

DPV 593

FORMATION FERRIFERE DU LAC SAUVAGE: CANTONS DE MCKENZIE ET DE ROY, REGION DE CHIBOUGAMAU (NOUVEAU-QUEBEC)

Documents complémentaires

Additional Files



Licence



Licence

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

Énergie et Ressources
naturelles

Québec 



**MINISTÈRE
DES RICHESSES
NATURELLES**

DIRECTION GÉNÉRALE
DE LA RECHERCHE GÉOLOGIQUE
ET MINÉRALE

**FORMATION FERRIFÈRE DU LAC SAUVAGE
CANTONS DE MCKENZIE ET DE ROY
RÉGION DE CHIBOUGAMAU**

RAPPORT FINAL

**RICHARD L. HENRY
GILLES-O. ALLARD**

1

MINISTERE DES RICHESSES NATURELLES
DIRECTION GENERALE DE LA RECHERCHE GEOLOGIQUE ET MINERALE

FORMATION FERRIFERE DU LAC SAUVAGE
CANTONS DE MCKENZIE ET DE ROY
REGION DE CHIBOUGAMAU

RAPPORT FINAL

PAR

R.L. HENRY

G-O. ALLARD

TABLE DES MATIERES

	Page
SOMMAIRE	VII
INTRODUCTION	1
GEOLOGIE REGIONALE	3
Groupe de Roy	3
Groupe d'Opémisca	6
Complexe de Lac Doré	7
Pluton de Chibougamau	9
Dykes	10
Tectonique	10
GEOLOGIE DES TERRAINS ETUDIES	11
Métabasaltés et métatufs basaltiques	11
Métatufs felsiques, méta-agglomérats et métacherts	12
Formation ferrifère du Lac Sauvage	14
Complexe de Lac Doré	16
Intrusions granitiques et dykes	20
Tectonique	20
ROCHES A CHLORITOÏDE	21
Pétrographie	22
Origine du chloritoïde	22
FORMATION FERRIFERE DU LAC SAUVAGE	26
Travaux antérieurs	28
Faciès carbonaté	28
Faciès oxydé	37
Faciès sulfuré	41
GEOCHIMIE ET ORIGINE DE LA FORMATION FERRIFERE DU LAC SAUVAGE	50
Géochimie	50
Métallogénie de l'or	56
Origine	56
IMPORTANCE ECONOMIQUE ET IMPLICATIONS STRATIGRAPHIQUES DE LA FORMATION FERRIFERE DU LAC SAUVAGE	58
Importance économique	58
Implications stratigraphiques	60
CONCLUSION	63
REFERENCES	65
ANNEXE A - Méthodes d'analyse	77
ANNEXE B - Résultats d'analyse	81

TABLEAUX

1 - Sommaire des unités lithologiques de la formation de Blondeau	6
2 - Stratigraphie du complexe de Lac Doré	8

	Page
3 - Analyses modales de metabasaltes de la formation de Gilman	14
4 - Analyses modales de roches de la formation de Waconichi	15
5 - Analyses modales d'unités lithologiques du complexe de Lac Doré	17
6 - Analyses du chloritoïde à la microsonde électronique	25
7 - Analyses modales de la formation ferrifère du Lac Sauvage (île du Portage)	34
8 - Analyses modales de la formation ferrifère du lac Sauvage (colline de la Sidé- rite)	34
9 - Analyses de carbonates à la microsonde électronique	36
10 - Analyses de chlorites à la microsonde électronique	38
11 - Analyses de magnétite	41
12 - Composition chimique moyenne de la formation ferrifère du Lac Sauvage	50
13 - Teneur moyenne en oligoéléments de la formation ferrifère du Lac Sauvage	56
14 - Séquences volcanogéniques typiques de l'Archéen et du Miocène	59

ILLUSTRATIONS

FIGURES

1 - Contexte géologique du district de Chibougamau	2
2 - Localisation des régions étudiées	4
3 - Géologie simplifiée du sillon de roches vertes de Chibougamau	4
4 - Stratigraphie du sillon de roches vertes de Chibougamau	5
5 - Schéma de l'évolution de la nomenclature stratigraphique dans la région de Chi- bougamau	8
6 - Comparaison entre les principaux complexes étagés et le complexe de Lac Doré	10
7 - Métabasalte différencié	13
8 - Métabasalte à texture blastointergranulaire	13
9 - Méta-agglomérat chertoux	14
10 - Porphyroblastes de tourmaline dans un métatuf	15
11 - Méta-anorthosite gabbroïque du complexe de Lac Doré	17
12 - Métaferrodunite riche en magnétite	19
13 - Métagranophyre sodique	19
14 - Porphyroblastes de chloritoïde montrant une texture en sablier	23
15 - Inclusions de rutile dans des porphyroblastes de chloritoïde	23
16 - Rosettes de cristaux de chloritoïde dans un schiste à séricite et chloritoïde ...	24
17 - Porphyroblastes de chloritoïde dans un filonnet de quartz et de carbonate	24
18 - Diagramme ternaire illustrant la relation entre les roches à chloritoïde et cel- les qui en sont dépourvues	26
19 - Diagramme montrant les faciès sédimentaires et les milieux de dépôt des princi- aux types de formation ferrifère	27
20 - Galette de formation ferrifère carbonatée montrant une croûte de limonite	29
21 - Formation ferrifère à pyrite et carbonates	30
22 - Formation ferrifère carbonatée à texture de dépôt en courants turbulents	30
23 - Contact tranché de formation ferrifère sulfurée dans des métavolcanites felsiques	31

	Page
24 - Formation ferrifère carbonatée sur l'île du Portage	31
25 - Métatuf felsique fortement carbonatisé	33
26 - Formation ferrifère carbonatée à texture micritique	33
27 - Formation ferrifère finement litée	35
28 - Diagramme ternaire de carbonates analysés à la microsonde électronique	35
29 - Composition des membres de la famille des chlorites	39
30 - Magnétite primaire	40
31 - Magnétite secondaire	40
32 - Lits de particules sphériques de pyrite dans la formation ferrifère à pyrite et carbonates	43
33 - Agrégats de particules sphériques de pyrite avec inclusions d'apatite	43
34 - Pyrite framboïdale dans la formation ferrifère à pyrite et carbonates	44
35 - Porphyroblastes subautomorphes et particules sphériques de pyrite coalescentes ..	44
36 - Porphyroblaste de pyrite entouré de particules sphériques de pyrite	45
37 - Grand porphyroblaste de pyrite entouré d'une bordure de particules sphériques de pyrite	45
38 - Porphyroblaste subautomorphe de pyrite affichant une zonation dessinée par des inclusions de sidérose	47
39 - Texture spumeuse dans la formation ferrifère sulfurée	47
40 - Distribution de fréquences pour 87 mesures de jonctions triples	48
41 - Porphyroblastes de sphalérite et de pyrite dans la formation ferrifère à pyrite et carbonates	48
42 - Pyrite et sphalérite dans la formation ferrifère carbonatée	49
43 - Formation ferrifère sulfurée	49
44 - Diagramme illustrant la teneur en Al_2O_3 de part et d'autre du contact entre les roches volcaniques et la formation ferrifère	52
45 - Diagramme ternaire Ca-Mg-(Fe+Mn) de la formation ferrifère du Lac Sauvage	52
46 - Diagramme Al-Si-Fe pour la formation ferrifère du Lac Sauvage	53
47 - Diagramme Al-Si-Fe pour les saumures de la mer Rouge et autres types de formations ferrifères	53
48 - Histogramme illustrant la ségrégation du Fe et du Mn dans le faciès carbonaté et le faciès sulfuré	55
49 - Diagramme Cu-Pb-Zn pour la formation ferrifère du Lac Sauvage	57
50 - Séquence stratigraphique dans une coupe est-ouest sur le flanc nord de l'anticlinal de Chibougamau	61
51 - Coupe nord-sud simplifiée des formations d'Obatogamau et de Waconichi, à la fin du premier cycle volcanique	62
52 - Coupe est-ouest simplifiée des formations de Waconichi et d'Obatogamau, à la fin du premier cycle volcanique	62
53 - Coupe simplifiée de l'anticlinal de Chibougamau	63

CARTE

SOMMAIRE

La formation ferrifère du Lac Sauvage, une formation de type Algoma, affleure en lentilles discontinues, associées à des métavolcanites felsiques, au sommet de la formation de Waconichi. Cette formation est une unité sédimentaire constituée de précipités chimiques d'origine exhalative se situant au déclin de l'activité du premier cycle volcanique - qui va de termes mafiques à felsiques - dans la région de Chibougamau. La formation est surtout une formation ferrifère dominée par un faciès carbonaté; des faciès sulfuré et oxydé sont aussi présents mais en moindre importance.

Les études minéralogiques et structurales au microscope pétrographique et la microsonde électronique indiquent que la composition des carbonates est très variée. Les structures sédimentaires primaires ont été conservées mais les textures originelles ont été obscurcies par l'effet des recristallisations diagénétique et métamorphique.

La composition chimique en éléments majeurs de la formation ferrifère du Lac Sauvage se compare aux formations semblables de type Algoma, décrites dans la région de Michipicoten. Les analyses d'éléments en trace indiquent un enrichissement en Cu (2x), Zn (2x), Co (2x), As (8x), Au (8x) et Ag (26x) et une diminution en Pb, Ni, V et Ba comparativement à la composition moyenne de l'écorce terrestre en ces éléments.

Les programmes d'exploration dans la région de Chibougamau devraient considérer la séquence exhalative à la partie supérieure de la formation de Waconichi comme une cible de choix dans la recherche de métaux usuels.



INTRODUCTION*

Les terrains que nous avons étudiés (figure 1) font partie de la région minière de Chibougamau, située dans la partie centre-sud du Québec, à environ 515 km au nord de Montréal (figure 2). Cette région est bien connue pour ses gisements de cuivre-or et son complexe stratifié archéen de type Bushveld: le complexe de Lac Doré. La formation ferrifère du Lac Sauvage pourrait être associée à des horizons minéralisés en métaux usuels et offrir ainsi un potentiel économique intéressant puisque des formations volcanogéniques de même nature, associées à des dépôts sulfurés de métaux usuels, ont été trouvés ailleurs et qu'elles sont aussi la source de quantités importantes de minerai de fer et de minéralisation aurifère (Ridler, 1969, 1970, 1976; Goodwin, 1962, 1964; Sawkins et Rye, 1974). Le but de la présente étude est de préciser

la pétrographie, la chimie, la stratigraphie et l'importance économique de cette formation et de définir des guides pour l'identification d'horizons géologiques favorables à la découverte de métaux usuels.

Nos terrains sont situés près de Chibougamau, dans la moitié sud du canton de McKenzie et dans le quart sud-ouest du canton de Roy (figure 2). Leur sélection relève d'une cartographie de reconnaissance faite par Allard (1973) et à l'avis de celui-ci à l'effet que l'horizon de carbonate au sommet de la formation de Waconichi est probablement similaire aux formations ferrifères carbonatées dans les régions de Michipicoten et de Kirkland Lake en Ontario. Le travail sur le terrain, effectué durant la saison estivale de 1974, a consisté en une cartographie géologique à l'échelle de 1:2400. La région avait préalablement été

* Traduit de l'anglais.

