691	1.000																		
MG	0.041	-0.144	1.000																	
CA	-0.145	-0.118	0.058	1.000																
NA	0.499	0.673	-0.346	-0.157	1.000															
K	0.300	0.469	-0.509	-0.413	0.397	1.000														
H-	0.040	0.049	0.225	-0.144	-0.099	-0.031	1.000													
H+	0.366	0.352	0.408	-0.237	-0.010	-0.128	-0.191	1.000												
S	-0.729	-0.575	-0.198	-0.107	-0.277	-0.190	-0.054	-0.429	1.000											
C	-0.493	-0.587	-0.237	0.251	-0.291	-0.017	-0.101	-0.386	0.100	1.000										
FE2+	-0.788	-0.790	0.046	-0.269	-0.610	-0.286	-0.034	-0.210	0.605	0.400	1.000									
FE3+	-0.485	-0.474	0.190	0.136	-0.527	-0.494	-0.031	-0.187	0.380	-0.025	0.063	1.000								
CU	-0.701	-0.511	-0.173	-0.102	-0.238	-0.166	-0.047	-0.383	0.907	0.063	0.019	0.342	0.256	0.021	1.000					
ZN	-0.193	-0.319	0.525	-0.089	-0.372	-0.371	0.030	0.264	0.033	0.019	-0.087	0.029	0.133	-0.074	0.049	1.000				
PB	-0.014	-0.006	0.047	-0.026	0.033	-0.057	0.137	-0.136	0.196	-0.083	0.135	0.623	0.429	0.644	0.228	0.083	1.000			
NI	-0.656	-0.603	0.080	-0.015	-0.437	-0.340	0.042	-0.276	0.327	0.135	0.027	0.339	0.215	0.482	0.025	0.011	0.730	1.000		
CO	-0.358	-0.324	-0.082	-0.088	-0.169	-0.124	-0.030	-0.272	0.525	0.027	0.014	0.347	0.123	0.176	-0.016	0.497	0.283	0.056	1.000	
BI	-0.215	-0.256	-0.181	-0.215	-0.164	-0.017	-0.042	-0.100	0.495	0.014	-0.163	0.072	0.084	0.468	-0.009	0.131	0.148	-0.007	0.076	1.000
CD	-0.194	-0.122	0.022	0.080	0.002	-0.213	-0.045	0.274	0.387	-0.163	0.027	0.036	-0.035	-0.019	0.029	0.089	-0.013	-0.004	0.211	-0.037
B	0.004	-0.013	-0.057	-0.026	-0.033	-0.008	-0.012	0.001	0.011	0.027	0.036	-0.035	-0.019	0.029	0.089	-0.013	-0.004	0.211	-0.037	1.000

FIG.V/2b-Grappe simplifiée,analyse CC1



- riches en micas blancs:faciès à paragonite $\pm$ muscovite et phyllonites.

Le regroupement très net de Si, Al, Na souligne leur étroite association dans l'albite et les micas blancs. Le regroupement entre K d'une part et Si,Al,Na d'autre part, est beaucoup plus faible et montre que K tend à une certaine indépendance par rapport à Si,Al,Na (cf.p. 278).

Il est intéressant de noter que cette grappe est indépendante de la super-grappe "minéralisation", elle-même constituée par 3 grappes élémentaires et 4 éléments isolés.

- La grappe Co-Ni montre une forte corrélation entre ces éléments. En effet, ils sont susceptibles de se substituer à Fe^{2+} dans la pyrite, et à un degré moindre, dans la pyrrhotine et la chalcopyrite. Cette grappe, distincte de la grappe Cu-S, pourrait indiquer une source différente de ces deux groupe d'éléments (contamination en Co-Ni ? concentration à partir du lessivage de ces éléments dans la méta-anorthosite "fraîche" ?) ou bien simplement souligner la forte affinité géochimique de Co-Ni.

- Cu-S sont très fortement liés, ce qui souligne leur association géochimique, et, peut-être, une origine commune.

- Pb-Bi : le regroupement de ces deux éléments, et leur relative indépendance par rapport à la minéralisation cuprifère, laisse croire à la présence d'une très faible minéralisation Pb-Bi-S, de type beaucoup plus froid que la minéralisation Cu-Co-Ni-S. S'agit-il d'un télescopage de deux minéralisations, ou d'une évolution dans le temps de la composition des fluides hydrothermaux ? L'étroite relation spatiale entre les deux minéralisations (Pl.XVI,fig.b-c et XXI,fig.b-c), ainsi que la présence de minéraux de Bi et de Pb associés au minerai de la mine Copper Rand (AUTRAN et al.,1964) semble étayer la seconde hypothèse.

- Fe^{2+},Fe^{3+} sont isolés mais nettement liés à la super-grappe "minéralisation", leurs positions dans le dendrogramme situent les deux valences du fer, à la fois à la proximité de Cu,S,Ni,Co et de C, ce qui est compréhensible du fait de l'association Cu-Fe-S-Ni-Co caractéristique des minerais, de l'association Fe-C largement représentée par d'abondants carbonates ferrifères (ankérite et sidérose) dans les zones les plus internes du gisement et de la présence de chlorites, riches en Fe^{2+} au contact du minerai.

- La position de Cd et sa corrélation avec Cu (r = 0,46) est difficile à expliquer. En effet TAYLOR (1965) montre que Cd n'est pas associé aux sulfures de cuivre ou de fer, et que les teneurs en Cd mesurées dans des minéraux

tels que la chalcopyrite, sont dues à la présence d'inclusions de sphalérite. Cependant, ces observations contredisent la relation Cu-Cd déterminée par l' ACPN CC_1 , et il serait nécessaire de procéder à des études plus fines, à l'échelle du minéral (par exemple: étude des chalcopyrites à la microsonde) afin de déterminer avec précision la distribution et les affinités de Cd.

Dans le cas de la mine Copper Cliff, l'association classique Cd-Zn n'a pas pu être observée (r (Cd-Zn) = -0,009).

- La grappe Zn-Mg-H^+ ("chlorite") est voisine, mais indépendante, de la grappe "enveloppes stériles". La position de cette grappe, entre minerai et enveloppes stériles souligne la répartition ubiquiste de la chlorite. L'appartenance de Zn à la grappe "chlorite" et le coefficient de corrélation Zn- Mg (r = 0,525) tendent à indiquer un remplacement partiel de Mg par Zn , ainsi que cela avait déjà été mentionné p.139.

ii- description et interprétation des éléments indépendants (B,Ca,H^-)

- B semble statistiquement indépendant des autres variables ($r < 0,4$) ce qui confirme la distribution disséminée notée p. 259 (Pl.XXII).

- Ca n'est pas spécifiquement lié à l'une des grappes. Cet aspect souligne la distribution ubiquiste de Ca, à la fois lié aux épidotes (s.l.) des méta-anorthosites "fraîches", et aux minéraux formés lors de l'altération hydrothermale : calcite dans les unités lithologiques les plus éloignées du minerai, ankérite ou sidérose dans les zones les plus proches de la minéralisation.

- H^- (humidité): cet"élément" ne présente aucune corrélation significative avec l'un des autres éléments.

b- CC_2 (fig .V/ 3a et b)

Les 20 éléments de cette analyse (-Pb et -Cd,+P et +Ti par rapport à CC_1) sont regroupés en 4 grappes et 8 éléments isolés. Les modifications observables par rapport à l'analyse CC_1 sont dues à deux causes : le remplacement de Pb-Cd par P et Ti et le fait que cette analyse n'inclut que 58 des 147 échantillons sur lesquels a été effectuée l'analyse CC_1. En plus les minerais sont favorisés dans l'ensemble CC_2, P et Ti y étant systématiquement dosés (cf. tableau n° V / 4).

FIG. V/3a MATRICE DES CORRELATIONS, ANALYSE CC2

	SI	AL	MG	CA	NA	K	H-	H+	S	C	FE2+	FE3+	P	TI	CU	ZN	NI	CO	BI	B
SI	1.000																			
AL	0.787	1.000																		
MG	0.204	0.075	1.000																	
CA	0.001	-0.079	-0.022	1.000																
NA	0.514	0.632	-0.212	-0.013	1.000															
K	0.286	0.495	-0.395	-0.348	0.384	1.000														
H-	0.080	0.074	-0.300	-0.204	-0.144	-0.048	1.000													
H+	0.513	0.555	0.368	-0.188	0.185	0.253	-0.292	1.000												
S	-0.816	-0.657	-0.256	-0.129	-0.335	-0.268	-0.075	-0.535	1.000											
C	-0.444	-0.544	-0.284	0.276	-0.257	-0.000	-0.132	-0.429	0.103	1.000										
FE2+	-0.846	-0.794	-0.136	-0.312	-0.602	-0.251	-0.074	-0.359	0.623	0.390	1.000									
FE3+	-0.630	-0.539	-0.042	-0.014	-0.480	-0.442	-0.066	-0.363	0.505	0.039	0.600	1.000								
P	-0.019	-0.323	0.064	0.183	-0.200	-0.296	-0.044	-0.111	0.140	0.025	0.025	-0.295	1.000							
TI	0.268	0.052	0.311	0.250	-0.072	-0.171	-0.089	0.220	-0.302	-0.095	-0.237	-0.010	0.107	1.000						
CU	-0.797	-0.664	-0.287	-0.150	-0.319	-0.254	-0.071	-0.511	0.993	0.060	0.602	0.491	0.154	-0.291	1.000					
ZN	-0.198	-0.188	0.360	-0.113	-0.343	-0.310	0.015	0.201	-0.027	0.124	0.278	0.199	-0.011	0.022	-0.031	1.000				
NI	-0.676	-0.651	-0.052	-0.183	-0.433	-0.349	0.024	-0.402	0.743	0.098	0.647	0.512	0.082	-0.245	0.700	0.176	1.000			
CO	-0.367	-0.375	-0.149	-0.119	-0.187	-0.157	-0.034	-0.347	0.513	0.013	0.341	0.271	0.047	-0.173	0.468	0.024	0.798	1.000		
BI	-0.251	-0.215	-0.233	-0.244	-0.174	0.078	-0.067	-0.013	0.410	-0.081	0.258	0.103	-0.106	-0.087	0.390	-0.083	0.248	-0.044	1.000	
B	0.004	0.252	-0.394	0.146	0.286	0.432	-0.051	-0.085	-0.062	0.201	0.262	-0.145	-0.193	-0.190	-0.097	-0.140	-0.187	-0.003	0.038	1.000

VARIABLE	MOYENNE	VARIANCE
SI	389 %	113
AL	190 %	505
MG	355 %	478
CA	671 %	190
NA	157 %	169
K	0,513 %	0,336
H-	0,258 %	0,551
H+	0,463 %	319
S	204 %	411
C	115 %	193
FE2+	133 %	882
FE3+	196 %	105
P	0,716 %	104
TI	0,659 %	0,433
CU	1640 ppm	0,306 x10.10
ZN	206 ppm	0,233 x105
NI	885 ppm	0,132 x105
CO	147 ppm	0,404
BI	145 ppm	980
B	945 ppm	368

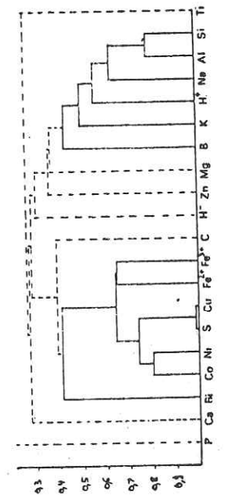


Fig.V/3b Grappes simplifiées,analyse CC_2

COMPOSITION EN % DES ECHANTILLONAGES SOUMIS AUX ANALYSES EN COMPOSANTES PRINCIPALES NORMEES (ACPN)

Analyse	CC_1	CC_2	CC_3 et CC_4
Méta-anorthosite "fraîche"	28	27	29
Faciès à micas blancs	22	22	24
Phyllonites	21	17	22
Phyllonites à carbonates ferrifères	3	2	3
Zone à chloritoïde	9	7	10
Zone à chlorite ferrifère	3	5	4
Minerai	8	15	9
Dykes	6	5	-

Tableau n° V/4

- H^+ est maintenant incorporé à la grappe "enveloppes stériles", ce qui, dans cet ensemble, montre une prédominance de la paragonite et de la muscovite sur les chlorites.

- B, précédemment considéré comme indépendant, est également rattaché à cette grappe, soulignant de fortes teneurs en B observées dans les phyllonites à micas blancs situées au toit de la zone minéralisée principale.

La super-grappe "minéralisation" n'est que peu modifiée par rapport à l'analyse CC_1: Pb étant supprimé, Bi devient un élément isolé, presqu'indépendant et, Fe^{2+}- Fe^{3+} forment maintenant une petite grappe au sein du super-groupe "minéralisation". Ce regroupement Fe^{2+}- Fe^{3+} souligne leur association dans des minéraux tels la magnétite et les minéraux du groupe de l'épidote.

L'introduction de P et Ti dans l' ACPN : CC_2 n'apporte pas grand chose: en effet, ces deux éléments sont indépendants, ce qui confirme leur répartition qui n'est pas influencée par les phénomènes d'altération mais qui semble plutôt traduire des variations dans la composition de la méta-anorthosite "fraîche",aux dépens de laquelle s'est formé le gisement.

- Ca demeure isolé et indépendant mais sa position indique une légère affinité avec la minéralisation, liée à l'association mineari-gangue carbonatée, cependant peu significative, du fait que cette analyse ne prend en compte que 58 des 117 échantillons.

- C est un peu moins nettement lié à Fe^{2+} car 3 sur 4 des échantillons de la zone à plus de 50% de carbonates, riches en carbonates ferrifères, sont supprimés dans cette analyse.

- H^- demeure isolé et indépendant.

c- CC_3 (fig .V/ 4a et b)

A part la disparition de Cd, H^- et une modification mineure, le dendrogramme issu de l'analyse CC_3 est quasiment identique à celui issu de l'analyse CC_1. Le retrait des échantillons de dykes, roches toujours très riches en chlorite (symbolisée par les variables Mg et H^+) se traduit par un regroupement de H^+ avec la grappe K,Na,Al, Si, les micas blancs étant quantitativement prédominants sur la chlorite dans la majorité des unités lithologiques.

d- CC_4 (fig .V/ 5a et b)

Si on fait abstraction des éléments qui n'ont pas été englobés dans cette analyse : H^-,P,Ti,Cd, B, le dendrogramme est comparable à ceux résultant des analyses CC_1 et CC_3 (figs.V/ 2b et 4b).

2) Présentation des facteurs

a- Introduction- Notion de communauté

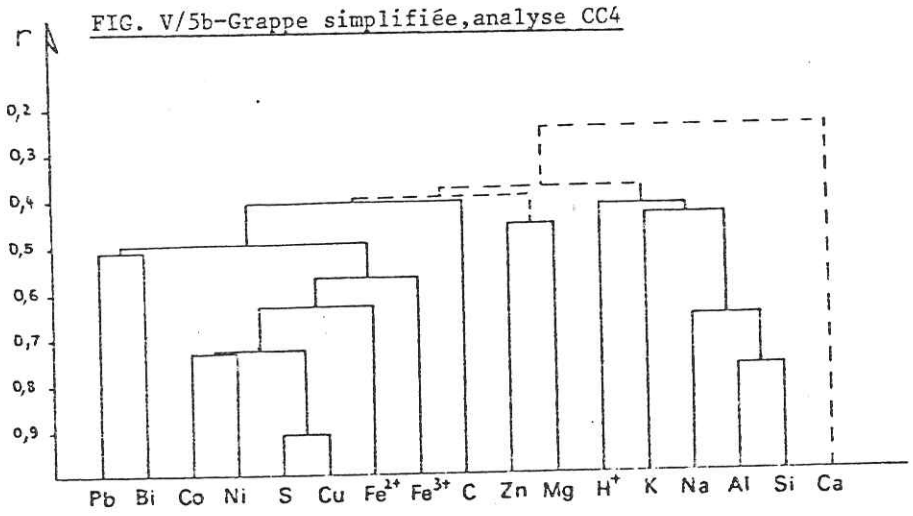
Toute variable dont le carré du coefficient de corrélation avec un facteur (= communauté) est $>$ 0,16 (nombres entre parenthèses dans les tableaux n° V/ 8 à 11) peut être considérée comme significative au niveau de ce facteur.

Le tableau n°V/ 5 comporte les valeurs de $\sum_{i=1}^{i=5} r^2$ mesures de la com-

FIG. V/5 MATRICE DES CORRELATIONS, ANALYSE CC4

	SI	AL	MG	CA	NA	K	H+	S	C	FE2+	FE3+	CU	ZN	PB	NI	CO	BI
SI	1.000																
AL	0.767	1.000															
MG	-0.002	-0.049	1.000														
CA	-0.143	-0.139	0.093	1.000													
NA	0.552	0.655	-0.313	-0.173	1.000												
K	0.339	0.438	-0.484	-0.443	0.372	1.000											
H+	0.361	0.420	0.381	-0.220	0.225	0.171	1.000										
S	-0.731	-0.613	-0.199	-0.111	-0.297	-0.204	-0.432	1.000									
C	-0.490	-0.627	-0.233	0.247	-0.312	-0.031	-0.383	0.096	1.000								
FE2+	-0.810	-0.809	0.025	-0.257	-0.617	-0.278	-0.239	0.613	0.409	1.000							
FE3+	-0.558	-0.466	0.122	0.133	-0.529	-0.493	-0.228	0.418	-0.003	0.572	1.000						
CU	-0.703	-0.544	-0.174	-0.106	-0.255	-0.178	-0.385	0.907	0.060	0.533	0.364	1.000					
ZN	-0.320	-0.260	0.457	-0.076	-0.381	-0.358	0.225	0.073	0.055	0.400	0.256	0.052	1.000				
PB	-0.023	0.013	0.029	-0.041	0.054	-0.047	-0.135	0.202	-0.091	0.033	0.118	-0.075	0.051	1.000			
NI	-0.661	-0.633	0.095	-0.015	-0.455	-0.352	-0.277	0.727	0.133	0.629	0.465	0.644	0.302	0.085	1.000		
CO	-0.358	-0.343	-0.084	-0.090	-0.179	-0.131	-0.275	0.515	0.025	0.343	0.235	0.482	0.044	0.012	0.731	1.000	
BI	-0.212	-0.273	-0.183	-0.214	-0.170	-0.022	-0.103	0.496	0.009	0.345	0.152	0.175	0.019	0.512	0.284	0.055	1.000

FIG. V/5b-Grappe simplifiée,analyse CC4

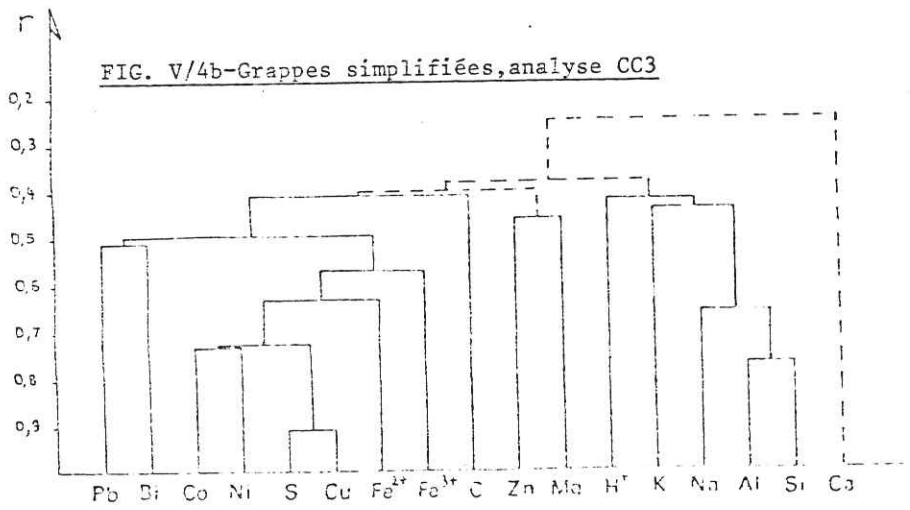


VARIABLE	MOYENNE	VARIANCE
SI	41,5%	72,8
AL	20,7%	40,3
MG	3,15%	2,53
CA	7,13%	19,9
NA	2,03%	2,09
K	0,681%	0,544
H+	0,446%	2,12
S	1,10%	22,0
C	1,16%	1,90
FE2+	105%	63,5
FE3+	1,68%	1,11
CU	7440ppm	136×10^{10}
ZN	162 ppm	150×10^{5}
PB	0,883 ppm	3,26
NI	62,8 ppm	794×10^{4}
CO	81,9 ppm	176×10^{6}
BI	1,63 ppm	21,1

FIG.V/4a MATRICE DE CORRELATIONS, ANALYSE CC3

	SI	AL	MG	CA	NA	K	H+	S	C	FE2+	FE3+	CU	ZN	PB	NI	CO	BI	B
SI	1.000																	
AL	0.767	1.000																
MG	-0.002	-0.049	1.000															
CA	-0.143	-0.139	0.093	1.000														
NA	0.552	0.655	-0.313	-0.173	1.000													
K	0.339	0.438	-0.484	-0.443	0.372	1.000												
H+	0.361	0.420	0.381	-0.220	0.025	0.171	1.000											
S	-0.731	-0.613	-0.199	-0.111	-0.297	-0.204	-0.432	1.000										
C	-0.490	-0.627	-0.233	0.240	-0.312	-0.031	-0.383	0.096	1.000									
FE2+	-0.810	-0.809	0.025	-0.257	-0.617	-0.278	-0.239	0.613	0.409	1.000								
FE3+	-0.558	-0.466	0.122	0.133	-0.529	-0.493	-0.228	0.418	-0.003	0.572	1.000							
CU	-0.703	-0.544	-0.174	-0.106	-0.255	-0.178	-0.385	0.907	0.060	0.533	0.364	1.000						
ZN	-0.320	-0.260	0.457	-0.076	-0.381	-0.358	0.225	0.073	0.055	0.400	0.256	0.052	1.000					
PB	-0.023	0.013	0.029	-0.041	0.054	-0.047	-0.135	0.202	-0.191	0.033	0.118	-0.075	0.051	1.000				
NI	-0.661	-0.633	0.095	-0.015	-0.455	-0.353	-0.277	0.727	0.133	0.629	0.465	0.644	0.302	0.085	1.000			
CO	-0.358	-0.342	-0.084	-0.090	-0.179	-0.131	-0.275	0.515	0.025	0.343	0.235	0.482	0.044	0.012	0.751	1.000		
BI	-0.212	-0.272	-0.183	-0.214	-0.170	-0.022	-0.103	0.496	0.009	0.345	0.152	0.175	0.019	0.512	0.284	0.055	1.000	
B	0.010	-0.011	-0.050	-0.029	-0.041	-0.014	0.008	0.009	0.024	0.037	-0.029	-0.021	0.056	0.095	-0.015	-0.005	0.211	1.000

FIG. V/4b-Grappes simplifiées,analyse CC3



VARIABLE	MOYENNE	VARIANCE
SI	41,5 %	72,8
AL	20,7 %	40,3
MG	3,15 %	3,53
CA	7,13 %	19,9
NA	2,03 %	2,09
K	0,681 %	0,544
H+	0,446 %	2,12
FE2+	105 %	63,5
FE3+	0.1,68 %	1,11
CU	744 ppm	0.136×10^{10}
ZN	162 ppm	0.150×10^{5}
PB	0,883 ppm	3,28
NI	82,8 ppm	0.794×10^{4}
CO	81,9 ppm	0.178×10^{8}
BI	0.1,63 ppm	21,1
B	38,1 ppm	0.551×10^{5}

munauté de chaque variable avec l'ensemble des cinq premiers facteurs.

Tableau n° V/ 5

COMMUNAUTES CLASSEES PAR VALEURS DECROISSANTES*

CC_1

Variable	S	Fe^{2+}	Cu	C	Al	Si	Mg	Ca	Bi	K	Ni
r^2	0,92	0,87	0,86	0,86	0,86	0,81	0,81	0,78	0,77	0,76	0,76
	Pb	H^+	Na	Zn	Cd	Co	Fe^{3+}	B	H^-		
	0,71	0,70	0,69	0,60	0,55	0,51	0,51	0,21	0,09		

CC_2

Variable	S	Al	Si	Fe^{2+}	Cu	C	H^+	Ni	Mg	Ca	K
r^2	0,91	0,89	0,89	0,88	0,88	0,86	0,83	0,79	0,77	0,76	0,74
	H^-	B	Na	Zn	Co	Fe^{3+}	Bi	Ti	P		
	0,74	0,69	0,64	0,61	0,52	0,52	0,49	0,46	0,39		

CC_4

Variable	S	Fe^{2+}	Al	C	Si	Ca	Cu	Ni	K	Pb	Bi
r^2	0,91	0,90	0,89	0,88	0,84	0,83	0,81	0,81	0,79	0,79	0,79
	Mg	H^+	Na	Zn	Co	Fe^{3+}					
	0,76	0,72	0,68	0,64	0,63	0,55					

* = les communautés caractéristiques de CC_3 n'ont pas été représentées ici, car cette analyse porte sur le même ensemble d'échantillons que l'analyse CC_4 , et les communautés sont identiques.

L' examen de ce tableau montre que les communautés sont comparables d'une analyse à l'autre. Deux exceptions sont les communautés de B et H^- , qui varient nettement entre les analyses CC_1 et CC_2. Ces fluctuations sont probablement liées au nombre de facteurs extraits. En effet, si on avait

extrait plus de 5 facteurs de l'analyse CC_1, H^- apparaîtrait probablement fortement lié à un facteur d'ordre supérieur à 5, ce qui montre son indépendance et son faible poids de variance.

La majorité des variables, quel que soit l'échantillonnage pris en compte, présente des communautés cumulées sur 5 facteurs supérieures à 0,6. Les 5 premiers facteurs les expliquent donc de manière satisfaisante.

Cependant Cd, Co, Fe^{3+}, B, H^-, Bi, Ti, P présentent souvent des communautés < 0,6. La distribution de ces éléments est donc très imparfaitement décrite par les analyses factorielles: soit parce que ces éléments présentent des variations complexes, liées à un grand nombre de phénomènes indépendants (par exemple: Fe^{3+} est lié soit aux épidotes, soit à la magnétite, mais de faibles quantités de Fe^{3+} peuvent aussi être liées aux chlorites ou aux carbonates ferrifères), soit que leur dispersion est faible par rapport aux écarts analytiques qui eux-mêmes représentent un poids de variance inférieur à 7% (ordre de grandeur du poids de la variance du cinquième facteur): cas probable de Cd et Bi.

b-Présentation générale des analyses (tableaux V/4, V/6, V/7)

Les variables et le nombre d'échantillons englobés dans chaque analyse ont été présentés p.264. Le tableau V/4 donne la composition pétrographique des échantillonnages analysés. La signification des regroupements de variables figure dans le tableau V/6, et le poids de variance de chaque facteur dans le tableau V/7.

c- Description sommaire des facteurs

La lecture du tableau n°V/ 6 et destableaux n°V/ 8 à V/ 11 montrant que les facteurs d'ordre 1 à 5 sont presque identiques d'une analyse à l'autre, la description des facteurs ci-après est valable pour toutes les analyses, les particularités liées à chacune d'entre elles étant mentionnées lorsque cela est nécessaire.

Tableau V/6-TABLEAU DES COMMUNAUTES ENTRE LES VARIABLES ET LES PLANS DE PROJECTION DES FACTEURS,PRIS DEUX A DEUX.

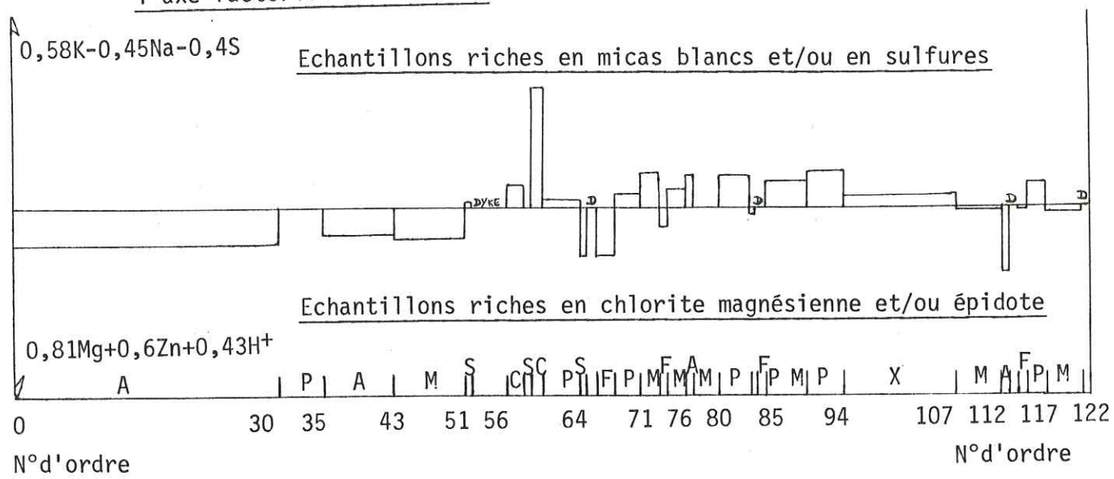
Signification du regroupement des variables[x]	Eléments	PLANS FACTORIELS A.C.P.N. CC1 1+2	1+3	2+3	3+4	CC2 1+2	2+3
CHLORITE	Mg	0,72	0,06	0,77	0,09	0,67	0,70
	Zn	0,52	0,13	0,49	0,07	0,29	0,29
MINERALISATION Pb-Bi	Pb	0,02	0,23	0,30	0,22	ND	ND
	Bi	0,20	0,20	0,29	0,28	0,17	0,21
ALBITE	Si	0,76	0,80	0,04	0,04	0,84	0,01
PARAGONITE	Al	0,76	0,79	0,09	0,09	0,82	0,09
ALCALINS(asso-	Na	0,64	0,41	0,25	0,05	0,57	0,20
	H^+	0,42	0,30	0,35	0,21	0,42	0,22
MUSCOVITE	K	0,54	0,23	0,32	0,20	0,63	0,47
CALCITE	Ca	0,04	0,41	0,45	0,65	0,03	0,74
	C	0,14	0,63	0,50	0,67	0,13	0,44
MINERALISATION CUPRIFERE	Fe^{2+}	0,72	0,72	0,02	0,15	0,73	0,02
	Ni	0,69	0,71	0,06	0,03	0,70	0,06
	Co	0,33	0,30	0,08	0,03	0,33	0.03
	Cu	0,70	0,59	0,15	0,06	0,78	0,08
	S	0,85	0,75	0,21	0,07	0,84	0,08
CADMIUM	Cd	0,11	0,10	0,06	0,44	ND	ND
BORE	B	0,00	0,02	0,02	0,07	0,41	0,45
	Fe^{2+}	0,72	0,72	0,02	0,15	0,73	0,02
SIDEROSE,CARBO-	C	0,14	0,63	0,50	0,67	0,13	0,44
NATES Fe s.l.	Ca	0,04	0,41	0,45	0,65	0,03	0,74
EPIDOTES s.l.	Fe^{3+}	0,47	0,38	0,10	0,03	0,51	0,04
LEUCOXENE	Ti	-------- ND -------				0,31	0,29
APATITE	P	-------- ND -------				0,13	0,18

xCf. également p.283-5. ND= non déterminé

TABLEAU V/7 POIDS DE VARIANCE DE CHAQUE FACTEUR ET POIDS DE VARIANCE CUMULE DE CHAQUE ANALYSE EN COMPSANTES PRINCIPALE NORMEES

ANALYSES	CC1	CC2	CC3	CC4
FACTEUR 1	30,31	33,26	34,36	36,38
FACTEUR 2	12,99	13,48	13,39	14,17
FACTEUR 3	9,36	9,77	10,30	10,84
FACTEUR 4	7,99	7,37	8,26	8,35
FACTEUR 5	7,41	6,70	7,63	8,04
POIDS DE VARIANCE CUMULE	68,06	70,58	73,94	77,78%

Fig. V/5c-Mesure moyenne de la projection des unités lithologiques sur l'axe factoriel 2-ACPN CC3-



Légende: A=Méta-anorthosite "fraîche"
M=Faciès à paragonite ± muscovite
P=Phyllonite à paragonite ± muscovite
C=Phyllonite à ankérite ± sidérose
F=Zone à chlorite ferrifère
S=Lentille minéralisée
D=Dyke (les échantillons de dykes ne sont pas projetés)

i- Facteurs 1 = Si,Al,Na,K,H^+ vs. Fe^{2+},Ni,S,Cu,Fe^{3+},(Co)
(tableaux n°V/8 à 11)

Les communautés élevées de Fe^{2+},S,Ni,Cu,Si,Al ($r^2 > 0,55$) avec ces facteurs, montrent que la distribution de ces éléments n'est pas liée à plusieurs phénomènes indépendants : elle est correctement décrite par l'opposition paragonite + muscovite-minéralisation cuprifère, traduite par ce facteur, identique dans les 4 analyses. C'est la meilleure projection pour visualiser l'effet de "dilution" de la roche hôte dans la phase minéralisée.

ii-Facteurs 2 = Mg,Zn,H^+,Fe^{3+}vs. Na,K,(S)(tableaux V/8 à 11 et fig.V/5c)

- Ce facteur souligne plusieurs caractères géochimiques importants, visualisés par la mesure moyenne de la projection de chaque unité lithologique sur l'axe factoriel 2 (fig.V/5c) :

- opposition entre les zones externes du gisement riches en chlorites(Mg,Zn, H^+) et les zones internes,très altérées,riches en micas blancs(Na,K), ces zones étant particulièrement développées au toit de la zone minéralisée principale.Cette opposition renforce l'hypothèse d'une épigénisation des chlorites par les micas blancs, suggérée par les réactions (3)p.214et (5)p.218 .
- association entre la minéralisation et les fractions de Na et de K discriminées par ce facteur. Cette association entre la métasomatose alcaline et la minéralisation est un caractère géochimique très important dans beaucoup de gisements hydrothermaux (MEYER et al.,1967).
- association de Zn avec les chlorites, déjà mentionnée p.139.
- lessivage de Mg,Zn dans les zones internes du gisement.

Bien que très faiblement corrélés avec ce facteur, Fe^{3+}et Ca voisinent avec Mg,Zn,H^+, indiquant qu'une partie de Fe^{3+}et Ca (épidotes) est associée à la chlorite dans la méta-anorthosite "fraîche".

- Le facteur 2 de CC_2 est un peu différent de celui de CC_1,car Ti est englobé dans l'analyse CC_2. Pour cette raison, ce facteur est appelé 2'CC_2. Il montre le rôle d'une fraction de Ti associée à la chlorite. Or la chlorite de la méta-anorthosite "fraîche" pseudomorphose les pyroxènes probablement titanifères de la méta-anorthosite originelle.

L'association de B au pôle des "alcalins" souligne l'existence de tourmaline associée aux zones riches en alcalins.

- Le facteur 2 de CC_3 est comparable au facteur 2CC_1, à de petits détails près, dont le signe affectant les variables. Cependant celui-ci n'a aucune influence dans la comparaison entre les facteurs. Il n'est que la conséquence de l'orientation aléatoire des axes sur lesquels on projette les variables. On peut, par conséquent, multiplier par +1 ou -1 toutes les valeurs d'une colonne des tableaux n°V/8 à 11, sans modifier le sens de l'analyse.

Tableau V / 8 — Liste des cinq premiers facteurs de l'analyse CC_1

AXES	1			2			3			4			5		
		r	r^2		r	r^2		r	r^2		r	r^2		r	r^2
1	SI=	-0.8717	(0.7601)	MG=	-0.8445	(0.7133)	C=	-0.7049	(0.4968)	CD=	-0.6405	(0.4103)	CO=	-0.3908	(0.1527)
2	AL=	-0.8571	(0.7347)	ZN=	-0.6617	(0.4378)	CA=	-0.6366	(0.4052)	CA=	-0.4907	(0.2408)	CU=	-0.3130	(0.0980)
3	NA=	-0.6302	(0.3971)	H+=	-0.4856	(0.2359)	FE2+=	0.0496	(0.0035)	CU=	-0.2114	(0.0447)	H+=	-0.2627	(0.0690)
4	K=	-0.4699	(0.2208)	FE3+=	-0.3091	(0.0955)	FE3+=	0.0544	(0.0030)	NA=	-0.1990	(0.0398)	NI=	-0.2087	(0.0436)
5	H+=	-0.4280	(0.1832)	TI=	-0.2020	(0.0408)	K=	0.0771	(0.0059)	AL=	-0.1709	(0.0292)	K=	-0.1625	(0.0264)
6	H-=	-0.0117	(0.0001)	H-=	-0.1215	(0.0148)	NA=	0.1028	(0.0106)	MG=	-0.1696	(0.0288)	AL=	-0.0934	(0.0087)
7	B=	0.0220	(0.0005)	FE2+=	-0.0788	(0.0062)	CU=	0.1155	(0.0133)	FE3+=	-0.1558	(0.0243)	NA=	-0.0728	(0.0053)
8	MG=	0.0518	(0.0027)	SI=	-0.0684	(0.0047)	CD=	0.1263	(0.0159)	S=	-0.1136	(0.0129)	ZN=	-0.0691	(0.0048)
9	CA=	0.0522	(0.0027)	NI=	0.0475	(0.0023)	B=	0.1285	(0.0165)	PB=	-0.1022	(0.0104)	MG=	-0.0563	(0.0032)
10	PB=	0.1117	(0.0125)	B=	0.0481	(0.0023)	NI=	0.1664	(0.0277)	H-=	-0.0976	(0.0095)	S=	-0.0500	(0.0025)
11	CD=	0.2713	(0.0742)	PB=	0.0844	(0.0071)	CO=	0.1719	(0.0295)	SI=	-0.0684	(0.0047)	FE2+=	-0.0422	(0.0018)
12	ZN=	0.2882	(0.0803)	C=	0.0855	(0.0073)	SI=	0.1912	(0.0366)	CO=	-0.0310	(0.0010)	SI=	0.0263	(0.0007)
13	BI=	0.3558	(0.1266)	AL=	0.1720	(0.0296)	ZN=	0.2099	(0.0440)	NA=	-0.0305	(0.0009)	CD=	0.0450	(0.0020)
14	C=	0.3608	(0.1302)	CD=	0.1829	(0.0335)	NA=	0.2174	(0.0472)	ZN=	0.1628	(0.0262)	FE3+=	0.0668	(0.0045)
15	CO=	0.5367	(0.2881)	CO=	0.2244	(0.0503)	AL=	0.2370	(0.0562)	B=	0.2274	(0.0517)	H-=	0.1191	(0.0142)
16	FE3+=	0.6159	(0.3793)	BI=	0.2694	(0.0726)	S=	0.2380	(0.0567)	BI=	0.2582	(0.0666)	C=	0.2328	(0.0542)
17	CU=	0.7570	(0.5730)	CU=	0.3629	(0.1317)	MG=	0.2447	(0.0599)	H+=	0.3032	(0.0920)	CA=	0.3055	(0.0933)
18	NI=	0.8270	(0.6839)	S=	0.3969	(0.1575)	H+=	0.3430	(0.1177)	FE2+=	0.3810	(0.1452)	B=	0.3751	(0.1407)
19	S=	0.8339	(0.6953)	NA=	0.4883	(0.2384)	BI=	0.4617	(0.2132)	C=	0.4119	(0.1697)	BI=	0.5369	(0.2882)
20	FE2+=	0.8448	(0.7136)	K=	0.5628	(0.3167)	PB=	0.4620	(0.2134)	K=	0.4349	(0.1891)	PB=	0.6849	(0.4691)

Tableau V / 9 — Liste des cinq premiers facteurs de l'analyse CC_2

AXES	1			2			3			4			5		
		r	r^2		r	r^2		r	r^2		r	r^2		r	r^2
1	SI =	-0.9106	(0.8292)	MG =	-0.7975	(0.6361)	CA=	-0.8181	(0.6694)	CO=	-0.3831	(0.1468)	H-=	-0.7875	(0.6201)
2	AL =	-0.8914	(0.7947)	ZN =	-0.5121	(0.2622)	C=	-0.6504	(0.4230)	P=	-0.3745	(0.1403)	C=	-0.2103	(0.0442)
3	NA =	-0.6042	(0.3651)	TI =	-0.4998	(0.2499)	P=	-0.2892	(0.0830)	NA=	-0.2583	(0.0667)	MG=	-0.1753	(0.0370)
4	K =	-0.5555	(0.3555)	P =	-0.3081	(0.0949)	B=	-0.2761	(0.0762)	CU=	-0.2186	(0.0478)	CO=	-0.1494	(0.0223)
5	TI =	-0.4352	(0.1894)	H+ =	-0.2523	(0.0636)	TI=	-0.2076	(0.0431)	SI=	-0.2083	(0.0434)	B=	-0.1468	(0.0215)
6	B =	-0.2476	(0.0613)	FE3+=	-0.1986	(0.0394)	NA=	0.0045	(0.0000)	S=	-0.2051	(0.0421)	ZN=	-0.1226	(0.0150)
7	MG =	-0.1912	(0.0365)	CA =	-0.1663	(0.0287)	FE3+=	0.0153	(0.0002)	H-=	-0.1946	(0.0379)	NI=	-0.0719	(0.0052)
8	CA =	-0.1850	(0.0342)	H- =	-0.1552	(0.0241)	SI=	0.0746	(0.0056)	CA=	-0.1940	(0.0376)	AL=	-0.0401	(0.0016)
9	H- =	-0.0778	(0.0061)	SI =	-0.0880	(0.0077)	S=	0.1236	(0.0153)	NI=	-0.1804	(0.0325)	K=	-0.0294	(0.0009)
10	ZN =	-0.0298	(0.0009)	FE2+=	-0.0520	(0.0027)	FE2+=	0.1280	(0.0164)	AL=	-0.0912	(0.0083)	SI=	0.0008	(0.0000)
11	P =	0.1775	(0.0315)	NI =	0.0036	(0.0000)	CD=	0.1410	(0.0199)	TI=	-0.0849	(0.0072)	FE2+=	0.0017	(0.0000)
12	C =	0.1836	(0.0337)	C =	0.1344	(0.0181)	CU=	0.1471	(0.0216)	MG=	-0.0371	(0.0014)	NA=	0.0631	(0.0040)
13	BI =	0.2576	(0.0886)	CD =	0.1492	(0.0223)	ZN=	0.1533	(0.0235)	FE3+=	0.0247	(0.0006)	FE3+=	0.0937	(0.0088)
14	C =	0.3387	(0.1147)	AL =	0.1729	(0.0299)	K=	0.1907	(0.0364)	BI=	0.1473	(0.0217)	CA=	0.1233	(0.0154)
15	CU =	0.5535	(0.3064)	S=	0.2385	(0.0569)	H-=	0.2323	(0.0540)	B=	0.1567	(0.0245)	S=	0.1413	(0.0200)
16	FE2+	0.6881	(0.4735)	S=	0.2509	(0.0629)	AL=	0.2438	(0.0594)	H+=	0.2731	(0.0746)	CU=	0.1592	(0.0254)
17	NI=	0.8351	(0.6974)	BI=	0.2866	(0.0821)	NI=	0.2442	(0.0596)	K=	0.2733	(0.0747)	P=	0.1970	(0.0388)
18	CU=	0.8515	(0.7251)	NA=	0.4514	(0.2038)	MG=	0.2547	(0.0649)	FE2+=	0.3597	(0.1294)	TI=	0.3498	(0.1223)
19	FE3+	0.8553	(0.7316)	B=	0.6120	(0.3745)	BI=	0.3535	(0.1249)	C=	0.5099	(0.2599)	H+=	0.4128	(0.1704)
20	S=	0.8788	(0.7722)	K=	0.6610	(0.4369)	H+=	0.3967	(0.1537)	ZN=	0.5269	(0.2776)	BI=	0.4175	(0.1743)