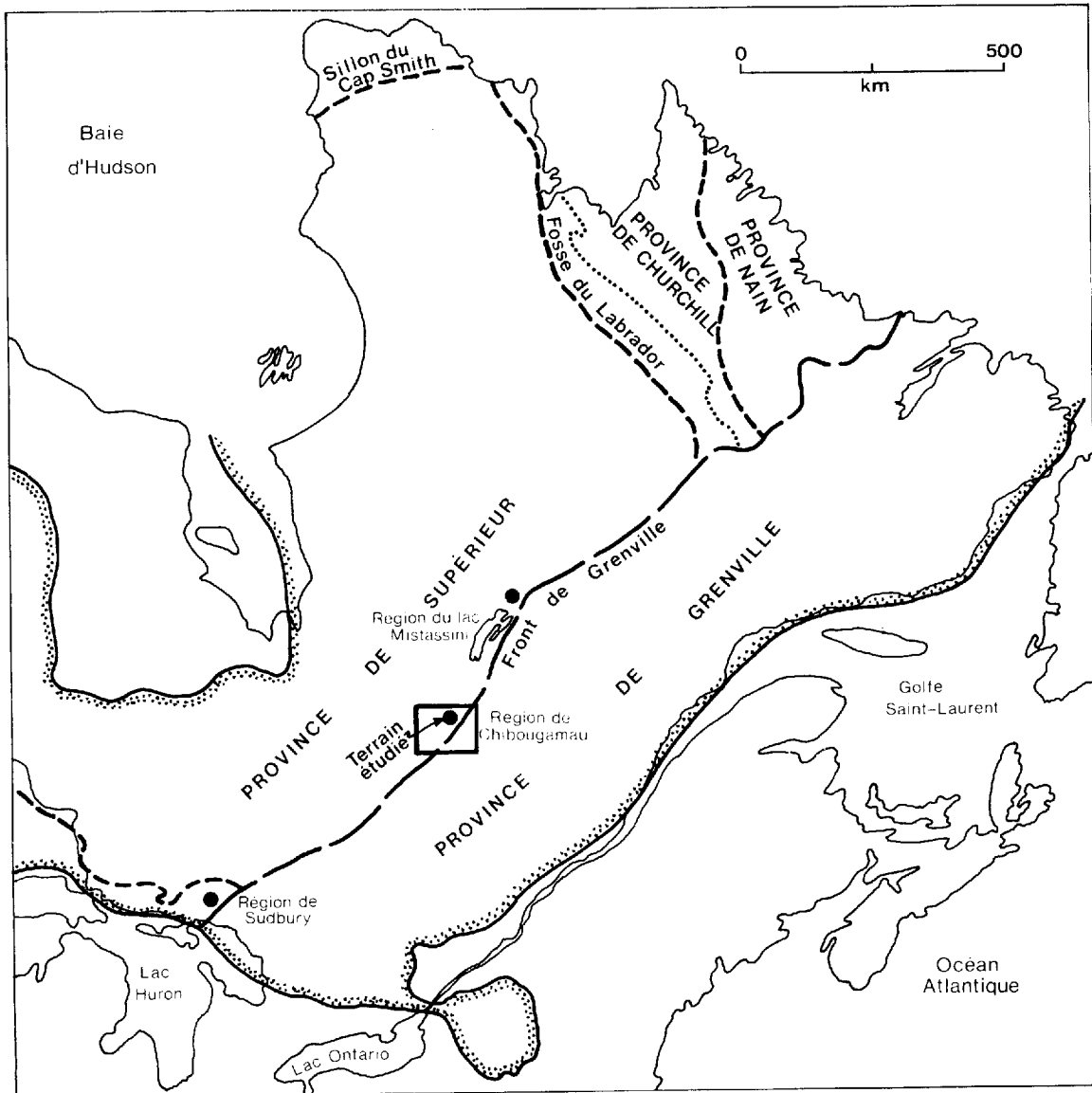


FIGURE 1 - Contexte géologique du district de Chibougamau.

cartographiée aux échelles de 1:63 360 (Mawdsley et Norman, 1935) et 1:12 000 (Allard, 1956; Horscroft, 1958; Smith et Allard, 1960; Allard, 1973). Une épaisse couche de dépôts glaciaires masque la surface topographique antérieure au Pléistocène ainsi que les contacts entre plusieurs unités lithologiques. On rencontre beaucoup d'affleurements à surfaces polies, marquées de stries glaciaires et de rainures. Le pourcentage d'affleurement est bon, soit environ 15 % de la superficie cartographiée.

La région est très boisée et le sol est recouvert d'un épais tapis de mousse. Des chemins locaux, des sentiers et des réseaux de lignes pour l'exploration minière donnent accès à la région. Les travaux en laboratoire comprennent des études pétrographiques et géochimiques ainsi que des analyses par diffraction des rayons-X et par microsonde électronique (annexe A).

GÉOLOGIE RÉGIONALE

Nos terrains sont situés à la limite est de la province de Supérieur dans le Bouclier canadien (figure 1). Ils font partie de la bande de roches vertes de Matagami-Chibougamau, laquelle est délimitée à l'est par la province de Grenville et à l'ouest par la sous-province de Kapuskasing. Cette bande de roches vertes, qui s'étend sur une largeur moyenne de 60 km et sur une longueur de 430 km, est d'âge archéen; elle est typique de la province de Supérieur puisqu'elle se compose d'unités volcaniques et volcanoclastiques, accompagnées de complexes comagmatiques stratifiés et de plutons granitiques contemporains au volcanisme. Ces roches ont été touchées par la phase tectonique kénoréenne qui, d'après Stockwell (1964), se serait

produite il y a 2500 millions d'années: plus récemment, Dallmeyer *et al.* (1975) ont situé cette phase tectonique entre 2650-2700 et 2780-2820 millions d'années.

La bande de roches vertes de Chibougamau (figures 3 et 4) est formée de roches volcaniques calco-alcalines de l'Archéen et de roches sédimentaires plus jeunes. Les roches volcaniques, issues de deux cycles dont les produits vont de mafiques à felsiques, font partie du groupe de Roy (Duquette, 1970). Elles sont les encaissants du complexe de Lac Doré - lui-même injecté par un pluton (Chibougamau) dont la composition rejoint celle des tonalites-trondhjémites (Allard, 1976). Les roches sédimentaires, qui forment le groupe d'Opémisca, reposent en discordance sur les roches volcaniques du groupe de Roy. Les dépôts les plus jeunes de la région de Chibougamau sont des lambeaux isolés de roches clastiques d'origine glaciaire (formation de Chibougamau), à pendage horizontal, et probablement d'âge huronien (Long, 1972, 1973, 1974).

GROUPE DE ROY

Le groupe de Roy a été subdivisé en cinq formations: Obatogamau, Waconichi, Gilman, Blondeau et Bordeleau (Cimon *et al.*, 1977). Ces roches ont généralement un pendage abrupt et une orientation est-ouest. La formation d'Obatogamau, la plus vieille unité dans la région, consiste en coulées mafiques coussinées, en metabasaltes porphyriques et en quelques filons-couches comagmatiques de métagabbro. Elle représente le terme mafique du cycle volcanique le plus ancien dans la région de Chibougamau.

La formation de Waconichi repose en concordance sur la formation d'Obatogamau. Elle comprend des roches volcaniques

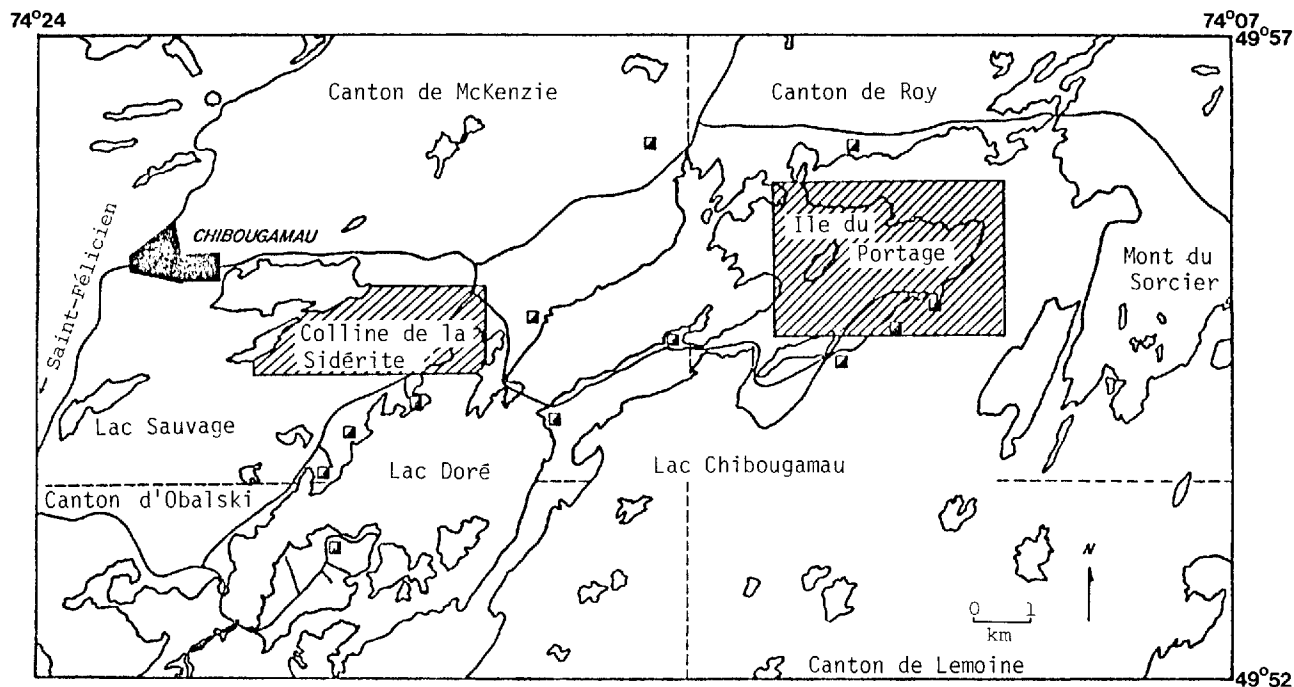


FIGURE 2 - Localisation des régions étudiées (surfaces hachurées).

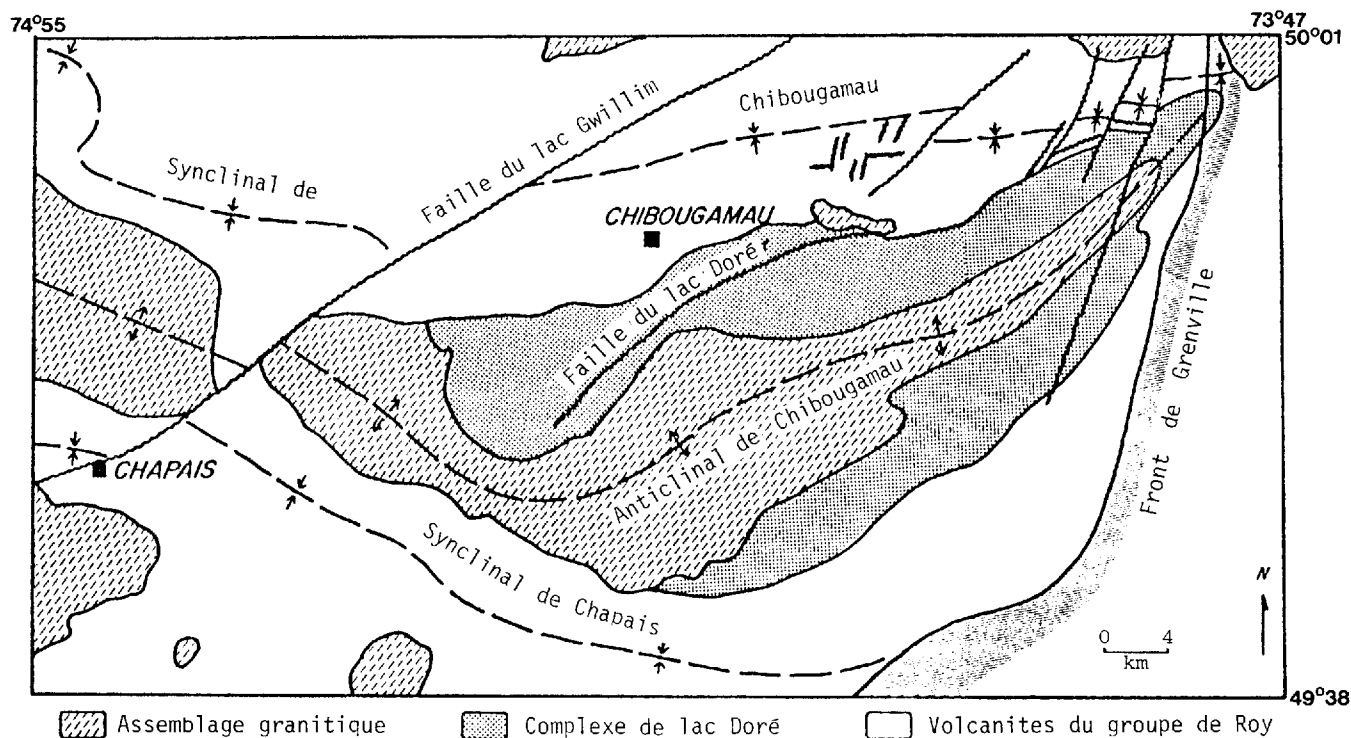


FIGURE 3 - Géologie simplifiée du sillon de roches vertes de Chibougamau (modifié; Duquette, 1970).

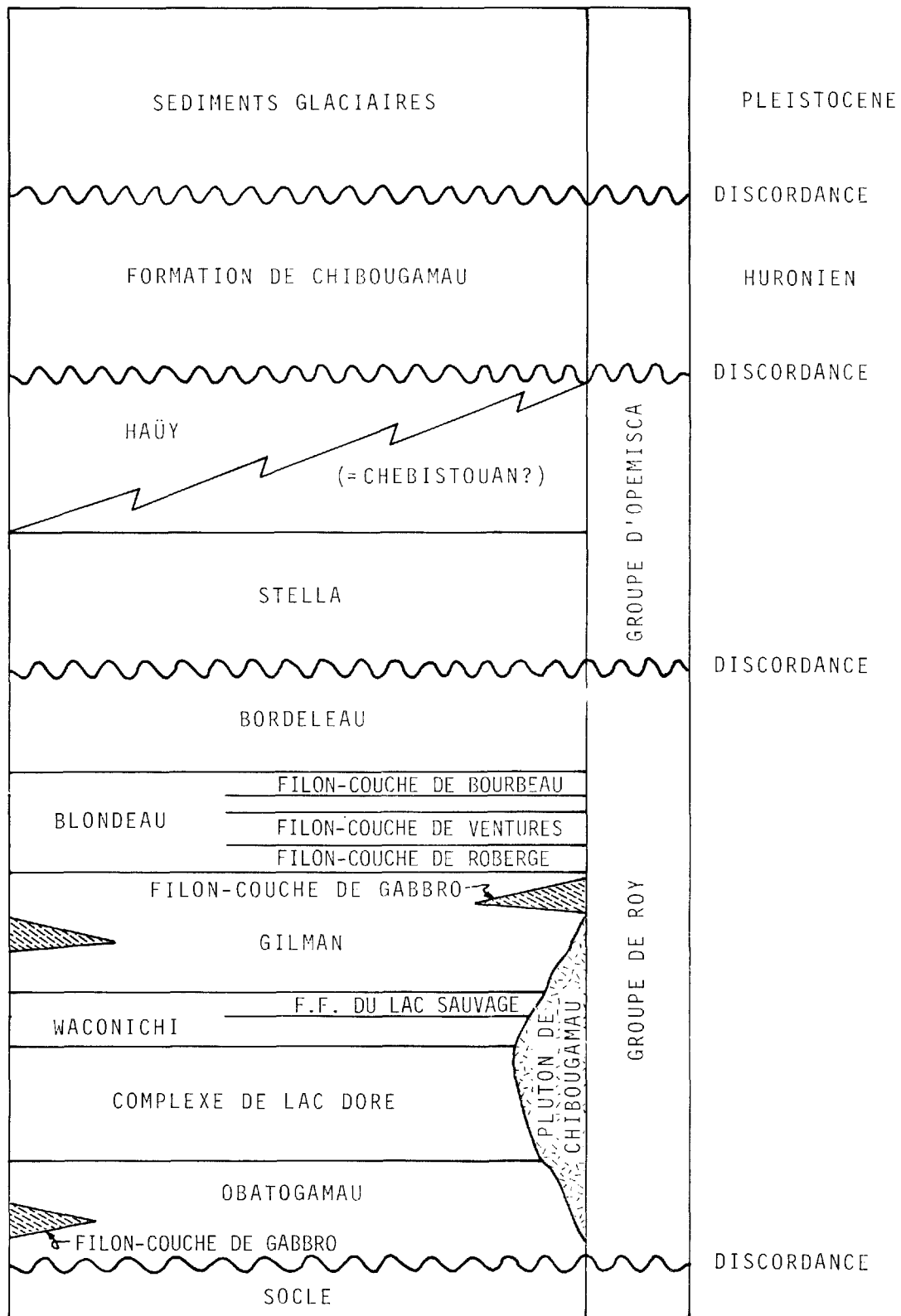


FIGURE 4 - Stratigraphie du sillon de roches vertes de Chibougamau (Cimon *et al.*, 1977).

TAB. 1 - SOMMAIRE DES UNITES LITHOLOGIQUES DE LA FORMATION DE BLONDEAU (ALLARD, 1976)

Roches sédimentaires et volcanoclastiques	
Filon-couche de Bourbeau	<ul style="list-style-type: none"> - 360 m de diorite quartzifère et de gabbro quartzifère - 330 m de leucogabbro - 23 m de pyroxénite à bronzite
Roches sédimentaires et volcanoclastiques	
Filon-couche de Ventures	<ul style="list-style-type: none"> - un peu de diorite quartzifère granophyrique - 450 m de gabbro - 540 m de pyroxénite noire et verte
Roches sédimentaires et volcanoclastiques	
Filon-couche de Roberge	<ul style="list-style-type: none"> - pyroxénite et diopsidite - péridotite et dunite - gabbro

felsiques et des roches volcanoclastiques (tufs, porphyres à phénocristaux de quartz et de feldspath, rhyolites sodiques) et se termine avec la formation ferrifère du Lac Sauvage (Allard et Henry, 1974). Cette dernière est une unité sédimentaire résultant de la précipitation chimique de matières exhalatives et comprend des lits de carbonate de Fe-Ca-Mg-Mn, de pyrite, de magnétite et d'un peu de chert. Elle correspond à la fin du premier cycle mafique à felsique de la bande de roches vertes de Chibougamau. Les formations d'Obatogamau et de Waconichi ont une épaisseur combinée d'environ 4500 m (Cimon, 1977). La formation de Gilman, qui marque le commencement du second cycle volcanique dans la région, repose en concordance sur les formations sous-jacentes du groupe de Roy et se compose d'environ 3600 m de basalte coussiné et de filons-couches de métagabbro comagmatique (Duquette, 1970). L'épaisseur des formations diminue vers l'est, l'ouest et le sud de Chibougamau, ce qui évoque des sources volcaniques se situant, en toute vraisemblance, au voisinage de l'emplacement actuel de la ville de Chibougamau.

La formation de Blondeau comprend des sédiments chimiques, des roches élastiques et volcanoclastiques (cherts, cherts tufacés, tufs cherteux et des termes intermédiaires) ainsi que des séquences d'argillite pyriteuse et graphiteuse. Elle ressemble à la formation de Waconichi, exception faite des séquences. Elle est injectée par une série de filons-couches comagmatiques qui ont chacun leur propre différenciation interne et se différencient par rapport à leur voisin du dessous par une teneur en silice qui augmente progressivement en allant vers le haut de la série (Allard, 1976). Le tableau 1 montre les unités lithologiques comprises dans cette formation. Enfin, la formation de Bordeleau constitue le membre supérieur du groupe de Roy.

GROUPE D'OPÉMISCA

Le groupe d'Opémisca repose en discordance sur le groupe de Roy. Dans la région de Chibougamau, il a été subdivisé en deux formations: Stella et Haüy. Au nord de Chibougamau, le groupe ne comprend

que la formation de Chebistuan, laquelle, en toute vraisemblance, est l'équivalent latéral de la formation de Haüy (Caty, 1978). La formation de Stella comprend des lentilles de conglomérat de base, des schistes ardoisiers, des schistes graphitiques, des conglomérats et des grauwackes de composition diverse. Elle repose en concordance sur la formation de Blondeau en quelques points mais se présente en discordance sur le groupe de Roy dans presque toute la région de Chibougamau.

La formation de Haüy repose en concordance sur la formation de Stella. Elle comprend des andésites porphyriques ainsi que des roches volcanoclastiques et sédimentaires.

Les unités du groupe d'Opémisca sont plissées avec celles du groupe de Roy. La figure 5 résume l'évolution de la nomenclature stratigraphique dans la région de Chibougamau.

COMPLEXE DE LAC DORÉ

Le complexe de Lac Doré est une intrusion stratifiée de type Bushveld; son caractère stratiforme a été reconnu pour la première fois par Allard, en 1956, qui lui a également donné ce nom. Les études subséquentes (Allard, 1966, 1967, 1970; Allard et Caty, 1969; Demontigny, 1960; Duquette et Mathieu, 1976; Cimon, 1971) ont permis de définir la stratigraphie, la minéralogie et le chimisme du complexe. Le tableau 2 en résume la stratigraphie.

Allard (1970) a comparé le complexe de Lac Doré à d'autres complexes stratifiés bien connus et trouvé suffisamment d'indications pour étayer son hypothèse originelle à l'effet que ce complexe est l'équivalent métamorphique des complexes

stratifiés classiques tels le Bushveld, le Stillwater et le Skaergard. La *zone d'anorthosite* est la plus basse, stratigraphiquement, des zones dégagées. Ses principaux types de roches sont: la méta-anorthosite, la méta-anorthosite gabbroïque et le métagabbro anorthositique. Les minéraux prédominants sont l'albite, la zoïsite/clinozoïsite et la chlorite. Les minéraux accessoires sont l'ilménite et le sphène. La caractéristique la plus remarquable de cette zone est la granulométrie très grossière des unités lithologiques. Cette zone offre un litage sédimentaire causé par les variations de texture et de granulométrie et les proportions relatives de pyroxène, de plagioclase et d'ilménite. La variation dans la texture et la granulométrie a induit les mineurs de jadis à décrire la roche par des termes comme "anorthosite bréchifiée", "anorthosite mouchetée", "anorthosite de pierre tombale" et "anorthosite gréseuse". La zone d'anorthosite constitue l'encaissant des principaux gisements de cuivre-or de la région minière de Chibougamau.

Au-dessus de la zone d'anorthosite se trouve la *zone litée* (tableau 2), divisée en cinq membres (Allard, 1967; Allard et Caty, 1969; Caty, 1970; Allard, 1976). Cette zone montre un litage spectaculaire, à l'échelle centimétrique. Plusieurs caractères propres aux roches sédimentaires ainsi que des changements de faciès ont été notés dans le complexe. Les caractères sont le litage, l'effondrement, le granoclassement, les laminations entrecroisées, les empreintes de charge, les blocs et les lits chenalisés (Allard, 1976). Les changements de faciès s'observent aussi bien sur l'axe NE-SW du complexe que sur l'axe NW-SE, reflétant ainsi la variation du contenu en Fe/Ti/V des magnétites (Allard, 1976).

TAB. 2 - STRATIGRAPHIE DU COMPLEXE DE LAC DORE

ZONE	FLANC NORD - partie ouest	FLANC NORD - partie est	FLANC SUD
ZONE DE BORDURE SUPERIEURE	métadiabase métagabbro anorthositique	métopyroxénite-métadiabase	mécadiabase-métagabbro métagabbro anorthositique
ZONE DE SOTAGRANOPHYRE	granophyre sodique		granophyre sodique
ZONE DE FERRODIORITE	F ₃ Ferrodiorite 111 F ₂ Ferrodiorite 11 F ₁ Ferrodiorite 1		
ZONE LITEE	NP ₃ Métapyroxénite 111- quartzifère NP ₂ Métapyroxénite 11- avec spatite et ilminite NP ₁ Métapyroxénite 1- métagabbro à magnétite	Métapyroxénite-métaferropyr- roxénite Métaferrodunite	Membre P ₃ - métaferropyrroxénite-méta- gabbro Membre A ₂ - méta-anorthosite-méta-anor- thosite gabbroïque Membre P ₂ - métaferropyrroxénite-magné- titite-métagabbro Membre A ₁ - méta-anorthosite-méta-anor- thosite gabbroïque Membre P ₁ - métaferropyrroxénite-méta- ferrogabbro-magnétite
ZONE D'ANORTHOSITE	Métagabbro-anorthositique Méta-anorthosite	Métagabbro-anorthositique Méta-anorthosite gabbroïque Méta-anorthosite	Métagabbro Métagabbro anorthositique Méta-anorthosite gabbroïque Méta-anorthosite
CONTACT INTRUSIF	Injecté par le pluton de Chibougamau	Injecté par le pluton de Chibougamau	Injecté par le pluton de Chibougamau
ZONE CACHÉE INFERIEURE	?	?	?

D'après Allard (1969), Dorr (1969), Caty (1970), Allard (1973), Beakin (1975).