Tableau V / 10 — Liste des cinq premiers facteurs l'analyse CC_3

AXES	1	r	r^2	2	r	r^2	4	r	r^2	5	r	r^2
1	SI=	-0.8979	(0.8064)	K=	-0.8531	(0.3400)	CO=	-0.4419	(0.1953)	CA=	-0.5123	(0.2624)
2	AL=	-0.8786	(0.7720)	NA=	-0.4494	(0.2020)	CU=	-0.3546	(0.1258)	PB=	-0.3821	(0.1460)
3	NA=	-0.6482	(0.4202)	S=	-0.3997	(0.1598)	NA=	-0.2436	(0.0593)	FE3+=	-0.2391	(0.0572)
4	K=	-0.4656	(0.2168)	CU=	-0.3413	(0.1165)	H+=	-0.1454	(0.0211)	NA=	-0.2135	(0.0455)
5	H+=	-0.4408	(0.1944)	BI=	-0.3265	(0.1066)	AL=	-0.1400	(0.0196)	CO=	-0.1851	(0.0343)
6	B=	0.0270	(0.0007)	CO=	-0.2469	(0.0610)	NA=	-0.1166	(0.0136)	AL=	-0.1765	(0.0312)
7	MG=	0.0296	(0.0009)	PB=	-0.1513	(0.0229)	MG=	-0.0961	(0.0092)	S=	-0.1468	(0.0216)
8	CA=	0.0561	(0.0031)	AL=	-0.0820	(0.0064)	S=	-0.0875	(0.0077)	NI=	-0.1219	(0.0149)
9	PB=	0.0991	(0.0098)	B=	-0.0497	(0.0025)	K=	-0.0650	(0.0042)	SI=	-0.1157	(0.0134)
10	ZN=	0.3388	(0.1148)	C=	-0.0487	(0.0024)	SI=	-0.0027	(0.0000)	MG=	-0.1103	(0.0122)
11	BI=	0.3656	(0.1265)	NA=	-0.0397	(0.0016)	FE3+=	0.0161	(0.0003)	CU=	-0.0678	(0.0062)
12	C=	0.3845	(0.1478)	SI=	-0.0155	(0.0002)	ZN=	0.0167	(0.0003)	BI=	-0.0269	(0.0007)
13	CO=	0.5391	(0.2906)	FE2+=	0.0384	(0.0015)	FE2+=	0.0595	(0.0035)	B=	0.0941	(0.0089)
14	FE3+=	0.6488	(0.4209)	FE3+=	0.2539	(0.0645)	CA=	0.1910	(0.0365)	ZN=	0.2585	(0.0668)
15	CU=	0.7422	(0.5509)	CA=	0.3385	(0.1146)	C=	0.3396	(0.1153)	H+=	0.3248	(0.1055)
16	S=	0.8240	(0.6791)	H+=	0.4313	(0.1861)	B=	0.4257	(0.1812)	FE2+=	0.3763	(0.1419)
17	NI=	0.8308	(0.6903)	ZN=	0.5966	(0.3560)	BI=	0.5726	(0.3279)	C=	0.4300	(0.1849)
18	FE2+=	0.8599	(0.7395)	MG=	0.8163	(0.6664)	CO=	0.6042	(0.3650)	K=	0.4693	(0.2202)

Tableau V / 11 — LISTE DES CINQ PREMIERS FACTEURS DE L'ANALYSE CC4

AXES	1	r	r^2	3	r	r^2	4	r	r^2	5	r	r^2
1	SI=	-0.8911	(0.2069)	K=	-0.5830	(0.3399)	PB=	-0.7575	(0.5739)	CA=	-0.4779	(0.2189)
2	AL=	-0.8786	(0.7720)	NA=	-0.4505	(0.2031)	NI=	-0.5949	(0.3539)	CO=	-0.3184	(0.1014)
3	NA=	-0.6481	(0.4200)	S=	-0.3999	(0.1599)	CA=	-0.2674	(0.0715)	NA=	-0.2335	(0.0545)
4	K=	-0.4657	(0.2169)	CU=	-0.3440	(0.1183)	C=	-0.1574	(0.0290)	FE3+=	-0.2116	(0.0448)
5	H+=	-0.4409	(0.1949)	BI=	-0.3176	(0.1009)	FE3+=	-0.1062	(0.0113)	AL=	-0.2036	(0.0415)
6	MG=	0.0299	(0.0009)	CO=	-0.2490	(0.0620)	SI=	-0.0289	(0.0008)	NI=	-0.1850	(0.0342)
7	CA=	0.0563	(0.0032)	PB=	-0.1450	(0.0210)	S=	0.0185	(0.0003)	CU=	-0.1785	(0.0319)
8	PB=	0.0958	(0.0097)	AL=	-0.0795	(0.0063)	FE2+=	0.0285	(0.0008)	PB=	-0.1569	(0.0246)
9	ZN=	0.3366	(0.1149)	C=	-0.0500	(0.0025)	NA=	0.0425	(0.0018)	S=	-0.1536	(0.0235)
10	BI=	0.3545	(0.1257)	NI=	-0.0408	(0.0017)	MG=	0.0433	(0.0019)	MG=	-0.1243	(0.0155)
11	C=	0.3844	(0.1478)	SI=	-0.0139	(0.0002)	ZN=	0.0480	(0.0023)	SI=	-0.1136	(0.0129)
12	CO=	0.5392	(0.2908)	FE2+=	0.0396	(0.0016)	AL=	0.0717	(0.0051)	BI=	-0.1558	(0.0243)
13	FE3+=	0.6490	(0.4212)	FE3+=	0.2532	(0.0641)	K=	0.1683	(0.0283)	ZN=	0.2563	(0.0657)
14	CU=	0.7425	(0.5512)	CA=	0.3355	(0.1125)	NI=	0.1941	(0.0377)	H+=	0.2805	(0.0787)
15	S=	0.8241	(0.6791)	H+=	0.4341	(0.1885)	H+=	0.2085	(0.0435)	FE2+=	0.3902	(0.1522)
16	NA=	0.8310	(0.6906)	ZN=	0.5998	(0.3598)	CU=	0.3202	(0.1024)	K=	0.4464	(0.1993)
17	FE2+=	0.8598	(0.7393)	MG=	0.8167	(0.6671)	CO=	0.3948	(0.1559)	C=	0.4925	(0.2426)

iii-Facteurs 3 = C,Ca vs. B,Pb,H^+ (tableaux n°V/8 à 11)

Il souligne le comportement indépendant de la minéralisation Pb-Bi d'une part, et des carbonates calciques d'autre part. Pb-Bi peuvent éventuellement être associés à une partie des minéraux hydratés.

iv- Facteurs 4 et 5 (tableaux n°V/8 à 11)

Ils sont décrits en même temps, car le facteur 4 CC_1 (= premier type) est comparable aux facteurs 5 CC_{3-4}, tandis que le facteur 5 CC_1 (= second type) est voisin des facteurs 4 CC_{3-4}. Les facteurs 4 et 5 CC_2 ne se comparent pas directement aux autres facteurs d'ordre 4 et 5, car l'analyse CC_2 englobe P et Ti.

-Les facteurs de premier type sont : Cd,Ca vs. K,C,(Fe^{2+}).

Ils décrivent un comportement assez indépendant de Cd, modérément associé aux unités lithologiques riches en Ca et faiblement opposé aux unités internes ayant subi de forts apports hydrothermaux de K (muscovite),C,Fe^{2+} (ankérite,sidérose). Ca associé à ces facteurs est une fraction de Ca total (effectivement contenu dans l'échantillon) non liée, voire même opposée aux carbonates (ferrifères). Cette fraction de Ca peut représenter les épidotes s.l. (méta-anorthosite "fraîche" ,à laquelle est associée Cd,cf.p. 257), opposées aux unités lithologiques riches en carbonates ferrifères et/ou muscovite.

- Les facteurs de second type sont : Co,(Cu) vs. Pb,Bi.

Ils tendent à souligner une opposition modérée entre la minéralisation Pb-Bi et la minéralisation cuprifère.

- Le facteur 4 CC_2 suggère l'existence et l'indépendance de la substitution de Fe^{2+} par Zn au sein des carbonates ferrifères, alors que le facteur 5 CC_2 indique le comportement indépendant de l'humidité (H^-) et la présence d'une partie de Bi, dans une fraction des minéraux hydratés, différents de ceux regroupés par le facteur 3 CC_2.

La minéralisation Pb-Bi serait donc à étudier dans le plan des facteurs 3 + 5 .

d- Comparaison entre les différentes analyses : synthèse de l'étude individuelle des facteurs

i- Stabilité des facteurs

Les facteurs 1 et 2 sont très stables dans toutes les analyses. Les phénomènes indépendants qu'ils décrivent sont fondamentaux, et la signification de ces facteurs apparaît essentielle. Ces phénomènes sont matérialisés par l'existence de 3 pôles indépendants : Mg-Zn-H^+(chlorite),Si-Al-Na-K-H^+(silicates alcalins) et Fe^{2+}-S-Ni-Cu-Fe^{3+}-Co(minéralisation cuprifère).

Les autres facteurs sont un peu moins stables, mais demeurent quand même conservés, à quelques modifications mineures près, d'une analyse à l'autre. Ils ont un poids de variance <10%, et précisent le comportement de certaines variables, telle la part de Ca qui n'est pas liée aux carbonates ou l'existence d'une minéralisation froide opposée à une partie de Co probablement liée à la minéralisation cuprifère.

ii- Remarques résultant de l'étude des facteurs

- L'introduction de P et Ti dans l'analyse CC_2 ne fait pas apparaître de nouveaux facteurs. Seule une fraction de Ti apparaît liée aux unités lithologiques les plus magnésiennes. Il n'existe pas d'association P-Ti, qui aurait pu caractériser l'apatite. MANSON (1967), en analysant du matériel basique et gabbroïque, a noté l'absence du regroupement P-Ti :
  - soit parce que ce minéral est uniformément réparti;
  - soit que les teneurs très faibles ne présentant pas de variation ayant un poids de variance >7% de l'ensemble.

- La suppression des dykes d'une part, et la non prise en considération de Cd,H^-,P,Ti,(B) d'autre part, clarifient les analyses CC_3 et CC_4.

- Les traces jouent toujours un rôle d'accompagnateurs des éléments majeurs, dont Cu fait partie; ceci, malgré le mode normé de l'analyse, grâce auquel les traces devraient intervenir avec autant de poids. Les liens entre éléments en trace et majeurs sont :

Ni et Co	suivent	Cu,Fe^{2+},Fe^{3+} et S;
Zn	suit	Mg,H^+ (CC_1) et Mg,H^+,C (CC_2)
Pb,Bi	suivent	H^+
Cd	suit	Ca
B	suit	K

iii- Remarques générales concernant la méthode

Lorsque l'on veut étudier un problème géochimique à l'aide de l' ACPN il convient de toujours commencer par une analyse générale, englobant si possible, tous les échantillons et toutes les variables.

L'analyse CC_1 a été réalisée dans ce sens. On peut ensuite éliminer les variables dont la somme des communautés avec les 5 premiers facteurs est < 0,6, afin de ne conserver que celles traduisant au mieux les phénomènes géologiques les plus significatifs. C'est ce qui a été tenté dans les analyses CC_3 et CC_4, dans lesquelles, la variance cumulée des 5 premiers facteurs est sensiblement meilleure que dans l'analyse CC_1.

e- Conclusions

Les regroupements de variables mis en évidence par les 5 premiers facteurs caractérisent des familles de minéraux.

Ces regroupements sont :

- Si-Al : importance ubiquiste des silicates.
- Na-K-H^+: ces variables sont rattachées au radical Si-Al, traduisant l'importance des silicates alcalins. Cependant, dans le facteur CC_1,on constate que Si-Al-Na (albite) sont plus nettement discriminés que K-H^+(muscovite et paragonite). Ceci montre bien l'importance de l'association Si-Al-Na,héritée de l'anorthosite d'origine,sur laquelle est venue se superposer l'association K-H^+d'origine hydrothermale,externe au gisement. La position médiane de Na souligne sa position ambigüe :d'abord lié à la méta-anorthosite "fraîche", il a été remobilisé lors de l'altération hydrothermale (cf.p. 214) métasomatose à l'échelle du gisement "interne" par rapport à l'introduction "externe" de K,H^+,Fe^{2+},Cu et S par ex. Ce lien entre la métasomatose potassique externe et sodique interne et la minéralisation est aussi suggéré par le facteur 2 regroupant Na,K et S.
- Fe^{2+}-S-Ni-Cu-Fe^{3+}-Co : minerai (chalcopyrite, pyrite).
- Mg-Zn-H^+: chlrorite
- Ca-C : calcite
- Pb-Bi : minéralisation Pb-Bi.
- Cd-Ca : cadmium dans les minéraux calciques.

. B : tourmaline.
. Fe^{2+}-C: ankérite, sidérose.
. Ca-Fe^{3+}: épidotes s.l.
. Ti : leucoxène.
. P : apatite.

Cependant ces regroupements seront beaucoup mieux précisés si on ne raisonne plus axe par axe mais dans le plan des axes pris deux à deux (= plans factoriels). Comme un axe, un plan est un sous-espace de l'espace principal et il est, de par la nature même de l'analyse factorielle, orthogonal donc indépendant des autres plans définis par la projection des axes pris deux à deux. L'intérêt de la projection sur le plan factoriel est que celle-ci explique un % de la variance totale, égal à la somme du % de variance expliqué par chacun des facteurs projetés sur le plan.

Parfois même on pourrait être amené à raisonner dans un trièdre, mais c'est plus difficile car plus abstrait et l'on perd un peu la facilité de la lecture des informations contenues dans les plans factoriels.

Les projections les plus significatives sont bien sûr celles sur les plans factoriels des 3 premiers facteurs pris deux à deux, ces facteurs ayant les % de variance les plus élevés.

5) Les communautés

Il est particulièrement important de savoir maintenant quelles sont les plans factoriels qui vont le mieux discriminer chacun des regroupements de variables, qui sont autant de pôles de différenciations. Il suffit, pour celà de calculer la communauté des variables avec chaque plan factoriel défini par deux facteurs. Ce calcul a été effectué pour tous les plans factoriels présentés et commentés plus loin (fig n°V/6 à 11).

Voici un exemple de ce calcul :

Communauté de Zn avec le plan des facteurs 1 + 2 CC_1:

soit r le coefficient de corrélation, et r^2 la communauté

r (Zn - Facteur 1 CC_1) = 0,2882 $\quad r^2$ (Zn - 1 CC_1)* = 0,0830 = r_1^2
r (Zn - Facteur 2 CC_1) = 0,6617 $\quad r^2$ (Zn - 2 CC_1)* = 0,4378 = r_2^2

r^2 (Zn - plan des facteurs 1 + 2 CC_1) = $r_1^2 + r_2^2$ = 0,5208 $\simeq$ 0,52

* ces valeurs sont indiquées ( ) dans les tableaux n°V/8 à 11

Si la somme :

r^2 = 0,36 - 1 la variable est bien discriminée par la projection considérée
r^2 = 0,36 - 0,16 la variable est partiellement discriminée
r^2 = 0,16 - 0 la variable n'est pas discriminée.

Ce propos peut être illustré par un exemple :
le regroupement Mg(Zn) caractérise la chlorite, et elle seule, Zn étant accessoire (substitution de Mg par Zn). La communauté de Mg dans le plan des facteurs 2 et 3(CC_1) est de 0,77, alors que la communauté dans le plan des facteurs 1 et 3(CC_1) n'est que de 0,06. Par conséquent, si l'on veut tenir compte de l'influence de la chlorite dans l'altération hydrothermale, il faut se référer à la projection sur le plan des facteurs 2 + 3(CC_1), qui discrimine très bien la chlorite.

Le tableau n°V/6 comporte le calcul des communautés des variables constituant les regroupements (mentionnés plus haut) avec les 2 facteurs formant les diverses projections présentées plus loin. Le calcul des communautés n'a été effectué que pour les analyses CC_1 et CC_2, les résultats pouvant être facilement extrapolés pour les analyses CC_3 et CC_4.

L'intérêt de ce tableau est de permettre de déterminer tout de suite quels sont les pôles principaux et secondaires de différenciation, et quels seront les minéraux les mieux discriminés sur chaque plan de projection. Ainsi, il est aisé de savoir quelle projection contient le plus d'informations sur les auréoles d'altération, la minéralisation etc...

Dans le tableau n°V/6, les principaux pôles de différenciation ($r^2 \geqslant 0,36$) sont soulignés en traits pleins, les pôles secondaires en tiretés ($0,36 > r^2 \geqslant 0,16$).

On remarque que le regroupement " micas blancs ± albite" est discriminé de différentes façons : soit tout le groupe (1 + 2 CC_1), soit l'albite (Si-Al-Na) par rapport à la muscovite ($K-H^+$) (1 + 3 CC_1), soit les micas blancs ($Na-K-H^+$) (2 + 3 CC_1), ou la muscovite par rapport à la paragonite (3 + 4 CC_1 et 2 + 3 CC_2).

La calcite et la sidérose devraient être très bien discriminées sur le plan 1 + 3 CC_1. Ils le sont, certes, mais la calcite ne peut pas être distinguées de la sidérose à l'aide de cette projection car C est commun à Ca et Fe^{2+}, les deux pôles sont proches l'un de l'autre.

D'après le tableau n°V/6 les pôles de différenciation des différentes projections sont :

- Plan 1 + 2 CC_1 : Chlorite*, Bi, Micas blancs + Albite, Minéralisation. Cette projection est donc utile pour étudier l'opposition altération hydrothermale-minéralisation
- Plan 1 + 3 CC_1 : Pb + Bi, Micas blancs + Albite, Calcite, Minerai, Sidérose, Epidotes. Cette projection discrimine fortement la méta-anorthosite "fraîche" d'une part et la minéralisation d'autre part. Il est moins intéressant pour étudier l'altération hydrothermale.
- Plan 2 + 3 CC_1 : Chlorite, Pb + Bi, Micas blancs, Calcite, Minéralisation. Diagramme complémentaire à 1 + 2 CC_1 pour l'étude de l'altération hydrothermale.
- Plan 3 + 4 CC_1 : Pb + Bi, Muscovite, Calcite, Cadmium, Sidérose

* les regroupements les plus importants sont soulignés.

Cette représentation est intéressante pour visualiser la distribution de la muscovite, et les unités lithologiques les plus affectées par la substitution Cd-Ca.

Les projections résultant des analyses CC_1, CC_3, CC_4, étant sensiblement identiques, la discussion présentée au sujet de CC_1 peut être étendue à CC_3 et CC_4, dont les projections ne seront pas représentées.

Cependant Ti et P n'ont pas été inclus dans ces analyses et le tableau n° V/6 montre qu'il n'existe pas de communautés suffisantes entre B et les projections résultant de l'analyse CC_1. Pour ces raisons, la projection sur le plan CC_2 2 + 3 a été représentée afin de visualiser Ti, P et B. Cette projection discrimine également : Chlorite, Muscovite et Paragonite, Calcite.

L'ensemble de ces considérations peut maintenant être appliqué à la description de quelques projections factorielles.

E) INTERPRETATION DES FACTEURS, PROJECTIONS SUR LE PLAN DES FACTEURS

Les figs. V/6 à 11 représentent la projection des échantillons et des variables sur le plan des axes pris deux à deux. L'enveloppe des nuages des différents types de roches sont représentées sur ces figures, ainsi que la projection des échantillons représentant les extrêmités de certains nuages.

Chaque nuage comporte un ou plusieurs axes d'allongement, souvent parallèles ou confondus d'un nuage à l'autre. Ces axes matérialisent des différenciations contrôlées par les regroupements de variables représentées à l'intérieur de cercles. Les variables ayant une communauté $r^2 < 0,16$ avec le plan des facteurs ne sont pas représentées.

Les principales différenciations sont indiquées à l'aide de flèches en trait plein et des inscriptions en grands caractères, les différenciations secondaires à l'aide de flèches en tireté et d'inscriptions en italique.

1) Facteur 1 : silicates alcalins *vs* minéralisation cuprifère

Ce caractère linéaire d'une grande stabilité dans les 4 analyses (tableaux n°V/8 à 11)explique à lui seul 30 à 36% des variations mesurées.

Il montre l'indépendance des micas blancs et une certaine opposition de l'albite par rapport à la minéralisation cuprifère. Ce facteur ne permet pas de bien distinguer le caractère "métamorphisme", mis en évidence par l'albite du caractère "altération hydrothermale" mis en évidence par les micas blancs.

2) Facteur 2 : chlorite vs. micas blancs (+ sulfures) (tableaux n°V/8 à 11)

Ce facteur est très stable dans les analyses $CC_{1,2,4}$; il est légèrement modifié dans l'analyse CC_2, et sera décrit plus loin sous le nom de facteur $2'CC_2$: Mg-Zn-Ti vs. K-B-Na.

Le pôle Mg-Zn-H^+-(Fe^{3+}-Ca) discrimine les échantillons riches en chlorites et dans une moindre mesure, en épidote. Mg est très fortement lié au facteur 2, alors que Fe^{2+} et Fe^{3+}, pourtant abondants dans les chlorites, le sont beaucoup moins nettement.

Ceci ne veut pas dire que le second facteur discrimine les chlorites magnésiennes, mais que Mg des roches étudiées est essentiellement associé à la chlorite, alors que Fe^{2+} et Fe^{3+} sont répartis entre de nombreux minéraux (chlorites,épidotes, carbonates,sulfures....).

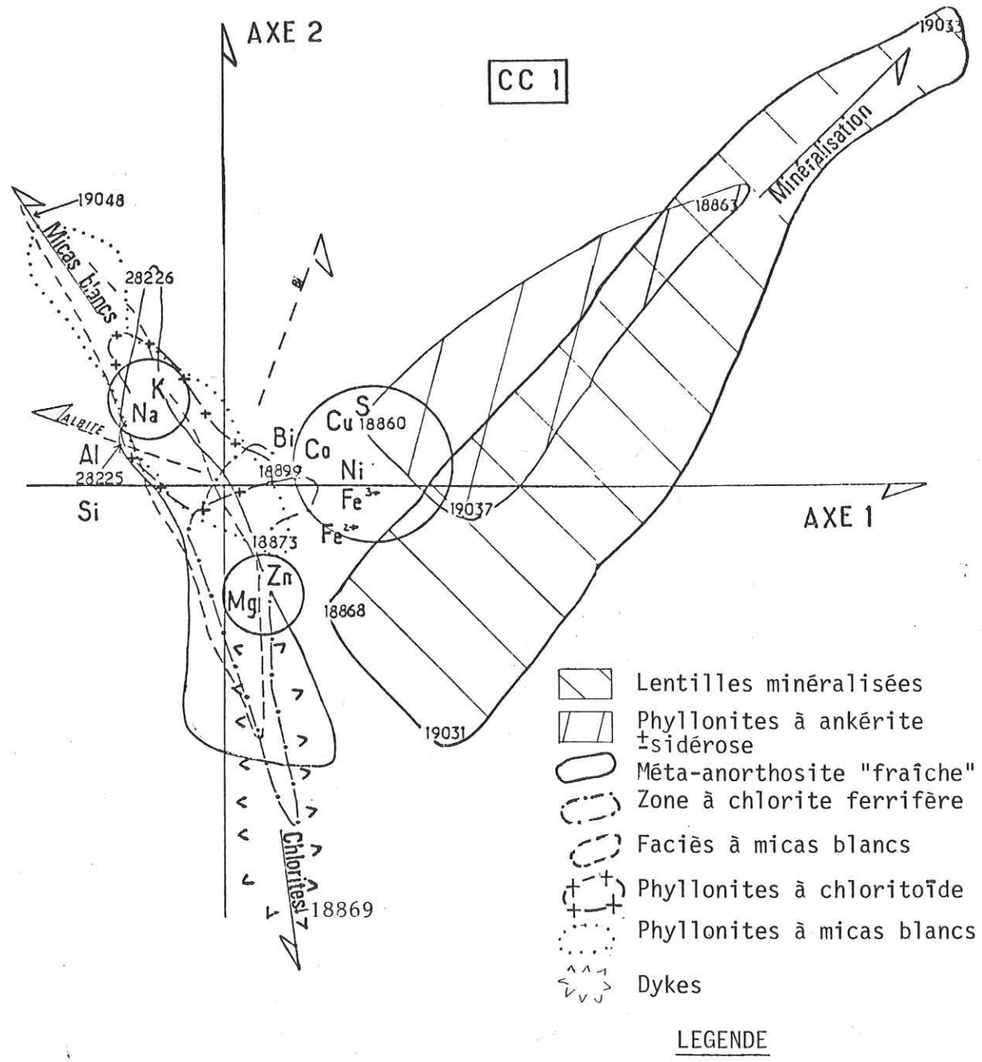
Le pôle K-Na-(S-Cu) souligne l'association possible entre ces éléments et la minéralisation déjà mentionnée p. 278 .Ceci ne ressortait ni des observations de terrain, ni de l'étude statistique monovariable. En effet, la zone à micas blancs, riche en K et Na, ne contient que des traces de sulfures et, inversement, les zones minéralisées sont pratiquement dépourvues d'alcalins.

Le facteur 2 oppose donc d'une part,les méta-anorthosites "fraîches" représentées par Mg-Zn-H^+ (chlorite) et (Ca-Fe^{3+})(épidotes s.l.) et d'autre part les roches riches en micas blancs (K-Na) ainsi que les phyllonites minéralisées (K-Na-S-(Cu)), formant une grande partie du minerai des niveaux les plus superficiels.

3) Interprétation des projections sur le plan des facteurs 1 et 2 CC_1 (fig.V/6)

La stabilité déjà mentionnée des facteurs 1 et 2, implique que les projections sur le plan de ces facteurs sont quasiment identiques,dans

FIG.V/6 ACPN CC1-Projection des échantillons et des variables sur le plan des facteurs 1 et 2.



les analyses $CC_{1,2,4}$. Par conséquent, il suffit de représenter et commenter l'analyse CC_1 pour rendre compte en même temps des analyses CC_3 et CC_4.

Cette projection permet de distinguer 2 types de différenciations, graphiquement indépendantes :

- Micas blancs vs. Chlorites (magnésiennes)
- Minéralisation vs. Chlorites (ferrifères)

Cependant le pôle Mg-Zn ne permet pas de distinguer les échantillons riches en chlorite magnésienne de ceux riches en chlorite ferrifère. Pour cette raison, les termes "magnésienne" et "ferrifère" sont utilisés entre parenthèses.

Les types de roches sont décrits, des zones les plus externes vers les plus internes :

. A = Méta-anorhtosite "fraîche"
. M = Faciès d'altération à paragonite ± muscovite
. P = Phyllonites à micas blancs
. X = Phyllonites riches en chloritoïde
. C = Zone d'altération riche en carbonates ferrifères (Phyllonites à ankérite ± sidérose)
. F = Zone d'altération à chlorite ferrifère
. S = Minerai (zone contenant plus de 1% de Cu)

Les dykes ayant un comportement singulier seront décrits en dernier.

Tous les types lithologiques, à part le minerai et la zone des phyllonites à ankérite ± sidérose, sont caractérisées par la différenciation chlorites (magnésiennes) - micas blancs, expliquant l'allure allongée et les axes confondus des nuages de ces ensembles.

Le nuage des méta-anorthosites "fraîches" est un peu déformé par la présence d'un pôle "albite", peu important , matérialisé par l'échantillon 28225. Le caractère secondaire de ce pôle souligne bien la relative rareté de l'albite dans ces roches. L'échantillon 28226 est excentré par rapport à l'axe micas blancs - chlorites car il est fortement enrichi en muscovite (0,62% K).

En conclusion, on voit que la répartition de ces roches est contrôlée par la différenciation : micas blancs à tendance paragonite - chlorite (magnésienne), les échantillons les plus frais, riches en chlorite d'origine métamorphique, ne contenant que très peu de micas blancs, ceux-ci apparaîssant au cours de l'altération hydrothermale, aux dépens de la chlorite (magnésienne) cf.p. 214.

Les positions des nuages du faciès à paragonite ± muscovite et des phyllonites visualisent le fait que les épontes sont de plus en plus riches en micas blancs et plus pauvres en chlorite, au fur et à mesure que l'on s'approche de la zone minéralisée principale.

L'extrémité du nuage des phyllonites est caractérisé par l'échantillon n°18873, dont la projection est déviée dans la direction de Zn. Le rapport Zn/Mg de cet échantillon est plus élevé que dans la moyenne des phyllonites :

$(Zn/Mg) \times 10^3 = 12814$ (échantillon 18873)
$(Zn/Mg) \times 10^3 = 8621$ (moyenne des phyllonites)

Le nuage de la zone à chloritoïde est proche de celui des phyllonites, mais ces roches sont plus pauvres en alcalins (cf.p.182/3). Par contre, elles peuvent contenir des traces de minerai, expliquant la présence d'un axe dirigé vers les variables Cu, Co, Ni, Fe^{2+}, Fe^{3+} et S (552 ppm de Cu dans l'échantillon 18899). En effet, les observations en galerie montrent que le chloritoïde se développe souvent dans des phyllonites proches des zones minéralisées. Il est très souvent associé aux carbonates ferrifères formant la gangue de nombreuses lentilles minéralisées (cf. le bloc-diagramme et la carte du niveau -390 m , en annexe).

Les roches de la zone à chlorite ferrifère sont réparties entre le pôle chlorite (ferrifère) sans micas blancs et le pôle un peu plus micacé, donc plus pauvre en chlorite. Cette partie du nuage est nettement infléchie vers les variables caractérisant la minéralisation, ce qui est logique, puisque ces roches forment une partie de la gangue du minerai, et contiennent souvent de la minéralisation disséminée.

Les sulfures et la gangue à carbonates ferrifères forment 2 nuages presque confondus, allongés selon l'axe "minéralisation - chlorites (ferrifères)" subperpendiculaire à l'axe micas blancs - chlorites (magnésiennes). Cette orthogonalité souligne l'indépendance entre la différenciation

minéralisation - chlorites (ferrifères) et la différenciation chlorites (magnésiennes) - micas blancs, les 2 types de chlorites étant très voisins dans cette projection. L'extrémité la moins minéralisée de la minéralisation tend vers le pôle "chlorite", ce qui indique que, à l'inverse des micas, la chlorite (ferrifère) est abondante dans la gangue des sulfures.

Cette distribution souligne bien la séparation géographique des veines de minerai et des vastes auréoles à micas blancs, cette dissociation n'excluant pas une formation à partir d'un même système hydrothermal. Elle peut être interprétée par les solubilités différentielles individualisant des systèmes thermodynamiques indépendants en fin d'évolution.

Les dykes sont regroupés en un nuage très serré, le plus éloigné dans la direction "chlorite", ce qui souligne la surabondance de ce minéral et la rareté des micas blancs. La forme du nuage souligne la composition chimique et minéralogique très homogène des dykes, déjà constatée lors de l'étude statistique monovariable. On constate en outre, que les dykes ne contiennent pas de sulfures, ce qui est un point très important.

4) Facteur 3 : Ca - C vs. Pb - Bi - H^+ (tableaux n°V/8 et 10)

Ce facteur est d'une grande stabilité dans les analyses CC_1, CC_2 et CC_3. Il regroupe très nettement Ca-C (calcite) et les oppose assez modérément à l'ensemble Pb-Bi (minéralisation froide)-H^+.
Les communautés de Pb, Bi, H^+ avec ce facteur sont toujours $<0,23$, alors que celles de Ca et C sont toujours $>0,40$. Par conséquent, ce facteur discrimine davantage les échantillons riches en calcite que ceux riches en Pb-Bi.

Il est intéressant de noter que l'opposition Ca-C vs. Pb-Bi-H^+ ne subsiste pas dans l'analyse CC_4 (cf. tableau n°V/11) et qu'elle est remplacée par une opposition partielle entre la minéralisation cuprifère, représentée par Co et Cu, et la minéralisation Pb-Bi.

5) Interprétation des projections sur les plans 1 et 3 (CC_1) (fig.n°V/7)

D'après le tableau des communautés (n°V/6) et ce qui a été dit p.286 cette projection visualise les pôles principaux de différenciation qui sont :

- Albite (Paragonite)
- Epidotes
- Calcite
- Sidérose
- Minéralisation

les pôles secondaires sont :

- Muscovite
- Pb - Bi

En réalité les pôles albite (paragonite) et muscovite sont voisins, mais les échantillons riches en albite et en paragonite sont projetés dans la partie W-NW du nuage, à proximité des variables Si-Al, alors que les échantillons riches en muscovite sont projetés dans la partie N et E du nuage. Cette séparation est due au fait que cette projection discrimine très bien les échantillons riches en Si , un peu moins bien les échantillons riches en Al, et encore moins bien les échantillons riches en H^+ ou K. Pour résumer ceci, la mention "Albite" a été portée à gauche et la mention "Micas blancs" à droite de l'axe de différenciation.

L'étude de la projection sur le plan des facteurs 1 et 3 CC_1 montre que :

- Cette représentation ne permet pas de discriminer les échantillons riches en sidérose de ceux riches en calcite. Le parallèlisme des axes "sidérose" et "calcite" souligne le développement des carbonates, à la fois calciques et ferrifères : calcite ferrifère et ankérite (Mg n'est pas discriminé par le plan 1 + 3 CC_1) très répandues dans les zones internes du gisement (tableau n°IV/18) ainsi que la présence de calcite post-minéralisation, parfois associée aux zones internes (cf.p. 176).

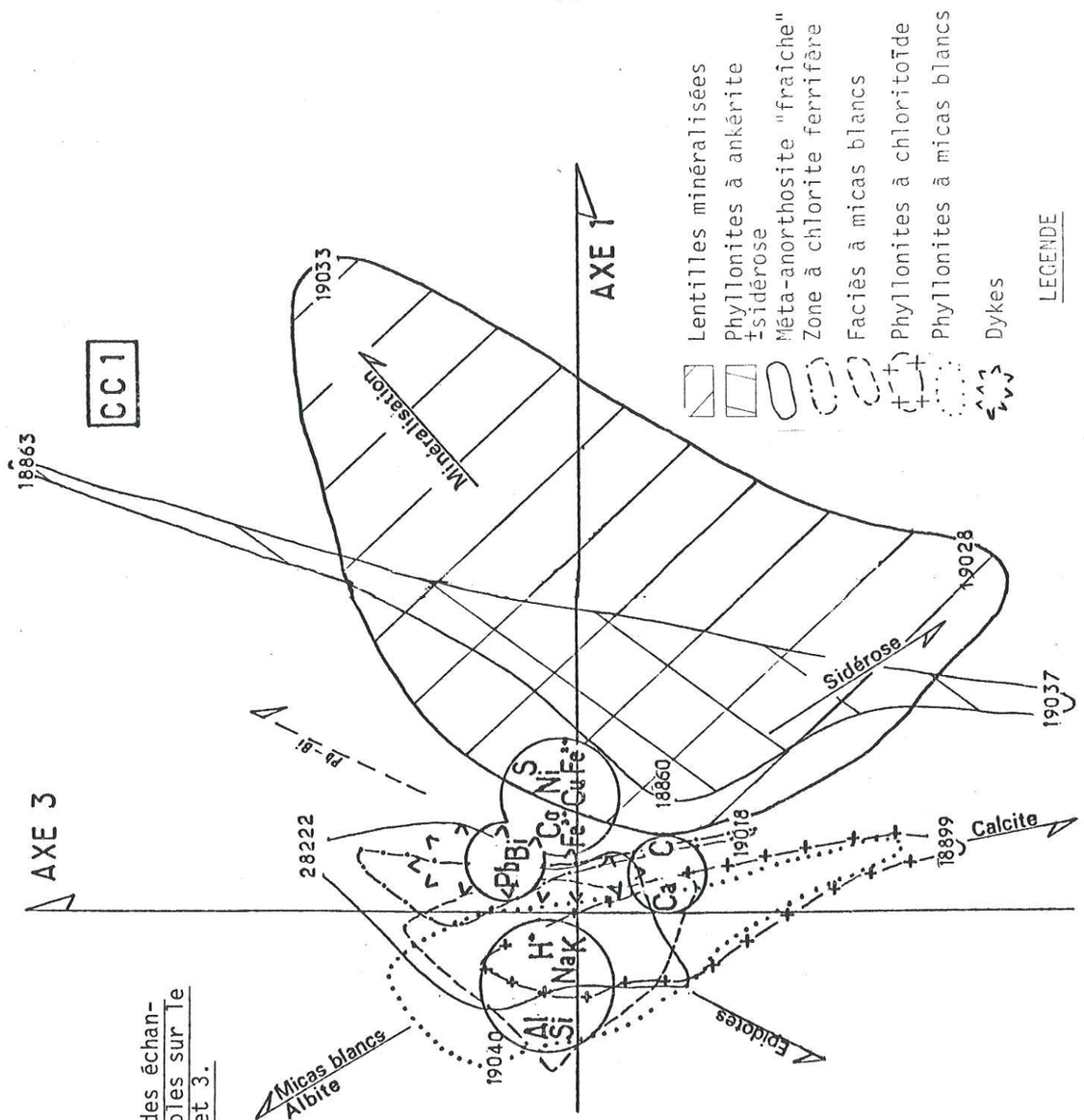


FIG. V/7 ACPN CC1-Projection des échantillons et des variables sur le plan des facteurs 1 et 3.

On constate que l'axe de différenciation"sidérose vs. micas blancs-albite"est orthogonal à l'axe "minéralisation", ce qui indique clairement que d'une part,la précipitation des sulfures et,d'autre part,la carbonatation des épontes des lentilles minéralisées,sont des phénomènes indépendants.

Cette projection confirme également l'existence de deux sortes de gangues, bien distinctes : la gangue à sidérose et celle à chlorite ferrifère. Leur indépendance est soulignée par le fait que la chlorite n'est pas discriminée par ce diagramme, car Mg est très fortement lié à l'axe 2 (communauté Mg - axe 2 CC_1 = 0,71 !) perpendiculaire (donc indépendant) à la projection 1 + 3 CC_1 de la figure n°V/7.

L'opposition épidotes - minéralisation est bien visible sur cette projection.

La forme des différents nuages apporte également quelques enseignements :

- La méta-anorthosite fraîche est à la fois riche en épidotes s.l. et en albite (et/ou paragonite), ces deux familles de minéraux pouvant être présentes en même temps (axes sub-orthogonaux). Les carbonates sont peu abondants. La position de l'échantillon 28222 ne traduit pas une forte teneur en Pb-Bi, mais l'absence de calcite et une faible teneur en alcalins.

- Le nuage"faciès à micas blancs" est nettement décalé vers les fortes teneurs en Si-Al-(Na), liées au développement de la paragonite. On note l'absence des épidotes et des teneurs en carbonates assez modérées.

- Les micas blancs et les carbonates (calcite ferrifère ± ankérite ± sidérose) sont très abondants dans les phyllonites, ce qui montre que ces roches sont nettement plus altérées que celles de faciès à micas blancs.La foliation des phyllonites a vraisemblablement favorisé l'altération, en permettant une meilleure circulation des fluides hydrothermaux.

- Le nuage "zone à chloritoïde" est confondu avec celui des phyllonites; les échantillons de la zone à chloritoïde sont cependant nettement moins riches en micas blancs, le chloritoïde ayant pu cristalliser aux dépens de la paragonite (MIYASHIRO, 1973). Les phyllonites à chloritoïde sont très riches en carbonates, ce qui explique la position de l'échantillon 18899.

- Le nuage "zone d'altération à chlorite ferrifère" est décalé vers le pôle "minéralisation" car ces roches sont très riches en Fe^{2+}, et contiennent souvent d'importantes traces de minéralisation. Il est étiré entre le pôle "calcite $\pm$ sidérose" et le pôle virtuel "pauvre en carbonates" (et non "Pb-Bi" comme on pourrait le penser en regardant cette figure). L'allure étalée de la partie N du nuage indique la présence, observée en lame mince, de faibles teneurs en micas.

- Le nuage "phyllonites à ankérite $\pm$ sidérose" est nettement décalé vers les valeurs élevées de "minéralisation" et "sidérose". La distribution des échantillons se fait entre un pôle riche en Pb-Bi (échant. 18863 = 45ppm Bi et 15 ppm Pb) et le pôle sidérose $\pm$ calcite (qu'il faut interpréter comme pôle "carbonate ferrifère et calcique") matérialisé par l'échantillon 19037 (12,42 % Ca, 7,17 % C et 18,97 % Fe^{2+}). L'excroissance visualisée par l'échantillon 18860, rappelle que des quantités assez faibles de micas blancs sont parfois présentes dans cette zone.

- Le minerai est différencié entre un pôle uniquement sulfuré (éch. 19033) et un pôle à sulfures associés aux carbonates ferrifères(éch.19028).

- Les dykes sont projetés loin du pôle Si-Al-Na-H^+ comme sur la figure n°V/8, ce qui montre leur pauvreté en micas blancs et/ou albite. Leur projection reste très groupée, soulignant l'homogénéité de leur composition.