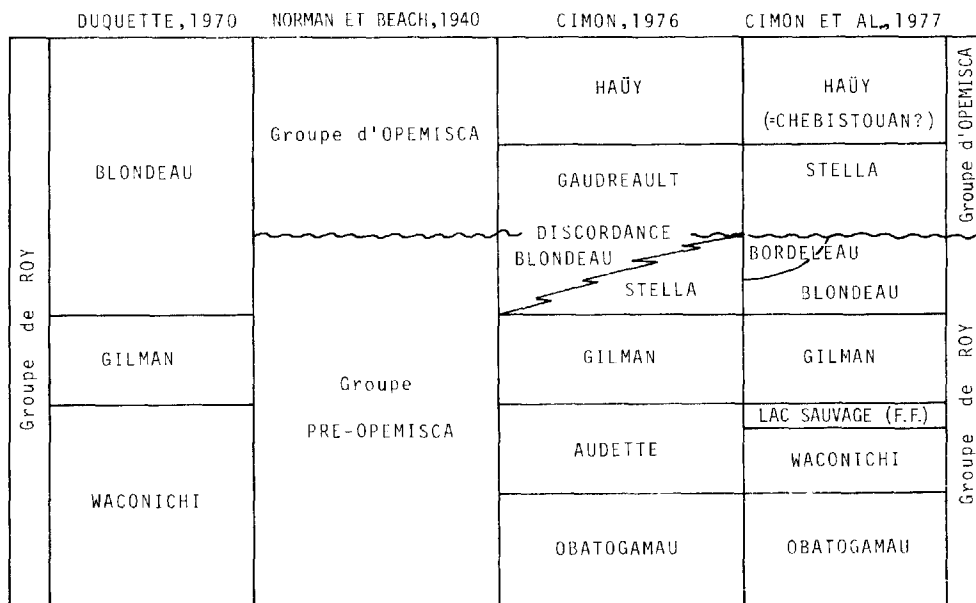


FIGURE 5 - Schéma de l'évolution de la nomenclature stratigraphique dans la région de Chibougamau.

La zone de ferrodiorite est localisée entre la zone litée et la zone de granophyre sodique. Baskin (1976) a démontré que, sur le flanc nord du complexe, les roches de cette zone sont bien litées et que le passage à la zone litée sous-jacente, ainsi qu'à la zone de granophyre sodique sus-jacente, se fait graduellement.

La zone de granophyre sodique est logée stratigraphiquement entre la zone de bordure supérieure et la zone litée (ou zone de ferrodiorite). Elle varie en épaisseur de 150 à 900 m. Elle n'est pas litée et se présente de façon discontinue. Les constituants minéralogiques prédominants sont le quartz, le plagioclase, la chlorite, l'épidote et la ferrohastingsite (Allard, 1976). Les minéraux accessoires sont le zircon, l'apatite, la magnétite et la pyrite. Le quartz et le plagioclase sont souvent cristallisés en intercroissance, ce qui crée une texture granophyrique. Le terme granophyre a été changé pour celui de granophyre sodique par Jackson (1969, communication personnelle) en raison de la forte teneur en Na_2O (5 à 6%) et de la faible teneur en K_2O dans les roches de cette zone.

La partie supérieure du complexe comprend une bordure de refroidissement, appelée zone supérieure de bordure, qui est souvent confondue avec les métavolcanites encaissantes. Cette zone est ordinairement composée de métagabbro et de métadiabase finement grenus, avec un peu de métapyroxénite et de méta-anorthosite. La répartition des roches de cette zone est peu connue et très variable.

La stratigraphie du complexe de Lac Doré est moins connue que celle d'autres complexes stratifiés étudiés à fond, tels le Bushveld et le Stillwater (Hess,

1960; Jackson, 1961; Wager et Brown, 1967). La plupart de ces complexes ont une bordure de refroidissement à la base et une zone ultramafique minéralisée en chrome et en platine (figure 6). La zone la plus basse du complexe de Lac Doré ne comprend toutefois que de l'anorthosite. Le pluton de Chibougamau pourrait masquer toutes les unités lithologiques situées sous cette zone. Duquette (1972) a émis l'hypothèse, sans la commenter, qu'une partie non exposée du complexe était masquée par le pluton de Chibougamau. Allard (1973) a étendu ce concept pour en arriver, sur la base d'indications chimiques et pétrographiques, à la présence d'une zone inférieure cachée, consistant en roches ultramafiques et comprenant une bordure inférieure. Il est cependant difficile de prouver que le pluton de Chibougamau soit un Eilon-couche séparant la zone inférieure cachée de la zone d'anorthosite, et de quantifier l'épaisseur des zones plutoniques.

PLUTON DE CHIBOUGAMAU

Le pluton de Chibougamau est intrusif dans le complexe de Lac Doré et suit l'axe de l'anticlinal de Chibougamau. Des masses satellites affleurent au voisinage du Lac Scott, de la baie du Portage (stock de Grandroy) et du Lac David. Le pluton de Chibougamau est une intrusion très étendue et très complexe de la suite des tonalites-trondhjémites. La mise en place de la majeure partie du pluton est antérieure au tectonisme; on doit cependant noter que quelques phases dans le coeur et à l'extrémité sud-ouest de cette intrusion sont syn- ou tardi-tectoniques, ne montrent qu'une altération minime et sont libres de foliation métamorphique ou tectonique (Allard, 1976). Le pluton est grossièrement zoné, mais beaucoup d'études seront nécessaires pour en délimiter la zonation à l'échelle régionale.

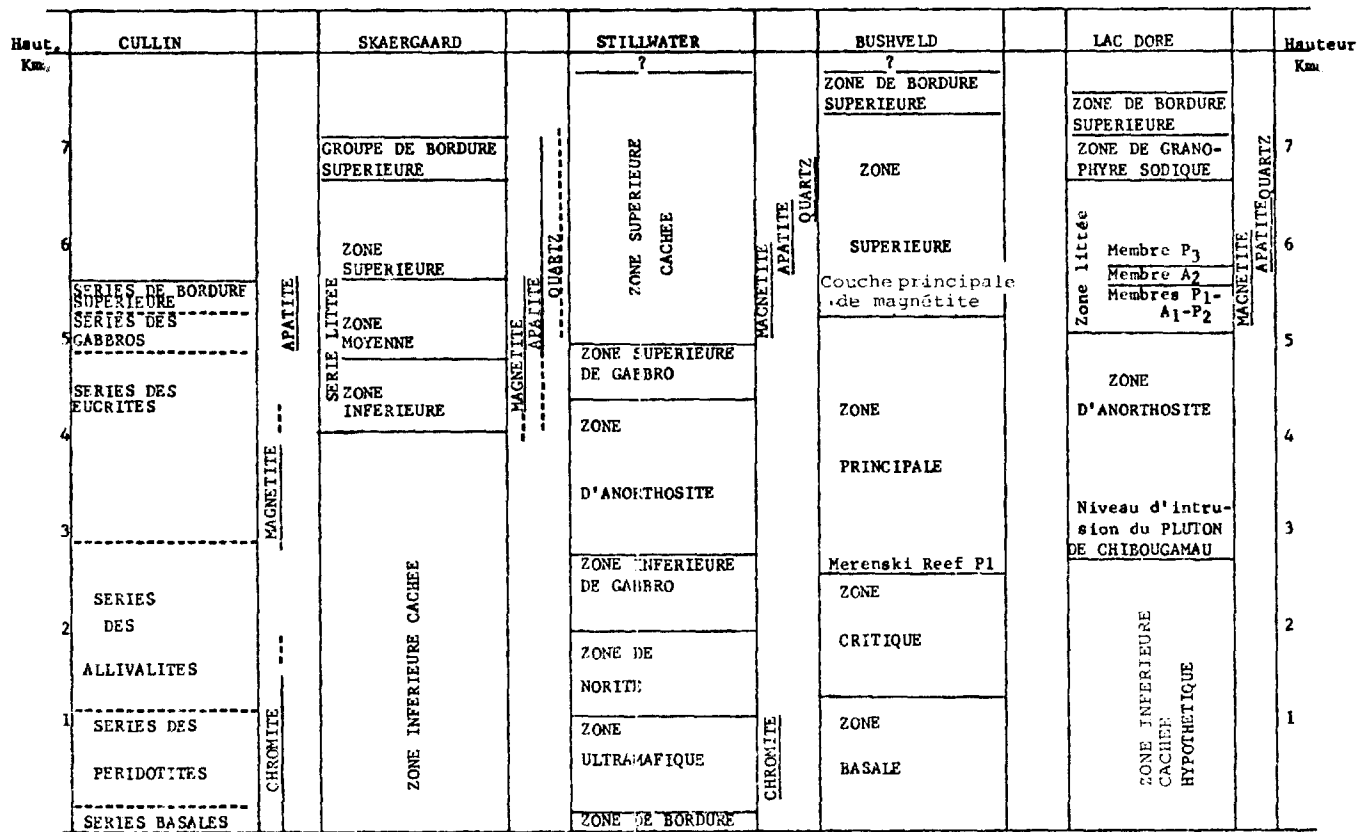


FIGURE 6 - Comparaison entre les principaux complexes étagés et le complexe de Lac Doré, montrant les similitudes dans la stratigraphie, la pétrologie et la minéralogie (Allard, 1973).

DYKES

Les dykes felsiques à phénocristaux de quartz et de feldspath et les dykes gris à phénocristaux de feldspath sont les plus répandus dans la région de Chibougamau. Les dykes de roches vertes ressemblent aux metabasaltes de la région mais se distinguent de ceux-ci par leur caractère intrusif. Les dykes, pour la plupart, ont un pendage abrupt. Les plus récents sont plus mafiques (diorite et gabbro) que les plus anciens; plus jeune, une diabase postérieure au métamorphisme, s'étend dans une direction nord-ouest et passe sous le lac Chibougamau.

TECTONIQUE

La bande de roches vertes de Chibougamau forme un synclinorium comprenant une série de plis isoclinaux et symétriques plongeant de quelques degrés vers l'est ou vers l'ouest (figure 3; Duquette, 1970). Elle a 190 km de longueur sur environ 80 de largeur. Les séquences lithologiques sont métamorphisées au faciès des schistes verts ou, localement, à celui des amphibolites. Les textures ayant été conservées presque partout, on présume généralement que la bande a subi un métamorphisme isochimique.

Vers l'est, le synclinorium comprend l'anticlinal de Chibougamau et le synclinal de Chapais. Vers l'ouest, il ne comprend qu'un seul synclinal, lequel émane

de la jonction des synclinaux de Chibougamau et de Chapais (Duquette, 1970). Les axes des plis majeurs sont distants d'environ 30 km les uns des autres. Des masses intrusives de la suite des tonalites-trondhjémites affleurent dans les zones anticlinales tandis que les unités métavolcaniques et métasédimentaires préfèrent les zones synclinales.

Les unités métavolcaniques et métasédimentaires de la région sont orientées E-W et ont un pendage abrupt ou vertical. On note une foliation verticale, parallèle aux zones axiales régionales. Les crénulations plongent généralement à pic le long du plan de foliation. Les figures d'interférences en forme de canoë qu'on observe dans les roches sont l'indication d'une seconde déformation qui serait postérieure à la phase kénoréenne de plissement et résulterait d'une compression sur un axe E-W.

La région de Chibougamau comprend trois systèmes de cisaillement et de faille: NE, WNW et N. Plusieurs failles longitudinales ont été signalées au contact des unités ultramafiques ou au sein de ces dernières. Le système NE comprend les failles du lac Gwillim, du lac Doré et du détroit de McKenzie. Ces failles (ou zones de cisaillement) ont une plongée verticale et sont généralement définies par une altération en chlorite-quartz-séricite.

Le système WNW est le lieu des principales minéralisations de cuivre-or du bassin du lac Doré. Ce sont généralement des zones de cisaillement intense, faiblement espacées, à pendage abrupt et notables pour leur carbonatation et silicification. Elles varient en épaisseur, s'enflent et se pincent, et sont de longueur variable (Allard, 1976).

Le troisième système a une direction légèrement à l'est du nord. La plupart de ces failles ont un déplacement horizontal senestre. Les veines d'or explorées par Norbeau Mines dans le canton de McKenzie et la faille du lac Mistassini font partie de ce système, lequel est postérieur à la phase tectonique kénoréenne.

GEOLOGIE DES TERRAINS ETUDIÉS

La formation de Waconichi est la plus vieille formation de nos terrains. Constituée de basaltes intercalés de coulées felsiques et de volcanoclastites, elle se termine par la formation ferrifère du Lac Sauvage. Les metabasaltes de la formation de Gilman reposent en concordance sur cette formation. Ces deux formations ont subséquentement été envahies par le complexe de Lac Doré, un complexe stratifié sub-volcanique de même type que le Bushveld. Le complexe, à son tour, a été envahi par le pluton de Chibougamau et des masses satellites (stock de Grandroy) de la suite des tonalites-trondhjémites. Durant la phase kénoréenne, la plupart des unités de la région ont été déformées et métamorphosées au faciès des schistes verts. Les surfaces présentement dégagées résultent de l'action du Pléistocène.