En conclusion, les principales observations tirées de cette projection sur le plan des facteurs 1 + 3 CC_1 :

- Cette projection ne discrimine pas bien les différentes auréoles d'altération.

- Par contre, elle met en évidence des épidotes (s.l.) associées à la méta-anorthosite "fraîche".

- Les carbonates calcique (et ferrique) n'abondent que dans les phyllonites à micas blancs et les phyllonites à chloritoïde.

- Les teneurs en Pb et Bi ne permettent pas de discriminer les différents types de roches, à l'exception d'un échantillon déjà mentionné (18863). Cette minéralisation semble donc diffuse et accessoire.

6) Interprétation des projections sur les plans 2 et 3 (CC_1) (fig.V/8)

Les principaux pôles de différenciation sont :
- Chlorite magnésienne (Fe^{2+} et Fe^{3+} ne sont pas discriminés)
- Calcite

Les pôles secondaires sont :
- Micas blancs
- Minéralisation.

L'existence de ces pôles a été déduite du tableau n°V/6.

L'opposition chlorite magnésienne - albite est intéressante car elle permet de classer les méta-anorthosites "fraîches" entre les extrêmes : méta-anorthosite s.s. et métagabbro.

La projection montre :

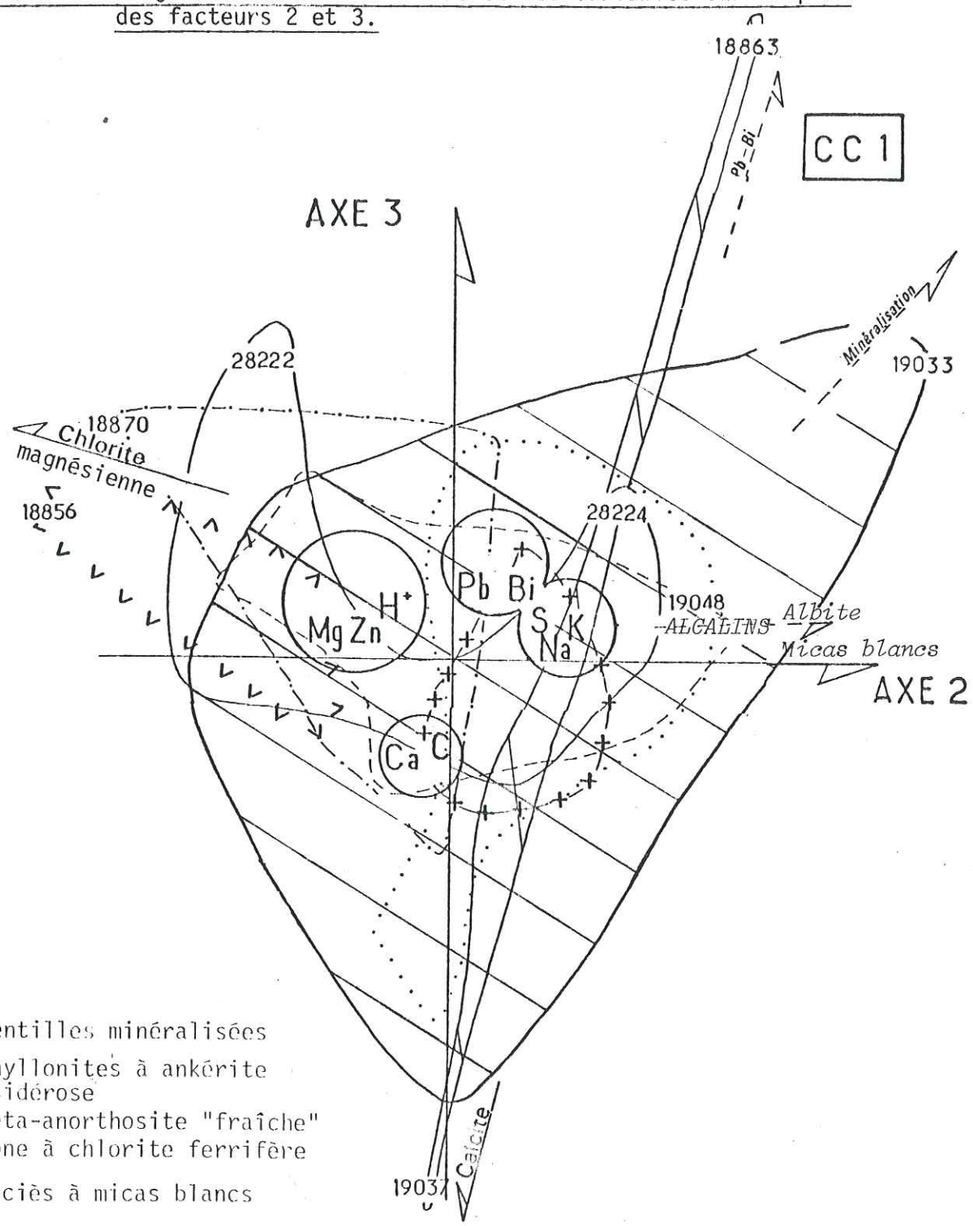
- Une opposition assez nette entre calcite et minéralisation. La calcite est donc à considérer comme un indicateur négatif de minéralisation, mais ces observations n'ont qu'une valeur limitée, car la minéralisation n'est que partiellement discriminée par ce diagramme (cf.tableau n°V/8).

- On constate que les alcalins (micas blancs) ont une tendance modérée à varier dans le même sens que la minéralisation. Ceci renforce l'hypothèse d'un lien entre la minéralisation et les migrations de Na et de K, déjà exposée p.278 et p. 288 . La figure n°V/8 montre que le nuage de la zone à micas blancs et celui des phyllonites à micas blancs sont nettement infléchis vers le pôle "micas blancs".

La forme des nuages permet de :

- distinguer des classes de composition différente dans les méta-anorthosites "fraîches", en fonction de la position occupée dans la projection, en forme de U de ce groupe.

FIG. V/8 ACPN CC1-Projection des échantillons et des variables sur le plan des facteurs 2 et 3.



Lentilles minéralisées
Phyllonites à ankérite ±sidérose
Méta-anorthosite "fraîche"
Zone à chlorite ferrifère
Faciès à micas blancs
Phyllonites à chloritoïde
Phyllonites à micas blancs
Dykes

LEGENDE

La plupart des échantillons sont projetés dans la barre transversale du U, c'est à dire le long de l'axe chlorite - calcite. La position de cette barre souligne bien le caractère calcique de la plupart des échantillons, ceux riches en chlorite (métagabbros) étant projetés à gauche, et ceux pauvres en chlorite, mais riches en minéraux calciques (calcite et, plus accessoirement, épidote) étant projetés vers la droite (méta-anorthosite s.s.).

La partie haute de la barre verticale droite du U, regroupe des échantillons contenant des traces de Pb et Bi, tel le n° 28224 (8 ppm Pb et 3 ppm Bi).

- constater que le nuage "zone d'altération à paragonite ± muscovite" est allongé selon deux axes : "chlorite - micas blancs"et"calcite - alcalins".

Les phyllonites sont beaucoup plus riches en calcite, ce qui a été déjà vu . Elles sont également riches en micas blancs. Elles sont nettement plus pauvres en chlorites que les roches précédentes, mais contiennent des traces de minéralisation.

La projection des échantillons à chloritoïde est confondue avec celle des échantillons de la zone à micas blancs. Les premiers sont de composition plus homogène, plus pauvres en calcite, micas blancs et sulfures.

La zone à chlorite ferrifère est évidemment très riche en chlorite, et elle peut aussi contenir de la calcite et des traces de sulfures. L'existence de calcite dans cette zone est anormale. Il pourrait s'agir de calcite secondaire, postérieure à la minéralisation.

Les phyllonites à ankérite ± sidérose sont étirées à l'extrême entre le pôle "Pb - Bi", toujours lié à l'échantillon 18863, et le pôle "calcite" (échantillon 19037, probablement riche en calcite ferrifère et/ou en ankérite).

La minéralisation est associée, soit à la chlorite, soit aux carbonates, ce qui a été déjà vu.

Les dykes sont extrêmement riches en chlorite, et peuvent contenir une petite quantité de carbonates.

Cette projection permet de confirmer de nombreuses observations déjà faites par ailleurs, ainsi que la présence de carbonates calciques et magnésiens associés à certaines auréoles d'altération hydrothermale.

7) Interprétation des projections sur le plan des facteurs 2' et 3 (CC_2) (fig.n°V/9)

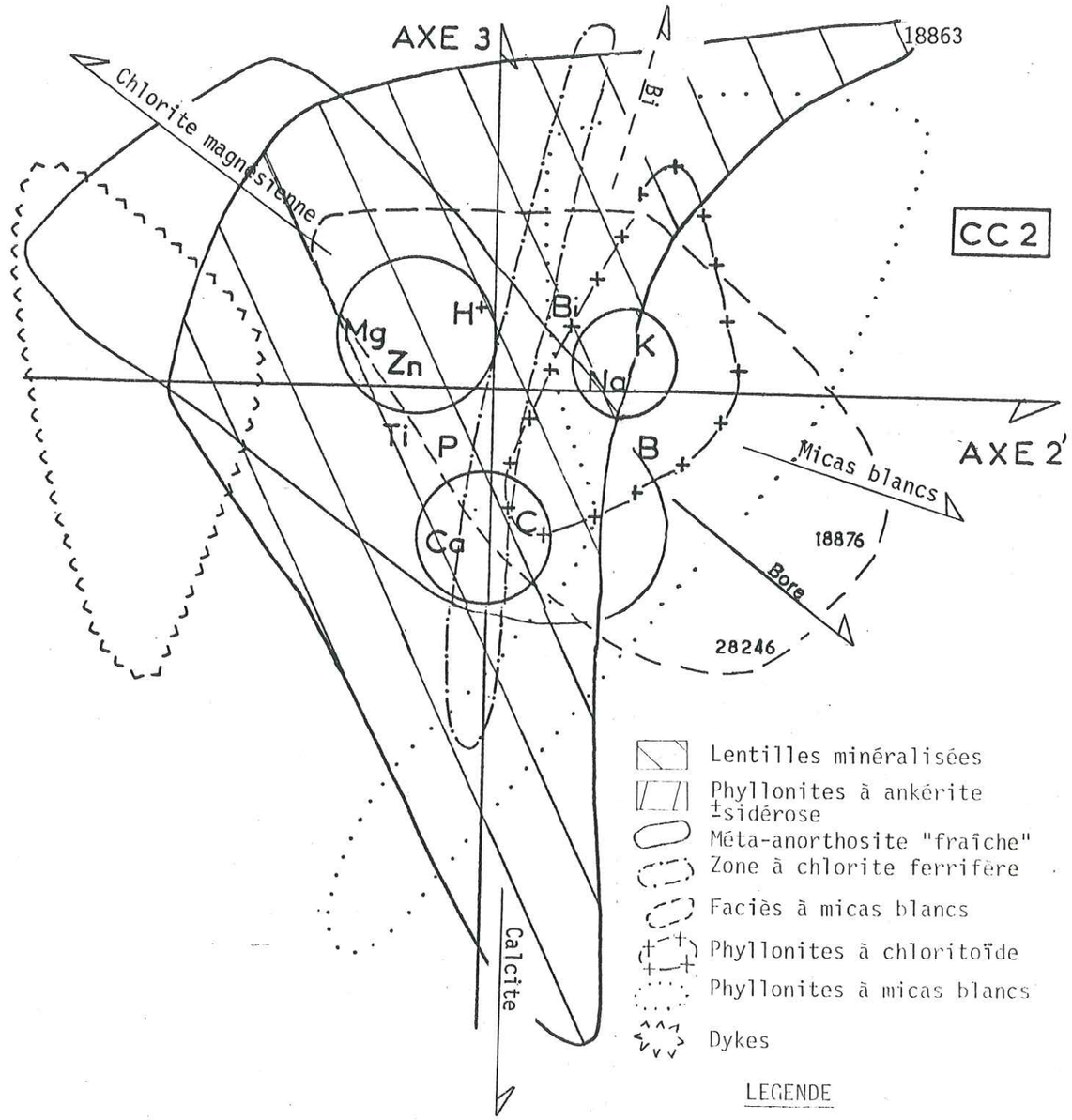
Le facteur 3 CC_2 est identique au facteur 3 CC_1. Par contre, du fait de l'introduction de la variable "B", le facteur 2' CC_2 diffère légèrement du facteur 2 CC_1 (cf. tableaux N° V/8 et 9).

Le regroupement Mg-Zn-Ti indique une substitution déjà mentionnée, de Mg par Zn, ainsi que la possibilité d'une substitution de Fe^{3+} des chlorites par Ti . Cependant, l'association Ti-Mg peut aussi être expliquée par la présence , souvent observée, de leucoxène dans les plages intercumulus , généralement très riches en chlorite, de la méta-anorthosite "fraîche".

On retrouve l'opposition chlorites magnésiennes - alcalins déjà décrite p. 297 , en utilisant les facteurs 2 et 3 CC_1.

Le regroupement de B avec K-Na permet de formuler une hypothèse expliquant la distribution du bore. TAYLOR (1965) décrit l'existence de complexes $(BO_4)^{5-}$ pouvant se substituer aux radicaux $(AlO_4)^{5-}$ des silicates et plus particulièrement des plagioclases. Ils citent le cas d'une granodiorite contenant 11 ppm de bore : le plagioclase en contient 16 ppm, alors que le quartz et la biotite n'en contiennent qu'1 ppm. Malheureusement la distibution de B n'a jamais été étudiée dans les roches du complexe du lac Doré. Si B est réellement associé aux plagioclases originels de

FIG. V /9 ACPN CC2-Projection des échantillons et des variables sur le plan des facteurs 2' et 3.



ces roches, il est probable qu'il a été remobilisé sous forme de complexes BF_4^- ou $B(OH)_4^-$ lors de l'hydrolyse des plagioclases. Ainsi pourraient se former les fortes concentrations locales mesurées dans certaines auréoles d'altération (Pl.V/ XXII) et se traduisant dans les cas extrêmes, par la présence de tourmaline microscopique. Quelques analyses de bytownites fraîches telles celles décrites par ALLARD (1956), permettraient d'éclaircir la répartition de B.

La projection sur le plan des facteurs 2' et 3 (fig.V/9) est présentée ici, car elle permet quelques remarques intéressantes au sujet de la distribution de Ti,P et B. Il importe de ne pas perdre de vue que 58 échantillons seulement ont été projetés sur ce plan, Ti et P n'ayant pas été dosés dans tous les échantillons. Pour cette raison, les oppositions et regroupements entre pôles de différenciations ne seront pas commentés. Ils sont d'ailleurs grossièrement comparables à ceux de la fig.n°V/8 (plan des facteurs 2 + 3 CC_1), à laquelle on se réfèrera.

Les caractères les plus intéressants de la projection sur le plan des facteurs 2' + 3 CC_2 sont :

- La projection de Ti est voisine de celle du groupe "chlorite", ce qui souligne l'association des minéraux de Ti (leucoxène, sphène, rutile) avec les chlorites. En termes pétrographiques ce regroupement indique l'association, souvent observée en lame mince, des minéraux de Ti avec les plages de chlorite intercumulus, ce qui a été observé maintes fois au microscope. La proximité de Ti et de Ca souligne l'abondance du sphène $CaTiO(SiO_4)$ associé au leucoxène.

- La projection de P avoisine celle de Ca, ce qui suggère la présence d'apatite.

- Il n'apparaît aucun axe "Leucoxène" ou "Apatite", ce qui montre que ces minéraux sont disséminés dans la plupart des types lithologiques décrits.

8) Facteur 4 : Cd-Ca vs. K-C-(Fe^{2+}) CC_1 (tableaux n°V/ 8 à 11)

Ce facteur est relativement stable, car il se retrouve un peu modifié dans les facteurs 5 CC_3 et 5 CC_4 (ces analyses ne tiennent pas compte de Cd).

Le regroupement Cd-Ca pose la question d'une éventuelle substitution de Ca par Cd. TAYLOR (1965) signale que Cd a la même valence et sensiblement le même rayon ionique que Ca, mais que pour des raisons liées au type de liaison entre Cd et O, le remplacement de Ca par Cd est peu fréquent. SCHMITT (1970) confirme la possibilité de ce remplacement. Les traces de Cd mesurées dans les échantillons de méta-anorthosite "fraîche" de la mine Copper Cliff, l'absence de corrélation avec la distribution de Zn et la mise en évidence d'une association Cd-Ca (cf.p.281 et pl. V/XXI) laissent penser qu'il existe une telle substitution au sein de certains minéraux calciques. Cette hypothèse est renforcée par les travaux de GOLDSCHMIDT (1958) qui a décrit une substitution de Ca par Cd dans les plagioclases calciques de roches à bytownite et dans des augites calciques.

La structure du facteur 4 montre que Cd est peu abondant dans les roches riches en muscovite (K) et en carbonates ferrifères (C,Fe^{2+}), c'est à dire dans les roches des unités lithologiques internes. La distribution de Cd dans l'histogramme de la planche n° XXI ,figs.b et c, montre bien qu'il est le plus abondant dans la méta-anorthosite "fraîche", ce qui accentue la présomption d'une substitution du Ca des plagioclases originels par Cd.

Cependant, la vérification de cette hypothèse nécessite des études minéralogiques plus détaillées que celles réalisées ici. Il faudrait pour cela analyser des feldspaths frais dans les panneaux reliques de l'anorthosite originelle. Cela permettrait de résoudre en même temps la question de l'origine de B .

9) Interprétation des projections sur les plans 3 et 4 (CC_1) (fig.V/10)

Cette représentation comporte les pôles de différenciation suivants :

- Calcite
- Cadmium

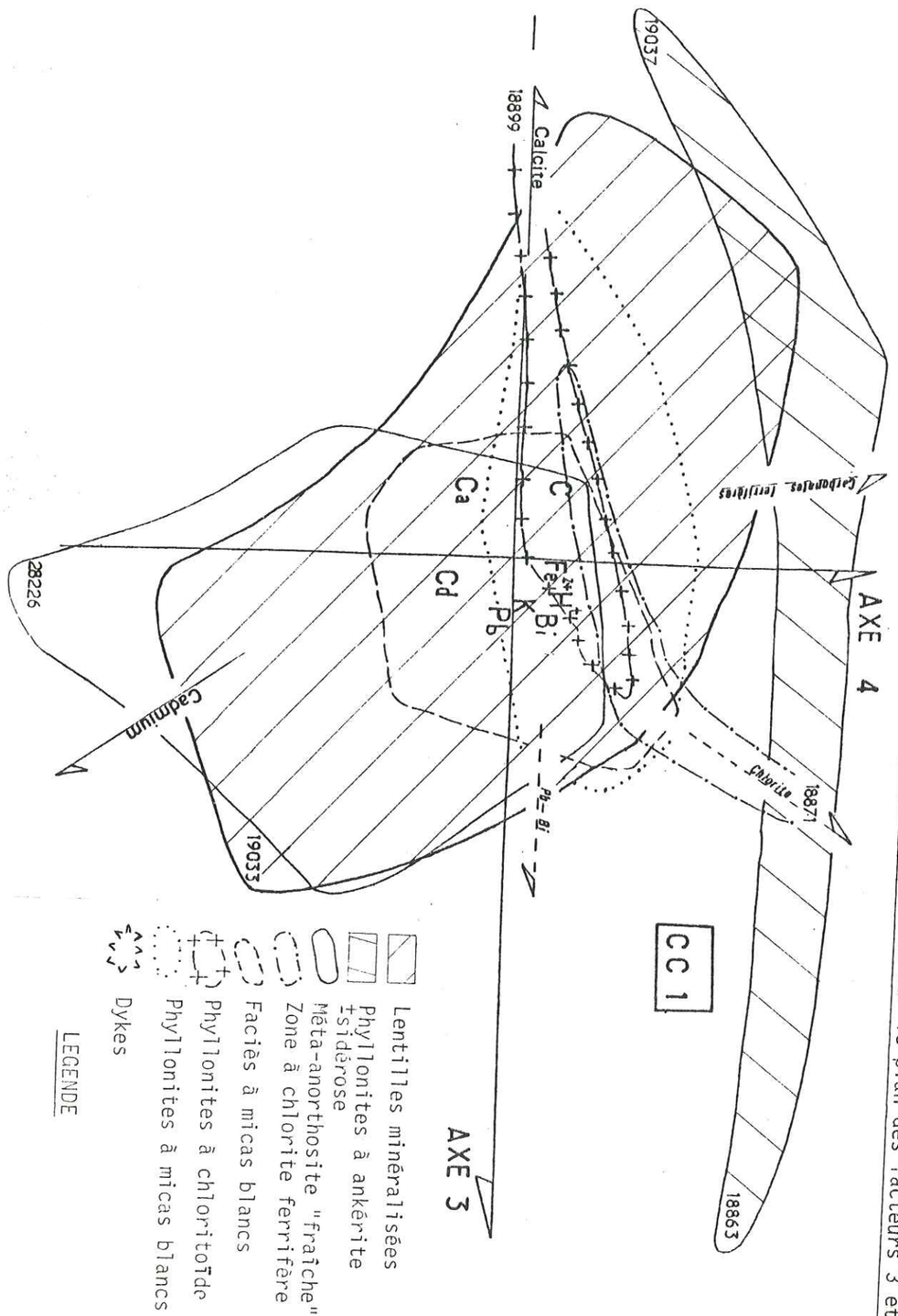


FIG.V/10 ACPN CC1-Projection des échantillons et des variables sur le plan des facteurs 3 et 4.

et des pôles secondaires :

- Carbonates ferrifères
- Chlorite
- Pb - Bi

La figure V/10, projection sur le plan des facteurs 3 et 4 (CC_1) montre que :

- Les échantillons cadmifères sont nettement discriminés. Les méta-anorthosites "fraîches" (échant. 28226) et certains échantillons de minerai (échant. 19033) sont caractérisés par des traces significatives de Cd.

- Cette projection confirme l'opposition déjà notée entre "calcite" et "Pb-Bi". Pb et Bi ne sont jamais abondants, sauf dans l'échantillon 18863, déjà décrit.

- Le pôle "carbonates ferrifères" est assez nettement opposé à "cadmium". Cette projection souligne encore l'association de Cd avec les roches "fraîches" et permet d'apprécier la quantité de carbonates ferrifères contenu dans chaque type de roche. En classant ces types de roches, par ordre de teneurs décroissantes on obtient :

- minerai
- phyllonites
- zones à chlorite, chloritoïde, micas blancs. Les carbonates ferrifères y sont relativement peu abondants.
- méta-anorthosites "fraîches". Ces roches ne contiennent pas de carbonates ferrifères.

- Cette projection est la seule qui discrimine la chlorite ferrifère, par regroupement des variables Fe^{2+} et H^+. **Les chlorites ferrifères sont peu abondantes dans le faciès à paragonite ± muscovite et dans les phyllonites à muscovite.**

- En conclusion, cette projection est surtout utile pour la compréhension de la distribution de Cd, des carbonates ferrifères et, plus accessoirement des chlorites ferrifères. Elle montre nettement la relation étroite existant entre le cadmium et la méta-anorthosite "fraîche", et , de plus permet une appréciation rapide du degré d'altération.

F) CONCLUSIONS DE L'ETUDE STATISTIQUE MULTIVARIABLE

L' ACPN est un puissant outil de synthèse permettant d'appréhender un grand nombre de phénomènes géologiques majeurs et/ou mineurs, ainsi que certaines de leurs relations. Elle est un véritable fil d'Ariane que l'on peut suivre au fur et à mesure d'une étude géochimique. Il est évident qu'elle ne doit pas être interprétée sans esprit critique, et que les hypothèses qu'elle permet de formuler doivent être vérifiées en même temps par des raisonnements plus classiques se référant à la pétrographie, la minéralogie etc...Elle permet cependant de sélectionner les échantillons sur lesquels de la microanalyse a des chances de donner les meilleurs résultats.

L'interprétation de l'ACPN permet ici d'obtenir une image synthétique des principaux caractères géochimiques de chaque unité lithologique observée. Ils sont résumés ci-après, en allant des unités les moins altérées vers le minerai.

- La méta-anorthosite "fraîche" est le type de roche le moins altéré. Elle est généralement assez riche en Si, Na (albite) Mg, H^+, Zn (chlorite), Ca, Fe^{3+} (épidotes s.l.). Lorsqu'il est présent, le mica blanc est presque toujours la paragonite, la muscovite étant quasiment absente.La calcite est peu abondante, les carbonates ferrifères sont absents et les chlorites sont magnésiennes; indépendance de la minéralisation par rapport à la composition de la méta-anorthosite.

Les ACPN suggèrent la substitution d'une faible partie de Ca par Cd et également d'une faible partie d'Al par B, au sein des plagioclases calco-sodiques de l'anorthosite d'origine.

- Les roches du faciès à paragonite ± muscovite sont plus altérées que les précédentes. Les alcalins y sont assez abondants.
La structure des facteurs 1 et 2 indique qu'une partie de Na est directement héritée du plagioclase calco-sodique d'origine, alors qu'une autre

partie de Na accompagne la métasomatose potassique et à la minéralisation. Cette partie de Na pourrait avoir été remobilisée lors de réactions du type (2) et (5), l'albite ayant été déstabilisée lors de réactions de type (2). La teneur en K, liée à la muscovite, augmente nettement, les chlorites demeurant abondantes mais elles sont un peu plus ferrifères que précédemment (tableau IV/9).Les minéraux du groupe de l'épidote sont très rares, mais les carbonates ferrifères sont plus abondants (tableau IV/18).

Ces roches ont des teneurs assez élevées en bore, celles-ci caractérisant l'ensemble des zones internes du gisement, dont cette auréole d'altération fait partie. Elles ne contiennent pas de Cd, ni de traces importantes de minéralisation.

- Les échantillons de phyllonites à micas blancs sont beaucoup plus altérés que les types lithologiques précédents.L'altération conduit au développement de grandes quantités de :
  - micas blancs (la muscovite ne prédominant que rarement sur la paragonite)
  - carbonates généralement ferrifères (calcite ferrifère,ankérite)

La chlorite, à tendance ferrifère, est nettement plus rare dans cette auréole d'altération. Albite et épidotes (s.l.) sont inexistantes; présence locale de traces de minéralisation. Pas de Cd dans ces échantillons.

- Les échantillons de phyllonites à chloritoïde ont des caractères géochimiques assez voisins de ceux des phyllonites à micas blancs, mais ils sont plus riches en Fe^{2+} et plus pauvres en micas blancs.

- La zone à chlorites ferrifères (cf.tableau n°IV/9) : ne contient que peu de micas blancs, et/ou de carbonates (ferrifères). Elle peut être fortement minéralisée. En fait, on observe tous les intermédiaires entre la zone à chlorite ferrifère et le minerai, la limite entre les deux ayant été arbitrairement fixée à 1 % Cu métal. Ces roches ne contiennent pas non plus de Cd, mais peuvent présenter de fortes teneurs en B (éch.n°18871 = 2726ppm).

- Dans les échantillons de phyllonites riches en carbonates ferrifères, ceux-ci (ankérite ± sidérose) prédominent largement sur les chlorites ferrifères et les micas blancs. Ces roches peuvent contenir de fortes quantités

de chalcopyrite, ainsi que de pyrite, et présenter parfois une légère concentration en Pb-Bi représentant, soit une minéralisation plus froide, mais appartenant à la même phase hydrothermale que la cuprifère, soit une minéralisation complètement indépendante.

Cette auréole d'altération, intimement associée à la minéralisation, ne contient pas de traces significatives de B ou Cd.

- La minéralisation contient, outre Cu - S - Fe^{2+}, des quantités plus faibles de Co, Ni. La présence de teneurs en Fe^{3+} (parfois 3%) peut s'interpréter de différentes manières :
  - mauvais partage de FeO et Fe_2O_3 (cf.p. 187)
  - présence de magnétite assez abondante dans certains échantillons.

Les gangues des lentilles minéralisées sont soit carbonatées, soit chloriteuses, ces deux gangues tendant à s'exclure mutuellement, la chlorite devenant instable en présence d'une forte P_{CO_2} (MIYASHIRO,1973). Les alcalins (micas blancs) sont très peu abondants (0,8% Na et 0,28% K) ; de faibles teneurs en B, Cd et Pb-Bi peuvent être associées au minerai.

- Les dykes sont toujours projetés en nuages de faible extension, soulignant leur composition très homogène, peu affectée par l'altération hydrothermale. Les dykes contiennent de très grandes quantités de chlorite, généralement peu ferrifère, peu de micas blancs et de carbonates. Ils ne contiennent presque pas de bore, de cadmium, ni d'éléments constituant la minéralisation, à part Fe^{2+} lié à la chlorite. L'homogénéité de composition chimique des dykes est un fait nouveau et important, car l'aspect macroscopique de ces roches laissait supposer des compositions plus variées.

L'ACPN permet également de formuler différentes hypothèses :

- Substitution de Mg^{2+} par Zn^{2+} dans les chlorites
- Substitution de Fe^{2+} par Zn^{2+} dans les carbonates ferrifères,

le premier type de substitution semblant plus répandu.

Dans les plagioclases calco-sodiques de l'anorthosite d'origine,

possibilité d'une substitution de :

- Ca^{2+} par Cd^{2+} (GOLDSCHMIDT,1958)
- SiO_4 par BO_4, le bore ayant ensuite pu être remobilisé au cours de l'altération hydrothermale(TAYLOR,1965).
- Existence de traces de minéralisation en Pb-Bi dont le comportement est indépendant de la minéralisation cuprifère.
- Coexistence de Na et K avec les éléments S, Fe^{2+},Cu au sein d'un même fluide hydrothermal.
- Omniprésence de la calcite.

CHAPITRE - VI -

ESSAI DE SYNTHESE :
PROPOSITION D'UN MODELE METALLOGENIQUE

INTRODUCTION

I° PARTIE : EVOLUTION GEOCHIMIQUE ET MINERALOGIQUE DU GISEMENT

I - HYPOTHESES GENETIQUES DEDUITES DE L'ETUDE DES PARAGENESES DES LENTILLES MINERALISEES ET DES DIFFERENTES ZONES D'ALTERATION.

II - HYPOTHESES GENETIQUES DEDUITES DE L'ETUDE DES VARIATIONS DE LA COMPOSITION CHIMIQUE ET DES PROPRIETES PHYSIQUES DES PRINCIPAUX MINERAUX LIES A L'ALTERATION.

III - SYNTHESE : PROPOSITION D'UN MODELE METALLOGENIQUE.

II°PARTIE : EVOLUTION STRUCTURALE DU GISEMENT

INTRODUCTION

I - STRUCTURE DE L'ENCAISSANT DE LA MINE COPPER CLIFF.

II - FORMATION DES ZONES DE LAMINAGE.

III - INTRUSION DES DYKES ET DE LA MINERALISATION.

IV - LA FOLIATION S_{n+1}

V - LA FOLIATION S_{n+2}

VI - STRUCTURES TARDIVES.

CHAPITRE VI

ESSAI DE SYNTHESE : PROPOSITION D'UN MODELE METALLOGENIQUE

INTRODUCTION

La synthèse des données pétrographiques, géochimiques et structurales, permet de proposer un modèle théorique cohérent de la genèse et de l'évolution du gisement de Copper Cliff, dans son contexte régional.

Afin de simplifier et de clarifier l'exposé, ce modèle est présenté en deux parties :

- la première concerne l'évolution géochimique et minéralogique du gisement,
- la seconde concerne l'évolution structurale du gisement dans le contexte régional.

Cependant il ne faut pas oublier que ces deux évolutions sont étroitement liées.

Le modèle proposé est à considérer comme la synthèse d'un ensemble d'hypothèses de travail pouvant servir à orienter les recherches futures: " dès que le premier petit ensemble de faits a été accumulé il faut commencer à construire des hypothèses, de préférence de nombreuses hypothèses de travail" (MITCHAM, 1967).

Il a forcément une valeur limitée et ce, pour plusieurs raisons :

- il n'a pas été possible d'utiliser toutes les méthodes, exposées dans des travaux récents, susceptibles de fournir des données physico-chimiques importantes :
  - géothermométrie (par ex. ARNOLD, 1969),
  - étude des inclusions fluides (par ex.: ROEDDER,1967; WHITE, 1968),
  - étude des isotopes de H,S,C,O (par ex.: JENSEN,1967;TAYLOR, 1967 et 1974; SMIRNOV, 1968),
- il n'existe que peu d'expériences concernant les fluides hydrothermaux et les minéraux d'altération, car le nombre de paramètres physico-chimiques à prendre en considération rend l'expérimentation très délicate. Par conséquent, les réactions proposées dans ce mémoire*, extraites ou adaptées de travaux antérieurs, ne sont que

* rassemblées dans le tableau VI/1.

TABLEAU VI/1 - RECAPITULATION DES REACTIONS CHIMIQUES PRESENTEES DANS CE MEMOIRE

(1) $3(1/3\ Na_2O\ \ 4/3\ CaO\ \ 4/3\ Al_2O_3\ \ 14/3\ SiO_2) + 5\left[(Mg,Fe)O\ SiO_2\right] + 8{,}5\ H_2O \longrightarrow$
Labrador — Pyroxène
$Na_2O\ Al_2O_3\ 6SiO_2 + 4\ CaO\ \ 3(Al,Fe)_2O_3\ 6SiO_2\ H_2O + 5(Mg,Fe)O\ Al_2O_3$
Albite — Clinozoïsite — Chlorite
$3{,}5\ SiO_2\ \ 7{,}5\ H_2O + 3{,}5\ SiO_2$
Quartz
(p. 213)

(2) $Na\ Al\ Si_3O_8 + 2/3\ H^+ \longrightarrow 1/3\ Na\ Al_3\ Si_3O_{10}\ (OH)_2 + 2/3\ Na^+ + 2\ SiO_2$ (p. 213)
Albite — Paragonite — Quartz

(3) $2AL\ (Mg,Fe)_5\ Al\ Si_3O_{10}\ (OH)_8 + 5\ Al^{3+} + 3\ Si(OH)_4 + 3Na^+ + 2\ H^+ \longrightarrow$
Chlorite
$3\ Na\ AL_2\ Al\ Si_3O_{10}\ (OH)_2 + 10\ (Mg,Fe)^{2+} + 12\ H_2O$ (p. 214)
Paragonite

(4) $Ca_2(Al_{0,5};Fe^{3+}_{0,5})Si_3O_{12}(OH) + 0{,}5\ Na^+ + 8\ H^+ \longrightarrow$
Clinozoïsite
$0{,}5\left[Na\ Al\ Al_2\ Si_3\ O_{10}\ (OH)_2\right] + 2\ Ca^{2+} + 1{,}5\ Fe^{3+} + 1{,}5\ SiO_2 + 4\ H_2O$ (p. 214)
Paragonite — Quartz

(5) $2\left[Al(Mg,Fe)_5\ Al\ Si_3O_{10}(OH)_8\right] + 5\ Al^{3+} + 3\ Si(OH)_4 + 3K^+ + 2H^+ \longrightarrow$
Chlorite
$3\left[K\ Al\ Al_2\ Si_3O_{10}(OH)_2\right] + 10(Mg,Fe)^{2+} + 12\ H_2O$ (p. 218)
Muscovite

(5')$3\ Na\ AlSi_3O_8 + 2H^+ + K^+ \longrightarrow K\ Al_2Al\ Si_3O_{10}\ (OH)_2 + 6\ SiO_2 + 3\ Na$ (p. 218)
Albite — Muscovite — Quartz

(6) $0{,}02\left[(Mg_{1,8}\ Fe_{2,5})\ Al_{2,7}\ Si_{2,6}\ O_{10}\ (OH)_8\right] + 0{,}125\left[Ca_2\ Fe_{0,6}\ Al_{2,4}\ Si_3O_{12}\ (OH)\right]$
Chlorite — Epidote
$+ 0{,}5\ H_2O + 0{,}5\ CO_2 + 0{,}977\ H^+ + 0{,}089\ Mg \longrightarrow$
$0{,}25\left[Ca(Fe_{0,5}\ Mg_{0,5})(CO_3)_2\right] + 0{,}354\ Al + 0{,}427\ SiO_2 + 1{,}131\ H_2O$ (p. 222)
Ankérite — Quartz

(7) 3 actinolite + 2 épidote + 8 H_2O + 10 CO_2 $\rightleftharpoons$ 3 chlorite + 10 calcite + 21 quartz (p. 227)

(8) $2\ Na\ Al\ Si_3O_8 + 5(Mg,Fe)^{2+} + 6\ H_2O \longrightarrow Al(Mg,Fe)_5\ Al\ Si_3O_{10}\ (OH)_8$
Albite — Chlorite
$+ 3\ Si(OH)_4 + 2\ Na$ (p. 316)

(9) $4\ SO_2 + 4\ H_2O \rightleftharpoons H_2S + 3\ H_2SO_4$ (p. 330)

(10) $3\ SO_2 + 2\ H_2O \rightleftharpoons S + 2\ H_2SO_4$ (p. 330)

(11) $2\ NaCl + SiO_2 + H_2O \rightleftharpoons 2\ HCl + Na_2SiO_3$ (p. 330)

(12) $SO_2 + 3\ H_2 \rightleftharpoons H_2S + 2\ H_2O$ (p. 334)

(A) $53\ Na\ Al_3\ Si_3O_{10}\ (OH)_2 + 20\ (Mg,Fe)_5\ Al_2Si_3O_{10}\ (OH)_8 \longrightarrow$
Paragonite — Chlorite
$100\ (Mg,Fe)\ Al_2SiO_5\ (OH)_2 + 53\ Na + 120\ SiO_2 + 33\ H_2O + 11{,}5\ O_2$ (p. 183)
Chloritoïde — Quartz

des hypothèses, géologiquement probables, permettant de comprendre l'évolution géochimique du gisement depuis l'anorthosite d'origine jusqu'à l'état actuel,

- les données expérimentales, obtenues généralement par l'étude de systèmes fermés, ne sont que des points de repère,car un système hydrothermal est un système ouvert, dont l'évolution très complexe est difficile à reconstituer,
- l'absence de synthèse structurale régionale empêche de situer exactement la genèse du gisement dans l'histoire géologique de la région de Chibougamau.

1ère PARTIE: EVOLUTION GEOCHIMIQUE ET MINERALOGIQUE DU GISEMENT

I - HYPOTHESES GENETIQUES DEDUITES DE L'ETUDE DES PARAGENESES DES LENTILLES MINERALISEES ET DES DIFFERENTES ZONES D'ALTERATION.

MEYER et al.(1967) ont démontré que l'environnement physico-chimique existant au moment de la précipitation d'un type donné de minéralisation et d'altération hydrothermale, peut être partiellement reconstitué par l'étude minéralogique et géochimique de la paragenèse de cette minéralisation et des diverses zones d'altération associées.

Les paragenèses observées à la mine Copper Cliff sont indiquées dans le tableau n°VI/2. Les minéraux hérités de l'anorthosite y sont distingués de ceux liés à l'altération hydrothermale, de ceux constituant les lentilles minéralisées et de ceux résultant des métablastèses postérieures à la minéralisation et à la phyllonitisation.

Les paragenèses actuelles ne reflètent pas exactement les paragenèses d'origine car elles résultent d'une altération hydrothermale probablement polyphasée, de déformations tectoniques, de recristallisations et de métablastèses tardives.

Plusieurs hypothèses découlent de l'étude pétrographique, minéralogique et géochimique des différentes zones d'altération. Elles sont présentées en commençant par la zone la plus externe.

A) LA META-ANORTHOSITE "FRAICHE"

La paragenèse observée, caractéristique du faciès à clinozoïsite et du faciès à épidote , résulte de l'hydratation de l'anorthosite d'origine,

TABLEAU VI/2 - PARAGENESE MINERALE DES ZONES D'ALTERATION ET DE LEURS DIFFERENTS FACIES

ZONE D'ALTERATION	META-ANORTHOSITE "FRAÎCHE"		A MICAS BLANCS		A CARBONATES FERRIFERES	A CHLORITES FERRIFERES	LENTILLES MINERALISEES	
F A C I E S	FACIES A ZOÏSITE ± CLINOZOÏSITE	FACIES A EPIDOTE	FACIES A PARAGONITE ± MUSCOVITE	PHYLLONITES A PARAGONITE-MUSCOVITE	PHYLLONITES A ANKERITE-SIDEROSE		VEINES DE TYPE I	VEINES DE TYPE II
ZONE EXTERNE						ZONE INTERNE		
MINERAUX ANTE- OU POSTPHYLLONITISATION	Albite Zoïsite Clinozoïsite Paragonite Chlorite Mg Calcite * Quartz* Leucoxène Zircon ? Apatite ?	Albite Clinozoïsite Epidote Paragonite Chlorite Mg Calcite ± ferrifère * Quartz* Leucoxène	Epidote Paragonite Muscovite Chlorite Calcite ± ferrifère Ankérite* Quartz* Leucoxène Pyrite*	Paragonite Muscovite Chlorite Calcite ferrifère* Ankérite* Quartz* Leucoxène Pyrite* Chalco-pyrite * Tourmaline	Paragonite Muscovite Chlorite ferrifère Ankérite* Sidérose* Quartz* Leucoxène Pyrite* Chalco-pyrite * Tourmaline Magnétite*	Paragonite Muscovite Chlorite ferrifère Ankérite Quartz Leucoxène Apatite Pyrite* Chalco-pyrite * Magnétite*	Epidote Paragonite Muscovite Chlorite ferrifère* Ankérite* Quartz* Leucoxène Pyrite* Chalco-pyrite * Magnétite* Sphalérite Pyrrhotine	
MINERAUX POST-PHYLLONITISATION			Chloritoïde	Chloritoïde	Chloritoïde	Chloritoïde		Albite Zoïsite Chlorite Calcite Quartz Sphène Chalco-pyrite

* Minéraux anté- ou syn-phyllonitisation ayant recristallisé par la suite.
Les minéraux cardinaux sont soulignés.

(cf.réaction (1))*.

Cette paragenèse peut indifféremment résulter de l'altération hydrothermale ou du métamorphisme régional, les deux phénomènes pouvant éventuellement être synchrones.

La méta-anorthosite présente deux faciès d'altération :

- le plus externe contient de la zoïsite et de la clinozoïsite (faciès à zoïsite ± clinozoïsite),
- le plus interne contient fréquemment de l'épidote (faciès à épidote).

D'après WINKLER (1976) les paragenèses à minéraux de Ca-Al, tels la zoïsite, résultent de l'action de fluides pauvres en CO_2 (généralement moins de 3 moles%).

La distribution de ces faciès montre un enrichissement en fer ferrique (milieu oxydant) dans le faciès le plus interne. Il a ensuite été soumis à l'action d'un milieu réducteur car les grains d'épidote présentent souvent un liseré de clinozoïsite (minéral contenant du fer ferreux).

Le fluide responsable de l'hydratation de l'anorthosite d'origine contenait probablement Fe et Mg car en lame mince, on observe souvent une chloritisation de l'albite (fig. IV/9,10,11), vraisemblablement liée à la réaction d'hydratation :

$$2\ Na\ Al\ Si_3O_8 + 5(Mg,Fe)^{2+} + 6H_2O \longrightarrow Al(Mg,Fe)_5\ Al\ Si_3O_{10}(OH)_8 + 3Si(OH)_4 + 2Na \qquad (8)$$

Albite Chlorite

comparable à une réaction proposée par MEYER et al.(1967).

On observe des liserés de chlorite autour des plages d'albite (cf p.69) et des veinules de chlorite envahissant l'albite contenue dans la méta-anorthosite légèrement altérée(sous-faciès à épidote).Fe^{2+}et Mg^{2+} impliqués dans la réaction (8) ont été libérés lors de l'hydrolyse de la chlorite (par ex.: réaction (3)*) dans les zones d'altération plus internes. Cependant une partie de Fe^{2+} peut avoir été introduitepar la solution minéralisatrice.

B) LE FACIES D'ALTERATION A PARAGONITE ± MUSCOVITE

Les liserés de chlorite autour des pseudomorphoses d'albite sont particulièrement fréquents. L'albite et les épidotes sont complètement pseudomorphosés par la paragonite et, dans une moindre mesure, la muscovite. Ces pseudomorphoses impliquent des réactions telles que (2) et (4) (p.213/4et tableau VI/1).

* les réactions sont rassemblées dans le tableau VI/1.

Ces réactions nécessitent une métasomatose hydrogénée et la remobilisation de Na, Ca et Fe. D'après MEYER et al.,(1967), l'hydrolyse est l'un des principaux mécanismes d'altération hydrothermale, souvent à l'origine des remobilisations de cations métalliques tels Na, K, Ca, Mg, Fe et Al.

C) LES PHYLLONITES A PARAGONITE ± MUSCOVITE

La relative rareté de la chlorite, l'absence d'albite et d'épidotes contrastant avec l'abondance des micas blancs (cf.tableau IV/2) sont les caractères minéralogiques remarquables de ce faciès d'altération.

L'albite, la chlorite et les épidotes, minéraux instables dans les milieux acides (MILLOT,1964; MEYER et al.,1967; POTY,1969), sont épigénisées par les micas blancs, ce qui implique les réactions d'hydrolyse (2) à (5). L'hydrolyse est complète dans le cas de l'épidote et de l'albite, mais elle n'est que partielle dans le cas de la chlorite, des quantités variables de ce minéral demeurant conservées. Cela suggère que son domaine de stabilité s'étendait vers des pH plus faibles que celui de l'albite et de l'épidote, dans les conditions physico-chimiques régnant au moment de l'altération hydrothermale.

Ces phyllonites contiennent des quantités variables, souvent importantes, de carbonates (cf.tableau IV/17 et 18 et tableau des analyses, en annexe) dont le développement implique l'existence de plusieurs phases d'altération hydrothermale.

Cette hypothèse est étayée par :

- l'étude des lames minces, montrant l'absence de relations d'équilibre entre les carbonates et les micas blancs (cf.fig.IV/10,11,14,16 et 17),
- l'épigénisation des plages de chlorite par des carbonates ferrifères (cf.p. 79) démontre que la carbonatation est postérieure à l'hydrolyse,
- l'ACPN: sur le plan de projection des facteurs 1 + 3(CC_1)(fig.V/7), l'opposition entre les pôles albite + paragonite et le pôle calcite + sidérose souligne l'incompatibilité entre le développement des micas blancs et celui des carbonates,
- les données expérimentales qui suggèrent que la calcite et la calcite ferrifère sont instables en présence d'un fluide hydrothermal à pH suffisamment faible, pour permettre la cristallisation des micas blancs par hydrolyse de l'albite, des épidotes et de la chlorite.

Ces arguments sont en faveur de l'existence d'au moins deux phases d'al-

tération :

- la première phase, dite d'hydrolyse, provoque le développement des micas blancs par hydrolyse de l'albite, de l'épidote et, dans une certaine mesure, de la chlorite. Elle implique un fluide à pH et proportion moléculaire de CO_2 faibles.
- la seconde phase, dite de carbonatation (cf.p. 335), provoque le développement des carbonates ferrifères aux dépens de la chlorite, de l'épidote (s.l.) et,peut-être, des micas blancs (MEYER et al.,1967). Elle implique un fluide acide ayant une proportion moléculaire élevée de CO_2 et probablement un apport de Fe^{2+}.POTY (1969), indique que la ripidolite et la calcite sont instables en présence d'un fluide contenant plus de 2 moles % de CO_2,l'ankérite devenant alors stable. STORRE et al.(1972), ont déterminé que l'épidote est instable en présence d'un fluide contenant plus de 2 moles % de CO_2 à 2 kb et plus de 10 moles % de CO_2 à 7 kb.

Malheureusement comme on ne dispose pas de données expérimentales concernant le système Ca - Mg - Fe - C - O et qu'on ne connaît pas les constantes d'ionisation de l'acide carbonique (H_2CO_3) à haute température (BARNES et al.,1967 b) il est impossible de déterminer les domaines de stabilité des différents carbonates en fonction des paramètres physico-chimiques géologiquement importants (P, T, f_{CO_2}, f_{H_2O}, f_{O_2}, f_S, pH...).

D) LES PHYLLONITES A CHLORITOIDE

Les observations microstructurales présentées p.180 ont montré que ce minéral n'est pas lié à l'altération hydrothermale. Il est donc probable qu'avant sa cristallisation les phyllonites qui le renferment avaient une composition minéralogique et chimique proche de celles des phyllonites à paragonite $\pm$ muscovite ou des phyllonites à sidérose $\pm$ ankérite.

E) LES PHYLLONITES DE LA ZONE D'ALTERATION A SIDEROSE $\pm$ ANKERITE

L'absence de calcite et d'épidote, la rareté des chlorites et des micas blancs dans ces phyllonites contrastent avec l'abondance de la sidérose et/ou de l'ankérite.

Il a été vu plus haut que le développement de ces carbonates peut résulter de la carbonatation de la chlorite et de l'épidote par un fluide acide et riche en CO_2. D'après HOLLAND (1965) : à 400°C la sidérose est stable si f_{CO_2}= 100 atm . L'absence de la calcite semble donc liée à l'acidité du fluide minéralisateur : OMELIANENKO et ALEKHIN (1966) ont montré que si la calcite est stable en milieu légèrement acide, elle ne l'est plus à des pH inférieurs à 4.

Une partie des carbonates pourrait également résulter d'une carbonatation des micas blancs, proposée par MEYER et al.(1967), et de la pyrrhotine (HOLLAND,1965).

Le développement des carbonates ferrifères nécessite de fortes quantités de Fe^{2+}, lequel peut provenir de deux sources différentes :

- des chlorites cristallisées lors de la première phase d'altération,
- d'un fort apport de Fe^{2+} lors de la seconde phase d'altération.

Le premier cas est moins probable du fait qu'une partie importante de la chlorite des zones internes a pu être hydrolysée et que le Fe^{2+} a probablement été libéré.

F) LA ZONE D'ALTERATION A CHLORITE FERRIFERE

La chlorite ferrifère,parfois associée à de l'épidote, constitue la gangue de plusieurs lentilles minéralisées à chalcopyrite $\pm$ pyrite $\pm$ pyrrhotine (par ex.: 12- 2- 5). La stabilité de la chlorite et de l'épidote au contact des sulfures pose un problème intéressant.

En effet les paragenèses minérales,décrites jusqu'ici, suggèrent que le fluide minéralisateur avait un potentiel hydrolytique élevé, donc un pH faible.

De plus, le développement des carbonates ferrifères dans une partie des zones internes du gisement,démontre la circulation de fluides hydrothermaux à forte proportion moléculaire de CO_2.

Or il a été vu que la chlorite et l'épidote ne sont pas stables dans un environnement acide et riche en CO_2.

Ce problème sera détaillé lors de l'étude de l'évolution des paramètres physico-chimiques du fluide minéralisateur, au cours de sa percolation le long des chenaux d'accès et à travers leurs épontes.

G) LES LENTILLES MINERALISEES

Les paragenèses du minerai et de la gangue associée se répartissent en deux groupes :

- Les lentilles de minerai à chalcopyrite ± pyrite contenant de la magnétite souvent abondante et parfois de la pyrrhotine. Elles ont une gangue très riche en chlorite ferrifère (± épidote ± quartz ± apatite). La stabilité de l'ensemble de ces minéraux implique que ces lentilles n'ont jamais subi l'action de fluides hydrothermaux à pH faible et/ou à forte proportion moléculaire de CO_2.
- Les lentilles de minerai à chalcopyrite ± pyrite à gangue de carbonates ferrifères (sidérose ± ankérite) contiennent généralement moins de magnétite et jamais de pyrrhotine. Le développement des carbonates ferrifères exclut la présence de l'épidote, de l'apatite et de la chlorite. Ces observations suggèrent que ces lentilles ont subi l'action de fluides hydrothermaux à pH faible et à forte proportion moléculaire de CO_2.

Cette dualité soulève donc le problème de la carbonatation, déjà évoqué précédemment. Ce problème sera détaillé plus loin, p. 335 .

II - HYPOTHESES GENETIQUES DEDUITES DE L'ETUDE DES VARIATIONS DE LA COMPOSITION CHIMIQUE ET DES PROPRIETES PHYSIQUES DES PRINCIPAUX MINERAUX LIES A L'ALTERATION HYDROTHERMALE.

L'étude de la chlorite (p. 133), des micas blancs (p. 150) et des carbonates (p. 175) implique deux contraintes à prendre en compte dans les hypothèses concernant la composition des fluides minéralisateurs :

- l'enrichissement progressif en Fe^{2+} constaté pour les chlorites et les carbonates des zones internes du gisement (fig.IV/46, tableau IV/17) implique un apport de Fe^{2+} lié aux fluides minéralisateurs,

- un apport de K et la remobilisation de Na sont nécessaires au développement des micas blancs contenus dans les zones internes du gisement.

III - SYNTHESE : PROPOSITION D'UN MODELE METALLOGENIQUE

A) DEFINITION DU TYPE D'ALTERATION DE LA MINE COPPER CLIFF

Les paragenèses liées à l'altération hydrothermale, présentées dans le tableau VI/2 sont compatibles avec l'altération de type propylitique, telle qu'elle a été décrite par MEYER et al.(1967), et plus particulièrement avec les sous-types "altération chloriteuse" et "altération carbonatée" de ces auteurs.

B) BILAN GEOCHIMIQUE GLOBAL

Afin de pouvoir effectuer des comparaisons entre éléments et de faciliter la lecture de la discussion présentée plus loin, il convient de rappeler ici les apports ou les départs d'éléments caractérisant chaque zone d'altération, ainsi que l'ensemble des zones altérées faisant partie de la coupe du niveau -390 m . Ces valeurs exprimées en millimoles par 100 g de roche, figurent déjà dans le tableau n° V/3 c. Elles sont rappelées ici, par ordre croissant, pour l'ensemble des unités altérées de l'ensemble 1 :

Apports :		Départs :	
Cu : +	3mmol	Fe^{3+} : -	5mmol**
Na : +	5mmol	Al : -	25mmol
S : +	14mmol	Si : -	38mmol
K : +	19mmol	Mg : -	51mmol
Fe^{2+} : +	51mmol*	Ca : -	71mmol
H : +	55mmol		
C : +	108mmol		

* Fe^{2+} n'ayant pas pu être dosé dans tous les échantillons, cette valeur n'est qu'approximative, probablement par défaut.

**Fe^{3+} n'ayant pas pu être dosé dans tous les échantillons, cette valeur n'est qu'approximative, probablement par excès.

Plusieurs hypothèses découlent de ce classement des apports ou départs :

- si on considère la teneur en Cu de l'ensemble des zones altérées (sans la méta-anorthosite "fraîche") on constate que l'apport est remarquablement faible : 3 millimoles de Cu pour 100 g de roche.

Cette observation contraste beaucoup avec l'existence de riches lentilles minéralisées, atteignant parfois 100 m de long et 5 m de large. On peut, dès maintenant, supposer que l'existence de ces fortes concentrations de minerai est due à une précipitation rapide des sulfures dans les chenaux d'accès des fluides minéralisateurs. Cette hypothèse est développée p.334 lors de l'étude de l'évolution des paramètres physico-chimiques des fluides minéralisateurs au cours de leur percolation le long des chenaux d'accès et dans leurs épontes;

- l'apport de Cu est très faible par rapport à ceux de S,K,Fe^{2+},H et C.
- l'apport de K, quatre fois plus fort que celui de Na, renforce l'hypothèse selon laquelle les teneurs en K résultent d'un apport d'origine externe au gisement, alors que la distribution de Na résulte essentiellement de remobilisations à l'intérieur du gisement et, plus accessoirement d'une introduction de Na d'origine externe au gisement;
- les apports de K sont encore modestes comparés à ceux de C,H,Fe^{2+}.
- il est important de constater que les apports de C,H,Fe^{2+} * et K, éléments constitutifs des minéraux formant les paragenèses d'altération hydrothermale, prédominent largement sur les apports de S et Cu, éléments de la minéralisation. Par ailleurs, l'apport de S domine largement celui de Cu;
- la métasomatose hydrogénée est implicite dans les réactions (2),(3),(4),(5) et (6), celle de C l'est dans les réactions (6) et (7), celle de Fe^{2+} dans la réaction (8) et dans la formation des chlorites et/ou des carbonates ferrifères ainsi que des sulfures (avec S et Cu) des zones internes du gisement. L'apport de K est nécessaire pour permettre le développement de la muscovite (cf.réaction (5));
- la comparaison des réactions d'altération (1) à (8)(tableau VI/1) montre qu'une partie de Ca,Mg,Si,Al, libérés lors de l'hydrolyse et/ou de la carbonatation de l'albite, des chlorites et des épidotes, est réutilisée lors de la cristallisation des micas blancs, des carbonates ferrifères et de la chloritisation de l'albite. Après la formation des paragenèses d'altération hydrothermale et la précipitation

* une partie de Fe^{2+} est à rattacher à la minéralisation.

des sulfures, il resterait une solution résiduelle contenant l'excès de Ca,Mg,Si et Al. Cette solution résiduelle pourrait être en partie responsable de la formation des paragenèses observées dans les joints d'extension tardifs (cf.p.130) et/ou s'écouler en dehors du gisement.

C) MINERALISATION ET ALTERATION HYDROTHERMALE

Au cours de l'histoire métallogénique , l'association étroite existant entre la minéralisation et l'altération hydrothermale, visible dans un grand nombre de gisements de types variés, a impressionné bon nombre de chercheurs.

Cette association n'est pas une preuve de la simultanéité de l'altération hydrothermale et de la précipitation des sulfures, mais elle suggère que les paragenèses d'altération hydrothermale sont en équilibre chimique avec celles du minerai. Cet équilibre n'a pu être atteint que grâce à une interaction avec leur environnement commun (MEYER et al.,1967 et RUI,1973), et à l'existence de liens étroits entre minéralisation et altération.

Il a déjà été vu que plusieurs types de réactions sont impliqués dans la formation de ces paragenèses :

- hydratation : réactions (1),(7),(8),
- déshydratation : réactions (A),(3),(4),(5),(6),
- métasomatose cationique, et plus particulièrement la métasomatose hydrogénée ou hydrolyse : réactions (2),(3),(4),(5),(6),
- carbonatation : réactions (6),(7).

1) Données expérimentales concernant l'hydrolyse des feldspaths

MEYER et al.(1967) pensent qu'à l'intérieur d'une fourchette de température allant de 200 à 500°C, les réactions hydrolytiques impliquent un environnement au moins légèrement acide, même en présence de solutions minéralisatrices peu concentrées, car une solution basique possèderait un rapport cations métalliques/ions H^+ trop fort pour être compatible avec la métasomatose hydrogénée.

Au cours de l'hydrolyse, des ions H^+ de la solution minéralisatrice sont échangés avec une mole-équivalent de cations métalliques contenus dans les épontes du chenal d'accès de cette solution.

Les travaux expérimentaux d' HEMLEY (1959),HEMLEY et al.(1961),ORVILLE (1963) permettent de préciser les relations d'équilibre entre l'albite et la paragonite et, dans une certaine mesure, entre l'albite et la muscovite.

Ces travaux ont été résumés par MEYER et al.(1967). Les fig. n°VI/1 et VI/2, extraites de cette publication représentent les relations d'équilibre pour une pression totale de 1kb entre différents minéraux dans le système $Na_2O - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$ (fig.VI/1) , en présence de NaCl et dans le système $K_2O - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$, en présence de KCl.

La valeur $\log mol_{NaCl}/\log mol_{HCl}$ indiquée en abscisse de ces figures, représente le quotient à l'équilibre de la réaction. Elle correspond au pH de la réaction si la solution a une concentration molaire de NaCl ou KCl.

Ces travaux expérimentaux ont une grande importance pour la compréhension des paragenèses d'altération hydrothermale étudiées ici, puisqu'ils concernent l'albite, la paragonite et la muscovite.

La courbe (a) de la fig.VI/1 sépare le domaine de stabilité de l'albite de celui de la paragonite. Elle représente la détermination expérimentale du quotient à l'équilibre de la réaction (2) :

$$\underset{\text{Albite}}{Na\,AlSi_3O_8} + 2/3\,H^+ \underset{2}{\overset{1}{\rightleftharpoons}} \underset{\text{Paragonite}}{1/3\,Na\,Al_3Si_3O_{10}(OH)_2} + 2/3\,Na^+ + 2\,SiO_2 \qquad (2)$$

La constante d'équilibre de cette réaction sera égale à a_{Na^+} / a_{H^+} , si on considère que toutes les activités chimiques des solides sont égales à l'unité .

Trois facteurs principaux gouvernent donc cet équilibre :

- la température
- a_{Na^+}
- a_{H^+}

La pression a aussi une action, visualisée sur la fig.VI/2 par le déplacement des courbes d'équilibre entre le feldspath potassique et la muscovite.

L'enrichissement en H, mesuré dans les zones internes (cf.tableau V/3c), ainsi que l'abondance des micas blancs associés à du quartz, et l'absence d'albite, démontrent que l'équilibre (2) a évolué dans le sens 1, en réaction complète, lors de la percolation du fluide minéralisateur à travers ces zones.

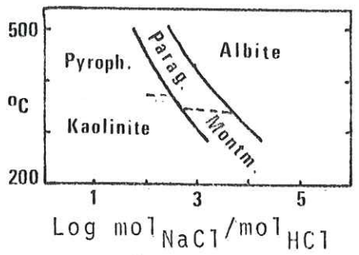


Fig. VI/1

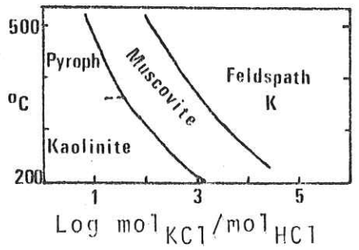


Fig. VI/2

Fig. VI/1 et 2.Quelques relations d'équilibre dans les systèmes $Na_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ (Fig. VI/1) et $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ (Fig.VI/2) en présence d'un électrolyte chloruré.Pression totale=env. 1kb

D'après MEYER et al. (1967)

Les principaux facteurs favorisant la stabilisation des micas blancs sont probablement la diminution progressive de la température et de celle, concomitante, du pH du fluide au cours de cette percolation. Les domaines de stabilité de la paragonite et de la muscovite étant en partie superposables sur les fig. VI/1 et VI/2, il est vraisemblable que leur cristallisation a été simultanée, celle de la muscovite étant, en plus, contrôlée par la disponibilité de K^+ dans le fluide minéralisateur.

Les conditions de stabilité de l'assemblage paragonite + muscovite excluent le développement d'autres minéraux d'altération appartenant au système $Na_2O - K_2O - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$, ce qui explique pourquoi l'adulaire, la montmorillonite, la pyrophyllite et la kaolinite n'ont jamais été observées à la mine Copper Cliff.

2) Relations entre les minéraux du minerai et les minéraux d'altération hydrothermale, dans le système Cu - Fe - S - O.

Il a été décrit p. 314 que les paragenèses actuelles diffèrent sensiblement des paragenèses d'origine.

Afin de simplifier la discussion, on supposera que les principaux minéraux formés au moment de la précipitation des sulfures et de l'altération hydrothermale (= première phase d'altération ou phase hydrolytique) sont les suivants :

- lentilles minéralisées : chalcopyrite ± pyrite ± magnétite ± pyrrhotine
- épontes altérées :
  - zones internes (associées aux lentilles minéralisées) : chlorite à tendance ferrifère ± épidote ± apatite ± quartz,
  - zones intermédiaires : paragonite ± muscovite ± chlorite ± quartz,
  - zones externes : chlorite à tendance magnésienne ± albite ± épidote ± quartz.

La distribution de ces minéraux souligne la zonalité de l'altération hydrothermale. Cette zonalité est appelée normale car elle n'a pas subi l'influence pertubatrice de la carbonatation qui détruit une partie des minéraux (chlorite, épidote, micas blancs) constituant les paragenèses de la zonalité normale. La discussion présentée ici ne concerne que la phase d'altération

hydrolytique. Elle est largement inspirée de l'excellente synthèse publiée par MEYER et al. (1967), ainsi que par les travaux d'ECKSTRAND (1963) et de HOLLAND (1965).

La phase d'altération par carbonatation fait l'objet d'une discussion séparée, p. 335 .

Quatre paramètres chimiques particulièrement importants de la solution minéralisatrice responsable de la précipitation des sulfures et de l'altération hydrothermale de la mine Copper Cliff, peuvent être estimés en étudiant les relations existant entre les différents minéraux sulfurés et les minéraux liés à l'altération hydrothermale : il s'agit de la fugacité de l'oxygène (= f_{O_2}), du soufre (= f_{S_2}), du gaz carbonique (= f_{CO_2}) et du pH. Ces paramètres déterminent le domaine de stabilité de ces différents minéraux sur les diagrammes log f_{O_2} - log f_{S_2} proposés par HOLLAND et par MEYER et al.

La fig. VI/3, extraite de MEYER et al., est un diagramme f_{O_2} - f_{S_2} - pH, à la température de 250°C, une concentration en soufre total (ΣS) = 0,1 mol/kg solution et $f_{CO_2} = 10^{-2}$ atm .

$f_{CO_2} = 10^{-2}$ atm serait la valeur minimale à 250°C de la fugacité de CO_2 en équilibre avec les minéraux représentés sur les diagrammes f_{O_2} - f_{S_2} (HOLLAND, 1965). Cette valeur minimale est suggérée par l'étude des inclusions fluides et par la faible profondeur à laquelle se sont formés la plupart des gisements épithermaux. A 400°C, $f_{CO_2\ min}$ serait égale à 1 atm .

Les valeurs de pH représentées sur la fig. VI/3 paraissent raisonnables pour des valeurs de 0,1 à 0,01 mol de S/kg de solution. De nombreux auteurs considèrent de telles concentrations de S total comme vraisemblables dans les solutions minéralisatrices ayant formé les gisements hydrothermaux épigéniques (BARNES et al., 1967a; HOLLAND, 1967; RAYMAHASHAY et al., 1969). MEYER et al., (1967), ont retenu la valeur de ΣS = 0,1 mol pour des raisons de continuité avec les travaux antérieurs aux leurs.

Les lignes d'iso-pH sont représentées par des tiretés les limites des domaines de stabilité des composés sulfurés contenus dans le fluide sont figurés en pointillés et les limites des domaines de stabilité des minéraux sont tracées en traits pleins.

La valeur de la fugacité de l'oxygène en équilibre avec le couple hématite - magnétite, étant l'objet de controverses, a été fixée à une valeur moyenne de 10^{-34} atm par MEYER et al.

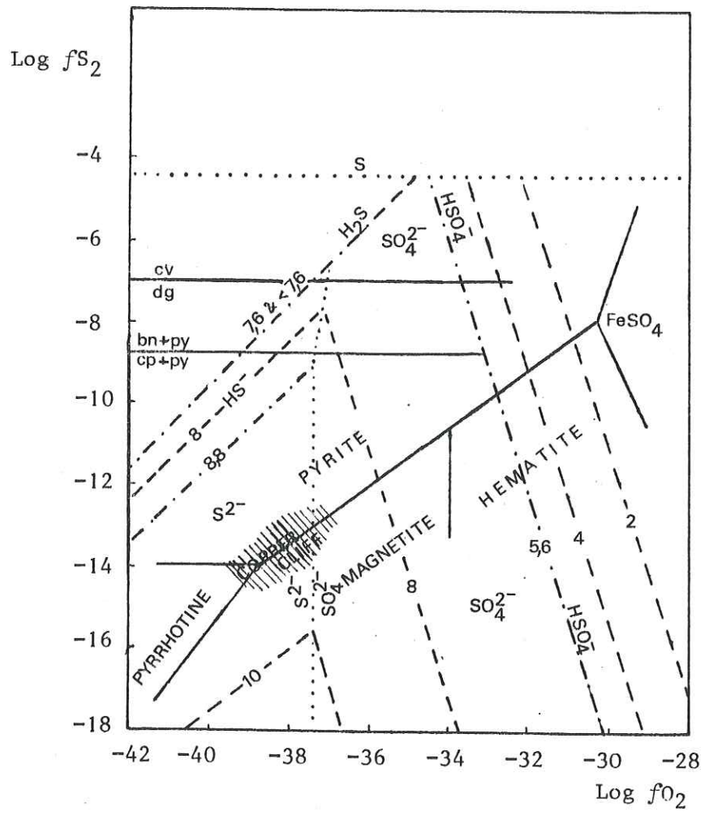


Fig. VI/3 Diagramme de fugacité-pH comportant la projection des domaines de stabilité des principaux minéraux du système Cu-Fe-S-O ainsi que la projection schématique de la paragenèse des lentilles minéralisées de type I de la mine Copper Cliff. Température=250°C, ΣS=0,1 mol/kg solution, $fCO_2=10^{-2}$ atm.

Légende= cv=covelline
dg=digénite
bn=bornite
cp=chalcopyrite
py=pyrite

.....=limite du domaine de stabilité d'un composé soufré
---------=ligne d'iso-pH
-·-·-·-·=combinaison des deux droites

Le domaine de stabilité de la paragenèse à chalcopyrite + pyrite + magnétite (+ pyrrhotine) est représenté avec une surcharge de hachures.

Plusieurs paramètres chimiques de la solution minéralisatrice en équilibre avec la paragenèse mentionnée, peuvent être obtenus par la lecture de ce diagramme :

- $f_{O_2} = 10^{-37}$ à 10^{-41} atm ,
- $f_{S_2} = 10^{-13.5}$ à $10^{-14.2}$ atm ,
- pH 9 - 9,5 ,

pour les valeurs fixées suivantes : t°C = 250°C
ΣS = 0,1 mol
$f_{CO_2} = 10^{-2}$ atm

Les travaux expérimentaux, déjà mentionnés, concernant l'hydrolyse des feldspaths (fig. VI/1 et 2) suggèrent qu'en présence d'un fluide hydrothermal à 250°C et pH = 9-9,5, on devrait observer des feldspaths dans les zones internes de la mine Copper Cliff*.

Or les feldspaths y sont inexistants alors que les micas blancs, dont la cristallisation implique un fluide à pH acide, y abondent, mais toujours à une certaine distance des lentilles de minerai. Evidemment ceci ne peut être observé que dans les panneaux qui n'ont pas été trop affectés par les remobilisations tectoniques et la carbonatation postérieures à la minéralisation.

L'existence de la zonalité normale démontre une évolution progressive des paramètres chimiques du fluide minéralisateur, au fur et à mesure de son ascension le long des chenaux d'accès et de sa percolation à travers leurs épontes. La discussion suivante peut permettre de dégager quelques hypothèses intéressantes concernant cette évolution.

3) Evolution des paramètres physico-chimiques du fluide minéralisateur au cours de sa percolation le long des chenaux d'accès et à travers leurs épontes.

a. Evolution du pH

De nombreux auteurs estiment que H_2S et SO_2 sont les composés soufrés

* MEYER et al. suggèrent que même si la température augmente, les feldspaths restent stables dans un tel fluide.

les plus abondants dans les fluides minéralisateurs à haute température, SO_2 pouvant même prédominer sur H_2S (HOLLAND,1965; BARNES et al.,1967a;MEYER et al.,1967; WHITE,1968 et RUI,1973).

Lors du refroidissement du fluide, SO_2 réagit avec H_2O :

$$4\ SO_2 + 4\ H_2O \longrightarrow H_2S + 3\ H_2SO_4 \qquad (9)$$

$$3\ SO_2 + 2\ H_2O \longrightarrow S^{2-} + 2\ H_2SO_4 \qquad (10)$$

La présence de NaCl, KCl et de $CaCl_2$ dans les fluides hydrothermaux a été reconnue par de nombreux auteurs (par ex.: ROEDDER,1967). Le rôle de NaCl* est particulièrement important car il peut réagir avec la silice dissoute :

$$2\ NaCl + SiO_2 + H_2O \longrightarrow 2\ HCl + Na_2SiO_3 \qquad (11)$$

KHITAROV(1953) a étudié cette réaction : avec des solutions 0,12 N de NaCl et du quartz, il a obtenu à 400°C et 200 atm, un pH = 3,7. WAYNE-BURNHAM (1967) a présenté un exposé détaillé du rôle des chlorures alcalins et de l'acide chlorhydrique lors de la genèse et de l'évolution des fluides hydrothermaux.

Les réactions (9),(10) et (11) suggèrent une origine possible des acides inorganiques contenus dans le fluide minéralisateur. Les constantes de dissociation de HCl et de H_2SO_4 publiées par BARNES et al.(1967b) montrent d'une part, qu'à forte température (500-600°C) ces acides ne sont que modérément dissociés et que, d'autre part, leur degré de dissociation augmente fortement lorsque la température baisse. Ce propos est illustré par la fig. VI/4 présentant l'évolution, en fonction de la température, du pH d'une solution N et d'une solution 0,1 N de HCl. Une solution N de HCl contient 0,008 g d'ions H^+/ l à 373°C (pH = 2,1) alors qu'elle contient 1 g d'ions H^+/ l à 25°C (pH = 1) !

Les acides minéraux tels HCl, H_2SO_4, H_2S ont certainement eu un rôle important dans l'enrichissement en hydrogène mesuré dans les zones internes du gisement (cf.p. 221 et tableau V/3c).

Si on admet l'existence d'un fort gradient de température dirigé des chenaux d'accès du fluide minéralisateur vers les zones externes, on peut dégager un modèle théorique liant la distribution des paragenèses constituant la zonalité normale à l'évolution du pH de la solution minéralisatrice au cours de sa percolation à travers les épontes.

* La présence de NaCl dans les fluides minéralisateurs de la mine Henderson, Chibougamau (géologiquement comparable à Copper Cliff) a été démontrée par GUHA et al.(1975).

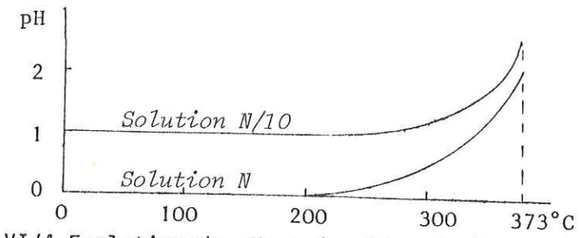


Figure VI/4 Evolution du pH en fonction de la température de solutions d'acide chlorhydrique. D'après BARNES et al.(1967)

	ZONE INTERNE		ZONE EXTERNE
Degré d'ionisation des acides	Faible	Fort	Acides neutralisés
pH	Proche de la neutralité	Faible (métasomatose hydrogénée)	Proche de la neutralité (les ions H^+ ont été fixés)
Type de réactions observées	Hydratation (réactions de type 1=chloritisation)	HYDROLYSE (réactions 2 à 6)	Hydratation (réactions 1 et 8)
aFe^{2+}	Maximale	Moyenne	Faible
Zone d'altération	-Lentilles minéralisées -Zone à chlorites ferrifères	ZONE A MICAS BLANCS	META-ANORTHOSITE "FRAICHE"
Paragenèses formées	Sulfures,chlorite, magnétite,épidote, apatite	Micas blancs	Albite,chlorite magnésienne,groupe de l'épidote
Température du fluide minéralisateur	Maximale	Intermédiaire	Minimale
	↑ CHENAL D'ACCES	MIGRATION DU FLUIDE MINERALISATEUR A TRAVERS LES EPONTES →	

Figure VI/5 Diagramme résumant les variations de quelques paramètres physico-chimiques du fluide minéralisateur au cours de sa migration à travers les épontes et les conséquences de ces variations sur la distribution des paragenèses d'altération hydrothermale (la phase de carbonatation n'a pas été prise en compte)

Ce modèle résumé par la fig. VI/5, est présenté ici en commençant par les zones les plus internes :

b. Zones internes

- Dans les chenaux d'accès du fluide minéralisateur, maintenant représentés par les lentilles de sulfures à gangue de chlorite ferrifère ou de carbonates ferrifères, la température et le pH furent maximaux : MEYER et al. en extrapolant le diagramme $f_{O_2} - f_{S_2}$ à 250°C (fig.VI/3), citent un pH de l'ordre de 6 à 7,5 pour un fluide hydrothermal à 350°C en équilibre avec la paragenèse chalcopyrite + pyrite + magnétite + pyrrhotine.

Il paraît donc vraisemblable qu'à haute température, le fluide hydrothermal est caractérisé par une faible a_{H^+}, ce qui implique que les réactions d'hydratation de l'anorthosite (type (1) et (8)) dominent sur les réactions d'hydrolyse (2) à (6). Dans ces conditions la chlorite ferrifère, l'épidote et l'apatite sont stables, alors que les micas blancs sont instables. De plus la stabilité de la chlorite ferrifère, de l'épidote, de l'apatite en association avec la chalcopyrite, la pyrite, la magnétite et parfois la pyrrhotine, nécessite une forte $a_{Fe^{2+}}$ du fluide minéralisateur. On peut donc estimer qu'au moment de la précipitation des sulfures, le fluide était caractérisé par :

- un pH élevé ,
- a_{H^+} et f_{CO_2} faibles ,
- $a_{Fe^{2+}}$ élevée.

Ces paramètres chimiques et l'effet d'écran mentionné p.148 , permettent d'expliquer le faible degré d'altération souvent observé dans les dykes situés au contact des lentilles minéralisées à gangue de chlorite ferrifère.

c. Zones intermédiaires

- Lors de sa percolation à travers les épontes, le fluide minéralisateur se refroidit progressivement, ce qui entraîne la dissociation concomitante des acides inorganiques et une diminution du pH. $a_{Fe^{2+}}$ diminue également car une bonne partie de Fe^{2+} a été fixée lors de la cristallisation des sulfures et des chlorites ferrifères.

Les ions H^+ libérés sont fixés lors des réactions d'hydrolyse (2) à (5), qui ont probablement lieu en même temps que, ou peu après, les réactions d'hydratation type (1) et (8). La paragenèse minérale de l'anorthosite d'origine est ainsi remplacée par celle de la zone d'altération à paragonite $\pm$ muscovite. La diminution progressive du pH de la solution minéralisatrice devrait favoriser le développement de paragenèses à kaolinite ou à pyrophyllite, plutôt qu'à muscovite (cf.fig.VI/2). Or ces minéraux n'ont pas été observés à la

mine Copper Cliff, ce qui implique que la solution minéralisatrice n'a jamais atteint un pH suffisamment faible pour permettre la cristallisation de la kaolinite. Ceci est dû au fait que le pH du fluide minéralisateur est tamponné par les épontes fraîches, les ions H^+ libérés étant rapidement fixés lors des réactions d'hydrolyse;

d. Zones externes

- Lorsque, au cours de la percolation du fluide minéralisateur à travers les épontes, tous les ions H^+ disponibles ont été fixés, l'hydrolyse cesse par neutralisation de la solution. Les réactions d'hydratation de type (1) et (8), donnant naissance à la paragenèse de la méta-anorthosite "fraîche", sont alors favorisées.

4) Genèse des lentilles minéralisées

a. Introduction

Afin de comprendre les mécanismes possibles de précipitation des sulfures de la mine Copper Cliff, il faudrait connaître la forme sous laquelle les éléments constitutifs du minerai ont été transportés dans le fluide minéralisateur. Malheureusement les données expérimentales sur les fluides aqueux aux températures supérieures à 250°C sont peu nombreuses et souvent partielles. Tout raisonnement sur les comportements des fluides minéralisateurs à haute température restera donc hypothétique.

b. Problème du transport des sulfures

L'abondance de la pyrite dans le gisement suggère que le fluide minéralisateur contenait probablement plus de S que de Cu.

Si on admet la température de 400 à 450°C pour la formation des lentilles minéralisées (PAQUET,1972), il semble que parmi les composés soufrés, seuls S^{2-}, H_2S et SO_2 sont susceptibles de jouer un rôle important dans le transport des ions Cu^{2+} et Fe^{2+} et/ou des sulfures de ces métaux par formation de complexes solubles dans le fluide minéralisateur (BARNES et al.,1967a; WHITE, 1968; HOLLAND,1972 et RUI,1974). Les complexes chlorurés pourraient également jouer un rôle très important comme l'ont démontré les travaux de BARNARD et al.,(1966) : une solution deux fois molaire de NaCl peut dissoudre et transporter des quantités appréciables de chalcopyrite dans la fourchette des tem-

pérature de 400-500°C. En conséquence, le fluide minéralisateur a pu, au cours de son ascension lessiver et transporter une partie des éléments métalliques des épontes. Si tel est le cas, on peut alors supposer une origine profonde et magmatique du soufre et des chlorures, et une mobilisation de Cu et de Fe à partir de la roche encaissante.

c. Précipitation des sulfures

La précipitation du minerai de Copper Cliff, sous forme de lentilles étroites très circonscrites, suggère un contraste physico-chimique prononcé, entre le fluide minéralisateur et les épontes de ses chenaux d'accès, entraînant la déstabilisation des complexes contenus dans le fluide et la précipitation des sulfures. Les baisses de température et de pression sont deux facteurs importants de déséquilibre, mais d'autres mécanismes peuvent contribuer à déstabiliser les complexes métallifères.

Deux des sept mécanismes théoriques invoqués par WHITE (1968) pour expliquer la précipitation des sulfures, pourraient avoir joué un rôle important dans le cas de la mine Copper Cliff :

- lorsque la température diminue ou que le pH augmente à la suite des réactions d'hydrolyse, les ions sulfure (S^{2-}) présents dans le fluide se combinent sélectivement aux métaux dissous, par ex. sous forme de complexes sulfurés . L'ordre de précipitation des éléments métalliques est contrôlé par leur abondance relative, la stabilité de leurs complexes, la solubilité de chacun des sulfures formés, ainsi que par les mécanismes des réactions de précipitation;
- cependant, il semble qu'à haute température, les fluides hydrothermaux ne contiennent que peu d' H_2S ou d'ions S^{2-}. Au delà de 300°C (WHITE), à 500°C (BARNES et al.,1967a), SO_2 est probablement le composé soufré le plus abondant dans les fluides hydrothermaux. Lors du refroidissement, SO_2 réagit avec H_2O ou H_2 :

$$4\ SO_2 + 4\ H_2O \rightleftharpoons H_2S + 3\ H_2SO_4 \qquad (9)$$

$$3\ SO_2 + 2\ H_2O \rightleftharpoons S^{2-} + 2\ H_2SO_4 \qquad (10)$$

$$SO_2 + 3\ H_2 \rightleftharpoons H_2S + 2\ H_2O \qquad (12)$$

(HOLLAND,1965; WHITE,1968).

H_2S se dissocie partiellement en libérant des ions S^{2-} s'ajoutant à ceux formés lors de la réaction (10). Ces ions sulfure se combinent

aux ions métalliques présents dans le fluide minéralisateur, en donnant des sulfures métalliques qui précipitent à cause de leur faible solubilité dans les fluides hydrothermaux (KRAUSKOPF,1967).

Ce second mécanisme,qui permet d'expliquer la formation des minéraux sulfurés à partir d'un fluide minéralisateur initialement déficient en ions sulfure, s'appliquerait particulièrement aux gisements riches en pyrite, tel que celui de Copper Cliff, où la quantité de S contenue est largement supérieure à celle de Cu (cf. tableau V/3c).

5) Problème de la carbonatation

Des observations pétrographiques et des arguments géochimiques déjà exposés ont montré que la carbonatation est postérieure à la minéralisation et à l'altération hydrolytique.

Deux observations pétrographiques supplémentaires renforcent cette hypothèse :

- La distribution des carbonates ferrifères est indépendante de la zonalité minéralogique "normale" :
  sulfures $\pm$ magnétite/zone à chlorite ferrifère/zone à micas blancs/méta-anorthosite "fraîche".
- Il a souvent été possible d'observer macroscopiquement et microscopiquement tous les stades intermédiaires entre des lentilles de sulfures et de la méta-anorthosite "fraîche", conformément à la zonalité minéralogique "normale", et de constater la rareté des carbonates ferrifères dans ces zones d'altération. Il est intéressant de noter ici que les mines Campbell (JEFFERY,1959) et Cedar Bay (MILLER,1957), dont la géologie est comparable à celle de la mine Copper Cliff, ne comportent pratiquement pas de lentilles de carbonates ferrifères.

Trois hypothèses peuvent être formulées pour tenter d'expliquer la genèse des lentilles de sidérose* :

- la carbonatation est liée à l'augmentation de f_{CO_2} au cours du refroidissement du fluide hydrothermal responsable de la phase d'alté-

* La distribution comparable de la sidérose et de l'ankérite suggère que ces carbonates ont une origine commune. Cependant, en l'absence de données expérimentales permettant de définir les conditions de stabilité de l'ankérite et de la calcite ferrifère,l'extrapolation des hypothèses concernant la stabilité de la sidérose n'a peut-être qu'une valeur très limitée.

ration hydrolytique.