METABASALTES ET METATUFS BASALTIQUES

Les metabasaltes et métatufs basaltiques des formations de Waconichi et de Gilman constituent le substratum d'une partie importante des terrains étudiés (voir carte). Une étroite zone de roches volcaniques mafiques et de volcanoclastites de la formation de Waconichi affleure dans le secteur de l'île du Portage, en contact avec le complexe de Lac Doré. Les metabasaltes de la formation de Gilman affleurent dans l'extrémité nord du secteur de la col-

line de la Sidérite et dans les parties est et nord du secteur de l'île du Portage. Ils sont finement grenus, massifs et de couleur vert pâle à foncé. Les structures volcaniques primaires qui ont été conservées sont les coussins, les sommets scoriacés de coulées, les amygdales, les lignes d'écoulement et les vésicules. Les sommets scoriacés de coulées, les coussins et les couches différenciées de cristaux de plagioclase sont d'excellents critères pour l'identification de la base ou du sommet stratigraphique (figure 7). Les coussins sont généralement aplatis parallèlement au plan de foliation tectonique. Les coulées différenciées sont rares.

Les metabasaltes ont une texture blastointergranulaire (figure 8). Les minéraux dominants sont l'albite (An_6), la chlorite, l'actinote, l'épidote et la clinozoïsite. Le plagioclase a été transformé en un mélange d'albite et de clinozoïsite. L'actinote ($Z_{Ac}=15^\circ$) se présente en prismes de moins de 2.0 mm de longueur, et possède la formule pléochroïque suivante: X = jaune pâle, Y = jaunâtre-vert, Z = vert pâle. L'épidote est incolore à vert pâle. La chlorite a un pléochroïsme passant de pâle à vert foncé et des couleurs d'interférence dans les tons de bleu-Berlin, ce qui est anormal. Les minéraux accessoires sont la magnétite, la pyrite, l'ilménite et le sphène (tableau 3).

Les métatufs sont bien lités, fortement foliés et crénelés sur les plans de foliation. Ils sont constitués de matériaux pyroclastiques de granulométrie variable. Les fragments de roche sont aplatis parallèlement au plan de foliation et peuvent mesurer plus de 30 cm de longueur. Les particules broyées et corrodées de plagioclase, de tourmaline (rare) et les fragments de roche baignent dans une matrice

d'albite, de clinozoïsite et de sphène. Le chloritoïde est souvent présent dans des zones d'altération au contact de la formation ferrifère du Lac Sauvage et des roches volcaniques mafiques.

METATUFS FELSIQUES, META-AGGLOMERATS ET METACHERTS

Des coulées felsiques, des dépôts pyroclastiques et des roches sédimentaires d'origine exhalative de la formation de Waconichi affleurent dans la partie centrale du secteur de la colline de la Sidérite et dans le secteur de l'île du Portage. Ces unités, qui se situent stratigraphiquement sous les metabasaltes de la formation de Gilman, se présentent en lits et lentilles discontinus de métatuf, de métachert tufacé, de métatuf chertoux et de méta-agglomérat ainsi que sous forme de coulées de rhyodacite.

Les affleurements ont une surface dont les couleurs vont généralement du brun au gris ou blanc grisâtre; des fragments lithiques y font saillie (figure 9). Les variations de couleur reflètent divers degrés de carbonatation dans les unités sous-jacentes à la formation ferrifère du Lac Sauvage. Les métatufs sont fortement foliés et crénelés. Les méta-agglomérats comportent des fragments dont la longueur peut varier de 2.5 à 58 cm. Des lits granoclassés dans les métatufs et les métacherts indiquent que le sommet stratigraphique de la séquence est vers le nord. Ces roches contiennent généralement des quantités variables de pyrite et de carbonates de Fe-Ca-Mg-Mn.

En lame mince, les métatufs et les méta-agglomérats présentent des textures fragmentaires évidentes. Les constituants dominants sont la séricite (muscovite et paragonite), la chlorite, le quartz et



FIGURE 7 - Métabasalte différencié avec cristaux de plagioclase déposés parallèlement au contact de deux coulées de basalte, sous la tête du marteau. Le sommet de la coulée différenciée est vers le bas de la photo. L'affleurement est situé à l'embranchement de la route à l'est de Chibougamau.



FIGURE 8 - Microphotographie de métabasalte à texture blastointergranulaire. Noter l'arrangement plumeux des baguettes de plagioclase. L'échantillon est carbonatisé; la matrice ainsi que les baguettes de plagioclase ont été remplacées par de l'ankérite. Lumière naturelle; largeur du champ: 7.0 mm.

l'albite (tableau 4). On note, ici et là, la présence de rares écailles de verre recristallisé. Les métatufs sont constitués à 80% de séricite et de quartz. Le plagioclase (An₅) est souvent carbonatisé et séricitisé. Les particules de séricite et de chlorite sont orientées parallèlement à la foliation tectonique dominante et ont des propriétés optiques normales. Le pléochroïsme de la chlorite va du vert au vert pâle. Parmi les minéraux accessoires, on note le zircon, la magnétite, la tourmaline

(figure 10), la pyrrhotine, la chalcopyrite, la pyrite et l'hématite. Le chloritoïde se rencontre dans les parties fortement altérées (carbonatisées) de ces unités.

FORMATION FERRIFERE DU LAC SAUVAGE

La formation ferrifère du Lac Sauvage affleure en lentilles discontinues associées en bien des endroits à des métavolcanites felsiques au sommet de la formation de Waconichi. C'est une unité sédimentaire

TAB. 3 - ANALYSES MODALES DE METABASALTES DE LA FORMATION DE GILMAN, A LA COLLINE DE LA SIDERITE

	1	2	3	4	5
Plagioclase	35*	36	40	42	36
Chlorite	16	10	32	9	28
Actinote	35	23	0	40	0
Epidote	2	6	8	4	0
Minéraux opaques	tr	16	10	tr	15
Leucoxène	8	9	7	tr	11
Quartz	2	0	1	3	7
Carbonate	2	0	2	2	3

*Estimation visuelle



FIGURE 9 - Méta-agglomérat chertoux dans la partie ouest du secteur de la colline de la Siderite. Les fragments ont la composition d'une rhyodacite.

TAB. 4 - ANALYSES MODALES DE ROCHES DE LA FORMATION DE WACONICHI

	1	2	3	4	5
Quartz	56*	30	60	50	63
Plagioclase	6	2	6	5	8
Chlorite	16	0	0	10	0
Séricite	18	28	14	20	23
Pyrite	4	2	0	5	6
Carbonate	0	38	20	10	0

*Estimation visuelle

1. Métatuf cherteux. Ile du Portage
2. Métatuf dacitique. Colline de la Sidérite
3. Métachert tufacé. Colline de la Sidérite
4. Méta-agglomérat cherteux. Colline de la Sidérite
5. Métatuf pyriteux et cherteux. Ile du Portage

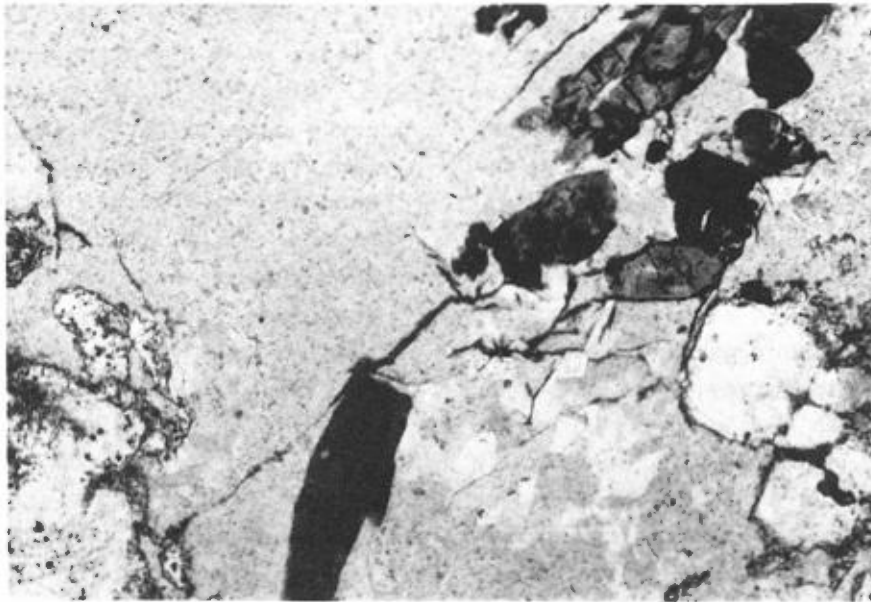


FIGURE 10 - Porphyroblastes de tourmaline dans un métatuf du secteur de l'île du Portage. La tourmaline témoigne de la présence de borate dans l'environnement sous-marin dans lequel le tuf se déposait. Lumière naturelle; largeur du champ: 2.81 mm.

résultant de la précipitation chimique de matières exhalatives au cours des périodes terminales du premier cycle d'activité volcanique (Allard, 1976). Elle comprend surtout un faciès carbonaté mais les faciès sulfuré (pyrite-pyrrhotine) et oxydé sont aussi représentés. Les structures sédimentaires primaires, telles le litage, les stratifications entrecroisées et les textures d'effondrement intraformationnel sont bien conservées. Les relations texturales originales ont été obscurcies par les recristallisations diagénique et métamorphique. On trouvera plus loin une discussion plus détaillée de la formation.

COMPLEXE DE LAC DORÉ

Le complexe de Lac Doré affleure abondamment. On rencontre des roches de la zone anorthositique, de la zone litée, de la zone de granophyre sodique et de la zone de bordure supérieure. Les aspects pétrographiques et pétrologiques du complexe ont été étudiés en détail par de nombreux auteurs (Allard, 1966, 1967, 1970; Allard et Caty, 1969; DeMontigny, 1960; Duquette et Mathieu, 1960 et Cimon, 1971). Nos observations sur les unités lithologiques seront donc assez brèves.

La zone d'anorthosite est la plus basse des zones à découvert sur nos terrains. Elle comprend de la méta-anorthosite, du métagabbro anorthositique et de la méta-anorthosite gabbroïque. Ces unités se distinguent les unes des autres par la variation dans la granulométrie et dans la teneur en plagioclase de la fraction en cumulus. Leurs surfaces d'altération, grises à rouille, présentent un aspect nouveau résultant de la plus grande résistance des plagioclases aux intempéries par rapport à la chlorite. En cassure fraîche, les tons varient de blanc verdâtre à blanc suivant

la proportion de plagioclase par rapport aux constituants mafiques.

En lame mince, les minéraux dominants sont l'albite, la zoïsite/clinozoïsite et la chlorite; les minéraux accessoires sont l'ilménite, le leucoxène (sphène sub-microscopique) et la magnétite (tableau 5). Le plagioclase de la fraction en blastocumulus est altéré en albite mélangée de zoïsite (clinozoïsite) mal cristallisée. La proportion de ces minéraux reflète la composition originale du plagioclase. La chlorite est un pseudomorphe du pyroxène de la fraction en intercumulus. L'ilménite et la magnétite de la même fraction sont remplacées, respectivement, par du sphène et de la chlorite (figure 11).

La zone litée, selon Allard (1976), est sus-jacente à la zone d'anorthosite et comprend des affleurements à litage igné spectaculaire dans les parties sud et ouest du flanc nord de l'anticlinal de Chibougamau. Sur nos terrains, elle n'affleure qu'en lentilles discontinues dans la zone d'anorthosite. De plus, dans le secteur de l'île du Portage, lequel se trouve dans la partie est du flanc nord de l'anticlinal de Chibougamau, les affleurements sont peu ou pas lités. La zone comprend de la métapyroxénite, de la métaferroproxénite et de la métaferrodunite serpentinisée. La métapyroxénite est l'unité la plus importante et comporte des quantités variables de métaferrodunite.