- si f_{CO_2} est restée constante au cours du refroidissement de ce fluide , on peut admettre que la sidérose ne se développe qu'en deçà d'une température maximale, fonction des paramètres physico-chimiques du fluide,
- la carbonatation est liée à un fluide hydrothermal " de seconde phase" ayant percolé à travers les zones perméables du gisement, postérieurement à la minéralisation et à l'altération hydrolytique.

a) Variations de f_{CO_2} au cours du refroidissement du fluide minéralisateur.

HOLLAND (1965) a démontré que lors du refroidissement isochimique, la fugacité de CO_2, en équilibre avec un fluide minéralisateur de composition donnée, ne varie que modérément. Or on a vu que la stabilité des paragenèses de la zonalité normale implique un fluide minéralisateur à f_{CO_2} faible, donc peu susceptible d'évoluer vers les f_{CO_2} élevées impliquées par le développement des carbonates ferrifères.

b) Influence de la température sur la stabilité de la sidérose.

La comparaison des diagrammes f_{O_2}- f_{S_2} construits par HOLLAND pour des valeurs données de ΣS et f_{CO_2} aux températures de 600, 400, 250 et 100°C, montre que les hautes températures telles que 400-450°C proposées par PAQUET (1972) pour la mine Copper Rand,favorisent le développement de la pyrrhotine et de la magnétite, en association avec la chalcopyrite et la pyrite,plutôt que la sidérose. Ces diagrammes suggèrent que, d'une part, lors du refroidissement d'un fluide minéralisateur de f_{CO_2} donnée, la sidérose ne devient stable qu'en dessous d'une température maximale*, fonction de f_{CO_2}, et que, d'autre part, le développement de la sidérose tend à exclure celui de la pyrrhotine et, de manière moins nette, celui de la magnétite, voire celui de la pyrite.

Ce raisonnement implique que si le développement des lentilles de sidérose est lié à la phase d'altération hydrolytique, ce carbonate aurait dû cristalliser dans les zones relativement froides, donc externes, du gisement.

* Impossible à préciser en l'absence de données expérimentales concernant la stabilité de la sidérose.

Cette hypothèse paraît peu vraisemblable car :

- les lentilles de sidérose ± ankérite sont toujours situées dans des zones très internes du gisement, étroitement associées à une partie de la minéralisation,
- la zonalité d'altération normale ne comporte pas de zone à sidérose ± ankérite.

Par ailleurs la faible extension verticale du gisement (≃500 m) et l'existence de remobilisations tectoniques très importantes n'ont pas permis d'observer de zonalité verticale significative des paragenèses d'altération hydrothermale.

c) Cas de la calcite.

Il a été vu que la calcite n'est pas stable dans les milieux acides (OMELIANENKO et ALEKHIN,1966) et/ou très riches en CO_2 (POTY,1969), ce qui explique l'instabilité de ce minéral dans les zones internes du gisement. Par contre, les petites quantités de calcite (cf.tableau IV/2 et tableau des analyses en annexe) épigénisant les plagioclases de la méta-anorthosite fraîche, ont pu cristalliser dans cette zone externe, au cours de la première phase d'altération, car le fluide hydrothermal ayant engendré les paragenèses de la méta-anorthosite "fraîche" avait probablement un pH voisin de la neutralité (cf. p. 333) ainsi qu'une faible f_{CO_2} (fig. VI/5).

d) Existence d'une seconde phase d'altération.

La discussion du problème de la carbonatation développée jusqu'ici permet d'établir que les carbonates ferrifères n'ont pas cristallisé à partir du même fluide hydrothermal que les paragenèses constituant la zonalité "normale".

Le développement de l'ankérite et de la sidérose implique un fluide minéralisateur acide et riche en CO_2 (cf.réaction (6)), et probablement un apport de Fe^{2+}. KORZHINSKII(1957) a montré que l'eau est un constituant idéalement mobile, mais il ne semble pas en être de même pour CO_2. Lors de son étude de la croissance des cristaux de quartz des filons du massif du Mont-Blanc, POTY (1969) a montré que CO_2 ne pénètre dans le granite que lorsque de grandes fractures lui fraient un chemin. Cela semble bien également être le cas à la mine Copper Cliff.

On observe que les lentilles de carbonates ferrifères sont développées dans des zones très fracturées ou foliées,dont la perméabilité élevée a facilité la circulation des fluides hydrothermaux riches en CO_2. Par conséquent le rubannement spectaculaire des phyllonites riches en carbonates ferrifères (fig. IV/12 et 21a) résulte de la superposition de trois phénomènes :

- la carbonatation sélective des plans de fracture et de schistosité,
- les rejeux tectoniques de ces zones de faiblesse,ces rejeux provoquent l'étirement et le boudinage des lentilles de carbonates plus compétentes au sein des minéraux phylliteux (micas blancs, chlorites) constituant une matrice relativement incompétente,
- l'existence de contraintes, de températures assez élevées et de fluides hydrothermaux a probablement facilité la mise en solution et la mobilisation de certains minéraux tels les carbonates ferrifères, la chalcopyrite, la pyrrhotine et le quartz, ainsi que leur ségrégation dans les plans de schistosité.

L' association étroite existante entre la zone à carbonates ferrifères et certaines lentilles minéralisées (par ex.: 6-16-10, 6-13-5, 12-21-5) peut résulter de l'une ou l'autre des causes suivantes, ou de leur superposition :

- de nouvelles lentilles de sulfures (sans pyrrhotine) se sont formées lors de la phase de carbonatation,
- le fluide hydrothermal à forte f_{CO_2}, a percolé le long d'une partie des chenaux d'accès déjà suivis par le fluide minéralisateur de la première phase d'altération.

6) Conditions physico-chimiques de la phyllonitisation et de la métablastèse

De nombreuses observations pétrographiques démontrent l'existence de structures de déformation ou de recristallisation, ainsi que de néogenèses dans les zones d'altération intermédiaires et internes du gisement. Ces structures sont rappelées dans la deuxième partie de ce chapitre, consacrée à la géologie structurale.

La discussion qui suit est un essai de définition des paramètres physico-chimiques caractéristiques des phases de remobilisation tectonique, de recristallisation et de néogenèse de certains minéraux.

Malheureusement les données expérimentales dans des conditions géologiquement vraisemblables sont rares et incomplètes. Parmi les travaux récents on peut citer ceux de GRIGGS et al.(1960), GILL (1969), STANTON (1972), CLARK et al.(1973) et KELLY et al.(1975).

a) Cas de la pyrrhotine

CLARK et al., synthétisant les travaux antérieurs et leurs propres expériences, suggèrent que les macles de déformation de la pyrrhotine (fig.IV/36) n'apparaissent qu'à des températures supérieures à 250°C, et ne sont fréquentes qu'au-delà de 300°C. Cependant lors du métamorphisme, ces seuils de température sont probablement plus bas car la présence de fluides et des vitesses de compression plus faibles que celles utilisées lors des expériences, tendent à augmenter la ductilité de la pyrrhotine.

b) Cas de la chalcopyrite

KELLY et al.(1975) ont déterminé que les macles de déformation de la chalcopyrite ne se développent que dans les conditions suivantes :

- à partir de 3 kb de pression si la température est égale à 20°C,
- à partir de 0,5 kb de pression si la température est égale à 100°C.

La recristallisation de la chalcopyrite est un phénomène lent et complexe, mal connu. Les paramètres physico-chimiques entraînant cette recristallisation sont inconnus car la chalcopyrite est plus ou moins complètement déstabilisée lors des expériences destinées à établir ces paramètres.Mac LEAN et al.(1972), BARTON (1973) et KELLY et al.(1975) ont montré que lors de cette déstabilisation, de nouvelles paragenèses, jamais observées à Copper Cliff,se forment :

- talnakhite + chalcopyrite,
- cubanite (forme de haute température) + chalcopyrite.

c) Cas de la calcite

GRIGGS et al.(1960) ont démontré expérimentalement que sa recristallisation ne se produit qu'au delà d'un seuil de température assez élevé qui, pour un agrégat donné de calcite, dépend de la différence d'énergie libre entre l' état de déformation initial et l'état recristallisé. Ils considèrent que les résultats de leurs expériences réalisées à sec et avec des vitesses de déformation probablement beaucoup plus élevées que dans les environnements naturels sont des approximations de la valeur maximale de ce seuil de température :

- du marbre de Yule ayant un taux de déformation de 6 %, recuit à 500°C, ne présente pas de traces de recristallisation,
- lorsque le taux de déformation est de 20 %, ce marbre recristallise à partir de 500°C. La recristallisation est complète à partir de 800°C,
- lorsque le taux de déformation est de 40 %, il recristallise complètement à partir de 500°C.

d) Cas du chloritoïde

Les conditions de pression et de température de la formation du chloritoïde ne sont pas connues. Cependant, la présence dans les phyllonites à paragonite ± muscovite de la paragenèse chloritoïde + chlorite + muscovite + quartz, est caractéristique du métamorphisme du faciès schistes verts (WINKLER, 1976).

e) Conclusions

L'ensemble de ces données ne permettent pas de préciser les paramètres physico-chimiques qui ont prévalu lors des phases de remobilisation tectonique et de recristallisation. Elles suggèrent néanmoins que ces phénomènes se sont produits dans des conditions compatibles avec le métamorphisme du faciès schistes verts.

7) Formation des paragenèses observées dans les joints d'extension.

Elle a été déjà abordée p. 132 . Plusieurs caractères structuraux suggèrent que ces joints sont postérieurs aux remobilisations tectoniques ayant engendré les phyllonites :

- ils recoupent la foliation des phyllonites, sans être eux-mêmes affectés par elle,
- les joints d'extension sont des structures se développant dans les domaines structuraux relativement superficiels, tandis que les phyllonites se développent dans des niveaux plus profonds. Cependant cet argument est probablement fallacieux car la présence de minéraux incompétents (chlorites, micas blancs, carbonates, chalcopyrite, pyrrhotine) et de fluides hydrothermaux a pu permettre le développement des phyllonites dans un domaine structural relativement superficiel.

La paragenèse à albite ± calcite ± chlorite ± quartz (paragenèse complète p. 315) constituant les veines remplissant les joints d'extension, a cristallisé dans les conditions de pression et température du métamorphisme du faciès schistes verts.

Ces veines ont une zonalité bien marquée (fig. IV/41) :

- la chlorite est toujours développée en un liseré de rosettes de cristaux soulignant le contact entre la veine et ses épontes,
- le coeur des veines contient généralement de la calcite et/ou du quartz, plus rarement de l'albite.

Cette zonalité suggère une diminution progressive de la teneur en Fe et Mg du fluide hydrothermal, au cours de la cristallisation.
La rareté, voire l'absence, de Fe dans les fluides tardifs est également soulignée par l'abondance des petites veinules tardives de calcite, recoupant toutes les unités lithologiques du gisement.

La stabilité de l'assemblage chlorite + calcite dans ces veines implique d'après ce qui précède, que les minéraux qui y sont contenus ont cristallisé en présence d'un fluide hydrothermal peu acide ou neutre, contenant moins de 2 moles % de CO_2 (POTY, 1969).

Ce fluide pourrait provenir de l'une des deux origines suivantes :

- il peut s'agir d'un fluide hydrothermal résiduel de la seconde phase d'altération ayant perdu la majeure partie de son CO_2 et de ses ions H^+, Fe^{2+}, Mg, au cours de la carbonatation des zones internes du gisement,
- il peut également s'agir d'un fluide lié au métamorphisme régional du faciès schistes verts car, de nombreuses observations de terrain montrent que des quantités importantes de fluides ont été mobilisées lors de ce métamorphisme. D'après VOKES (1969) et GUHA et al. (1975), de tels fluides pourraient dissoudre, transporter et redéposer les minéraux observés dans les veines.

Les observations faites au cours de cette étude ne permettent pas de présenter des arguments en faveur de l'une ou de l'autre de ces hypothèses. De plus la possibilité d'une origine syn-métamorphique du gisement laisse penser qu'il y a peut-être eu des mélanges entre des fluides "métamorphiques" et les fluides minéralisateurs "profonds" qui ont engendré le gisement.

Cette ambiguïté a déjà été soulevée au sujet de la méta-anorthosite

"fraîche" (cf.p. 316) dont la paragenèse peut résulter, soit de la première phase d'altération hydrothermale, soit du métamorphisme régional.

8) Origine des éléments constitutifs de la minéralisation

a) Hypothèses génétiques exposées dans les travaux antérieurs

La complexité de l'histoire géologique des gisements du type Copper Cliff (par ex.: mines Copper Rand, Jaculet, Portage, Cedar Bay, Henderson,Campbell...) a conduit les auteurs qui ont étudié ces gisements à formuler diverses hypothèses au sujet de l'origine de la minéralisation :

- beaucoup d'auteurs supposent que le pluton de Chibougamau est la source des fluides hydrothermaux et de la minéralisation (GRAHAM,1956;MILLER,1957; HAWKINS,1960; DUQUETTE,1970;PAQUET,1972; MORITZ,1975;ALLARD, 1976).
- MAUFETTE (1968) écrit :" les gisements de cuivre de la région de Chibougamau sont situés dans des fortes zones de cisaillement comme le sont les gisements de quartz aurifère du district de Yellowknife.Dans les deux cas les minéraux des gisements pourraient fort bien provenir des changements chimiques dûs au cisaillement. Les éléments de ces minéraux dont certains, sinon tous, sont très volatils : H_2O, CO_2,S,Cu, Zn, Au, SiO_2, etc... proviendraient de la roche encaissante et se seraient concentrés par diffusion ionique dans des structures de détente, à l'intérieur des zones de cisaillement.

  Les solutions minéralisatrices se seraient donc formées "in situ", elles ne seraient rattachées ni à un granite hypothétique ni à l'assèchement du front Grenville, ni au métamorphisme régional".
- pour MILLER (1957) les fluides hydrothermaux proviennent du pluton trondhjemitique de Chibougamau, mais le cuivre pourrait provenir du complexe du lac Doré,
- JEFFERY (1959) et CIMON et al.(1976) invoquent un foyer magmatique profond comme source possible. CIMON et al. ont observé des minéralisations cuprifères associées à une altération potassique. Comme ces zones minéralisées recoupent le pluton de Chibougamau et la formation de Stella, discordante sur le pluton, ils concluent à l'existence d'un foyer magmatique postérieur au pluton de Chibougamau,probablement situé sous lui,
- d'après ALLARD (1972 et 1976) les gisements cuprifères du type de la mine Copper Cliff sont d'anciens gisements volcanogéniques épithermaux, formés avant le métamorphisme régional. Ces gisements seraient liés à des intrusifs subvolcaniques, maintenant représentés par les diverses phases du pluton de Chibougamau. Les dykes observés dans la plupart des gisements seraient les cheminées d'alimentation, issues du pluton, des coulées observées dans la formation de Blondeau. Les veines minéralisées auraient été entourées de zones d'altération argileuse , à séricite, à adulaire. Les paragenèses de ces veines et de ces zones d'altération auraient été ensuite complètement oblitérées par le métamorphisme régional du faciès des schistes verts.

b) Hypothèses résultant de l'étude de la mine Copper Cliff

Les observations de terrain, l'étude pétrographique, minéralogique et géochimique, ainsi que les rares travaux expérimentaux disponibles, suggèrent que deux sources possibles ont pu fournir les composants de la minéralisation et de l'altération hydrothermale :

- le métamorphisme régional du faciès des schistes verts,
- un foyer magmatique acide profond, postérieur au pluton de Chibougamau.

Comme l'a déjà fait remarquer ECKSTRAND (1963), il est vraisemblable que le gisement a une origine composite. Si, en l'état actuel des connaissances il est impossible de faire la part de l'influence de l'activité magmatique de celle du métamorphisme régional du fait de la convergence des effets, on peut néanmoins essayer de dégager quelques hypothèses géologiquement valables :

i. Influence du métamorphisme régional

Certains caractères pétrographiques et/ou structuraux peuvent, sans ambiguité, être attribués au métamorphisme régional (remobilisations tectoniques, structures de recuit, métablastèses, néogenèses de chloritoïde etc...) mais il est malaisé de préciser le moment auquel le métamorphisme régional a commencé à exercer ses effets sur l'évolution du gisement.

Ainsi la paragenèse d'altération hydrothermale à chlorite $\pm$ paragonite $\pm$ muscovite $2M_1$ $\pm$ carbonates $\pm$ quartz, observée à la mine Copper Cliff,est à la fois typique d'un grand nombre de gisements de sulfures épigéniques d'origine hydrothermale (MEYER et al.,1967; RUI,1973) et du métamorphisme du faciès des schistes verts.

On peut admettre que la genèse de la mine Copper Cliff et des autres mines de ce type est un phénomène tardi-Archéen puisque CIMON (1977, communication écrite) a observé que des minéralisations du même type recoupent le pluton de Chibougamau et la formation de Stella.

Des datations effectuées par JONES et al.(1974) sur des roches altérées riches en micas blancs, provenant des épontes de gisements du type de la mine Copper Cliff, ont donné un âge de 2164 ± 157 M.a.* Malheureusement il ne peut pas être retenu car il est plus jeune que celui de l'orogenèse kénoranienne (= 2490 M.a.; STOCKWELL,1965,1968) et il est mis en doute par ses auteurs.

En l'état actuel des connaissances, il est difficile de concevoir, comme l'ont fait MORITZ (1975) et ALLARD (1976) que les minéralisations du type Copper Cliff résultent du métamorphisme de minéralisations cuprifères épithermales précipitées avant le métamorphisme régional. En effet, MEYER et al.(1967) indiquent que de telles minéralisations ne se forment que très près de la surface et, ne persistent généralement pas à des profondeurs dépassant 600 m .En outre les veines épithermales présentent des paragenèses télescopées, variant très rapidement avec la profondeur.

Or :

- les minéralisations du type Copper Cliff se suivent sur de grandes profondeurs (par ex.: plus de 1100 m à la mine Campbell) sans que l'on distingue de variations notoires de la paragenèse du minerai,
- MEYER et al. soulignent l'absence d'altération argileuse (par ex.: à pyrophyllite ± kaolinite ± dickite) dans quasiment tous les gisements connus associés à des roches métamorphiques,
- ces gisements ne contiennent pratiquement jamais de sulfates, d'hématite, de minéraux riches en soufre (covellite,digénite,etc..) ni de paragenèses riches en oxygène, caractéristiques des gisements épithermaux,
- si l'adulaire avait existé, on devrait en observer des traces, ce minéral étant stable dans les conditions pression-température du métamorphisme du faciès des schistes verts.

La mine Copper Cliff montre l'action de phases fluides importantes,impliquées lors des réactions d'altération hydrothermale.Or l'anorthosite d'origine ainsi que les autres roches du complexe du lac Doré, étaient très probablement

* Une datation de zircons du pluton de Chibougamau par KROGH (1971) a donné un âge de 2780 ± 10M.a.,ce qui paraît géologiquement possible, en l'état actuel des connaissances.

dépourvues des fluides nécessaires à la formation du gisement. Il semble donc indispensable de chercher ailleurs la source du fluide hydrothermal : il pourrait alors s'agir soit d'un fluide issu d'un magma acide en cours de cristallisation, soit d'un fluide mobilisé à partir d'unités lithologiques extérieures (par ex.: laves ou roches volcanosédimentaires). Cependant le complexe est une source possible pour certains cations tels Na, Fe^{2+}, S,Cu,Co, Ni*, qui ont pu être mobilisés et transportés lors de la migration du fluide hydrothermal, même si la source de ce dernier est externe au complexe. La mise en solution de ces cations a été facilitée par l'existence des zones de laminage selon S_n (cf.p. 348) à forte microporosité liée à la microfissuration intragranulaire (DANDURAND et al.,1972) de l'anorthosite.

ii. Influence d'un foyer magmatique acide

L'importance des phénomènes hydrolytiques dans la genèse des différentes zones d'altération hydrothermale,de la métasomatose potassique et la présence dans les zones internes de la mine Copper Cliff de faibles quantités de tourmaline liée à un enrichissement en B, suggèrent que les fluides hydrothermaux dérivent de la cristallisation d'un foyer magmatique acide.

L'enrichissement en K mesuré dans les zones internes du gisement implique l'existence d'une source magmatique. En effet le complexe du lac Doré et les unités lithologiques du groupe de Roy ne sont pas des sources potentielles de K, car ils n'en contiennent généralement que de faibles quantités (CIMON et al.,1976). Cette pauvreté en K_2O caractérise d'ailleurs la plupart des roches volcaniques des ceintures de roches vertes archéennes québecoises (BARAGAR, 1968, DESCARREAUX,1973 et tableau II/3).

L'affiliation magmatique acide des fluides minéralisateurs est également indiquée par la présence de molybdénite, de Bi natif, d'uraninite et de zircon, dans les lentilles minéralisées des mines Copper Rand et Portage (AUTRAN et al.,1966 et PAQUET,1972), dont la géologie est comparable à celle de la mine Copper Cliff.

Le problème d'une origine magmatique des fluides hydrothermaux peut en partie être éclairci grâce aux travaux de WAYNE-BURNHAM (1967) concernant les fluides hydrothermaux d'origine magmatique, et de HOLLAND (1972) montrant qu'en général 1 à 5 % de H_2O est libéré par un magma au cours de sa cristallisation.

* La composition chimique de l'anorthosite d'origine est malheureusement inconnue et, en l'état actuel des connaissances, il est difficile de déterminer l'origine primaire ou hydrothermale des 21 ppm de Cu contenus en moyenne dans la méta-anorthosite "fraîche".

Lors du refroidissement Cl est progressivement concentré dans le fluide coexistant avec le magma, car cet élément n'est que faiblement soluble dans un liquide silicaté et ne forme pas de phases cristallines insolubles dans les conditions physico-chimiques magmatiques. C'est pour cette raison que WAYNE-BURNHAM estime qu'un fluide en contact avec un magma contenant 0,3 % Cl a une teneur moyenne de 2 % Cl, sous forme de chlorures alcalins et de HCl. Les expériences de WAYNE-BURNHAM ont montré que les fluides chlorurés ont la capacité d'extraire du magma des quantités importantes de K et de Na, directement proportionnelles à la concentration de Cl dans le fluide. Il a déterminé expérimentalement qu'un fluide contenant 2 % Cl, dérivant d'un magma acide aurait approximativement la composition suivante :

- 0,35 mole Na Cl (2,05 %)
- 0,2 mole K Cl (1,90 %)
- 0,04 mole H Cl (0,15 %)
- 0,005mole Ca Cl_2(0,06 %)

Un tel fluide aux températures de 700-750°C et à une pression comprise entre 1 et 2 kb, aura un pH inférieur de 1 ou 2 unités à la neutralité, donc un caractère légèrement acide. Les ions H^+ et K^+,libérés lors de la dissociation progressive de HCl et KCl au cours du refroidissement, provoqueront l'hydrolyse et la muscovitisation des épontes, lors de réactions du type (2) à (6). L'hydrolyse de trois moles d'albite par un fluide acide contenant un excès d'ions K^+ conduit à la cristallisation d'une mole de muscovite (réaction 2) et à la fixation de deux atomes-grammes de H et d'un atome-gramme de K. La diminution conséquente de $a_{K^+ + KCl}$ et $a_{H^+ + HCl}$ du fluide minéralisateur pourrait déstabiliser les complexes existants entre Cu, Fe et ces chlorures, entraînant la précipitation des sulfures de ces métaux, par réaction avec les ions sulfure (S^{2-}) contenus dans le fluide minéralisateur (cf.p. 334).

9) Conclusions

Le modèle de WAYNE-BURNHAM semble particulièrement approprié à la genèse de la mine Copper Cliff, car il tient compte de l'association systématique entre la minéralisation cuprifère d'une part, et la métasomatose hydrogénée et potassique d'autre part. Cette association a également été observée dans la plupart des autres gisements cuprifères des environs de Chibougamau (HAWKINS, 1960; ECKSTRAND,1963; PAQUET,1972; MORITZ,1975; CIMON et al.,1976). On peut en conclure que l'altération hydrolytique et potassique des épontes de la mine

Copper Cliff sont des phénomènes vraisemblablement simultanés, liés à un fluide minéralisateur issu d'un foyer magmatique acide, postérieur au pluton de Chibougamau, probablement situé à peu près sous lui, car toutes les minéralisations cuprifères des environs de Chibougamau (région des lacs Chibougamau et Doré, cantons d'Haüy, Queylus et Scott) sont situées à faible distance de ce pluton (CIMON et al.,1976).

Ce modèle n'exclut pas la possibilité d'une origine mixte des éléments constituant la minéralisation (Cu, Au, Fe, Co, Ni) : une partie de ces éléments peut être issue du foyer magmatique, et l'autre partie peut avoir été mobilisée par le fluide hydrothermal au cours de son cheminement le long des zones de laminage recoupant le complexe du lac Doré.

La région actuellement occupée par le pluton de Chibougamau pourrait donc correspondre à un ancien "centre chaud" profond, resté actif longtemps après l'intrusion et l'érosion de ce pluton,cette hypothèse étant renforcée par l'existence de dykes de roches porphyriques acides recoupant le pluton de Chibougamau (CIMON,1973,1974;CIMON et al.1976)

Dans le cas où cette activité magmatique a été contemporaine du métamorphisme régional, on peut la considérer comme une source possible de l'eau impliquée dans le développement des paragenèses hydratées (propylitisation) du faciès des schistes verts à partir de roches à priori anhydres,telles les gabbros et les anorthosites du complexe du lac Doré.

IIème PARTIE : EVOLUTION STRUCTURALE DU GISEMENT

INTRODUCTION

L'étude structurale présentée ici permet de définir les principales étapes de l'évolution structurale du gisement. Cette étude s'appuie sur les observations en galerie et l'interprétation de quelques mesures de structures particulièrement significatives (fig. VI/6).

Comme elle ne constitue pas une analyse structurale exhaustive, il convient de signaler l'existence probable de plusieurs phases de rejeu des zones de laminage du gisement, qui n'ont pas pu être individualisées ici.

En outre l'absence de synthèse structurale à l'échelle régionale empêche souvent de relier les étapes observées dans la mine Copper Cliff à l'évolution structurale régionale.

I - STRUCTURE DE L'ENCAISSANT DE LA MINE COPPER CLIFF

Le complexe du lac Doré est affecté par un pli anticlinal (= anticlinal de Chibougamau) dont le coeur est envahi par le pluton de Chibougamau (cf. fig.II/ 3). Cette structure peut être considérée comme un dôme formé lors de l'intrusion du pluton de Chibougamau au cours d'une phase tectonique antérieure à la genèse du gisement et à l'orogenèse kénoranienne (CIMON et al., 1976).

Le gisement de Copper Cliff, comme tous les gisements de Cu - Au des lacs Chibougamau et Doré, est situé dans l'une des zones de laminage qui recoupe la partie du complexe du lac Doré situé sur le flanc N de l'anticlinal de Chibougamau.

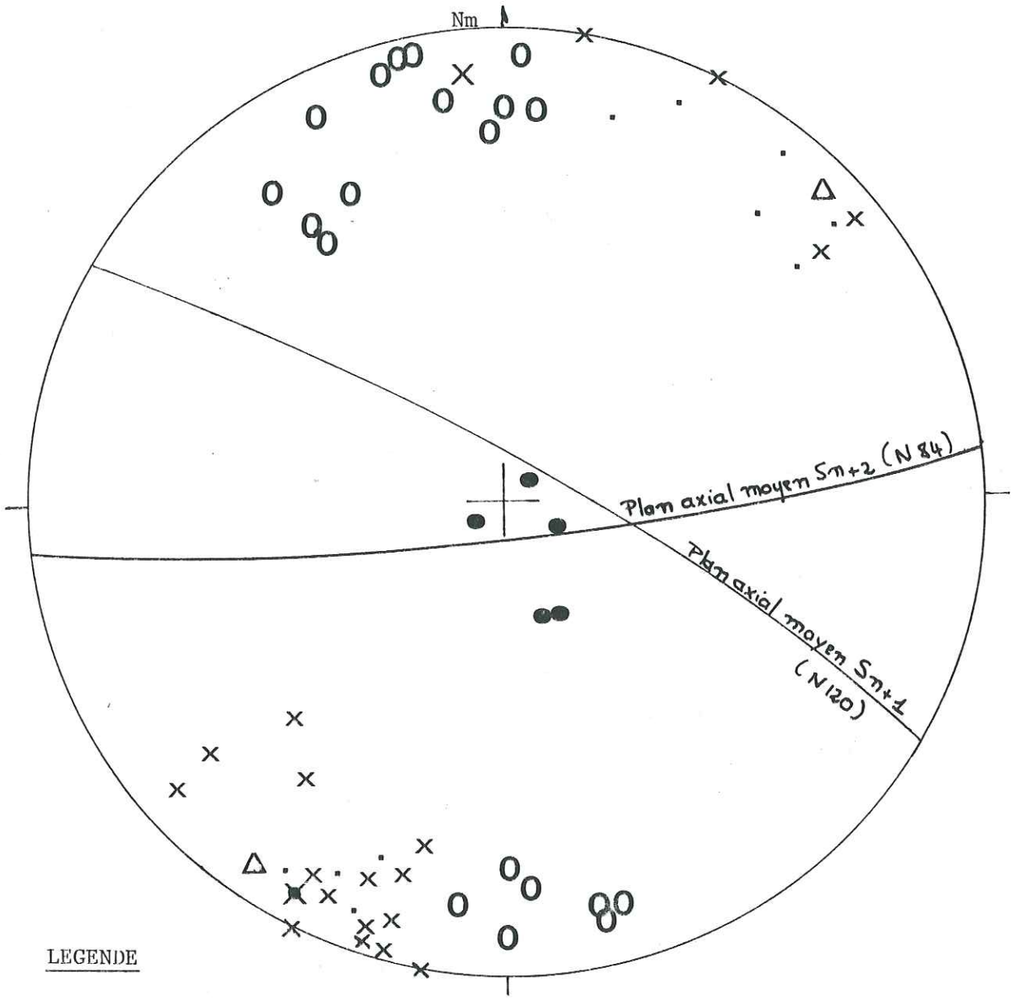
D'après PAQUET (1972) le litage du complexe du lac Doré dans les environs de la mine Copper Cliff est orienté comme suit :

- direction N 60° E environ,
- pendage 55 à 60° vers le NNW.

II - FORMATION DES ZONES DE LAMINAGE (fig.VI/6a)

L'ensemble des travaux concernant les minéralisations Cu - Au des environs de Chibougamau démontre que les minéralisations et les dykes se sont mis

Fig. VI/6 Projection sur l'hémisphère supérieur d'un canevas de Wülff de quelques mesures de structures de la mine Copper Cliff



LEGENDE

× Plan Sn+1
O Plan Sn+2
· Orientation de lentille minéralisée de type 1
△ Dyke
● Joint d'extension postérieur à Sn+2
Plan Sn+1 affectant un dyke
Plan Sn+2 affectant un dyke

en place dans un réseau de failles anté-minéralisation d'importance régionale maintenant orientées N 110 - N 140° E, avec un pendage moyen de 70-80° vers le SSW (système S_n)(PAQUET,1972). CIMON (1977b) souligne, à juste titre,l'importance de ce contrôle structural : " il serait très mal venu de vouloir nier ou même minimiser l'importance de structures tectoniques pré-kénoraniennes, lesquelles étaient une condition primordiale au passage des solutions hydrothermales et au dépôt des métaux".

Ces failles recoupent les volcanites du groupe de Roy, le complexe du lac Doré, le pluton de Chibougamau, ainsi que la formation volcano-sédimentaire de Stella (CIMON et al.,1976;1977b) sans qu'il soit actuellement possible de rattacher leur formation à un événement géologique précis. Leur longueur peut dépasser 2100 m (PAQUET,1972), leur largeur variant entre quelques millimètres et environ 400 m (PATEL,1972). Un grand nombre de ces failles contiennent des lentilles de minerai et présentent des faciès d'altération hydrothermale comparables à ceux observés à la mine Copper Cliff (HAWKINS,1960; ECKSTRAND, 1963; DUQUETTE,1970 et ALLARD,1972).

L'étude structurale des zones de laminage en leur état actuel, présentée ici, ne permet pas de définir l'allure originelle des failles. Celle-ci, ainsi que l'allure des zones de broyage associées, ont pu être déterminées par :

- la compétence de l'anorthosite,
- la présence de fluides tels H_2O et CO_2,
- le niveau structural (MATTAUER,1973) auquel s'est produit la déformation,
- la vitesse de déformation; les déformations très lentes accentuent la ductilité de la roche.

Les observations en galerie suggèrent cependant que les zones de faille de la mine Copper Cliff comportèrent de nombreuses cassures subparallèles, délimitant des éléments de taille très variable. Ces cassures ont défini une schistosité de fracture S_n, dont l'orientation actuelle a déjà été indiquée.

Le développement de S_n confère une forte microporosité aux roches qu'elle affecte, créant des chenaux d'accès et un piège structural idéal pour les solutions minéralisatrices. L'importance de la microporosité dans les migrations et les concentrations d'éléments a été développée par DANDURAND (1972). S_n est le contrôle structural apparent ayant guidé l'intrusion des dykes et des fluides minéralisateurs de la mine Copper Cliff : les panneaux à structure équante ne

sont que peu, ou pas altérés et jamais minéralisés, les dykes y sont très rares. Certaines petites fractures N 110° E de quelques millimètres de large, contenant un peu de minéralisation , ont des épontes à structure équante : la zone d'altération hydrothermale associée ne dépasse pas quelques centimètres de large, alors que l'altération hydrothermale des panneaux foliés s'étend fréquemment sur plusieurs dizaines de mètres de puissance (cf.bloc-diagramme, en annexe).

III - INTRUSION DES DYKES ET DE LA MINERALISATION (fig.VI/6b)

Quelques unes des conclusions dégagées lors de l'étude des dykes et de la minéralisation sont rappelées ici :

- les dykes cicatrisent des fractures appartenant au système S_n,
- ils sont orientés parallèlement à S_n (fig.VI/6),
- leur intrusion est antérieure à la précipitation de la minéralisation et à l'altération hydrothermale,
- ils ont joué le rôle d'écrans relativement imperméables, contrôlant la circulation des solutions minéralisatrices : le coeur des dykes épais n'est pas affecté par l'altération hydrothermale, alors que les dykes plus fins sont beaucoup plus altérés,
- les fluides minéralisateurs ont suivi les chenaux d'accès constitués par les fractures du système S_n. Ces fractures, ainsi que les structures d'extension éventuellement associées (par ex.: espaces entre les éléments de la brèche de faille) constituent les lieux privilégiés de la précipitation des sulfures.

IV - LA FOLIATION S_{n+1} (fig.VI/6c)

Elle résulte de contraintes vraisemblablement assez faibles car les déformations sont limitées aux unités lithologiques incompétentes, riches en minéraux ductiles (micas blancs,chlorites,carbonates,pyrrhotine,chalcopyrite). Quelques dykes, très compétents, englobés dans des unités lithologiques incompétentes sont légèrement disloqués et recoupés par des joints d'extension comblés par les minéraux ductiles de l'unité lithologique encaissante (cf.p.125). Les structures engendrées par cette phase de déformation ont été détaillées dans le chapitre IV.

Fig.VI/6 a à d:principales étapes de la genèse du gisement.

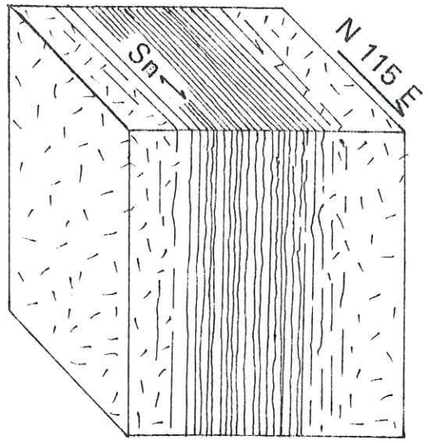


Fig. 6a-Formation des zones de laminage (Foliation Sn)

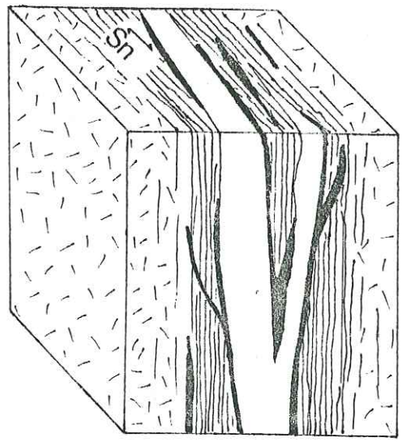


Fig.VI/6b-La foliation Sn guide l'intrusion des dykes,puis l'ensemble foliation + dykes contrôle la circulation du fluide minéralisateur.

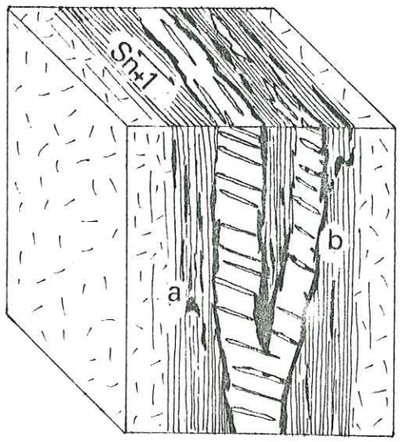


Fig.VI/6c-Phase(s) de remobilisation tectonique:développement des phyllonites,fluage des éléments plastiques de la minéralisation,disloquation des dykes.La chalcopyrite tend à fluer dans les joints d'extension recoupant les dykes.Apparition de plis synschisteux locaux affectant les lentilles minéralisées.

a=schistes sulfurés } lentilles minéralisées
b=lentilles massives } de type 1.

LEGENDE:
- Anorthosite
- Zone foliée
- Lentilles minéralisées

La compression a provoqué un fluage des minéraux ductiles parallèlement aux plans S_n, engendrant ainsi la foliation S_{n+1} ,dont l'orientation est étroitement confondue avec S_n.

Cette foliation S_{n+1} est généralement très bien développée dans les zones internes (fig. IV/12 et 21a). Le report de quelques mesures de S_{n+1} sur un canevas de Wülff (fig. VI/ 6) a permis de déterminer l'orientation moyenne de cette foliation :

- direction N 115° E ,
- pendage 80° vers le SSW.

V - LA FOLIATION S_{n+2} (fig. VI/6d)

A) STRUCTURES OBSERVEES DANS LA MINE COPPER CLIFF

Localement on observe une schistosité S_{n+2}, généralement fruste, recoupant la foliation S_{n+1}. S_{n+2} a une orientation moyenne N 84° E, avec un pendage de 80° vers le N (fig. VI/ 6). Cette déformation peut se traduire, soit par l'existence de failles à rejeu sénestre interrompant les structures S_{n+1}, soit par une simple crénulation des plans S_{n+1}.(cf.fig.IV/14). L'existence de quelques rejeux dextres le long des failles de cette famille peut indiquer la présence de rotations relatives des compartiments faillés. L'une de ces zones de faille selon S_{n+2} est bien visible dans le grand travers-bancs du niveau -390m .

Une zone de broyage , présentant une schistosité bien développée sur plusieurs mètres de large (zone 12-21-8,cf.carte géologique du niveau -390m, en annexe) lui est associée.

L'étude pétrographique des lames minces (cf.fig. IV/14) et les observations en galerie suggèrent que les structures S_{n+2} sont postérieures à la minéralisation et à l'altération hydrothermale.

B) STRUCTURES REGIONALES

La faille de la zone 12-21-8 et de nombreuses autres failles appartenant à la même famille (cf.bloc-diagramme,en annexe) pourraient être des accidents satellites de la faille du lac Doré, grande faille d'importance régionale (cf. p. 36 et fig. II/4).

VI - STRUCTURES TARDIVES (fig.VI/ 6d)

L'existence de rejeux verticaux tardifs est démontrée par des stries ver-

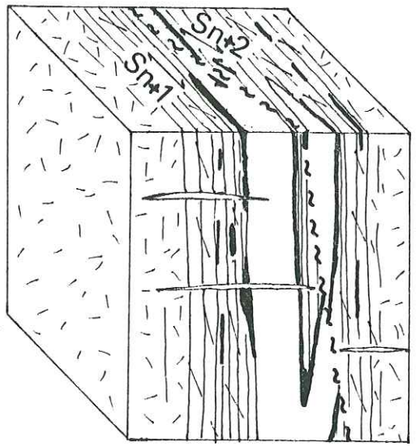


Fig. VI/6d-Développement de Sn+2:apparition d'une schistosité fruste et de failles à décrochement senestre recoupant l'ensemble des zones d'altération. Les joints d'extension représentés sont postérieurs à Sn+2.Ils résultent probablement de rejeux verticaux le long des plans Sn+1 et Sn+2.
Les détails structuraux déjà représentés sur la fig VI/6c ne sont pas redessinés.

LEGENDE=
- Joint d'extension post Sn+2
- Dyke
- Faille

ticales sur les plans S_{n+1} et S_{n+2} ainsi que le développement des joints d'extension peu inclinés ($\leqslant 30°$) (fig. VI/ 6) décrits p.130 recoupant les dykes, S_{n+1} et S_{n+2}.

Ces structures caractéristiques du niveau structural superficiel (MATTAUER, 1973), sont probablement liées à la relaxation finale des contraintes ayant affecté le gisement. Elles peuvent être contemporaines des recristallisations et néogenèses post-tectoniques détaillées dans le chapitre IV.

CHAPITRE - VII -

CONCLUSIONS

I - LIMITES DE CETTE ETUDE ET SUGGESTIONS EN VUE DE TRAVAUX FUTURS.

II - IMPLICATIONS ECONOMIQUES.

III - CONCLUSIONS GENERALES.

CHAPITRE VII

CONCLUSIONS

I - LIMITES DE CETTE ETUDE ET SUGGESTIONS EN VUE DE TRAVAUX FUTURS

L'étude présentée ici n'est qu'une approche, forcément incomplète, de l'histoire complexe de la genèse du gisement de la mine Copper Cliff.

Ses limites sont nombreuses car :

- le nombre restreint de travaux expérimentaux réalisés dans des conditions géologiquement vraisemblables, ne permet que des interpolations ou extrapolations peu précises ;

- plusieurs méthodes susceptibles de permettre une étude plus complète de l'histoire géologiqe du gisement n'ont pu être utilisées;

- la géochimie et l'évolution structurale des ensembles géologiques régionaux (pluton de Chibougamau, dykes, complexe du lac Doré, groupe de Roy et groupe d'Opémisca) sont encore mal connues.

Certains problèmes géologiques qui n'ont pas été abordés dans ce mémoire, mériteraient d'être l'objet de recherches futures, de préférence par des équipes pluridisciplinaires :

- l'étude de la géochimie des isotopes de l'oxygène, de l'hydrogène, du carbone et du soufre contenus dans le gisement, devrait permettre de mieux comprendre sa genèse et celle des autres gisements de ce type dans la région de Chibougamau. Les analyses isotopiques fourniront des indications d'une part sur la température de formation du gisement, et d'autre part sur l'origine du fluide aqueux, et ainsi de faire la part entre l'influence d'un foyer magmatique acide du métamorphisme régional et des eaux superficielles. Elles permettront de tester la validité des hypothèses développées.

  Les méthodes d'étude des isotopes et leurs applications aux gîtes hydrothermaux ont été entre autres, publiées par :

  - TAYLOR : isotopes de l'oxygène (1967); de l'oxygène et de l'hydrogène (1974);

  - JENSEN (1967) : isotopes du soufre,
  - RYE et al. (1974) : isotopes du carbone et du soufre;

- l'étude des inclusions fluides, complémentaire de celle des isotopes, pourrait s'avérer difficile, voire impossible, car les inclusions fluides de la plupart des unités lithologiques ont pu être fortement modifiées lors des remobilisations tectoniques ayant affecté le gisement.

  Par contre l'étude des inclusions fluides dans les minéraux des joints d'extension postérieurs à S_{n+1} et S_{n+2} pourrait fournir des données au sujet de la composition et de la température des fluides hydrothermaux résiduels et/ou métamorphiques, car les minéraux de ces joints n'ont pas subi de déformations;

- l'étude géochimique du complexe du lac Doré, et tout particulièrement des panneaux peu affectés par le métamorphisme régional, tels ceux décrits par ALLARD (1956), ALLARD et al. (1969b), permettrait de préciser si ce complexe est une source potentielle de certains constituants de la minéralisation comme Cu, Au, Fe, Co, Ni. L'étude géochimique et pétrologique du pluton de Chibougamau, des divers types de dykes connus dans cette région et des roches volcaniques des groupes de Roy et d'Opémisca, serait utile pour préciser les liens éventuels qui existent entre ces diverses phases d'origine magmatique;

- mais surtout une synthèse structurale effectuée à partir des éléments d'analyse disponibles à ce jour, devrait être réalisée en priorité. Reliant entre elles les observations éparses, elle aurait pour but d'établir la chronologie des événements géologiques qui ont contribué à la formation de cette partie de la ceinture de roches vertes Chibougamau-Matagami.

II - IMPLICATIONS ECONOMIQUES

A) GENERALITES

Dans la région de Chibougamau, l'intérêt de certains caractères géochimiques et/ou minéralogiques en tant que guides pour la prospection de nouvelles zones minéralisées, a déjà été plus ou moins explicitement démontré par les travaux de MILLER (1957), JEFFERY (1959), HAWKINS (1960), ECKSTRAND (1963), CIMON (1973,1974,1977b), CHRISTMANN (1975) et MORITZ (1975).

La prospection directe, visuelle, est très difficile dans cette région où les affleurements sont généralement peu abondants, la majeure partie d'entre eux étant masqués soit par les alluvions d'origine glaciaire et péri-glaciaire, soit par les nombreux lacs de la région.

Cette difficulté a favorisé l'épanouissement des méthodes de prospection indirecte, parmi lesquelles la géophysique, couramment utilisée par les compagnies minières, et la géochimie des sédiments de cours d'eau, mise en oeuvre par le Ministère des Richesses Naturelles du Québec, occupent une place privilégiée.

Des méthodes variées de prospection géophysique sont utilisées pour la recherche de nouvelles zones minéralisées de type Copper Cliff. Toutes ces méthodes sont basées sur le fait que l'existence de lentilles de sulfures massifs peut induire trois types d'anomalies géophysiques localisées :

- anomalies de résistivité électrique,
- anomalies du champ de gravité terrestre,
- anomalies du champ magnétique terrestre.

La détection de ces anomalies permet de définir des cibles qui font ensuite l'objet de forages plus ou moins systématiques.

Les méthodes géophysiques dont l'intérêt n'est plus à démontrer, présentent cependant une lacune : elles ne permettent pas souvent de définir la nature de l'anomalie détectée. On est ainsi amené à forer aux plus grands frais des cibles qui, à postériori, ne présentaient pas d'intérêt économique (zones graphiteuses et/ou pyriteuses).

Les méthodes de prospection géochimique et minéralogique proposées plus loin devraient faciliter la sélection des anomalies économiquement intéressantes après étude d'échantillons prélevés, soit sur un affleurement, soit dans un forage de reconnaissance (de premier stade).

Ces méthodes permettent tout particulièrement de tirer un meilleur parti des carottes de forages "stériles", et ceci, avec un coût ajouté relativement faible, car les compétences humaines et le matériel nécessaires sont d'après l'expérience pratique de l'auteur, à peu près disponibles sur le carreau des mines de la région de Chibougamau.

A ce sujet, il est remarquable de constater que seuls les caractères macroscopiques visibles à l'oeil nu ou à la loupe sont déterminés et consignés dans les journaux de forage, en même temps que les teneurs en Cu et Au des portions minéralisées. Les carottes sont ensuite stockées et puis, dans

beaucoup de cas, détruites au bout d'un certain temps.

Cette méthode apparemment fort économique peut être lourde de conséquences. En effet, seule une infime partie des informations contenues dans toute carotte de forage est rationnellement utilisée. Peu d'attention est portée aux carottes ne contenant pas de minerai (=stériles), alors que certaines méthodes présentées dans ce mémoire et synthétisées ci-dessous permettraient, grâce à des études minéralogiques et/ou géochimiques relativement simples, de déterminer si un forage apparemment stérile n'a pas recoupé une zone de laminage susceptible de contenir du minerai.

Bien sûr, aucune des méthodes proposées ne permet de préjuger l'intérêt de la minéralisation. Cependant, puisque des tonnages importants de minéralisation doivent, par principe, être associés à de vastes zones d'altération hydrothermale, l'étude de l'empreinte de cette dernière sur le stérile est susceptible de fournir des indications d'un grand intérêt.

B) PRINCIPES DE BASE

Le modèle métallogénique développé plus haut (ch. VI) repose sur l'existence probable de liens étroits entre minéralisation et altération hydrothermale. De tels liens ont déjà été plus ou moins explicitement démontrés ou admis dans les études antérieures sur les mines comparables à celle de Copper Cliff et situées dans les environs des lacs Chibougamau et Doré. Mais l'utilisation des guides de prospection chimico-minéralogiques proposés plus loin, demande que l'on admette en plus les principes suivants :

- " la minéralisation et les paragenèses d'altération hydrothermale suivantes, constituant la zonalité normale (cf.p.326) :
  - zones internes (associées aux lentilles minéralisées) : chlorite ferrifère ($Fe^{2+}/R^{2+} \geqslant 0,61$) $\pm$ épidotes (s.s.) $\pm$ apatite $\pm$ quartz,
  - zones intermédiaires (zone à micas blancs) : chlorite moins ferrifère ($Fe^{2+}/R^{2+} = 0,35-0,62$) $\pm$ paragonite $\pm$ muscovite $\pm$ quartz,
  - zones externes (méta-anorthosite "fraîche") : chlorite à tendance magnésienne ($Fe^{2+}/R^{2+} = 0,28-0,43$) $\pm$ albite $\pm$ épidote (s.l.) $\pm$ quartz,

ont cristallisé à peu près simultanément car elles résultent de l'action du même fluide minéralisateur".

-" la cristallisation des carbonates ferrifères observés dans les phyllonites à sidérose ± ankérite est postérieure à celles de la minéralisation et des paragenèses d'altération hydrothermale".

En conséquence de ces deux principes qui résument la principale conclusion de l'étude présentée dans ce mémoire, la détection d'auréoles d'altération hydrothermale comportant les caractères remarquables cités plus loin, sera le premier indice de possibilité de gisement de type Copper Cliff.

C) CARACTÈRES MINERALOGIQUES ET GEOCHIMIQUES DES AUREOLES D'ALTERATION HYDROTHERMALE POUVANT SERVIR DE GUIDES DE PROSPECTION

1) Caractères minéralogiques

a. Chlorite

L'étude des variations de la composition chimique et des propriétés physiques de la chlorite présentée p. 133 , a permis de mettre en évidence des variations caractéristiques de la composition chimique de ce minéral, en fonction de l'intensité de l'altération hydrothermale et de la proximité des lentilles de minerai.

Les variations du rapport Fe^{2+}/R^{2+} ($R = \sum Fe^{2+}, Mg, Mn$) de la chlorite sont particulièrement significatives à cet égard (cf.tableau IV/9) : des valeurs $>0,45$ résultent d'une forte altération hydrothermale. Elles suggèrent la proximité possible du minerai. Un ensemble de valeurs $\geqslant 0;6$ est un indice tout particulièrement favorable de la proximité de la minéralisation.

Une excellente méthode pour calculer la valeur du rapport Fe^{2+}/R^{2+} est la détermination de l'indice moyen (n_m) de la chlorite à l'aide des liqueurs d'indice (méthode = cf.GIRAULT,1976). Elle nécessite un microscope polarisant, des liqueurs d'indice, un thermomètre gradué de 0 à 50°C, des lames et des lamelles de verre. L'échantillon contenant la chlorite à déterminer doit être assez finement broyé, la meilleure granulométrie se situant vers 80-120 microns. Un tri n'est généralement pas nécessaire car la chlorite est facilement identifiable au microscope. Cette méthode est simple, rapide, et très peu onéreuse.

En connaissant la valeur de n_m, on peut ensuite calculer la valeur du rapport Fe^{2+}/R^{2+}, à l'aide de l'équation de régression présentée p.144 :

$$Fe^{2+}/R^{2+} = -13,81 + 8,74 \; n_m$$

Si l'on dispose de lames minces, la valeur de la biréfringence ($n_g - n_p$) et du signe d'allongement peut également constituer un guide de prospection (cf.tableau IV/9 et ECKSTRAND,1963). Cependant la méthode de calcul du rapport Fe^{2+}/R^{2+} à l'aide des mesures de l'indice moyen n_m, semble la plus appropriée.

b. Micas blancs

L'étude des variations de la teneur des roches en Na et en K permet d'apprécier l'intensité de l'altération hydrothermale et, par conséquent, la proximité d'éventuelles lentilles minéralisées.

En effet si, d'une part, on élimine les échantillons susceptibles de contenir de l'albite (méta-anorthosite "fraîche") et que, d'autre part on considère que le feldspath potassique est inconnu dans les gisements de type Copper Cliff (MORITZ,1975; ALLARD,1976), la détermination des teneurs en Na et en K permet de calculer la quantité de paragonite contenue dans l'échantillon analysé :

$$\% \text{ paragonite} = \frac{Na}{6,02} \times 100 \qquad (\text{ Na exprimé en } \%)$$

$$\% \text{ muscovite} = \frac{Na}{9,82} \times 100 \qquad (\text{ K exprimé en } \% \text{ })$$

Il est à noter que pour les raisons développées p. 332 , les micas blancs généralement très abondants dans les zones intermédiaires, le sont moins à proximité immédiate des lentilles minéralisées (cf.tableau IV/14 et pl.VI, fig. b et c).

Il a été vu que leur développement résulte de deux phénomènes concomitants liés à la précipitation de la minéralisation :

- l'hydrolyse des épontes des chenaux d'accès du fluide minéralisateur,
- la métasomatose potassique très caractéristique toujours associée aux gisements cuprifères de la région de Chibougamau (HAWKINS,1960; ECKSTRAND,1963; CIMON,1973,1974,1977b; CHRISTMANN,1975;MORITZ,1975),

ainsi qu'à de nombreux autres gisements hydrothermaux à travers le monde (MEYER et al.,1967).

Des teneurs en paragonite > 20% et/ou des teneurs en muscovite > 5% du poids de l'échantillon analysé sont à considérer comme indicatrices d'un degré élevé d'altération hydrothermale, donc de la proximité possible du minerai.

La détermination des pourcentages de paragonite et de muscovite contenus dans les carottes d'un forage "stérile" donné peut donc permettre de savoir si le forage a ou n'a pas traversé une structure susceptible de contenir de la minéralisation.

Cependant il faut prendre en considération que la genèse de la paragonite est d'interprétation plus délicate que celle de la muscovite. En effet, si la cristallisation de la muscovite paraît contemporaine de celle du minerai et liée à elle, celle de la paragonite peut résulter soit :

- de l'hydrolyse de l'un des minéraux suivants:albite, épidote(s.l.),chlorite (cf.réactions (2)(3) et (4),tableau VI/1),
- de circulations de fluides hydrothermaux indépendants de la minéralisation dans les failles qui ont recoupé le complexe du lac Doré, postérieurement à la mise en place de la minéralisation (par ex.: failles de la famille S_{n+2}).

Cette restriction ne pose pas de problème car la seule détermination de la teneur en muscovite paraît suffisante pour la prospection géochimique.

De toute manière la détermination de la teneur en muscovite est préférable à celle de la teneur en paragonite car l'apport de K lié à l'altération hydrothermale est particulièrement net: la méta-anorthosite "fraîche" ne contient que 0,03 % de K,alors que les zones plus internes du gisement en contiennent une moyenne de 0,76 %. (tableau V/3c)!

La teneur en K d'une roche peut facilement et économiquement être mesurée par absorption atomique car l'analyse de K ne nécessite que des modifications peu importantes des instruments d'absorption atomique déjà utilisés dans les laboratoires de certaines mines de la région de Chibougamau pour les dosages de Cu et Au.L'analyse de K par absorption atomique a été détaillée par MORITZ (1975).

La méthode permet des rendements élevés avec un coût unitaire faible.

Elle est préférable aux méthodes radiocristallographiques préconisées par MORITZ (1975) car:

- les méthodes radiocristallographiques nécessitent l'acquisition d'un matériel onéreux.Elles sont lentes et délicates à mettre en oeuvre;
- le coût unitaire des déterminations est nettement plus élevé que celui du dosage de K par absorption atomique;
- la détermination radiocristallographique n'a qu'un intérêt limité:
  - elle ne permet pas d'apprécier le pourcentage de muscovite contenu dans un échantillon donné ;
  - il a été vu que les variations du paramètre d(002) moyen de la paragonite sont plutôt aléatoires et difficilement corrélables avec l'intensité de l'altération hydrothermale,les variations mesurées de ce paramètre reflétant une part importante d'imprécision analytique.De plus le calcul de ce paramètre permet seulement de déterminer les substitutions de Na par K au sein de la paragonite.Ces conclusions rejoignent celles d'ECKSTRAND (1963).

c. Carbonates

La précipitation des carbonates ferrifères est probablement indépendante de celle des sulfures et des paragenèses constituant la zonalité "normale" d'altération hydrothermale (cf. p.326 et p. 335)

Il en résulte que par rapport aux variations de composition des chlorites, ou aux variations de la teneur en muscovite,les variations observées de la de la composition des carbonates (cf. p. 178 et tableau IV/17) n'ont qu'un intérêt limité en tant que guides de prospection minière.

d. Chloritoïde

Ce minéral n'offre pas le même intérêt pour la prospection que la chlorite et les micas blancs car sa cristallisation n'est pas liée à celles de la minéralisation et des paragenèses constituant la zonalité "normale" d'altération hydrothermale.

2) Caractères géochimiques

Seuls seront évoqués ici les caractères géochimiques jugés les plus intéressants en tant que guides de prospection minière.

a. Magnésium

L'examen des fig.b et c,Pl.III, montre que l'ensemble des unités lithologiques altérées des zones intermédiaires et internes du gisement, sont caractérisées par des teneurs en Mg plus faibles que celles de la méta-anorthosite "fraîche".

Cet appauvrissement est dû au lessivage de Mg au cours des réactions d'hydrolyse de la chlorite ((3) et (5) cf.tableau VI/1).

La détection des zones appauvries en Mg par rapport à l'encaissant frais peut donc être utile en prospection car elle complète l'étude des chlorites et des micas blancs.

b. Calcium

Les conclusions sont comparables à celles déduites de l'étude de Mg. Cependant,du fait de la présence de fréquentes veinules de calcite secondaire, la distribution des teneurs est erratique et d'interprétation très délicate.

c. Potassium

L'utilité de la mesure de la teneur des roches en K, ainsi que la méthode d'analyse la plus appropriée ont déjà été détaillées dans le paragraphe concernant les caractères minéralogiques pouvant servir de guides de prospection. Il convient simplement de souligner à nouveau que la détection d'unités lithologiques riches en K semble être l'un des meilleurs guides de prospection de minéralisations de type Copper Cliff.

d. Cadmium

Cet élément n'existe qu'en traces infimes, ne dépassant jamais 4 ppm. Sa distribution pourrait éventuellement constituer un bon guide de prospection, car cet élément est presqu'exclusivement lié à la méta-anorthosite "fraîche". Il est très peu répandu dans les zones internes et intermédiaires du gisement, dont la teneur en Cd, généralement nulle, atteint tout au plus 1 ppm (Pl. XXI, fig.b et c).

L' ACPN (cf.p.303) suggère l'existence d'un lien entre Cd et Ca, Cd pouvant éventuellement avoir substitué une faible partie de Ca contenu dans le plagioclase de l'anorthosite d'origine. La rareté du Cd, dans les zones intermédiaires et internes du gisement,suggère que cet élément a été libéré

et lessivé lors de l'hydrolyse de l'albite (réaction (2),tableau VI/1)synchrone de la précipitation de la minéralisation.

Par conséquent, sous réserve d'un examen approfondi de la géochimie de cet élément, l'étude des variations des teneurs en Cd semble pouvoir présenter un intérêt pour la prospection des zones altérées liées aux minéralisations cuprifères de type Copper Cliff.

e. Bore

On constate que, par rapport à la méta-anorthosite "fraîche", la plupart des unités lithologiques des zones intermédiaires et internes du gisement sont enrichies en B (Pl.XXII,fig.b et c).

Cet enrichissement peut résulter, soit d'une remobilisation de B contenu dans les plagioclases, lors de l'hydrolyse des minéraux de la méta-anorthosite "fraîche" (cf.p. 213), soit d'un apport de B par le fluide minéralisateur.

L'existence d'un lien, malheureusement peu marqué, entre B et K (fig.V/3) renforce cette dernière hypothèse. L'enrichissement en B, comme celui en K, serait lié au fluide minéralisateur, d'origine magmatique acide, responsable de la précipitation des sulfures et des paragenèses constituant la zonalité "normale" d'altération hydrothermale.

Il résulte de cette discussion que la détection de zones enrichies en B ($B > 8$ ppm) est à considérer comme un indice possible de la proximité de la minéralisation, pouvant renforcer les indications fournies par l'étude de la distribution de K, ou de celle de la muscovite.

3) Conclusions

La détection des anomalies géochimiques et minéralogiques liées à la minéralisation, mais débordant largement des zones minéralisées, constitue un précieux guide de prospection minière, à savoir surtout les teneurs en Mg, Ca, K, Cd, B, le rapport Fe^{2+}/R^{2+} des chlorites, la teneur en micas blancs.

Les méthodes de prospection proposées ici n'ont jamais été utilisées,à la connaissance de l'auteur, dans la région de Chibougamau. Seule l'expérience pratique permettra de démontrer la faisabilité et l'utilité de telle ou telle méthode. Cependant, l'existence de liens évidents entre la minéralisation et l'altération hydrothermale, et le coût modéré des méthodes impliquées permettent de fonder de grands espoirs dans ces méthodes. Ces arguments devraient suffire à justifier leur utilisation conjointement aux méthodes géophysiques.

III - CONCLUSIONS GENERALES

En l'état actuel des connaissances, de nombreux problèmes afférant à la genèse du gisement, n'ont pas été résolus.

Toutefois, si les recommandations et les méthodes d'études proposées pour des travaux futurs sont adoptées, on peut en attendre une meilleure compréhension de la genèse du gisement de Copper Cliff, ainsi que des autres gisements de ce type.

Cette étude a permis de construire un modèle métallogénique synthétique (cf.ch.VI) qui résume et coordonne les observations et les problèmes développés dans ce mémoire.

Ce modèle suppose l'existence d'un magma acide profond, postérieur au pluton de Chibougamau et responsable de la formation du gisement. Il souligne également l'influence du métamorphisme régional du faciès schistes verts, et indique que rien ne permet d'exclure une genèse syn-métamorphique de la minéralisation et de l'altération hydrothermale de la mine Copper Cliff.

De plus, métamorphisme et magmatisme acide pouvant être liés, malgré les restrictions formulées au début de ces conclusions, les observations, les méthodes d'études, les données nouvelles et, finalement, la synthèse présentée, devraient permettre, tout en apportant une meilleure connaissance de la genèse du gisement de Copper Cliff, de mieux cerner la genèse des autres gisements de ce type situés dans la région des lacs Chibougamau et Doré (par ex.: mines Copper Rand, Henderson, Campbell etc...). Elles devraient également permettre de diversifier, d'affirmer, de rentabiliser les méthodes de prospection minière mises en oeuvre dans la région de Chibougamau, en utilisant au mieux les moyens analytiques existants.

ANNEXE N° 2 A - TABLEAU DES ANALYSES CHIMIQUES

Numéro de l'échantillon	Numéro d'ordre	Nature Pétro.	Si	Al gr	Mg gr	Ca gr	Na gr	K gr	H- gr	H+ gr	S gr	C gr	Fe^{2+} gr	Fe^{3+} gr	P gr	Ti gr	O gr	S+O gr	Cu ppm	Zn	Pb	Ni	Co	Bi	Cd	B
ENSEMBLE 1 = COUPE DE NIVEAU - 290 m (- 1275 ')																										
28203	1	A	21,32	9,31	4,06	7,87	0,16	-	0,01	0,54	0,15	0,61	6,63	1,43	0,02	0,51	47,33	47,48	88	204	5	86	50	-	1	6
28204	2	A	18,7	7,94	4,58	2,04	-	-	0,03	0,77	0,01	0,08	15,48	2,57	0,03	2,07	45,67	45,68	7	210	-	52	47	3	-	3
28205	3	A	20,49	13,49	2,29	9,02	1,90	-	0,01	0,36	-	0,05	4,22	1,19	nd	nd	46,34	46,34	8	111	-	44	23	-	-	9
28206	4	A	19,9	11,91	3,23	8,78	0,65	-	0,02	0,52	-	0,35	5,42	1,58	nd	nd	46,99	46,99	16	180	-	71	49	-	-	10
28207	5	A	19,66	12,81	2,71	9,77	0,94	-	0,01	0,44	-	0,02	4,73	2,12	0,03	0,59	46,17	46,17	7	134	-	57	35	3	-	9
28208	6	A	18,78	12,88	3,34	9,17	0,55	-	0,02	0,60	-	0,03	5,46	1,84	nd	nd	46,71	46,71	10	162	-	76	32	-	0,3	11
28209	7	A	20,67	12,34	2,67	9,23	0,91	-	0,02	0,43	0,03	0,07	4,45	1,63	nd	nd	46,86	46,89	21	141	-	72	32	-	1	6
28210	8	A	20,09	11,86	4,55	5,59	1,21	-	0,02	0,61	0,01	0,04	7,42	0,81	0,02	0,63	47,09	47,1	30	265	-	112	49	3	1	5
28211	9	A	21,05	13,10	1,49	10,23	2,03	-	0,02	0,38	-	0,05	2,71	1,72	nd	nd	46,58	46,58	6	78	-	25	15	-	-	5
28212	10	A	20,05	12,51	3,58	6,99	1,59	-	0,02	0,52	-	0,03	6,23	1,10	nd	nd	46,73	46,73	20	172	-	91	32	-	-	4
28213	11	A	19,54	10,39	5,18	4,22	0,55	-	0,02	0,63	0,01	0,10	8,50	1,73	0,02	0,61	48,47	48,48	49	354	5	111	65	-	1	5
28214	12	A	20,06	11,83	3,6	6,53	1,32	-	0,02	0,47	-	0,11	6,27	1,68	nd	nd	47,63	47,63	25	193	-	94	52	-	-	8
28215	13	A	20,88	11,92	3,23	7,46	0,83	-	0,02	0,44	0,01	0,05	5,69	1,23	nd	nd	47,74	47,75	42	356	-	81	42	-	2	6
28216	14	A	21,53	11,46	2,39	8,85	1,15	-	0,02	0,41	-	0,40	4,29	1,11	0,02	0,41	47,96	47,96	8	111	2	19	25	-	1	5
28217	15	A	21,70	11,20	2,03	8,20	2,31	-	0,01	0,34	0,01	1,05	3,17	1,06	nd	nd	48,45	48,46	8	130	2	13	21	-	2	9
28218	16	A	21,55	12,36	2,16	8,20	1,83	-	0,01	0,42	-	0,06	3,94	1,34	nd	nd	47,65	47,65	8	112	-	28	24	5	0,3	8
28219	17	A	19,39	12,25	3,42	5,90	1,93	-	0,02	0,66	-	0,07	6,21	1,48	0,02	0,38	48,27	48,27	9	163	-	66	31	-	0,5	6
28220	18	A	19,44	11,88	3,73	6,75	0,79	-	0,02	0,58	0,04	0,08	6,31	1,98	nd	nd	47,92	47,96	19	225	4	96	49	-	2	7
28221	19	A	20,35	12,24	2,69	8,27	1,09	-	0,01	0,39	0,09	0,15	5,02	2,04	nd	nd	47,18	47,27	18	153	2	63	38	-	0,3	7
28222	20	A	20,31	11,15	4,04	5,93	0,59	-	0,02	0,67	0,02	0,14	7,04	1,30	0,03	0,09	48,67	48,69	28	215	4	133	96	-	-	7
28224	21	A	19,39	11,38	4,69	5,77	0,45	-	0,02	0,73	0,01	0,03	8,46	1,64	0,02	0,18	47,23	47,24	17	242	-	111	44	-	-	7
28224	22	A	22,48	14,30	1,22	6,68	3,07	0,62	0,01	0,31	-	0,06	2,81	0,63	nd	nd	47,36	47,36	50	131	8	6	11	3	2	16
28225	23	A	22,98	12,67	1,80	4,04	3,39	0,02	0,01	0,45	-	0,05	5,98	0,81	0,02	0,19	47,59	47,59	103	164		14	26	-	-	5
28226	24	A	24,10	13,34	0,55	7,23	3,26	0,20	0,01	0,27	-	0,04	2,26	0,62	nd	nd	47,66	47,66	15	124	1	5	8	-	4	9
28227	25	A	22,41	12,02	1,47	8,13	2,03	0,06	0,01	0,39	0,01	0,02	4,33	1,65	nd	nd	47,00	47,01	31	197	-	58	27	-	1	9
28228	26	A	23,22	12,34	1,48	6,60	2,74	0,01	0,02	0,36	-	0,05	4,40	0,90	0,03	0,46	47,39	47,39	13	142	-	19	23	3	0,3	7
28229	27	A	24,02	8,26	4,70	2,57	0,42	-	0,02	0,78	0,04	0,04	8,85	0,83	nd	nd	49,00	40,04	11	260	-	23	47	-	-	14
28230	28	A	21,77	13,55	0,31	9,66	2,47	-	0,01	0,33	-	0,11	2,54	1,28	nd	nd	47,01	47,01	8	75	-	20	13	-	-	14
28231	29	A	20,07	12,04	2,13	8,55	0,68	-	0,02	0,56	0,02	0,06	5,88	2,50	0,03	0,56	46,90	46,92	46	225	-	89	46	-	0,3	6
28232	30	A	21,75	13,62	0,90	10,28	1,67	-	0,01	0,31	-	0,01	2,70	1,52	nd	nd	46,78	46,78	15	120	2	27	14	-	-	9
28233	31	D	23,62	7,54	2,44	3,52	0,39	0,13	0,02	0,56	0,03	0,88	10,90	1,08	0,05	0,78	48,02	48,05	33	560	-	77	44	-	-	3
28234	32	P	22,1	11,45	1,64	1,43	0,99	0,90	0,03	0,77	-	0,46	10,41	0,74	0,01	0,39	48,68	48,68	8	277	-	70	54	5	-	7
28235	33	P	18,87	10,72	1,26	6,84	1,02	0,72	0,02	0,53	0,01	2,14	8,45	0,50	nd	nd	48,30	48,31	8	214	-	69	41	3	-	7
28236	34	P	16,00	9,19	1,42	9,86	0,57	0,76	0,02	0,57	0,02	3,03	9,36	0,62	nd	nd	46,88	46,90	9	215	-	49	36	-	-	594
28237	35	P	20,00	12,00	1,20	6,15	1,48	0,87	0,02	0,59	-	1,05	7,74	0,49	0,03	0,52	47,86	47,86	6	157	-	52	35	-	-	9
28238	36	A	21,55	12,62	1,43	4,37	1,20	0,71	0,02	0,57	-	0,61	5,98	1,55	nd	nd	48,27	48,27	6	130	-	14	25	-	-	17
28239	37	A	20,35	11,55	1,19	5,57	1,35	0,97	0,02	0,58	0,13	1,67	6,32	0,61	nd	nd	48,98	49,11	597	152	-	30	56	-	-	58
28240	38	A	19,76	12,42	3,14	2,97	0,96	0,13	0,03	0,80	0,10	0,02	10,53	1,41	0,01	0,13	47,56	47,66	10	322	-	114	74	-	-	5
28241	39	A	19,16	12,29	2,36	6,00	1,06	0,09	0,02	0,66	0,01	0,01	8,02	3,08	nd	nd	46,53	46,54	11	204	2	73	50	-	-	3
28242	40	A	19,89	12,27	1,40	8,94	0,75	0,21	0,02	0,56	-	0,05	4,97	3,70	nd	nd	46,62	46,62	10	130	3	50	29	-	-	12
28243	41	A	20,41	11,16	2,33	5,15	0,69	0,20	0,02	0,71	0,16	0,26	8,90	1,85	0,02	0,68	47,46	47,62	11	257	-	103	63	3	-	10
28244	42	A	21,71	13,24	0,65	8,90	1,88	0,20	0,02	0,45	-	0,12	3,25	1,85	0,03	0,38	47,32	47,32	7	83	-	18	18	-	-	17
28245	43	A	19,18	14,10	1,13	9,01	1,39	0,42	-	0,46	-	0,11	4,62	2,02	0,03	1,15	46,38	46,38	30	143	-	37	23	-	-	15
28246	44	M	20,76	14,00	0,41	8,83	1,20	0,81	-	0,37	-	0,99	2,14	2,33	0,03	0,23	47,90	47,90	6	74	2	9	8	-	0,5	23
28247	45	M	20,65	11,69	1,22	2,10	0,95	0,62	0,03	0,78	0,02	0,69	11,60	0,67	0,02	0,10	48,30	48,32	88	374	-	20	49	5	-	20
28248	46	M	19,96	12,19	0,78	4,58	1,48	0,78	0,02	0,59	-	1,60	8,12	0,83	0,03	0,41	48,65	48,65	5	315	-	54	21	5	-	20
28249	47	M	18,79	12,29	1,66	6,93	1,06	0,55	0,02	0,61	-	1,38	6,14	1,52	0,03	0,71	48,31	48,31	10	316	-	53	36	-	-	12
28250	48	M	20,07	12,27	2,33	5,37	0,51	0,22	0,02	0,70	-	0,14	8,91	1,73	0,02	0,31	47,34	47,34	7	561	-	77	45	3	-	6
28251	49	M	19,37	9,68	3,82	5,32	0,26	0,26	0,02	0,65	0,03	1,18	9,11	1,14	nd	nd	46,57	46,60	22	543	2	76	67	-	-	5
28252	50	M	19,83	14,01	1,90	3,45	1,05	1,05	0,02	0,61	0,01	1,02	6,09	0,72	0,01	0,19	48,79	48,80	58	242	3	28	42	-	-	29
28253	51	M	20,43	11,92	2,99	0,99	1,18	0,64	0,03	0,74	0,17	0,30	11,42	0,90	nd	nd	47,80	47,97	740	453	2	49	85	-	-	7
28854 A	52	S	4,32	1,05	0,84	0,15	0,04	0,01	0,01	0,11	3,75	2,54	37,53	3,83	0,02	0,01	40,04	43,79	56662	99	1	249	413	-	-	3
18856	53	D	21,26	7,11	7,39	4,84	0,66	0,01	0,02	0,64	0,01	0,81	10,13	1,87	nd	nd	47,51	47,52	27	41	2	53	45	-	-	3
18857	54	D	22,56	6,71	4,11	6,44	0,56	0,01	0,02	0,53	0,06	0,78	6,89	3,26	nd	nd	47,41	47,47	16	479	1	53	37	-	-	3
18858	55	D	20,80	8,18	5,80	2,20	0,88	-	0,02	0,82	0,01	0,08	10,71	2,02	0,06	0,89	47,46	47,47	37	506	-	59	54	-	-	4
18859	56	D	22,52	6,85	4,23	4,21	1,26	0,01	0,02	0,60	-	1,07	8,99	1,50	nd	nd	48,06	48,06	77	538	-	38	39	-	-	3
18860	57	C	22,33	2,28	0,76	0,25	0,06	0,50	0,01	0,35	0,56	4,00	48,10	1,84	nd	nd	48,10	48,66	2213	121	-	56	121	10	-	13
18861	58	C	13,15	3,89	1,04	0,56	0,10	1,02	0,01	0,19	0,21	5,86	20,11	1,81	0,02	0,63	51,33	51,54	235	307	-	205	92	5	-	6
18862	59	S	13,28	1,82	0,96	0,21	0,03	0,17	0,01	0,09	2,07	6,12	26,67	2,79	nd	nd	43,92	45,99	13300	202	-	72	152	-	-	10
18863	60	C	10,67	2,39	0,69	2,47	0,01	-	0,01	0,20	22,27	1,48	25,56	2,61	nd	nd	30,20	52,47	7325	209	15	304	476	45	-	214
18864	61	P	20,66	14,32	1,60	0,54	2,14	1,01	0,03	0,74	0,08	0,20	8,63	0,95	0,01	0,63	48,46	48,54	19	281	3	58	4	-	-	12
18865	62	P	16,94	11,18	2,74	6,74	2,10	0,82	0,02	0,47	0,01	2,77	6,40	0,68	nd	nd	48,50	48,51	2	139	2	35	16	-	-	10
18866	63	P	19,38	13,58	1,48	5,97	2,91	0,87	0,02	0,40	-	1,93	3,52	0,45	nd	nd	48,86	48,86	1	92	1	28	10	-	-	17
18867	64	P	18,70	13,10	1,94	4,97	2,49	0,83	0,02	0,73	-	1,51	5,56	0,62	0,01	0,28	49,24	49,24	106	151	1	37	13	-	-	18
13868	65	S	14,97	8,94	2,70	9,06	0,80	0,22	0,01	0,60	1,81	1,99	10,91	1,11	nd	nd	46,07	47,88	12294	372	3	114	67	-	-	3
18869	66	D	28,40	6,82	3,82	4,94	0,14	0,07	0,02	0,64	-	1,15	10,51	0,66	nd	nd	48,15	48,15	32	433	3	42	35	3	-	2
18870	67	F	19,81	8,86	4,82	0,09	-	0,01	0,02	0,89	0,30	0,02	16,25	1,65	0,02	0,26	46,56	46,86	3699	524	1	61	58	-	-	3
18871	68	F	20,83	10,80	1,72	3,72	1,22	0,37	0,02	0,54	0,29	0,84	10,15	1,04	nd	nd	47,37	47,64	1924	248	2	41	45	10	-	2726
18872	69	P	22,51	15,32	0,75	2,65	3,07	1,16	0,02	0,48	-	0,53	3,47	0,31	nd	nd	49,11	49,11	52	111	3	9	10	10	-	22
18873	70	P	16,44	8,42	1,99	11,91	0,94	0,37	0,01	0,53	-	2,88	8,10	0,47	0,03	0,43	47,48	47,48	18	255	1	43	24	-	-	4
18874	71	P	20,35	12,19	1,74	4,71	2,00	0,81	0,02	0,56	-	1,06	7,10	0,71	nd	nd	48,13	48,13	37	164	2	39	19	-	-	9
18875	72	M	22,15	12,95	1,66	3,41	2,37	0,84	0,02	0,50	-	1,03	4,86	0,48	nd	nd	49,13	49,13	44	159	3	26	18	-	-	13
18876	73	M	21,87	13,06	0,44	5,63	2,86	1,10	0,01	0,43	0,01	1,72	1,66	1,50	0,01	0,13	49,58	49,59	75	58	2	12	10	-	-	9
18877	74	F	21,40	11,80	2,25	1,34	1,53	0,66	0,02	0,72	0,14	0,39	10,15	0,92	nd	nd	47,87	48,01	1709	286	-	62	43	3	-	6
18878	75	M	21,26	14,48	1,06	2,59	2,55	1,22	0,02	0,59	-	0,77	5,29	0,53	nd	nd	49,02	49,02	31	147	-	14	23	3	-	29
18879	76	M	21,00	13,55	1,74	3,97	2,25	0,56	0,02	0,56	-	0,31	6,33	1,29	0,01	0,62	47,79	47,79	7	197	1	30	26	3	-	9
18880	77	A	20,40	15,15	1,67	3,52	3,12	0,93	0,02	0,43	0,01	0,41	5,24	0,39	nd	nd	47,49	47,50	14	137	3	16	21	-	-	14
18881	78	M	20,33	12,59	2,76	2,59	3,55	0,32	0,02	0,58	-	0,04	8,36	1,39	nd	nd	46,85	46,85	23	162	2	40	36	-	-	3
18882	79	M	21,64	13,16	2,17	2,80	3,94	0,54	0,01	0,48	0,01	0,11	6,47	1,15	0,01	0,30	47,21	47,22	32	105	1	28	19	-	-	6
18883	80	M	20,35	12,69	1,87	3,06	1,71	0,12	0,02	0,46	-	0,19	5,09	2,16	nd	nd	46,67	46,67	20	114	1	31	22	-	-	8
18884	81	P	21,17	14,43	1,75	2,49	2,62	0,90	0,02	0,62	0,09	0,24	5,53	1,01	nd	nd	48,51	48,60	30	116	3	35	30	3	-	15
18885	82	P	22,30	14,56	1,47	0,89	3,37	1,15	0,02	0,58	-	0,09	5,64	0,80	0,02	0,38	48,43	48,43	5	100	3	19	18	-	-	12
18886	83	P	19,76	14,57	1,30	2,25	2,25	1,57	0,02	0,68	-	0,69	6,72	0,91	nd	nd	48,56	48,56	3	102	1	17	11	-	-	18
18887	84	D	21,47	7,10	2,59	1,86	0,03	0,01	0,02	0,76	0,01	1,23	14,89	1,42	nd	nd	48,00	48,01	36	150	-	42	27	5	-	4