On trouve de la métapyroxénite dans les deux secteurs. Les surfaces d'altération prennent une teinte rouge brunâtre à gris suivant le contenu en fer. Les grains d'amphibole et de magnétite/ilménite font saillies et produisent une surface bréchée et rugueuse. Cette unité est constituée de trémolite/actinote et de chlorite

TAB. 5 - ANALYSES MODALES D'UNITES LITHOLOGIQUES DU
COMPLEXE DE LAC DORE

	1	2	3	4
Plagioclase	39*	47	30	27
zoïsite	53	32	0	0
Séricite	0	0	5	0
Chlorite	8	13	10	21
Quartz	0	0	31	33
Minéraux opaques	0	8	24	7
Carbonate	0	0	0	12
Leucoxène	0	0	tr	tr

*Estimation visuelle

1. Méta-anorthosite gabbroïque. Colline de la Sidérite
2. Méta-anorthosite. Colline de la Sidérite
3. Métagranophyre sodique. Colline de la Sidérite
4. Métagranophyre sodique. Colline de la Sidérite

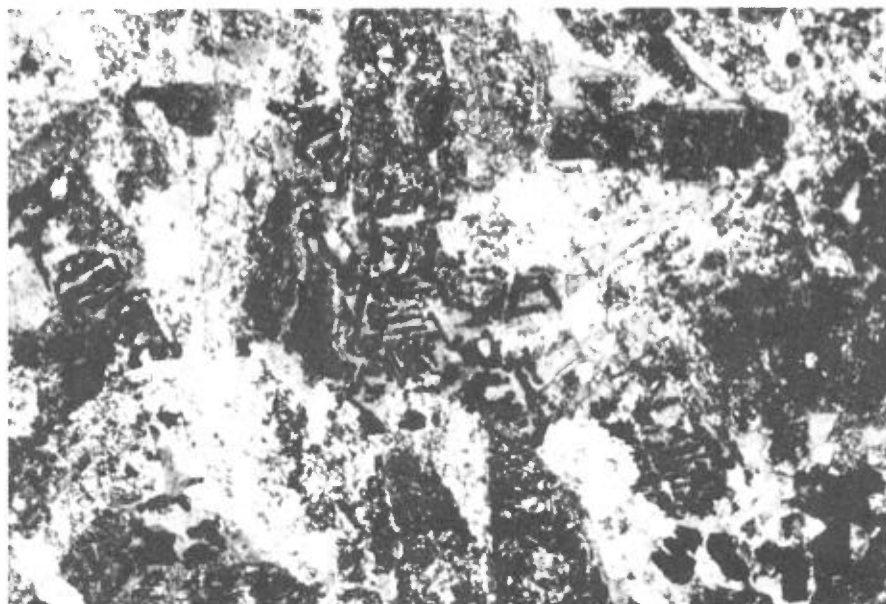


FIGURE 11 - Méta-anorthosite gabbroïque de la zone d'anorthosite du complexe de Lac Doré. Les cristaux blancs de la fraction en cumulus sont du plagioclase (P: albite + zoïsite). La chlorite de la fraction en intercumulus remplace le pyroxène original. Le leucoxène, pseudomorphe de l'ilménite, et la magnétite titanifère forment la phase opaque. Lumière naturelle; largeur du champ: 7.0 mm.

remplaçant le pyroxène original, et de quantités variables de talc et de serpentine remplaçant l'olivine primaire.

Une métaferrodunite riche en magnétite (figure 12) est associée à la méta-pyroxénite dans le secteur de l'île du Portage. L'affleurement typique révèle une roche finement grenue, noire à vert foncé; les surfaces d'altération, blanc grisâtre, présentent une texture en maille typique de l'olivine de la fraction en cumulus et de la magnétite de la fraction en intercumulus. La roche est semée de filonnets d'amiante. Cette métaferrodunite forme, d'après Allard (1976), la majeure partie de la roche du mont du Sorcier. Gaucher (1960) a noté des reliques de grains d'olivine sur des échantillons de cette unité à 5 km à l'est de ce mont; il a déterminé, pour l'olivine, une composition de $Fe_{0.64} - Fe_{0.36}$.

Le flanc nord de l'anticlinal de Chibougamau renferme de grandes quantités de serpentine contrairement au flanc sud qui contient des chlorites et des amphiboles. Ce changement minéralogique ainsi que l'absence de litage sont les principales différences pétrographiques observées dans la zone litée (Allard, 1976).

La zone de granophyre sodique affleure à l'est de la colline de la Sidérite, le long de la crête longeant le côté nord du lac Towle. Des études antérieures avaient reconnu cette zone à l'ouest de la colline mais avaient conclu à sa disparition au voisinage de la colline. Dans notre région, les unités lithologiques de la zone se retrouvent entre des roches de la zone de bordure supérieure et la zone d'anorthosite. Les roches ne sont pas litées et ressemblent, en affleurement, à un granite. Les parties dégagées sont très ré-

sistantes à l'érosion et forment de grandes bosses qui ont tendance à loucher la crête des cîmes. Les variations de couleur reflètent la teneur en chlorite de la roche.

Les principaux minéraux sont le quartz, le plagioclase et la chlorite ainsi qu'un peu d'actinote et d'épidote (tableau 5). Les minéraux accessoires sont le zircon, l'apatite, la magnétite, le sphène et la pyrite. Le quartz et le plagioclase se présentent en grains individuels et en intercroissance granophyrique (figure 13). Le plagioclase est souvent séricitisé. Allard (1976) a noté l'absence d'épidote/clinozoïsite comme produits d'altération dans la roche, ce qui est une indication de la faible proportion d'anorthite (Ca) dans le plagioclase. La chlorite, le minéral mafique le plus répandu, est omniprésente en petites paillettes aciculaires dans le plagioclase et dans la matrice; elle se présente aussi en pseudomorphes agglomérés du ferropyroxène(?) ou de l'amphibole. Allard (1976) a émis l'hypothèse que l'accroissement appréciable de la chlorite sur le flanc nord de l'anticlinal de Chibougamau est attribuable à la forte quantité d'altération hydrothermale associée aux nombreux dykes et massifs à phénocristaux de quartz et de feldspath.

Un modèle récemment proposé par Allard et Whitney (1977) fait appel, pour le développement de la zone de granophyre et de la zone litée, à l'assimilation des roches felsiques de la formation de Waconichi. Les endroits où le complexe de Lac Doré est en contact avec des roches mafiques de la formation de Gilman montrent peu ou pas de litage et la zone de granophyre sodique y est absente. Dans nos deux secteurs, le complexe s'est emplacé au niveau du contact des formations de Waconichi et de Gilman, ce qui peut expliquer la présen-

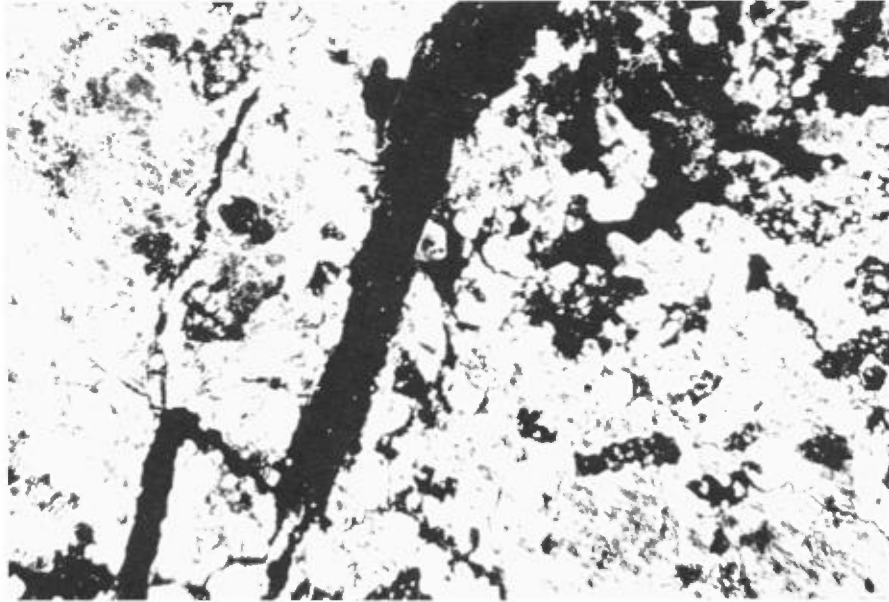


FIGURE 12 - Métaferrodunite riche en magnétite, de la zone litée du complexe de Lac Doré. Les constituants minéralogiques sont la serpentine et la magnétite. La serpentine est pseudomorphe de l'olivine originelle. Mont du Sorcier. Largeur du champ: 7.0 mm. Nicols croisés.

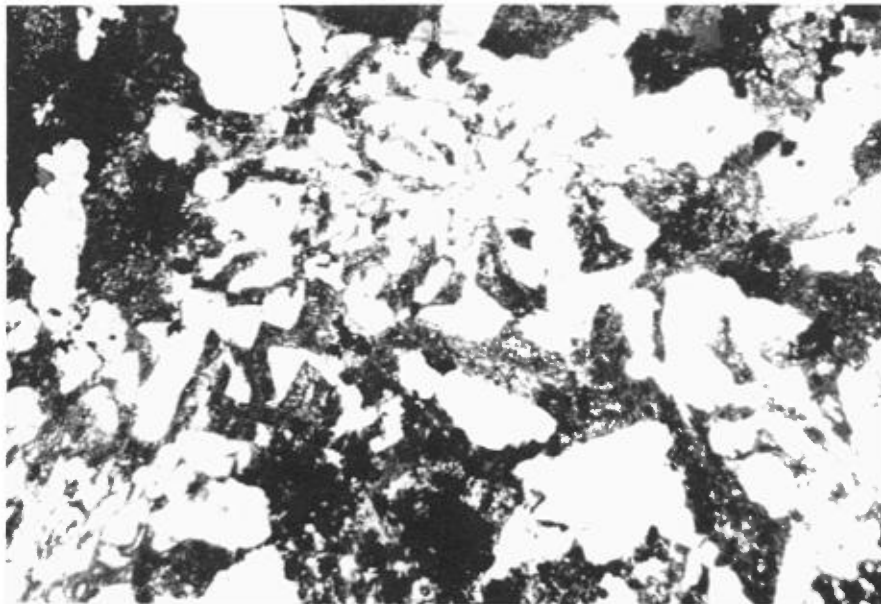


FIGURE 13 - Métagranophyre sodique du complexe de Lac Doré. Le quartz et le plagioclase sont en intercroissance, ce qui confère à la roche une texture granophyrique. Au nord du lac Towle. Polarités croisées; largeur du champ 7.0 mm.

ce ou l'absence de la zone de granophyre sodique.

La zone en contact avec les unités volcaniques - la zone de bordure supérieure - est peu connue et varie beaucoup. Elle forme des lentilles discontinues au sommet du complexe de lac Doré. Du point de vue pétrologique, les roches ressemblent à celles décrites plus haut. En cartographiant le contact entre le complexe de lac Doré et les roches volcaniques, Allard (1973) a noté que la zone de bordure supérieure était, au mont du Sorcier, en majeure partie constituée d'un membre de métapériidotite riche en magnétite et que, à l'île du Portage, elle comportait plusieurs unités lithologiques: métapyroxénite, méta-anorthosite gabbroïque et métapériidotite riche en magnétite. Des unités lithologiques semblables ont été reconnues au cours de notre étude.

INTRUSIONS GRANITIQUES ET DYKES

Le stock de Grandroy affleure sur la rive nord de l'île du Portage et se prolonge dans les eaux de la baie adjacente; Allard (1976) tient ce stock pour un satellite du pluton de Chibougamau. Son cuivre a fait l'objet d'exploitation par la société minière Campbell Chibougamau; le gisement comprenait 500 000 tonnes métriques à teneur moyenne de 2 à 2.5% de cuivre et 0.03 gramme d'or par tonne.*

Les dykes de porphyre à quartz et feldspath sont nombreux dans nos deux secteurs. Sur le terrain, leur présence coïncide généralement avec de faibles dépressions. En surface d'altération, ils sont beige à blanc grisâtre et sont criblés de nombreux cristaux de quartz qui font saillie. Les affleurements sont souvent rouillés par la pyrite, la pyrrhotine et la chalcopyrite. L'épaisseur des dykes varie

* Pour fins de comparaison: 0.1 oz/tonne anglaise = 3.44 g/t

entre 3 et 10 m; la moyenne est de 6. En cassure fraîche, la roche est blanc verdâtre. Les phénocristaux baignent dans un médium siliceux à grain fin. Le plagioclase est automorphe à subautomorphe et habituellement maclé.

Les constituants minéralogiques dominants sont le feldspath vert pâle à gris verdâtre et rose, le quartz interstitiel et la chlorite, celle-ci distribuée de façon irrégulière. La séricite et le carbonate sont les produits d'altération habituels de phénocristaux de plagioclase. La chlorite est pseudomorphe de la biotite. Les minéraux accessoires sont la magnétite, la pyrite et le sphène.