Numéro de l'échantillon	Numéro d'ordre	Nature Pétro.	Si gr	Al gr	Mg gr	Ca gr	Na gr	K gr	H^- gr	H^+ gr	S gr	C gr	Fe^{2+} gr	Fe^{3+} gr	P gr	Ti gr	O gr	S+O	Cu	Zn	Pb	Ni	Co	Bi	Cd	B
18888	85	F	17,25	11,63	1,69	0,04	0,02	1,01	0,01	0,91	0,06	-	20,15	1,44	0,01	0,26	45,34	45,40	117	112	-	24	19	8	-	8
18898A	86	P	18,60	11,53	2,33	3,78	0,79	1,70	0,02	0,70	-	1,32	10,59	0,80	0,01	0,13	47,70	47,70	15	112	-	28	28	0	0,03	7
18890	87	P	23,28	14,94	0,86	0,31	1,43	3,63	0,02	0,58	0,01	0,10	4,73	0,71	nd	nd	48,78	48,79	81	40	-	22	12	-	-	15
18891	88	P	18,01	5,28	1,29	12,10	1,83	0,26	0,01	0,41	0,01	3,67	7,98	0:67	0,03	1,89	46,51	46,52	418	83	-	16	27	-	-	8
18892	89	M	23,41	14,84	0,22	3,13	2,93	1,85	0,03	0,48	-	0,97	0,99	0,39	nd	nd	50,15	50,15	2	16	-	3	-	3	-	30
18893	90	M	18,83	8,53	2,82	7,20	0,73	0,42	0,02	0,60	-	2,19	9,21	0,96	nd	nd	48,07	48,07	6	16	-	82	36	-	-	6
18894	91	P	20,30	13,58	1,09	5,48	2,63	0,95	0,02	0,52	-	1,73	3,56	0,41	0,02	0,25	49,46	49,46	-	49	1	21	13	5	-	14
18895	92	P	20,86	12,49	1,10	5,93	2,26	0,95	0,01	0,48	-	1,80	2,57	1,59	nd	nd	49,36	49,36	-	47	3	14	10	-	-	19
18896	93	P	20,70	11,25	1,33	6,37	1,89	0,80	0,03	0,52	-	1,95	4,55	0,68	nd	nd	49,32	49,32	-	46	3	15	9	-	-	9
18897	94	P	22,62	14,96	1,44	0,44	1,67	2,20	0,03	0,83	-	0,14	6,02	0,84	-	0,13	48,88	48,88	67	52	-	17	11	5	-	17
18898	95	X	19,12	12,29	1,14	6,93	2,03	1,06	0,02	0,56	-	2,19	4,10	0,58	nd	nd	49,37	49,37	17	46	-	9	10	3	3	16
18899	96	X	16,18	6,19	1,24	14,91	0,17	0,35	0,01	0,33	0,09	4,71	5,88	0,72	nd	nd	48,56	48,65	522	59	-	14	28	3	0,8	15
18900	97	X	20,31	15,87	0,89	0,37	0,53	1,15	0,03	0,63	0,08	0,13	11,10	1,09	0,01	0,13	47,68	47,76	10	65	1	11	21	-	-	8
19001	98	X	20,73	12,27	1,58	4,86	1,76	1,63	0,02	0,40	-	2,23	3,96	0,49	nd	nd	49,45	49,45	9	27	-	10	4	-	0,5	10
19002	99	X	20,10	11,39	1,19	5,30	0,58	0,51	0,02	0,41	-	2,18	8,38	0,83	nd	nd	48,49	48,49	7	76	-	14	20	-	-	10
19003	100	X	19,63	10,73	2,01	4,71	0,38	0,32	0,01	0,36	0,02	2,47	10,24	0,62	0,02	0,26	48,22	48,24	42	113	-	49	27	-	-	9
19004	101	X	24,73	11,09	1,06	1,87	0,48	0,52	0,01	0,36	0,03	1,07	8,29	1,06	nd	nd	48,96	48,99	453	131	-	43	43	3	-	206
19005	102	X	21,48	11,56	1,54	2,72	0,84	0,41	0,01	0,52	0,09	1,46	9,35	0,87	nd	nd	48,84	48,93	341	160	-	61	39	-	-	9
19006	103	X	23,84	12,76	0,95	2,65	2,45	0,97	0,02	0,47	0,22	1,23	3,04	0,89	0,01	0,38	50,12	50,34	95	33	1	23	17	-	-	10
19007	104	X	22,42	12,71	1,41	3,04	1,90	0,96	0,01	0,53	0,03	1,11	5,67	0,24	nd	nd	49,35	49,38	17	47	-	29	11	5	0,3	12
19008	105	X	21,64	11,14	1,65	5,25	2,03	0,51	0,02	0,57	0,01	1,64	5,00	0,32	nd	nd	49,60	49,61	6	60	-	40	16	-	-	8
19009	106	X	19,88	10,24	2,46	6,53	1,77	0,36	0,02	0,61	-	2,04	6,36	0,40	0,02	0,13	49,18	49,18	9	67	-	56	20	-	-	6
19010	107	X	21,32	11,00	1,78	4,62	1,94	0,83	0,02	0,66	0,03	1,46	5,74	0,46	nd	nd	49,53	49,56	6	61	-	26	19	-	-	7
19011	108	M	18,89	10,83	3,14	5,35	1,68	0,34	0,02	0,55	-	1,67	8,28	0,62	nd	nd	48,01	48,01	11	111	-	53	37	-	0,3	4
19012	109	M	18,88	10,19	2,99	5,77	1,65	0,26	0,02	0,64	0,01	1,77	7,16	0,56	0,02	0,13	48,95	48,96	12	102	-	77	35	-	0,30	3
19013	110	M	21,27	11,05	2,80	4,12	1,83	0,49	0,02	0,65	-	1,18	6,40	0,37	nd	nd	49,20	49,20	9	79	-	26	23	3	-	7
19014	111	M	22,17	13,19	0,79	5,85	2,40	1,47	0,02	0,50	-	0,97	2,05	0,87	nd	nd	49,10	49,10	7	29	2	10	5	-	-	14
19015	112	M	19,83	12,05	2,64	5,09	1,54	0,85	0,03	0,66	-	0,29	7,85	1,15	0,01	0,76	47,25	47,25	173	73	-	55	35	-	-	6
19016	113	A	18,89	10,70	2,89	5,81	0,08	-	0,02	0,61	0,01	0,02	8,05	3,52	nd	nd	45,78	45,29	53	95	-	96	40	-	-	3
19017	114	D	23,31	6,73	3,88	7,02	0,03	0,01	0,01	0,48	0,11	0,61	6,77	3,36	nd	nd	47,26	47,37	86	100	4	59	49	-	-	2
19018	115	F	21,49	4,15	0,99	7,63	0,35	0,02	0,01	0,42	0,52	0,33	12,16	1,24	0,18	0,06	47,45	47,97	60	63	-	61	56	3	0,8	11
19019	116	P	21,22	12,50	1,61	0,11	1,63	1,17	0,03	0,71	-	0,02	11,88	1,08	nd	nd	47,42	47,42	16	65	-	18	9	5	-	7
19020	117	P	21,81	12,51	0,83	5,58	2,57	0,66	0,02	0,52	-	1,49	3,19	0,57	nd	nd	49,63	49,63	11	27	-	20	4	-	-	11
19022	118	M	22,36	11,23	1,12	7,54	1,69	0,52	0,02	0,47	0,01	1,26	3,40	1,22	0,02	0,26	48,86	48,87	12	33	1	13	7	-	-	11
19023	119	M	20,12	9,91	1,97	7,15	1,11	0,31	0,02	0,57	-	1,64	6,93	1,30	nd	nd	48,35	48,35	13	53	-	34	16	3	-	8
19024	120	M	20,56	12,01	1,88	5,78	2,12	0,68	0,02	0,57	-	1,49	4,52	0,59	0,03	0,59	49,15	49,15	7	49	-	26	17	-	-	10
19025	121	M	20,04	10,89	3,69	5,35	1,16	0,37	0,02	0,65	-	1,01	7,10	0,00	0,03	0,38	48,30	48,30	5	94	-	89	39	-	-	14
19021	122	D	22,10	7,20	3,45	7,18	0,79	0,02	0,02	0,56	0,13	1,15	6,86	1,17	0,29	0,89	48,15	48,28	56	99	-	110	11	-	0,3	3
ENSEMBLE 2 = PROFIL VERTICAL DE LA LENTILLE DE MINERAI N°4 (Du Niveau - m au Niveau - m)																										
19026	1	S	11,67	8,74	2,37	1,37	0,54	0,19	0,02	0,65	1,56	2,64	23,12	2,36	0,01	0,04	43,45	45,01	11897	462	-	147	147	-	-	-
19027	2	S	15,73	4,78	0,92	0,21	0,29	0,12	0,01	0,20	2,92	4,44	22,45	2,92	0,008	0,05	43,91	46,83	16246	272	-	63	141	-	-	12
19028	3	S	4,02	1,59	2,16	12,39	0,26	0,01	0,01	0,11	10,19	6,21	18,58	1,90	0,01	0,25	36,23	46,42	59900	412	-	167	491	-	0,8	28
19029	4	S	8,03	1,95	0,66	1,56	0,22	0,02	0,01	0,08	22,37	0,54	22,39	2,28	0,04	-	21,60	43,97	176900	123	-	691	4636	-	-	9
19030	5	S	14,02	7,74	2,85	1,33	0,46	0,03	0,03	0,71	4,95	0,77	20,12	2,05	0,03	0,19	40,15	45,10	44700	481	-	304	196	-	-	5
19031	6	S	12,45	7,65	3,00	6,98	0,37	0,03	0,02	0,54	3.37	2,04	17,11	1,75	0,07	1,11	41,54	44,91	28519	781	-	193	142	-	-	4
18854 A	7	S	4,32	1,05	0,84	0,15	0,04	0,01	0,01	0,11	3,75	2,54	37,53	3,83	0,02	0,01	40,04	43,79	56700	99	1	249	413	-	-	3
19032	8	S	1,24	0,70	0,65	2,48	0,01	-	-	0,06	26,37	1,12	24,09	2,45	0,12	-	15,03	41,40	256300	165	-	138	147	-	3	3
19033	9	S	2,54	0,15	0,16	1,90	0,04	-	0,01	0,20	29,25	0,63	23,45	2,39	-	-	15,01	44,26	241800	173	-	404	219	20	3	7
ENSEMBLE 3 = PROFIL DU FORAGE 9C - 163																										
19034	I	P	21,75	14,78	0,46	1,40	1,96	2,48	0,01	0,52	0,11	0,31	5,33	0,80	nd	nd	49,42	49,53	53	70	-	16	5	5	-	15
19035	2	P	21,24	10,25	0,90	3,32	0,88	1,45	0,01	0,35	0,22	1,17	12,31	1,06	nd	nd	46,31	48,53	641	176	-	24	22	-	-	11
19036	3	P	24,39	13,85	0,34	1,53	1,59	3,00	0,02	0,52	0,01	0,51	3,54	0,37	nd	nd	49,71	49,72	33	60	-	-	-	-	-	16
19037	4	C	8,08	2,68	1,52	12,42	0,25	-	0,01	0,21	0,50	7,17	18,97	1,94	nd	nd	45,15	45,65	4600	123	0	49	44	-	-	4
19038	5	P	22,90	12,88	0,20	5,47	2,82	1,23	0,01	0,42	0,01	1,74	1,28	0,28	nd	nd	50,12	50,13	21	30	3	3	-	-	-	19
19039	6	P	23,11	13,55	0,30	4,02	3,21	1,24	0,02	0,52	0,06	1,24	1,68	0,28	nd	nd	50,14	50,20	98	43	2	8	7	-	-	26
19040	7	P	23,47	17,63	0,45	0,21	3,64	1,06	0,02	0,55	0,01	0,05	1,69	0,52	nd	nd	50,05	50,06	17	48	-	8	2	-	-	82
19041	8	P	21,94	14,52	1,41	2,42	2,64	0,78	0,02	0,44	0,01	0,78	5,11	0,52	nd	nd	48,74	48,75	204	112	-	26	8	3	-	19
19043	9	M	22,65	11,06	1,59	4,06	1,88	1,00	0,02	0,54	0,01	1,42	5,25	0,43	nd	nd	49,45	49,46	263	101	-	25	5	3	-	19
19044	10	M	22,35	11,74	1,49	4,25	1,80	1,55	0,02	0,45	-	1,36	5,17	0,28	nd	nd	48,90	48,90	29	98	-	22	9	-	-	19
19045	11	S	15,14	3,66	2,02	13,90	0,19	-	0,01	0,40	2,37	4,36	9,06	0,92	nd	nd	45,85	48,22	14200	231	-	391	110	-	-	4
19046	12	M	22,87	13,71	1,37	1,79	3,92	1,15	0,02	0,42	-	0,47	4,66	0,73	nd	nd	48,25	48,25	31	152	-	26	4	-	-	15
19047	13	M	23,96	12,14	1,71	3,19	4,37	0,43	0,02	0,35	-	0,49	4,15	0,43	nd	nd	48,11	48,11	13	183	-	16	16	-	-	7
19048	14	M	24,65	14,40	0,45	2,03	4,69	1,40	0,01	0,34	0,01	0,50	1,32	0,52	nd	nd	49,05	49,06	17	50	-	3	5	-	-	20
19049	15	M	23,57	12,17	2,41	1,01	4,51	0,43	0,02	0,48	0,01	0,14	6,13	0,45	nd	nd	48,02	48,03	7	172	-	28	17	-	1	6
ANALYSES QUI NE SONT PAS INTEGREES DANS L'UN DES TROIS ENSEMBLE PRECEDENTS (voir : colonne " remarques " .)																										
Numéro de l'échantillon	Remarques	Nature Pétro.																								
19306 1	1		24,47	13,74	0,19	1,42	1,60	2,97	0,02	0,61	0,007	0,53	3,80	0,69	0,02	0,10	49,83	49,84	5	66	-	7	5	-	0,5	14
19427 B	1,2		19,70	13,87	0,74	7,37	1,58	1,01	0,02	0,57	0,005	1,07	3,38	1,90	0,03	0,26	48,49	48,50	7	122	-	18	18	-	3	23
19432 3	1,2		20,19	13,72	0,70	7,49	1,58	0,96	0,02	0,57	0,004	1,01	3,33	1,64	0,03	0,19	48,55	48,55	4	111	-	16	17	-	0	14
18854 B	3		10,70	7,29	2,16	0,09	0,04	-	0,02	0,48	9,87	0,03	24,94	2,54	0,01	0,09	32,49	42,36	90800	513	-	676	390	-	0	3
18555	3		11,34	4,43	1,70	3,38	0,07	-	0,01	0,47	11,41	0,95	20,74	2,11	0,03	0,35	32,81	44,22	100700	396	-	362	811	-	0	4
18847 A	1		21,20	18,89	1,68	3,72	2,37	0,64	0,02	0,54	0,01	0,30	6,34	1,06	nd	nd	47,84	47,85	3	167	1	167	2	-	0	3
18885 A	1		21,04	8,09	5,70	2,34	0,91	-	0,02	0,78	0,001	0,07	10,54	2,14	nd	nd	47,31	47,31	48	542	1	71	60	-	5	3
18889	2		19,48	12,80	2,77	0,27	0,75	1,64	0,02	0,84	0,002	0,06	12,93	0,71	nd	nd	47,34	47,34	17	116	-	39	31	-	0	5
18889 A	1		18,52	11,96	2,32	3,58	0,85	1,63	0,01	0,70	0,001	1,19	10,45	0,78	0,19	0,02	47,78	47,78	14	102	2	34	26	-	0	6

REMARQUES : 1 = Echantillon analysé deux fois sous des numéros différents, afin de déterminer la précision des analyses. Pour plus de détails cf. chapitre V , paragr. I,C.

2 = Echantillons non localisés par suite d'un défaut lors de la numérotation des échantillons.

3 = Echantillons de minerai prélevés dans la même lentille minéralisée que l'échantillon n° 18854 B (ensemble I) . Ils ne font pas partie de ce profil mais servent à composer entre eux des échantillons de minerai provenant de la zone minéralisée principale.

Tous ces échantillons ne sont pas incorporés dans les études statistiques mono-bi- et multivariable. / nd = non déterminé.

ANNEXE 3-FACTEURS DE CONVERSION POUR DETERMINER LES POIDS D'ELEMENTS D'APRES LES POIDS D'OXYDES CONTENUS DANS LES ECHANTILLONS.

Si= 0,467 SiO_2

Al= 0,529 Al_2O_3

Mg= 0,603 MgO

Ca= 0,715 CaO

Na= 0,742 Na_2O

K = 0,830 K_2O

H = 0,112 H_2O

S = 0,501 SO_2

C = 0,273 CO_2

Fe^{2+} 0,777 FeO

Fe^{3+} 0,699 Fe_2O_3

P = 0,436 P_2O_5

Ti= 0,599 TiO_2

A N N E X E N° 4

RAPPEL DE NOTIONS DE STATISTIQUES ET TECHNIQUES STATISTIQUES MULTIVARIABLES

I RAPPEL DES NOTIONS STATISTIQUES

Les raisonnements mathématiques utilisés en statistiques ont déjà été décrits par de nombreux auteurs (MILLER et al.,1962; KRUMBEIN et al.,1965 etc .). Ils ont été récemment repris par BUFFET (1973).

Afin que le grand intérêt des techniques statistiques utilisées soit accessible aux lecteurs non initiés , il paraît utile de rappeler quelques notions statistiques fondamentales, et d'expliquer les raisonnements suivis.

Cet exposé est inspiré de celui de BUFFET (1973).

A) Présentation des résultats, espaces à n dimensions

Le tableau des analyses (p. 369) comporte n lignes, p colonnes, chaque ligne représentant la mesure des différentes variables dans un échantillon (en tout n = 147) et chaque colonne représentant la distribution d'une variable (en tout p = 23) dans l'ensemble des échantillons (fig. A 4/1).

VARIABLE / ECHANTILLON		SiO_2 p=1	Al_2O_3 p=2	- - - - - -	Cu 15	- - - - - -	B 22
8803	n=1	44.75	17.25		86		6
8804	2	40.00	15.00		7		3
⋮							
8840	n=38	40.70	22.60		10		5
⋮							
9049	147	49.80	22.70		7		6
		%oxyde	%oxyde		ppm.		ppm.

fig. A4/1 Mode de présentation du tableau des analyses

- La liste des valeurs données par la ligne n°28203 (par exemple) représente l'échantillon n° 28203 exprimé par ses 23 variables. Cette liste peut donc être considérée comme celle des 23 composantes d'un vecteur "échantillon" représenté dans l'espace à n = 23 dimensions des variables.

- De même, la liste donnée par la colonne Cu (par exemple) représente la répartition de la variable cuivre, dans l'ensemble des 147 échantillons. Cette liste peut donc être considérée comme celle des 147 composantes d'un vecteur "variable", représenté dans l'espace à n = 147 dimensions des échantillons.

Les représentations géométriques dans des espaces à $n \geqslant 3$ dimensions sont abstraites et il faudra donc utiliser d'autres modes de représentation, se servant des vecteurs, car les calculs sur les vecteurs demeurent possibles dans les espaces à n dimensions.

Avant d'aborder les modes de représentation statistiques multivariables, quelques notions de statistiques univariables utiles à la compréhension du texte, sont rappelées.

B) Moyenne ($\bar{x}$)

Les valeurs $x_1, x_2 \ldots x_i, x_n$ d'une variable donnée, ont été mesurées dans n échantillons. La valeur moyenne de cette variable sera désignée par :

$$\bar{x} = \frac{\sum x_i}{n}$$

C) Variable centrée (x^*)

Centrer une variable revient à définir une nouvelle variable x^*, telle que :

$$x_i^* = x_i - \bar{x}$$

D) Variance mathématique (σ^2) (utilisée dans l'étude de la précision des analyses ch.V,§ I,C).

La variance σ^2 est définie par la relation générale :

$$VAR = \frac{\sum (x_i - \bar{x})^2}{n-1} = \frac{\sum (x_i^*)^2}{n-1} = \sigma^2$$

E) Variance statistique (utilisée dans tous les autres calculs d'écart-type de ce mémoire)

$$VAR_{stat} = \frac{\sum (x_i - \bar{x})^2}{n-1} = \frac{\sum (x_i^*)^2}{n-1} = \sigma^2_{stat}$$

F) Ecart-type (σ)

C'est la racine carrée de la variance :

$$\sigma = \sqrt{\sigma^2}$$

G) Coefficient de variation ou variabilité :

$$v = \frac{\sigma}{\bar{x}}$$

H) Covariance (COV)

La covariance de deux variables est la moyenne du produit de ces variables centrées :

$$COV\ (x_i, y_j) = MOY\ (x_i^*, y_j^*)$$

II METHODES DE REPRESENTATION, NOTIONS DE DIRECTION DE PROJECTION, DE COMBINAISON LINEAIRE ET DE COEFFICIENT DE CORRELATION

L' exemple choisi par BUFFET (1973) est repris ici, pour expliquer les méthodes de représentation d'un nuage de points. Il s'agit d'un cas très simple (p = 2) permettant cependant de comprendre les bases des méthodes statistiques univariables.

A) Projection des échantillons (ou) des variables dans un repère géométrique.

Voici un extrait simplifié d'un tableau d'analyses de basaltes :

VARIABLE / ECHANT.	x = Al	y = Mg
1	10	4
2	9	2
3	11	4
4	10	2
5	7	5
6	8	3
7	7	6
8	6	10
9	6	8
10	6	6
VAR	3.2	6
COV	-3.3	

Tableau N° A 4/ 1.

La représentation plane des variables ou des échantillons de ce tableau peut être vue et repérée de trois manières différentes :

1) Dans un repère quelconque , non normé et dont les axes font entre eux des angles quelconques

2) Deuxième type de représentation

Dans un repère orthonormé

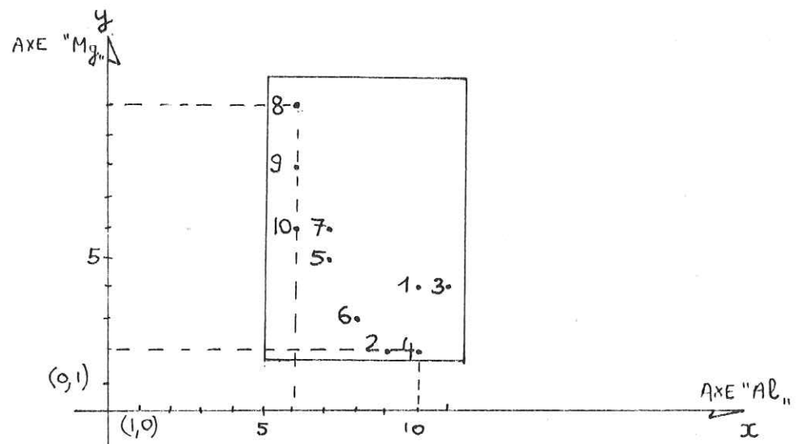


fig. A4/2 .

A chaque échantillon est associé le couple de valeurs x(Al) et y(Mg) :

- x est la composante Al du vecteur échantillon, déterminée par la mesure sur l'axe x(Al) de la projection du vecteur échantillon parallèlement à l'axe y(Mg).

- y étant la composante Mg du vecteur échantillon, déterminée par la mesure sur l'axe y(Mg) de la projection du vecteur échantillon parallèlement à l'axe x(Al).

Les axes x et y ayant la propriété d'être orthonormés, les directions de projections seront orthogonales.

3) Troisième type de représentation (généralisation à n dimensions)

Elle fait appel à la notion d' hyperplan (symbole = $H_x(p)$, x étant la

variable associée à l' hyperplan; p étant le niveau de l' hyperplan).

Dans un espace à n dimensions (= espace R^n), un hyperplan est un sous-espace à n - 1 dimension (= espace R^{n-1}).

Ainsi :

- lorsqu'un nuage de points est représenté dans un espace à 1 dimension (droite) les hyperplans associés sont des points (espaces sans dimensions).

- les hyperplans associés à un espace R^2 (plans) sont des droites d'équation : $ax + by = c$ (c= niveau de l' hyperplan)

- les hyperplans associés à un espace R^3 (représentables dans un volume) ont pour équation celle d'un plan :

$$ax + by + cz = d \quad (d = \text{niveau de l'hyperplan})^*$$

- les hyperplans associés à un espace R^4 ont pour équation celle d'un espace R^3 :

$$ax + by + cz + dw = e \quad (e = \text{niveau de l' hyperplan})$$

Ces équations de forme linéaire, ou combinaisons linéaires, définissent des hyperplans dans les espaces considérés.

Chaque famille d'hyperplans est définie par les hyperplans de différents niveaux. Les hyperplans d'une famille sont parallèles entre eux.

Si on prend le cas des hyperplans associés à un espace R^2 :

$(H_x(c))$ $ax + by = c$

Si c= 0 $\quad ax + by = 0$ (hyperplan H_x de niveau 0)

= 1 $\quad ax + by = 1$ (" " " 1)

= p $\quad ax + by = p$ (" " " p)

La représentation graphique précédente (fig.A 4/2) peut être simplifiée en ne conservant plus que les directions de projection parallèles à Al et à Mg. Les directions de projection associées au vecteur "échantillon" dans un espace à 2 dimensions sont des exemples d'hyperplans de forme linéaire:

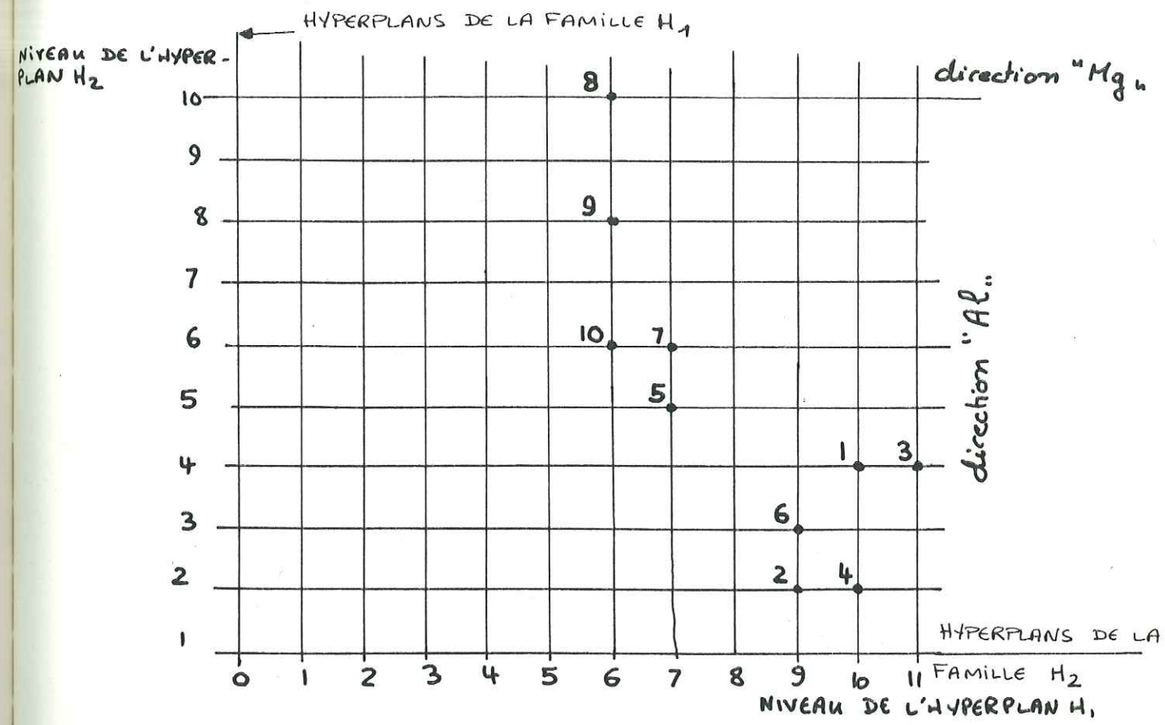
$ax + by =$ pour Al a=1 b=0 Famille d'hyperplans $H_{Al(2)}$

pour Mg a=0 b=1 Famille d'hyperplans $H_{Mg(1)}$

En traçant différents niveaux des hyperplans $H_{Al(2)}$ et $H_{Mg(1)}$ on obtient

* La carte topographique est un hyperplan associé aux objets à 3 dimensions que sont les formes du relief : elle est l'hyperplan de niveau 0 de projection de la surface topographique. La courbe de niveau +100 m est la projection sur $H_{(0)}$ de l'intersection topographie/ $H_{(100)}$.

la grille de la figure n° A 4 /3:



Si on compare maintenant les représentations des figs.A 4/2 etA 4/3, on remarque que les deux nuages de points figurés sont parfaitement superposables.

Dans ce troisième type de représentation, on a donc assimilé une variable représentable par un vecteur "variable", à une <u>direction de projection</u>. Cette notion est utile pour la compréhension de l'analyse en composantes principales.

L'utilisation de la notion de direction de projection peut être illustrée en cherchant la signification d'une combinaison linéaire entre variables.

<u>B) Combinaison linéaire entre variables</u>

On peut définir une nouvelle variable Z, combinaison linéaire entre deux ou plusieurs variables.

Dans l'exemple choisi Z est la combinaison linéaire entre les deux variables Al et Mg du tableau n° A 4 / 1:

Z = Al + Mg (ou sous forme générale Z = ax + by)

Z, vecteur somme de deux vecteurs variable, parfaitement définis dans un espace R^2, étant situé dans le plan défini par les vecteurs Al et Mg, est lui-même parfaitement défini dans l'espace R^2.considéré:

les valeurs de Z calculées d'après le tableau n°A 4/ 1 sont:

Z = 14,11,15,12 12,11,13,16,14,12 $\bar{Z}$ = 13

Z^*= 1,-2, 2,-1,-1,-2, 0, 3, 1,-1

VAR Z = σ^2 Z = 2,6.

Le tableau défini par le couple de variables (x,Z) est parfaitement repéré dans la nouvelle base orthonormée :

(x =1 , Z = 0)

(x =0 , Z = 1)

Si on veut conserver le même nuage de points, il faut chercher dans l'ancien repère de la fig.A 4/3 les composantes des deux vecteurs déterminant la nouvelle base. Elles sont définies par le système d'équations :

- Condition x=1, Z=0 (niveau 0 de l'hyperplan Z)
  donc Z = x +y = 0 y = -1
- Condition x=0, Z=1 (niveau 1 de l'hyperplan Z)
  donc Z = x +y = 1 y = 1
  Si x = 1 y = 0 etc...

On obtient ainsi la grille de la fig.n°A 4/4, le nuage de points restant toujours superposable à celui des figs.n°A 4/ 2 et 3.(cf.p; suivante)

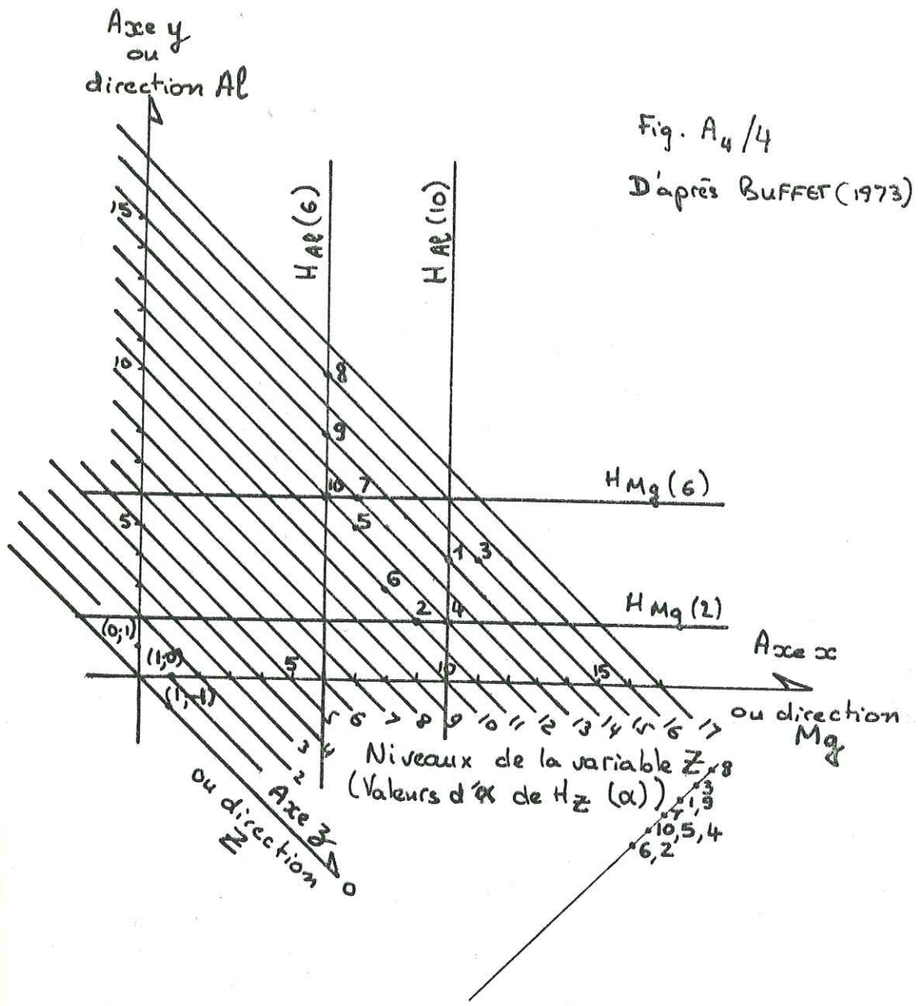
Ce troisième type de représentation présente par rapport au second les avantages suivants :

- Une seule direction de projection, définie par une combinaison linéaire entre les 2 variables, permet de synthétiser les variations de celle-ci.
- La définition de la nouvelle variable "combinaison linéaire entre variables" revient donc à définir une nouvelle direction de projection.
- Les propriétés de ce type de représentation demeurent valables quel que soit le nombre de dimensions de l'espace de référence.

Par conséquent, la droite Z, l'espace R^{n-1}, avec n=2 ,direction de projection associée à la combinaison linéaire :

Z = ax + by

est l'hyperplan orthogonal au vecteur de composantes a et b.



C) Relations entre les combinaisons linéaires et la variance

Si on projette le nuage de points de la fig. selon la direction de projection Z sur un écran perpendiculaire à cette direction, il paraît très serré, et la mesure de la projection des échantillons sur cet écran a une variance faible (VAR Z = 2,6).

On peut choisir d'autres directions de projection, par exemple celle qui, caractérisée par la plus forte variance décrit le mieux le nuage de points. La direction de projection W, associée à la combinaison linéaire :

W = - 0,66x + y

correspond à cette définition.

W = -2,6;-3,9;-3,3;-4,6;0,4;-2,3;1,4;6;4;2 $\bar{W}$ = 0,29

W^* = -2,31;-3,61;-2,97;-4,31;0,69;-2,01;1,69;6,29;4,28;2,33

VAR W = 11,64

Variable	$X_{(Al)}$	$Y_{(Mg)}$	Z	W
Moyenne	8	5	12	-0,29
Variance	3,2	6	2,6	11,64

Tableau n° $A_4/2$

Le tableau n°A 4/2 rappelle la moyenne et la variance des variables X,Y,Z, et W.

On peut projeter le nuage de points selon W, sur un axe V, perpendiculaire

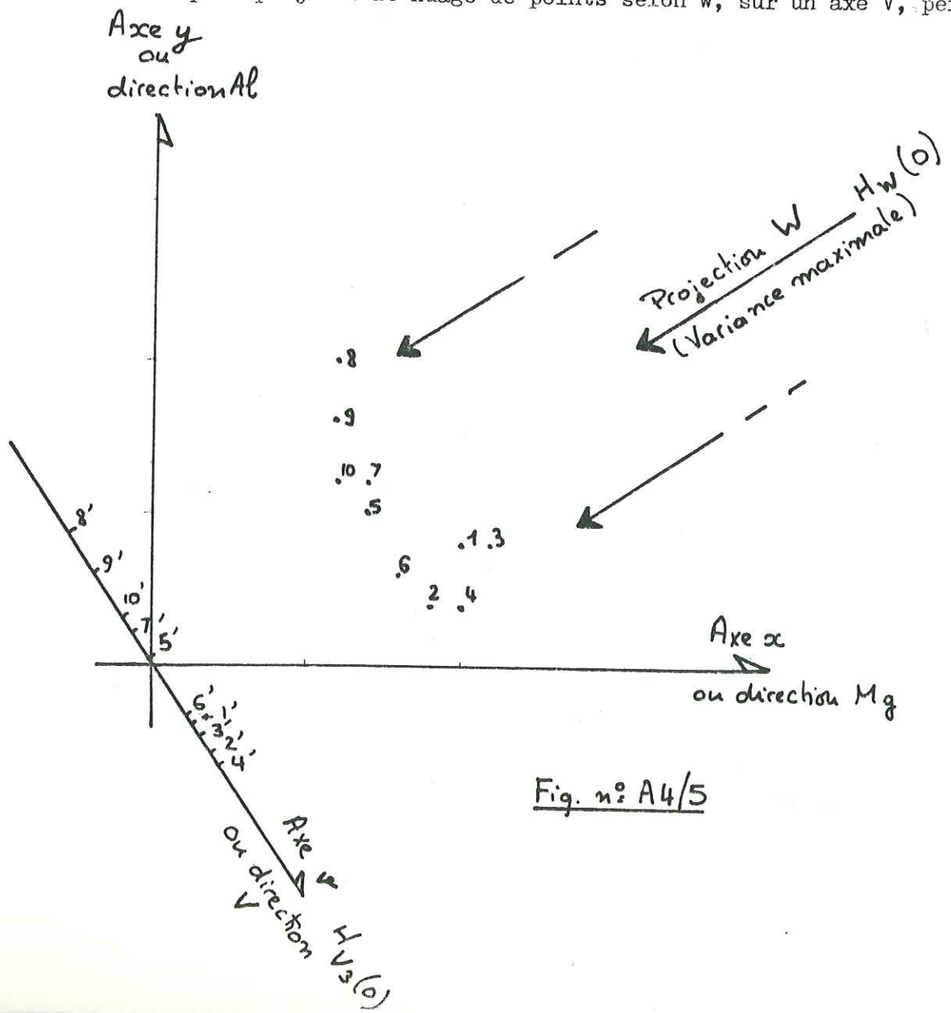


Fig. n° A4/5

L'axe V a pour équation :

V = X + 0,66 Y

Sur V, sous-espace R^1 à 1 dimension, les points apparaîtront fortement discriminés. Parmi toutes les projections possibles, c'est la projection sur V qui rendra compte du maximum des variations caractéristiques de l'ensemble (X,Y) des données. C'est ce type de projection qui sera donc le plus intéressant pour une représentation simplifiée du nuage d'origine.

L'interprétation géologique de la fig.n°A 4/5 permet de distinguer immédiatement un pôle alumineux s'opposant à un pôle magnésien, même si on ne conserve que la projection sur V. Donc si on ne conserve que l'axe V comme représentation géométrique du tableau $A_4/1$, on simplifie la représentation complète originelle à 2 dimensions à une représentation synthétique à une seule dimension. Par l'analyse en composante principale (ici non centrée-non réduite) on a choisi la représentation synthétique qui conserve le maximum d'informations possible.

On pourrait raisonner de même à partir d'un tableau de mesure de 3 variables, représenté complètement dans un espace à 3 dimensions (trièdre trirectangle) dans cet espace on cherchera les 3 axes orthogonaux (nouveau repère trirectangle) sur lesquels la mesure de la projection de chaque échantillon présentera les variances respectivement maximale, moyenne et minimale.

En ne retenant que les 2 premiers axes on définira le plan de projection le plus discriminant.

Généralement ce principe à n dimensions, l'analyse en composante principale permet de visualiser la dispersion des compositions chimiques dans un sous-espace à m dimensions (m étant le nombre de facteurs retenus). Ce sous-espace est lui-même visualisé sur m axes factoriels (mesure des facteurs) ou des plans (plans factoriels définis par 2 axes factoriels) qui permettent, sinon de perdre le moins d'informations possible (cas du plan 1,2), du moins de contrôler l'information non visualisée (cas par exemple du plan 3,4, qui visualise des dispersions indépendantes de celles visualisées sur le plan 1,2).

B I B L I O G R A P H I E

ALBEE A.L., 1962. Relationships between the mineral association, chemical composition and physical properties of the chlorite series. Am. Min., 47, p. 851-870.

ALEXANDER G.B.,HESTON W.M. et ILER R.K., 1954. The solubility of amorphous silica in water. J. Phys. Chem., 58, p. 453-455.

ALLARD G.O., 1953. Structure and mineralization in the Chibougamau area. Thèse de M.A., Quenn's University, Kingston, Ontario.

" 1956. The geology of a portion of McKenzie township, Chibougamau district,Quebec. Unpublished thesis, the John Hopkins University, Baltimore, Maryland.

" 1960. Moitié Sud du canton de McKenzie, partie I, M.M.Q.,R.G.95.

" 1967. Quart Nord-Ouest du canton de Rinfret, M.R.N.Q.,R.P.567.

" 1969. Quart Nord-Est du canton de Lemoine, M.R.N.Q., R.P. 566.

" 1970. Quart Nord-Ouest du canton de Lemoine, M.R.N.Q.,R.P.589.

" 1972. Precambrian geology and mineral deposits of the Noranda-Mattagami area,Quebec; Guidebook for the 24th International Geological Congress, Canada.

" 1976. A volcanogenic model for the ore deposits of the Chibougamau district. Paper presented to the C.I.M.M. meeting, Quebec, Avril 1976.

ALLARD G.O. et CATY J.L., 1969 a. Géologie du quart Nord-Est et une partie du quart Sud-Est du canton de Lemoine, Comté d'Abitibi-Est et de Roberval; M.R.N.Q., R.P. 566.

" et SIMMONS W.B.,1969 b. Blastopoikilitic textures in gabbroic meta-anorthosite of the Dore lake Complex,Chibougamau. The Can. Mineral.,10, part 1,p.126 (abs.).

ARNOLD R.G., 1969. Pyrrhotite phase relations below 304 $\pm$ 6°C, 1 atm. total pressure. Econ. Geol.,64,p. 405-419.

ATKINSON B.K., 1974. Experimental deformation of polycristalline galena, chalcopyrite and pyrrhotite. Inst. Mining Metallurgy Trans., sec. B., v. 83,p. B19-B28.

AUMAITRE R. et BUFFET G., 1973. Minéralogie, Pétrographie et Géochimie des laves spilitiques et des filons basiques associés du massif des Ecrins-Pelvoux(Alpes Françaises Occidentales). Thèse 3ème cycle, Université de Grenoble.

AUTRAN A.,PICOT P. et TROLY G., 1966. Etude d'échantillons des mines Copper Rand, Portage, Opémiska,P.Q.,CDN, B.R.G.M.,Direction Scientifique D.S.66/A 117.

AVRAMTCHEV L., 1973. Quart Sud-Ouest du canton de Barlow, M.R.N.Q.GM-28360.

BARAGAR W.R.A., 1968. Major-element geochemistry of the Noranda volcanic belt, Quebec-Ontario: Can. J. Earth Sci.,5,p.773-790.

BARNARD W.M. et CHRISTOPHER P.A., 1966. Hydrothermal synthesis of chalcopyrite : Econ. Geol., 61,p. 897-902.

BARNES H.L. et CZAMANSKE G.K., 1967 a. Solubilities and transport of ore minerals; ch.8 in Geochemistry of hydrothermal ore deposits; H.L. BARNES Ed.,New York;Holt,Rinehart and Winston.

BARNES H.L. et ELLIS A.J., 1967 b. Ionization in aqueous fluids; Appendix 2 in Geochemistry of hydrothermal ore deposits;H.L. BARNES Ed.,New York; Holt,Rinehart and Winston.

BARTH T.F.W., 1962. Theorical petrology; 2d édition J. Wiley, Ed. Intersciences.

BARTON P.B. Jr, 1973. Solid solutions in the system Cu - Fe - S; 1ère partie= The Cu - S and Cu - Fe - S joins: Econ. Geol.,68,p.455-465.

BASKIN D., 1971. Petrology of the diorite and granophyre zone of the Dore lake complex, M.A. thesis in progress, University of Georgia.

BEACH N.H., 1940. Mechamego lake and Michwacho lake area, Abitibi territory, Quebec;Paper 40-3 et 40-4,G.S.C.,maps 608A et 623A.

BESSON L., 1973. Contribution à l'étude micropaléontologique et géochimique du tertiaire du synclinal d' Annot (Alpes de Hte Provence).Thèse 3ème cycle Grenoble.

BEUGNIES A., GODFRIAUX J. et ROBASZYNSKI., 1969. Contribution à l'étude des phengites. Bull. Soc. belge Géol.Paléont.Hydrol.,77, p.95-146.

BLAKE D.A.W., 1953. Région du lac Waswanipi (moitié Est), M.M.Q.,carte 968, R.G. 59.

BLECHA M., 1966. A study of the variation in chemical composition of certain dykes at the Campbell Chibougamau Mine. Thèse de maîtrise, McGill University, Montréal.

BOCQUET J., 1974. Etudes minéralogiques et pétrologiques sur les métamorphismes d'âge alpin dans les Alpes françaises. Thèse d'état,U.S.M.G. n° A.O.10613, Grenoble.

BRINDLEY, G.W., 1961. Chlorites minerals in the X-ray identification and crystal structures of clay minerals. G. BROWN Ed.,ch.6, p.242-296, London Min. Society.

BRINDLEY G.W. et ROBINSON K., 1951. The chlorite minerals. X-ray identification and crystal structures of clay minerals. Mineral Soc.,London.

BROWN G., 1961. The X-ray identification and crystal structures of clay minerals. Mineral soc.,London.

BUFFET G., 1973. Analyse statistique multivariable: série documentation, Institut Dolomieu, D-1973-24, 40p., Grenoble.