TECTONIQUE

Les secteurs étudiés sont situés sur le flanc nord de l'anticlinal de Chibougamau. Les unités lithologiques y sont concordantes, à l'exception du complexe de lac Doré et des dykes de porphyre à quartz et feldspath. Les structures en coussinets, les sommets scoriacés de coulée et les lits granoclassés, qui constituent d'excellents critères pour la détermination du sommet de la base stratigraphique, indiquent que les sommets sont vers le nord; la position de la zone de granophyre sodique dans le complexe de lac Doré donne aussi la même orientation. La foliation tectonique dominante (S_1) est orientée E-W et plonge à des angles entre 75 et 90 degrés. Le litage est généralement parallèle au plan S_1 . Un clivage de crénulation (S_2) a été noté en plusieurs endroits. En raison du petit nombre de sites où nous avons pu relever ce genre d'information, il ne nous est pas possible de discuter sur leur signification. Des failles et des zones de cisaillement NW, NE et E-W sont omniprésentes; elles se reconnaissent sur le terrain

par des dépressions et linéaments, des zones de schistosité intense et des phénomènes d'altération dans les roches avoisinantes. Nous avons noté la présence de pyrite et de chalcopryrite de long de plusieurs de ces structures.

ROCHES A CHLORITOÏDE

Le chloritoïde a été identifié pour la première fois dans la région de Chibougamau par Allard (1956) qui en a décrit plusieurs occurrences au voisinage des découverts minéralisés de la colline de la Sidérite et de la pointe Copper. Le chloritoïde ($\text{SiO}_2 \cdot \text{FeO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$) se rencontre généralement dans des roches pélitiques qui ont subi un métamorphisme régional au faciès des schistes verts. Dans la région de Chibougamau, on a identifié la présence de chloritoïdes dans des metabasites, des métagabbros, des méta-anorthosites gabbroïques, des dykes altérés de compositions felsique et intermédiaire et certaines associations lithologiques au voisinage des gîtes de minerai (Allard, 1976). Allard (1976) a noté que le facteur commun entre toutes les occurrences de chloritoïde est la présence de minéraux de fer carbonaté dans leur voisinage immédiat. Allard (1956) a fait état des assemblages minéralogiques suivants:

chloritoïde-carbonate-quartz-minéraux opaques

chloritoïde-carbonate-chalcopryrite-(pyrite)

chloritoïde-quartz-minéraux opaques

chloritoïde-quartz-muscovite-carbonate-minéraux opaques ± leucoxène

chloritoïde-quartz-muscovite-minéraux opaques

chloritoïde-quartz-chlorite-minéraux opaques-muscovite

chloritoïde-pyrite

Allard (1956) observe que l'assemblage le plus commun est celui qui est constitué de chloritoïde-quartz-carbonate-muscovite.

Dans nos secteurs, nous avons noté la présence de chloritoïdes dans la formation ferrifère du Lac Sauvage, dans des coulées felsiques et roches pyroclastiques altérées (carbonatisées), et le long du contact entre la formation ferrifère du Lac Sauvage et les metabasites de la formation de Gilman. De semblables associations minéralogiques ont été observées à la mine Mattabi, dans la région du lac Sturgeon, en Ontario, où les chloritoïdes sont abondants (Franklin *et al.*, 1975). Les assemblages minéralogiques rencontrés dans les unités de la colline de la Sidérite sont les suivants:

chloritoïde-pyrite ± rutile

chloritoïde-muscovite-carbonate-quartz ± rutile

chloritoïde-chlorite-muscovite-quartz ± rutile

chloritoïde-chlorite-carbonate-quartz ± rutile

chloritoïde-carbonate-quartz ± rutile

Aucune occurrence de chloritoïde n'a été trouvée au voisinage de l'île du Portage.

PETROGRAPHIE

Le chloritoïde se présente en paillettes pseudohexagonales, vert foncé, semblables à de la biotite et à de l'amphibole en section transversale. Sa granulométrie est variable. On le rencontre en petits grains, difficiles à remarquer, sur les surfaces de foliation; à dimensions accrues, ces grains forment des prismes automorphes d'environ 4 mm de longueur par 1 mm de largeur. La granulométrie et la forme de ses grains sont fonction des associations de la roche dans laquelle il se loge. Dans les metabasalts et les dykes finement grenus, il forme de petits grains individuels tandis que dans les schistes et les tufs felsiques, il se présente en gros porphyroblastes automorphes. Cette variation peut être un reflet de la facilité relative avec laquelle les fluides métamorphiques ont pu migrer dans les différentes unités lithologiques. La formule pléochroïque du chloritoïde est la suivante: X = vert moyen à sombre; Y = vert bleuâtre à vert pâle; Z = jaune verdâtre à jaune paille. Nous avons aussi noté des textures en forme de sablier (figure 14), ainsi que des mouches de rutil (figure 15) dans la plupart des porphyroblastes de chloritoïde. La composition chimique du chloritoïde a été déterminée par analyse à la microsonde électronique (tableau 6).

Le chloritoïde se présente en phénocristaux ou en rosettes de nombreux cristaux individuels (figure 16). Les indications d'une croissance post-cinématique des phénocristaux sont les suivantes:

- . inclusions hélicitiques de séricite, de quartz et de minéraux opaques;
- . porphyroblastes de chloritoïde non brisés et non déformés;
- . rétention de la foliation pré-existante (S_1) indiquée par des traînées d'in-

clusions de minéraux opaques et par des grains allongés de quartz; présence du chloritoïde dans des filons de quartz et de carbonate.

Harker (1950) propose que le chloritoïde se forme dans un milieu soumis à contrainte mais sa présence dans les filons de quartz et de carbonate post-cinématiques infirme cette hypothèse (figure 17).

ORIGINE DU CHLORITOÏDE

D'après Winkler (1967), le chloritoïde se trouve dans des roches à fort rapport Fe/Mg, à teneur relativement élevée Al_2O_3 et à faibles teneurs en K_2O , Na_2O et CaO . Ces facteurs chimiques limitent la formation du chloritoïde à des roches ayant une composition globale "spéciale". Collin *et al.* (1976) ont signalé la présence de chloritoïde dans des roches volcaniques métamorphisées sous-jacentes aux formations de fer de Michipicoten. Ils croient que le chloritoïde est un constituant primaire des roches volcaniques porphyriques. Allard (1956) a invoqué une origine hydrothermale pour le chloritoïde de la région de Chibougamau. Ses conclusions sont basées sur les assemblages minéralogiques et sur les relations spatiales entre les unités à chloritoïde et les zones de cisaillement et de minerai. Vollo (1959) a proposé une origine à partir du métamorphisme des chlorites riches en fer.

Le chloritoïde est présent dans les roches volcaniques altérées et dans la formation ferrifère du Lac Sauvage mais il est absent dans les roches du secteur de l'île du Portage. Un diagramme ternaire pour les unités contenant du chloritoïde est présenté à la figure 18; les analyses d'unités ne contenant pas de chloritoïde sont aussi incluses pour fin de comparaison. La teneur en Al_2O_3 est très fai-

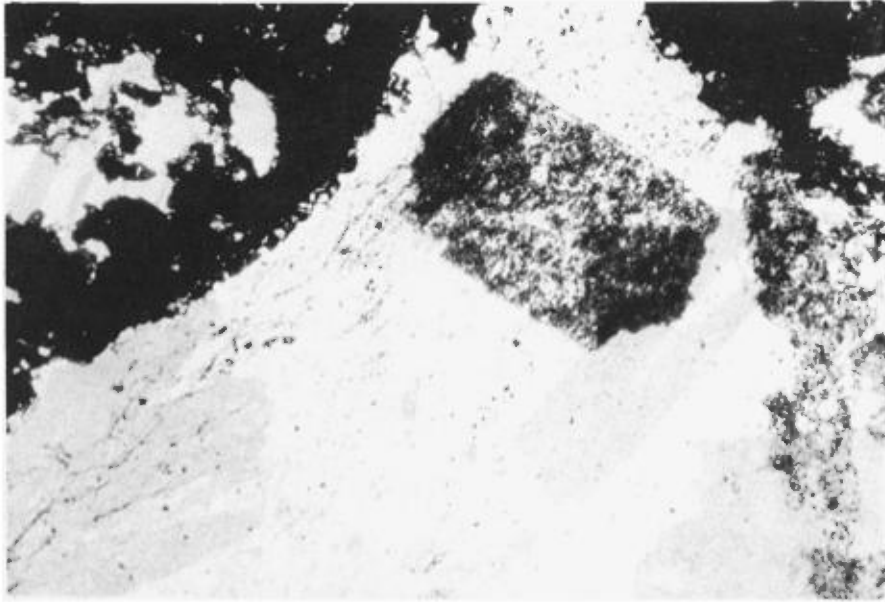


FIGURE 14 - Porphyroblastes de chloritoïde montrant une texture en sablier dans un schiste à séricite-chloritoïde-carbonate-chlorite. A l'est de la colline de la Sidérite. Lumière naturelle; largeur du champ: 2.81 mm.

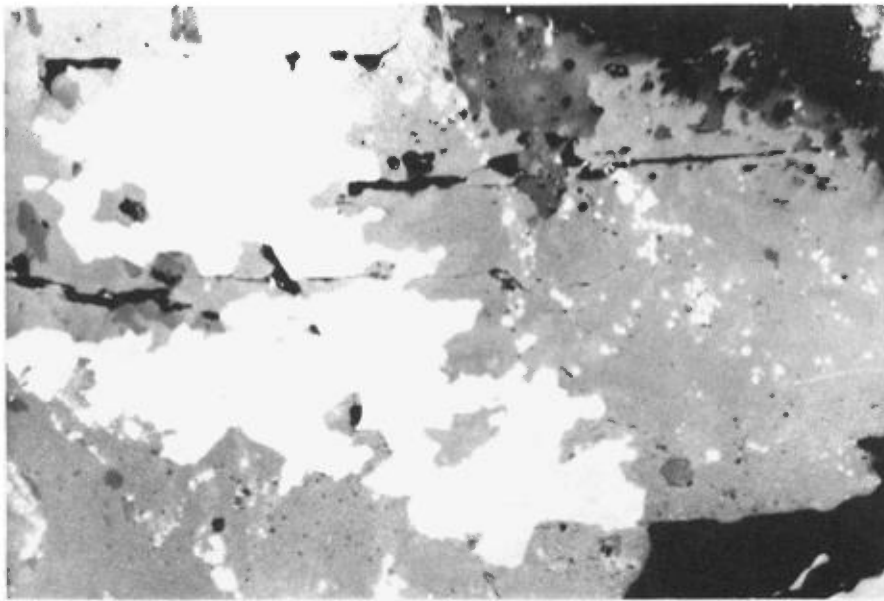


FIGURE 15 - Inclusions de rutile dans des porphyroblastes de chloritoïde. Le rutile résulte probablement d'une réaction entre l'hématite titanifère et la chlorite ferrifère. A l'ouest de la colline de la Sidérite. Lumière réfléchie; largeur du champ: 0.52 mm.

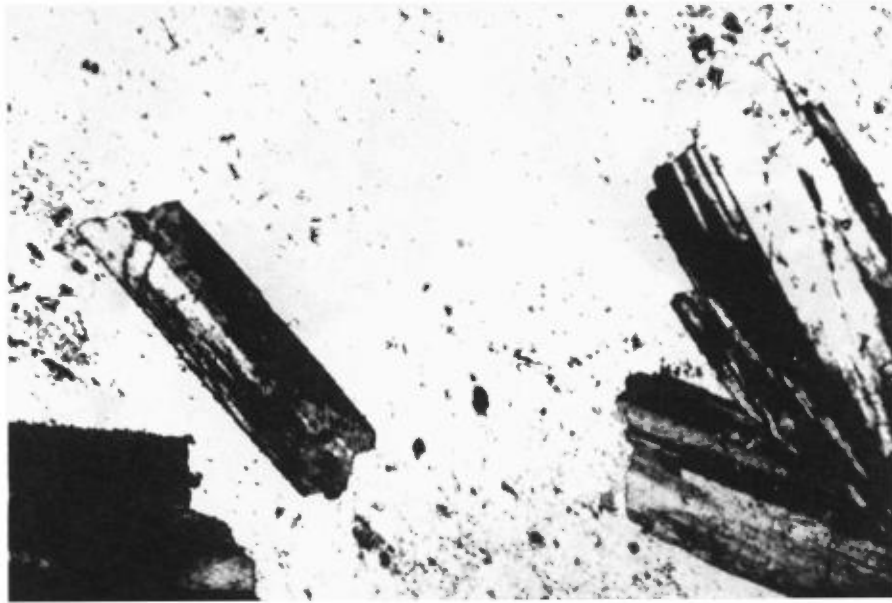


FIGURE 16 - Rosettes de cristaux de chloritoïde dans un schiste à chloritoïde et séricite. Au nord de la colline de la Sidérite. Nicols croisés. Largeur du champ: 2.81 mm.