CADIGAN R.A., 1972. Geochemical anomalies and alteration in the Moenkopi formation, Skull creek, Moffat county, Colorado: Geol. Surv. Prof., Pap. 761, 21 p.

CATY J.L., 1970. Pétrographie et Pétrologie du flanc Sud-Est du complexe de lac Doré; Thèse de maîtrise non publiée, Université de Montréal, Montréal, Québec.

CHRISTMANN P.B., 1974.Rapport préliminaire sur la moitié Sud du canton de Scott, comté d'Abitibi-Est, M.R.N.Q., D.P.217.

" 1975.Rapport géologique sur la moitié Sud du canton de Scott, comté d'Abitibi-Est, M.R.N.Q., D.P. 319.

CIMON J., 1971. Rapport géologique préliminaire sur le quart Nord-Ouest du canton de Queylus et le quart Nord-Est du canton de Haüy, M.R.N.Q.,D.P. 56.

" 1973. Possibility of an archean porphyry copper in Quebec. 41th Prosp. and Develop. Convention, March 14.

" 1974. Géologie générale et métallogenèse dans la région de Chibougamau-Chapais. Conf. prononcée devant le club Adams, Université Mc Gill,Montréal,7.02.74.

" 1976 a. Géologie du quart Nord-Ouest du canton de Queylus et du quart Nord-Est du canton de Haüy; M.R.N.Q.,R.P. 613.

" 1976 b. Quart Nord-Est du canton de Queylus; M.R.N.Q., rapport préliminaire, document public D.V.P. 439.

" 1977 a. Quart Sud-Est du canton de Queylus; M.R.N.Q., rapport préliminaire, document public D.V.P. 448.

" 1977 b. Quart Nord-Ouest du canton de Dollier; M.R.N.Q., rapport préliminaire, document public D.V.P. 504.

CIMON J. et GOBEIL A., 1976. The Stella formation :its implication for the genesis and the relative age of mineralization in the Chibougamau mining camp. Can. Inst. Min. and Metal. Bull., 69, n° 767,p.96 (abs.).

CLARK B.R. et KELLY W.C., 1973. Sulfide deformation studies : I. Experimental deformation of pyrrhotite and sphalerite to 2000 b and 500°C; Econ. Geol.,68,p. 332-352.

DANDURAND L., FORTUNE J.P., PERAI R., SCHOTT J. et TOLLON F., 1972. On the importance of mechanical action and thermal gradient in the formation of metal-bearing deposits;Mineral. Deposita.,7,p. 339-350.

DELAND A.N., 1955. Région de Duguesclin-Royal; M.M.Q.,carte 1116, R.P. 318.

" 1959 a. Région de Gradis-Machault; M.M.Q., carte 1242, R.G. 87.

" 1959 b. Région du lac Surprise; M.M.Q., carte 1241, R.G. 87.

DELAND A.N. et GRENIER P.E., 1959. Région de Hazeur-Druillettes; M.M.Q.,R.G.87.

" et SATER G.S., 1967. Région de Duquet-McOuat,Territoire de Mistassini, comté de Roberval; M.R.N.Q., R.G. 126.

DESCARREAUX J., 1973.A petrochemical study of the Abitibi volcanic belt and its bearing on the occurence of massive sulphide ores. C.I.M. Bull.,Février 1973,p. 61.

DICKSON J.A.D., 1965.A modified staining technique for carbonates in thin section. Nature G.B. 205, p. 587.

DUQUETTE G., 1964. Géologie du quart Nord-Ouest du canton de Roy; M.R.N.Q., R.P. 513.

" 1968. Géologie du quart Nord-Ouest du canton de McKenzie; M.R.N.Q., R.P. 573.

" 1970. Stratigraphie de l'Archéen et relations métallogéniques dans la région de Chibougamau. M.R.N.Q., SP. 8.

" 1976. North half of McKenzie and Roy townships and Northwest quarter of McCorkill township. M.R.N.Q.,DP 357.

DUQUETTE G. et MATHIEU A., 1966. Géologie du quart Nord-Est du canton de McKenzie; M.R.N.Q., R.P. 551.

" " 1968. Géologie du quart Nord-Ouest de McCorkill; M.R.N.Q., R.P. (en préparation).

" " 1970. Géologie de la moitié Sud du canton d'Obalski; M.R.N.Q., R.P. 585.

ECKSTRAND O.R., 1963. The crystal chemistry of chlorite: Unpublished Ph.D. thesis, Harvard University.

EUGSTER H.P. et YODER H.S., 1955. The join muscovite-paragonite. Carnegie Inst. Ann. Rept., p.124-126.

FEUERBACH M., 1971. Geology of the Northwest quarter of Scott township, Abitibi-East county, M.R.N.Q., DP 32.

FOSTER M.D., 1960. Interpretation of the composition of trioctahedral micas. Geol. Surv. Prof. Pap. 354-B, 47p.

" 1962. Interpretation of the composition and a classification of the chlorites. U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 414-A.

GAUCHER E.H., 1959. Quart Sud-Est du canton de Roy; M.M.Q., carte 1255, R.P. 379.

" 1960. Quart Sud-Est du canton de Barlow; M.M.Q., carte 1333, R.P. 425.

GILBERT J.E., 1951. Preliminary report of the Bignell area, Mistassini territory, Abitibi-East and Roberval counties,Queb. Dept. Mines, P.R. 247.

" 1955. Région de Branssat-Daine; M.M.Q.,carte 1028, R.G. 64.

" 1958. Région de Bignell; M.M.Q., carte 1180, R.G. 79.

" 1959. Région de Rohault; M.M.Q., carte 1239, R.G. 86.

GILL J.E., 1969. Experimental deformation and annealing of sulfides and interpretation of ore textures: Econ. Geol.,64,p.500-508.

GILLETT L.B., 1957. Région de Vienne; M.M.Q., R.P. 337.

GIRAULT J. 1976. Méthodes d'étude des cristaux transparents par immersion; Mém. n°10,Institut Dolomieu,Grenoble.

GOBEIL A, 1973. Demie Sud du canton de Cuvier, comté d'Abitibi-Est; M.R.N.Q., DP 201.

GOBEIL A., 1979 in Stratigraphie et métallogénie de la région de Chibougamau; Livret-guide de l'excursion B-1.Ass. Géol. du Can. Ass. Min. du Can.

GOLDSCHMIDT V.M.,1958.Geochemistry. Oxford University Press.

GOODWIN A.M., 1977. Archean basin-craton complexes and the growth of Precambrian shields. Can. J. Earth Sci., 14,p.2737-2759.

GOODWIN A.M. et RIDLER R.H., 1970. The Abitibi orogenic belt in Symposium on basins and geosynclines of the Canadian Shield, edited by A.J. BAER, Geol. Surv. of Canada, Pap.70-40,p.1-30.

GRAHAM R.B., 1951. Prem. rept. on Cache Lake area; Northwest quarter of Obalski township, Abitibi-East county, R.P. 259.

" 1956. North half of Obalski township, electoral district of Abitibi-East; Queb.Dept.Mines, G.R. 71.

GRAHAM R.B., 1957. Structure in the Chibougamau area,Quebec. Canadian Inst. of Mining and Metall.,Structural geology of Canadian Ore deposits, vol.2,p. 423-429.

GREASER S. et NIGGLI E., 1967. Zur Verbreitung der Phengite in den Schweizer Alpen; ein Beitrag zur Zoneographie der alpinen Metamorphose: in Etages tecton.,coll. Neuchâtel, La Baconnière, p.89-104.

GRENIER P., 1959. Région de Gamache; M.M.Q., carte 1240, R.G. 87.

GRIGGS D.T., PATERSON M.S., HEARD H.C. et TURNER F.J., 1960. Annealing recristallization in calcite crystal and aggregates. Geol. Soc. Am.,Mem. 79,p.21-38.

GUHA J. et KOO J., 1975. Role of fluid state mobilization during metamorphism of the Henderson ore bodies, Chibougamau, Quebec; Can. Jour. of Earth Sc., 12, p.1516-1523.

HALFERDAHL L.B., 1961. Chloritoïd : its composition X-ray and optical properties, stability and occurence. J. of Petrol.,vol.II.

HARMAN H.H., 1967. Modern factor analysis (2d ed. revised): Chicago Univ. Press, 474 p.

HAWKINS M., 1960. Spectrochemical study of rocks associated with the sulphide deposits of Chibougamau. Unpublished Ph.D. thesis McGill University, Montreal.

HELGESON H.C., 1967. Solution chemistry and metamorphism in : Researches in Geochemistry (P.J. Abelson,Ed.), Wiley,New York,p.362-404.

HEMLEY J.J., 1959. Some mineralogical equilibria in the system K_2O-Al_2O_3-SiO_2 -H_2O. Am. J. Sci.,257, p.241-270.

HEMLEY J.J., MEYER C. etRICHTER D.H.,1961. Some alteration reactions in the system Na_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 424-D, p.338-340.

HEY M.H., 1954. A new review of the chlorites. Min. Mag.,30,p. 227-292.

HIRSCHBERG A. et WINKLER H.G.F., 1968. Stabilitätsbeziehungen zwischen Chlorit, Cordierit und Almandin bei der Metamorphose. Contr. Miner. Petrol., 18, p. 17-42.

HOLLAND H.D., 1965. Some applications of thermochemical data to problems of ore deposits. Econ. Geol.,60, p. 1101-1166.

" 1967 . Gangue minerals in hydrothermal deposits; ch.9 in Geochemistry of hydrothermal ore deposits; H.L. Barnes, Ed., New York; Holt, Rinehart and Winston.

" 1972. Granites solutions and base-metal deposits. Econ. Geol., 67, p. 281-301.

HOLMES S.W., 1959. Région de Fancamp-Haüy; M.M.Q., carte 1237, R.G. 84.

HOLZNER J., 1938. Beiträge zur Kenntniss der varistischen gesteinsund Mineral-provinz in Lahn-Dillgebiet. 7. Eisenchlorite aus dem Lahngebiet; chemischen Formel and Valenzausgleich bei den Eisenchloriten. Neues Jahrb. Min., Beil. Bd., Abt. A, 73, p. 389-418.

HORSCROFT F.D.M., 1958. Quart Sud-Ouest du canton de Roy; M.M.Q., R.P.370.

HOSCHEK G., 1967. Contr. Mineral. Petrol., 14,p.123-162.

IMBAULT P.E., 1954 a. Région de Maicasagi; M.M.Q., carte 971, R.G. 60.

" 1954 b. Région de Queylus; M.M.Q., carte 1236, R.G.83.

IMBRIE J., 1963. Factor and Vector analysis programs for analyzing geologic data : Office of Naval Resaerch Geography. Branch tech.Rept. 6,ONR task n°389-135,contract Nonr 1228(26), 83p.

IMBRIE J. et von ANDEL Th., 1964. Vector analysis of hearty mineral data. Geol. Soc. Am. Bull., 75, p.1135-1156.

IRVINE T.N. et BARAGAR W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Can. J. of Earth Sc.,8, p.523-548.

JEFFERY W.G., 1959. The geology of the Campbell Chibougamau Mine, Quebec; Ph.D. dissertation unpublished, McGill University, Montreal.

JENSEN M.L., 1967. Sulfur isotopes and mineral genesis, ch.5 in Geochemistry of hydrothermal ore deposits; H.L. Barnes Ed.;Holt, Rinehart and Winston, New York, p.142-165.

JOHANNES W.,1968. Contribution Miner. Petrol.,17, p.155.

JOHANNSEN A. 1918. Manual of petrographic methods. Mc Graw-Hill, New York (édition 1968 fac simile, Hafner, New York).

JOHANNSEN A., 1939. Descriptive petrography of the igneous rocks, v.I, Univ. Chicago Press.

JONES L.M., WALKER R.L. et ALLARD G.O., 1974. The rubidium-strontium whole-rock age of the major units of the Chibougamau greenstone belt,Quebec. Can. J. of Earth Sc., 11, p.1550-1561.

JORESKOG K.G., KLOVAN J.E.,et REYMENT R.A., 1976. Geological factor analysis; Elsevier, New York.

KELLY W.C. et CLARK B.R., 1975. Sulphide deformation studies: III. Experimental deformation of chalcopyrite to 2000 bars and 500°C. Econ. Geol., 70, n°3, p. 431-453.

KEPEZHINSKAS K.B., 1965. Composition of chlorites as determined from their physical properties. Dokl. Akad. Nauk. SSSR., Earth Sci. Sect. 164, p. 126-129.

KHITAROV N.I.,1953. Chlorures de sodium et de calcium comme causes possibles de l'apparition des milieux acides dans les conditions profondes. Dokl. Akad. Nank S.S.S.R.,94,p.519-521.

KNOPF E.B.,1931. Retrogressive metamorphim and phyllonitisation. Am. J. Sci.,21,p.1 .

KORZHINSKII D.S.,1955.An outline of metasomatic process. Inter. Geol. Rev., 6,n°10,p.1713-1734;n°11,p.1920-1952;n°12,p.2169-2198, (traduit du russe).

KORZHINSKII D.S.,1957.Bases physico-chimiques de l'analyse des paragenèses de minéraux. Moskv. Izd. Akad. Nank.,S.S.S.R.,184p.,trad. B.R.G.M. n°2294.

KRAUSKOPF K.B.,1967. Introduction to geochemistry. Mc Graw-Hill Book Co., New York, 721p.

KROGH T., 1971. Geoph. Lab. Carnegie Institute of Washington,D.C., non publié.

LACROIX A., 1933. Contribution à la connaissance de la composition chimique et minéralogique des roches éruptives de l'Indochine. Bull. Serv. de la Carte Géol. Indoch.,t.20,fasc.3,p.15-36 et p.183-206.

LATULIPPE M., 1959. The Matagami area of northwestern Quebec. Geol. Assoc. Can. Proc., v.11, p. 45-54.

LONGLEY W.W., 1950. Région de Rinfret; M.M.Q., carte 1210, R.G. 81.

" 1951. Preliminary report on the Rinfret area, Abitibi-East and Roberval counties;Que. Dept. Mines, P.R. 251.

LOWELL J.D., 1974. Regional characteristics of porphyry copper deposits of the Southwest. Econ. Geol., 69, p. 601-617.

LOWELL J.D. et GUILBERT J.M., 1970. Lateral and vertical alteration-mineralisation zoning in porphyry ore-deposits. Econ. Geol., 65, p. 373-408.

LYALL H.B., 1959. Région de Brongniart-Lescure; M.M.Q., carte 1238,R.G.85.

Mac DONALD J.A.,1970. Some effects of deformation on sulfide rich layers in lead-zinc ore bodies,Mount Isa, Queensland. Econ. Geol., 65, p. 273-298.

Mac LEAN W.H., CABRI L.J. et GILL J.E., 1972. Exsolution products in heated chalcopyrite: Can. J. of Earth Sci., 9, p. 1305-1317.

MANSON V., 1967. Geochemistry of major element of basaltic rocks,p. 215-269 in H.H. HESS and A. POLDERVAART.

MARKHAM N.L., 1968. Some genetic aspects of the Mt Lyell mineralisation; Mineral. Deposita (Berl.), 3,p. 199-221.

MATHIEU A.,1966. Géologie du quart Nord-Est du canton de Roy; M.R.N.Q., R.P. 553.

MATTAUER M.,1973. Les déformations des matériaux de l'écorce terrestre. Ed. Hermann, Paris.

MAUFETTE P.,1968. Livret-guide pour une excursion géologique. Non publié.

MOORHOUSE W.,1959. The study of rocks in thin sections.Harper and Row,New-York.

MAWDSLEY J.B., 1927. The Chibougamau district,Quebec; Que. Dept. Colonization Mines,and Fisheries, Bureau of Mines, Mining Operations, p. 182-198.

" 1928. Lake David area, Chibougamau district, Quebec; Geol. Surv. Can., Summ. Rept., part C, p. 1-22.

MAWDSLEY J.B. et NORMAN G.W.H., 1935. Chibougamau lake map area, Quebec; Geol. Surv. Can. Memoir 185.

" et " , 1938. Chibougamau sheet (East half) Abitibi territory, Quebec; Geol. Surv. Can., map 397A.

Mc INTOSH J.A., 1966.Région de Lantagnac-Latouche; M.R.N.Q., rapport manuscrit.

MEYER C. et HEMLEY J.J., 1967. Wall-rock alteration, ch.6 in Geochemistry of hydrothermal ore deposits, H.L. Barnes Ed., New York, Holt, Rinehart and Winston, p. 166-235.

MILLER R.J.M., 1957. Geology and ore deposits of the Cedar Bay mine area, Chibougamau district; thèse de doctorat, Université Laval, Québec.

" , 1961. Wall-rock alteration at the Cedar Bay mine, Chibougamau district, Quebec. Econ. Geol.,56, p. 321-330.

MILLER R.L. et KAHN J.S., 1962. Statistical analysis in the geological sciences; J. Wiley and sons, New York.

MILLOT G., 1964. Géologie des argiles. Masson Editeur, Paris, 499p.

MITCHAM T.W., 1967. Emphasis. Econ. Geol., 62, p. 421-428.

MIYASHIRO A., 1973. Metamorphism and metamorphic belts. George Allen and Unwin.

MOOKHERJEE A., 1970. Dykes sulphide deposits and regional metamorphism : criteria for determining their time relationships. Min. Dep., 5, p. 120-144.

MORITZ H.W., 1975. Muscovite-paragonite relationships in altered and mineralized meta-anorthosite of Chibougamau, Quebec. Thèse de maîtrise, Université d' Athens, Athens, Georgia.

NEALE E.R.W., 1959. Région de Dollier-Charron, comté d'Abitibi-Est et de Roberval; M.M.Q., R.G. 92.

NICHOL I., 1958. A trace element study of contemporaneous sulphides, pyrite, pyrrhotite and chalcopyrite.Thèse de maîtrise non publiée. Queen's University, Kingston, Ontario.

NORMAN G.W.H., 1936. Opawico-Chibougamau map-area, Northern Quebec; Geol. Surv. Can., paper 36-6.

" , 1937. East half Opemisca map-area, Quebec; Geol. Surv. Can., paper 37-11.

" , 1938. West half Opemisca map-area, Quebec; Geol. Surv. Can., map 602 A.

" , 1941. Opemisca, moitié Est et moitié Ouest; Commission Géologique du Canada; cartes n° 410 A et 602 A.

" , 1946. Major faults, Abitibi-region, Quebec; Can. Min. Met. Bull., n° 406, p. 129-144.

OLIVEIRA J.A.L., 1973. The petrology of the Chibougamau greenstone belt volcanics. Unpublished M.S. thesis, University of Georgia, Athens, Georgia.

OLIVEIRA J.A.L. et ALLARD G.O.,1973. The petrology of the Chibougamau greenstone belt volcanics;(with special emphasis on the volcanics rocks of the South half of Lemoine township);Manuscript adapted from the M.Sc.Thesis of J.A.L. OLIVEIRA; Geology Depart. of the Univ. of Georgia, Athens, Georgia, USA.

OMELIANENKO B.I. et ALEKHIN I.V.,1966. Sur la valeur des limites possibles du pH du milieu lors de la formation de la calcite dans les conditions hydrothermales. Geol. rudn. Mestorozhd., S.S.S.R., p. 31-41 (en russe).

ORVILLE P.M.,1963. Alkali ion exchange between vapor and feldspar phases. Am. J. Sci.,261, p.201-237.

PARKER R.L., 1960. The fissure deposits of the Swiss Alps. Their distribution and character. Curs. Conf. Inst. Lucas Mallada,Esp. 7, p. 91-95.

PAQUET J., 1972. Geological report on West half of Copper Rand property. Rapport non publié, Mines Patino du Québec Ltée.

PATEL J., 1972. Patino Mines Quebec Ltd. History of the Corporation and Copper Rand Property and summary of the general geology. Paper prepared for excursion A41-C41, IGC, Montréal.

PETRUK W., 1964. Determination of the heavy metals content in chlorite by means of the X-ray diffractometer. Am. Min.,49, p.61-71.

POTY B., 1969. La croissance des cristaux de quartz dans les filons sur l'exemple du filon de la Gardette (Bourg d'Oisans) et des filons du massif du Mont-Blanc. Sciences de la Terre, Mem. n°17, 162 p.

POULIOT G., 1960. Quart Sud-Ouest du canton de Mc Corkill; M.M.Q., R.P.479.

RAMDOHR P. et STRUNZ H., 1967. Klockmann's Lehrbuch der Mineralogie, 15ème éd., Ferdinand Enke Verlag, 818 p.

RAMDOHR P., 1969. The ore minerals and their intergrowths. English translation of the 3d edition. Pergamon Press, London,1174p.

RAYCHAUDHURI S.K., 1960. Trace elements in the sulphide deposits of the Chibougamau district, Quebec; Ph.D. dissertation, Mc Gill University, Montréal.

RAYMAHASHAY B.C. et HOLLAND H.D., 1969. Redox reactions accompanying hydrothermal wall-rock alteration. Econ. Geol. ,64, p.291-305.

REMICK J.R., 1955. Région de Marin-Picquet; M.M.Q., R.P. 361.

" , 1956 a.Région d' Anville-Drouet; M.M.Q., R.P. 322.

" , " b.Région de Guercheville-Lapparent; M.M.Q., R.P. 343.

" , 1959. Région de Margry-Prévert; M.M.Q., R.P. 394.

ROEDDER E., 1967. Fluid inclusions as samples of ore fluids, ch.12 in : Geochemistry of hydrothermal ore deposits; H.L. Barnes Ed., Holt, Rinehart and Winston, New York, p. 515-574.

RUI I.J., 1973. Structural control and wall-rock alteration at Killingdal mine, central norwegian Caledonides. Econ. Geol., 68, p. 859-883.

RYE R.O.,1974. Sulfur and carbon isotopes and ore genesis: a review. Econ. Geol., 69, p.826-843.

SABOURIN R.J.E., 1955. Région de Blaicklock; M.M.Q., R.P. 323.

SANDER B., 1911. Uber Zusammenhänge zwischen Teilbewegung und Gesteinen; Tschermaks miner. petrogr. Mitt., 30, p.281.

SCHMITT R.A., 1970. in handbook of Geochemistry, Section 48-0, K.H. WEDEPOHL Ed., Springer Verlag.

SHARPE J.E., 1965. Field relations of Matagami sulphide masses bearing on their disposition in time and space; Can. Min. Metall. Bull., 58, n° 641, p. 951-964.

" , 1968. Géologie et gisements de sulfures de la région de Matagami M.R.N.Q., R.G. 137, 130p.

SHAW D.M., 1964. Interprétation géochimique des éléments en trace dans les roches cristallines. Masson éd.

SHIROZU H., 1958. X-ray powder patterns and cell dimensions of some chlorites in Japan, with a note on their interference colors. Min. Journ., 2, p. 209-223.

SILLITOE R.H., 1972. A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits. Econ. Geol., 67, p. 184-187.

" , 1973. The tops and bottoms of porphyry copper deposits. Econ. Geol., 68, p. 799-815.

SMIRNOV V.I., 1968. The sources of ore-forming material. Econ. Geol.,63,p.380-389.

SMITH J.R., 1960. Moitié Sud du canton de McKenzie, cartes 1292 et 1293, M.M.Q., R.G. 95.

SMITH J.V. et YODER J.S., 1956. Experimental and theorical studies of the mica polymorphs. Min. Mag., 31, p. 744-762.

SOLOMON P.J., 1965. Investigations into sulfide mineralization at Mount Isa, Queensland, I = Textural studies of the ores. Econ. Geol. 60, p. 737-765.

SPRY A., 1969. Metamorphic textures. Pergamon Press.

STANTON R.L., 1964. Mineral interfaces in stratiform ores. Transactions Institution of Min. Metall. Sect.B, 74, p. 45-79.

" , 1971. Recrystallisation softening and hardening in sphalerite and Galena. Econ. Geol., 66, p. 1232-1238.

" , 1972. Ore petrology. Mc Graw Hill, New York, St Louis, San Francisco; 713 p.

STOCKWELL C.H., 1965. Tectonic map of the Canadian Shield. Geol. Surv. Can., map 4.

" , 1968. Geochronology of stratified rocks of the Canadian Shield. Can. J. of Earth Sci., 5, n°3, part 2, p. 693-698.

STORRE B. et NITSCH K.H.,1972. Die Reaktion: 2 Zoisit + 1 CO_2 3 Anorthit + 1 Calcit + 1 H_2O. Contr. Mineral. Petrol.,35, p.1-10.

STRECK A., 1969. Kaledonische Metamorphose, NE- Grönland, Habilitationsschrift, Basel.

SUTTON W.J., 1959. The sources of ore-forming material. Econ. Geol., 63, p. 380-389.

TAYLOR S.R., 1965. The applications of trace elements data to problems in petrology, in Physics and Chemistry of the Earth, v.6, Pergamon Press.

TAYLOR H.P.Jr, 1967. Oxygen isotopes studies of hydrothermal mineral deposits, ch.4 in Geochemistry of hydrothermal ore deposits; H.L. Barnes Ed., Holt, Rinehart and Winston, New York,p.109-141.

" , 1974. The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition: Econ. Geol., 69, p. 843-883.

TRAORE H., 1976. Etude sédimentologique et géochimique du Dôme de Barrot (Alpes Maritimes) France; Thèse de 3ème cycle,Institut Dolomieu de Géologie, U.S.M.G., Grenoble, 151p.

TURNER F.J. et VERHOOGEN J., 1960. Igneous and metamorphic petrology, 2 ed., Mc Graw-Hill Book Company, New York.

VELDE B., 1965. Experimental determination of muscovite polymorph stabilities. Am. Min., 50, p. 436-449.

VOKES F.M., 1969. A review of the metamorphism of sulphide deposits. Earth Sci. Rev., 5, p. 99-143.

VOLLO N., 1959. The geology of the Henderson copper deposit, Chibougamau region, Quebec; M.S. thesis, Mc Gill University,Montreal.

WAGER L.R. et BROWN G.M., 1967. Layered igneous rocks. W.H. Freeman and Co., San Francisco, 588 p.

WALKER A.L. et BUCHANAN A.S., 1969. Geochemical processes in ore formation, part I. The production of hydrothermal fluids from sedimentary sequences. Econ. Geol., 64, p. 919-922.

WAYNE-BURNHAM C., 1967. Hydrothermal fluids at the magmatic stage, ch.2 in : Geochemistry of hydrothermal ore deposits; H.L. Barnes Ed., New York, Holt, Rinehart and Winston.

WEDEPOHL K.H., 1953. Untersuchungen zur Geochemie des Zinks. Geochim. Cosmochim. Acta., 3, p. 93-142.

WENK C. et KELLER F., 1969. Isograde in Amphibolitserien der Zentralalpen. Schweiz. Mineral. Petrog. Mitt., 49, p. 151-198.

WHITE D.E., 1967. Mercury and base-metal deposits with associated thermal and mineral waters, ch.13 in: Geochemistry of hydrothermal ore deposits; H.L. Barnes Ed., New York, Holt, Rinehart and Winston.

" , 1968. Environments of generation of some base-metal ore deposits. Econ. Geol., 63, p. 301-335.

" , 1974. Diverses origins of hydrothermal ore fluids. Econ. Geol., 69, p. 954-973.

WINCHELL A.N., 1926. Chlorite as a polycomponent system. Am. Jour. Sci., 11, p. 283-300.

WINCHELL H.H. et WINCHELL A.N., 1927. Elements of optical mineralogy; part II; description of minerals, 424 p., John Wiley and sons, New York.

WINCHELL A.N. et WINCHELL H.N., 1951. Elements of optical mineralogy; part II: description of minerals. New York, London.

WINKLER H.G.F., 1967. Die Genese der metamorphen Gesteine. 2e édition, Springer-Verlag, Berlin Heidelberg.

" , 1976. Petrogenesis of metamorphic rocks. 4th edition, Springer-Verlag, New York Heidelberg Berlin.

WOLHUTER L., 1960. Quart Sud-Est du canton de Lévy; M.M.Q., R.P. 434.

" , 1962. Quart Sud-Est du canton de Daubrée; M.M.Q.R.P. 474.

WYLLIE J., 1967. Ultramafic and related rocks, J. Wyllie Ed., New York, p. 131-132.

YODER H.S. et EUGSTER H.P., 1955. Synthetic and natural muscovites; Geochem. Cosmochem. Acta, 8, p. 225-280.

" et TILLEY C.E., 1962. Origin of basalts magmas : an experimental study of natural and synthetic rock systems. Jour. Petr., 3, p. 342-352.

YUI S., 1966. Decomposition of siderite to magnetite at lower oxygen fugacities : a thermochemical interpretation and geological implications. Econ. Geol., 61, p. 768-776.

BIBLIOTHÈQUE GRENOBLE INTER-UNIVERSITAIRE

Dernière page d'une thèse

VU

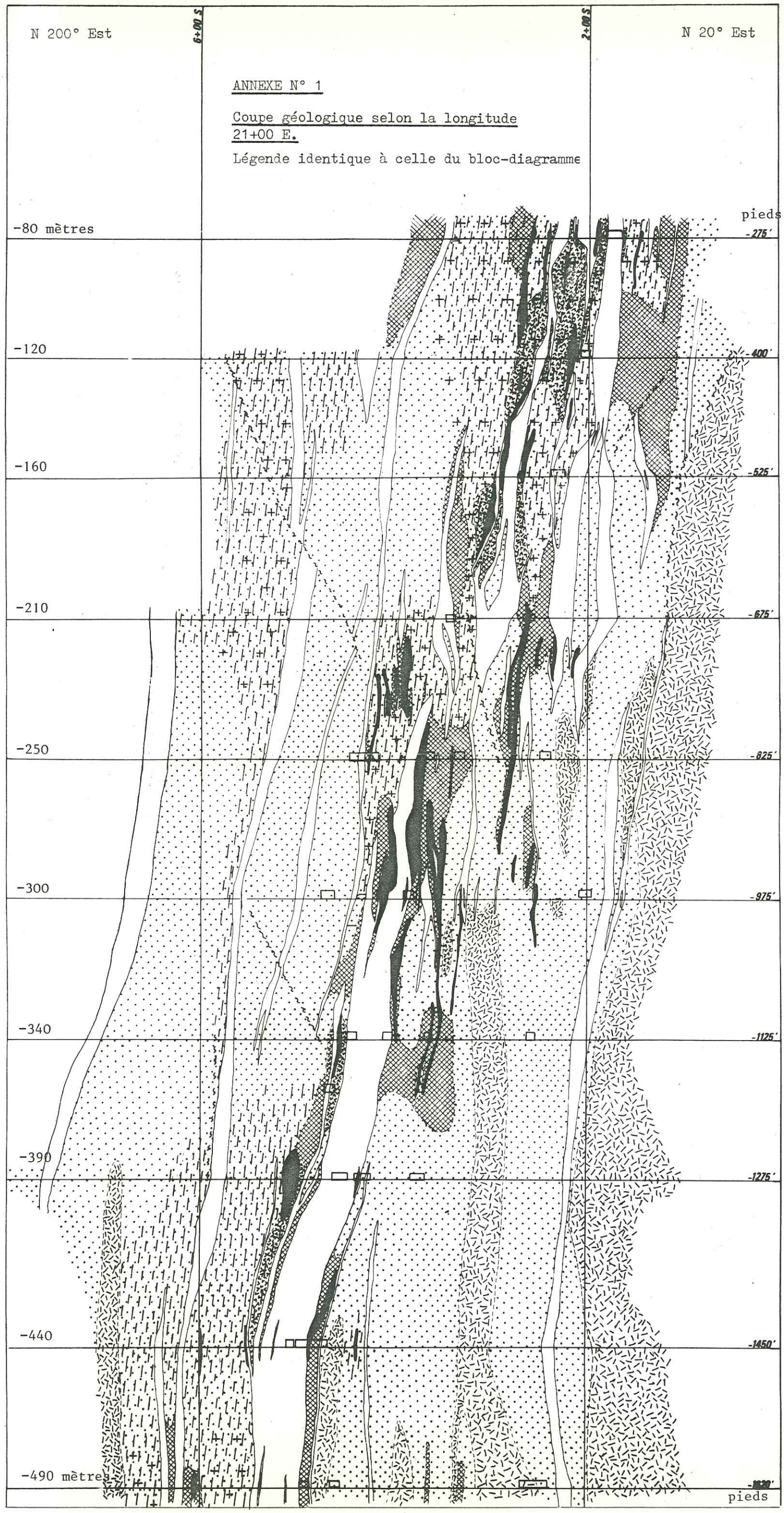
Grenoble, le 18 juin 1977

Le Président de la thèse

Vu, et permis d'imprimer,

Grenoble, le

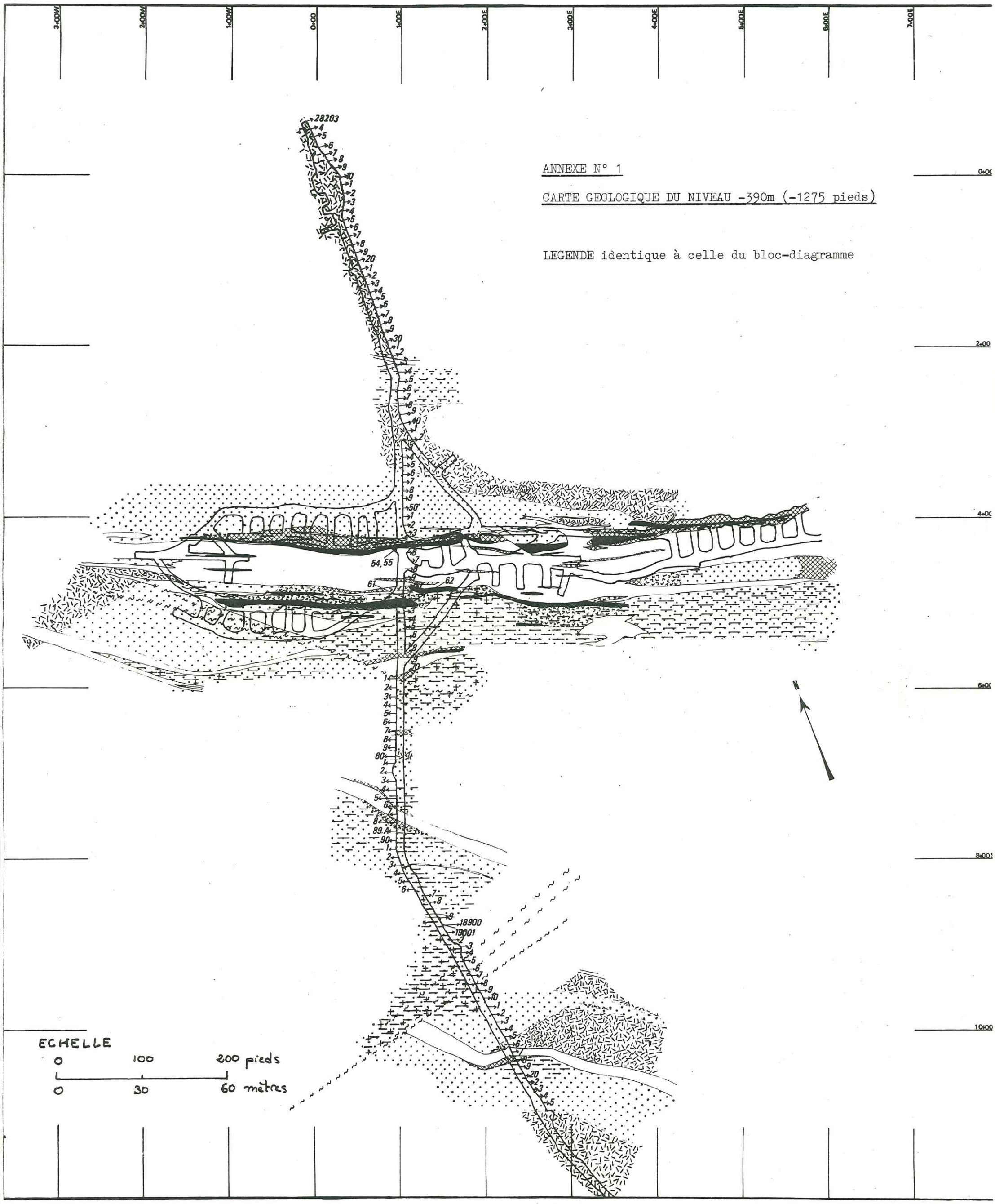
Le Président de l'Université
Scientifique et Médicale


N 200° Est
6+00 S
2+00 S
N 20° Est
ANNEXE N° 1
Coupe géologique selon la longitude
21+00 E.
Légende identique à celle du bloc-diagramme
pieds
-80 mètres
-120
-160
-210
-250
-300
-340
-390
-440
-490 mètres
-275'
-400'
-525'
-675'
-825'
-975'
-1125'
-1275'
-1450'
pieds

ANNEXE N° 1

CARTE GEOLOGIQUE DU NIVEAU -390m (-1275 pieds)

LEGENDE identique à celle du bloc-diagramme

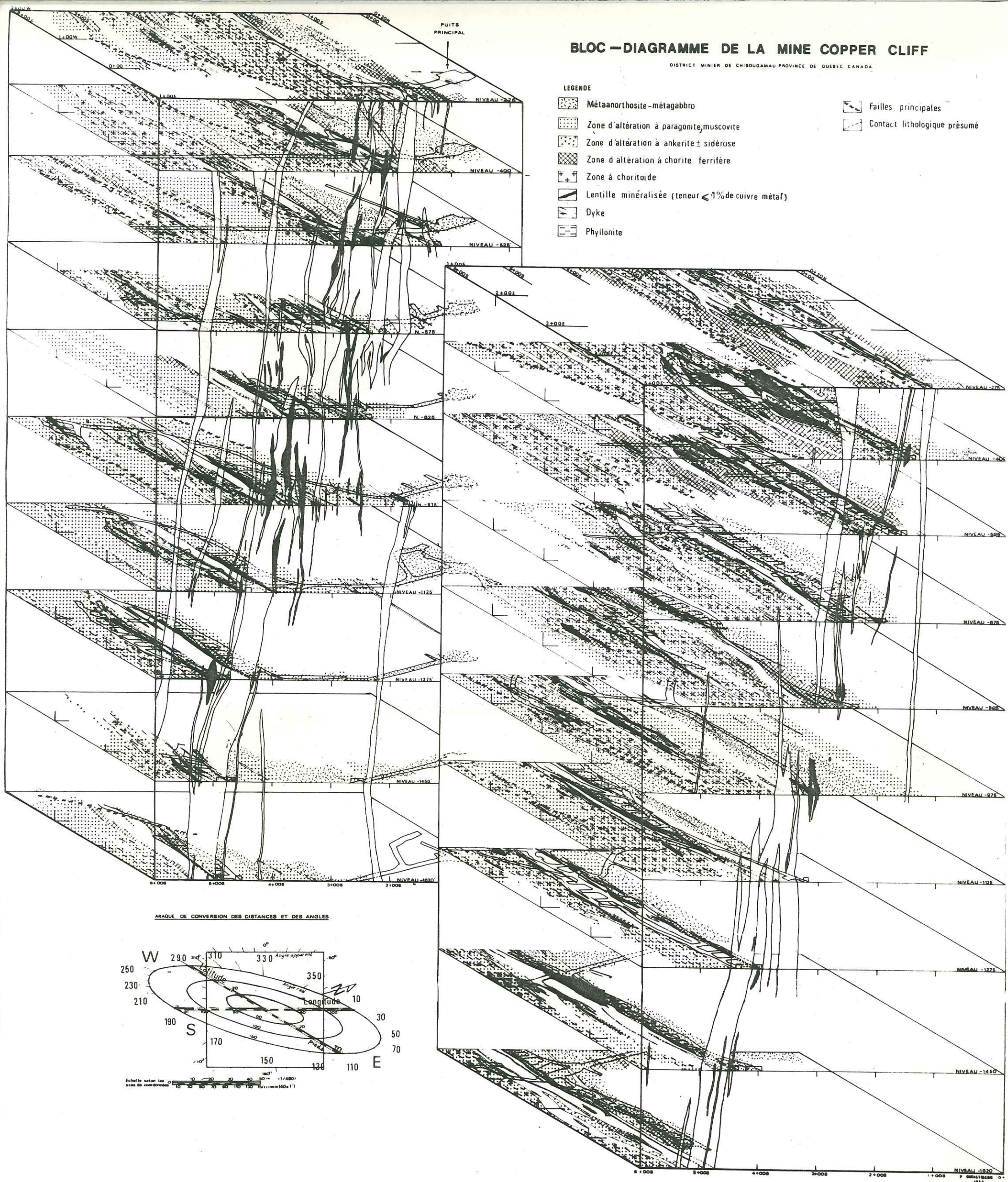


BLOC — DIAGRAMME DE LA MINE COPPER CLIFF

DISTRICT MINIER DE CHIBOUGAMAU PROVINCE DE QUEBEC CANADA

LEGENDE

- Métaanorthosite-métagabbro
- Zone d'altération à paragonite, muscovite
- Zone d'altération à ankerite ± sidérose
- Zone d altération à chorite ferrifère
- Zone à choritoïde
- Lentille minéralisée (teneur ≤ 1% de cuivre métal)
- Dyke
- Phyllonite
- Failles principales
- Contact lithologique présumé



ABAQUE DE CONVERSION DES DISTANCES ET DES ANGLES

SYSTEME DE LOCALISATION DES TRAVAUX DE LA MINE

N° Chiffre(s) caractéristique du niveau

	18+00E	19+00E	20+00E	21+00E	22+00E	23+00E	24+00E	25+00E
0+20S								
0+00	N-19-0 CHANTIER	N-20-0	N-21-0	N-22-0	N-23-0	N-24-0	N-25-0	
1+00S	N-19-1	N-20-1	N-21-1	N-22-1	N-23-1	N-24-1	N-25-1	
2+00S	N-19-2	N-20-2	N-21-2	N-22-2	N-23-2	N-24-2	N-25-2	
3+00S	N-19-3	N-20-3	N-21-3	N-22-3	N-23-3	N-24-3	N-25-3	
4+00S	N-19-4	N-20-4	N-21-4	N-22-4	N-23-4	N-24-4	N-25-4	
5+00S	N-19-5	N-20-5	N-21-5	N-22-5	N-23-5	N-24-5	N-25-5	
6+00S	N-19-6	N-20-6	N-21-6	N-22-6	N-23-6	N-24-6	N-25-6	

Latitude

Longitude

(mètres)