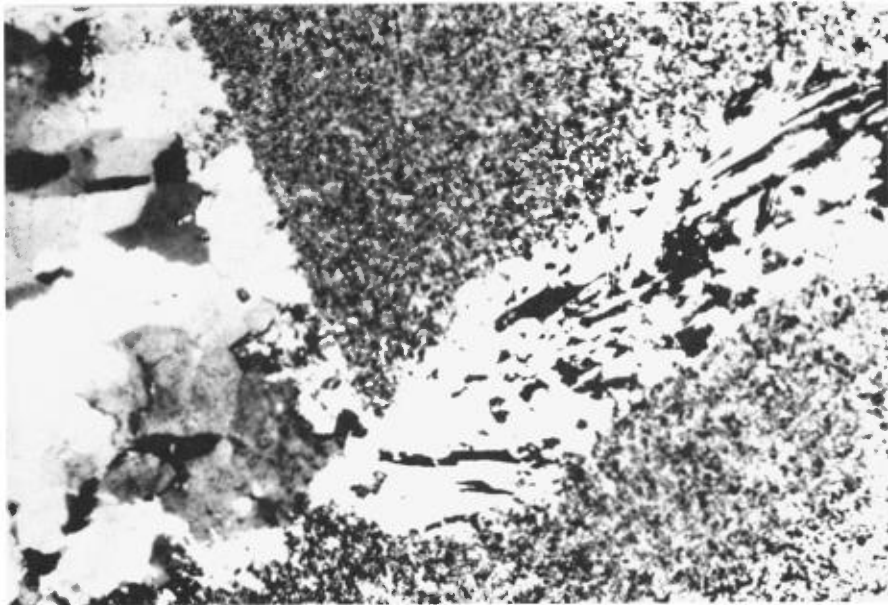


FIGURE 17 - Porphyroblastes de chloritoïde dans un filonnet de quartz et de carbonate. Formation carbonatée au nord de la colline de la Sidérite. Nicols croisés; largeur du champ: 2.81 mm.

TAB. 6 - ANALYSES DU CHLORITOÏDE A LA MICROSONDE ELECTRONIQUE*

	1	2	3	4
SiO	24.7	24.5	25.1	24.30
Al ₂ O ₃	40.7	40.4	40.4	39.92
FeO**	27.7	27.5	26.8	27.25
MgO	1.5	0.7	0.5	0.77
Na ₂ O	0.5	0.7	0.4	0.01
K ₂ O	tr	---	---	0.06
CaO	---	---	---	0.09
TiO ₂	tr	0.1	tr	0.18
MnO	0.4	0.6	0.3	0.41
H ₂ O***	6.9	6.9	6.9	6.86
Total	102.4	101.4	100.3	99.85

* Les méthodes analytiques sont données à l'annexe A.

** Fe total comme FeO

*** Valeur en H₂O présumée

1. Schiste à chloritoïde-carbonate-séricite,. Secteur de la colline de la Sidérite.
2. Formation ferrifère à carbonate et sulfures. Secteur de la colline de la Sidérite.
3. Formation ferrifère à carbonate et sulfures. Secteur de la colline de la Sidérite.
4. Halferdahl (1961). Près du découvert minéralisé de la colline de la Sidérite.

ble dans les roches du secteur de l'île du Portage mais très forte dans celles du secteur de la colline de la Sidérite. Les unités lithologiques du secteur de l'île du Portage ont aussi des teneurs proportionnellement plus élevées en CaO + K₂O + Na₂O que les unités correspondantes du secteur de la colline de la Sidérite. Dans les deux secteurs, la teneur en fer a été fortement enrichie. La teneur élevée en Al₂O₃ et la faible teneur en alcalis dans les unités du secteur de la colline de la Sidérite sont les facteurs qui expliquent la présence de chloritoïde dans les roches de ce secteur; des teneurs inverses dans les unités de l'autre secteur expliquent l'absence de ce minéral. La teneur proportionnellement plus élevée en Al₂O₃ peut être due à la plus grande quantité de matière tufacée incorporée à la

formation ferrifère du Lac Sauvage dans le secteur de la colline de la Sidérite.

Des études sur la stabilité du chloritoïde et de la staurotide en regard de la température, de la pression (totale) et de la fugacité de l'oxygène ont été effectuées par Halferdahl (1961), Ganguly (1968), Ganguly et Newton (1968), Ganguly (1969), Hoschek (1969) et Kramm (1973). La présence de grandes quantités de carbonate et de sulfures dans les unités lithologiques de la formation ferrifère du Lac Sauvage et dans les unités environnantes indiquent que la fugacité de l'oxygène peut être l'un des plus importants paramètres chimiques gouvernant la formation de chloritoïde dans le secteur de la colline de la Sidérite. La faible fugacité de l'oxygène, ajoutée à la composition globale de ces

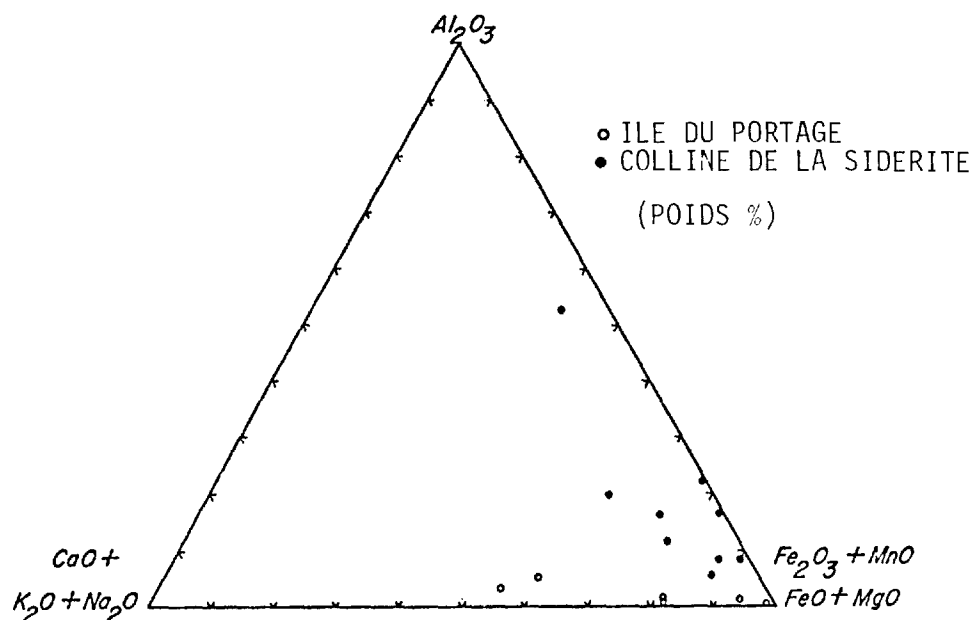


FIGURE 18 - Diagramme ternaire illustrant la relation entre les roches à chloritoïde (secteur de la colline de la Sidérite) et celles qui en sont dépourvues (secteur de l'île du Portage).

unités lithologiques, ont pu créer un environnement idéal pour la formation de chloritoïde au cours du métamorphisme au faciès des schistes verts. Une estimation de la température de formation ne peut être faite à partir des indications fournies dans les études précitées parce que celles-ci ont porté sur la réaction de transition entre le chloritoïde et la staurotide plutôt que sur la limite de stabilité la plus basse des assemblages à chloritoïde.

FORMATION FERRIFERE DU LAC SAUVAGE

La séquence de roches sédimentaires produites par précipitation chimique (exhalites) au sommet de la formation de Waconichi s'appelle maintenant la formation ferrifère du Lac Sauvage (Allard et Henry, 1974). Cette formation, qui se présente au contact des formations de Gilman et de Waconichi dans les cantons de Roy et de McKenzie, a été étudiée pour en déterminer les relations stratigraphiques, les unités

lithologiques et la géochimie.

Gross (1965) a défini six principaux types de formations ferrifères en se fondant sur des caractères lithologiques, l'environnement géologique et les roches sédimentaires et/ou volcaniques associées (figure 19); d'après cette classification, la formation ferrifère du Lac Sauvage est du même type que celle d'Algoma. Il a aussi défini (1965, 1973) les caractères propres à la formation d'Algoma.

Les formations ferrifères de type Algoma sont communément associées à des centres de volcanisme felsique, ce volcanisme se situant habituellement aux derniers stages d'un cycle dont les termes évoluent de mafiques à felsiques. Les formations ferrifères se subdivisent en faciès sur la base de l'anion dominant (oxyde, carbonate, sulfure, silicate). Le faciès carbonaté comprend essentiellement des minéraux de carbonate de fer avec des quanti-

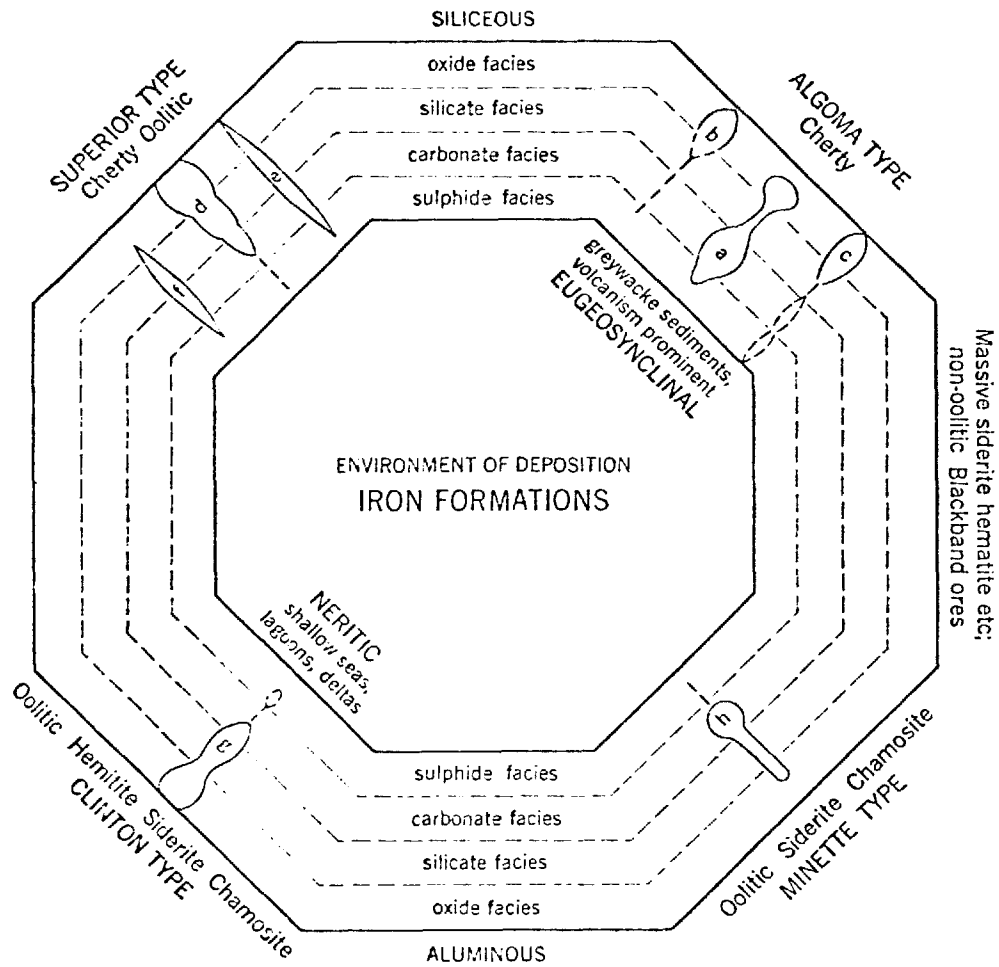


FIGURE 19 - Diagramme montrant les faciès sédimentaires et les milieux de dépôt des principaux types de formations ferrifères résultant de précipitations chimiques. Les exemples du diagramme sont les suivants:

- . (a) Michipicoten, Ontario;
- . (b) Moose Mountain, Ontario;
- . (c) Timagami, Ontario;
- . (d) Knob Lake (Labrador et Québec);
- . (e) Iron River, Michigan;
- . (f) Formations ferrifères de Gunflint et de Biwabik, Ontario et Minnesota;
- . (g) Wabana, Terre-Neuve;
- . (h) Clear Hills, Alberta.

tés variables de quartz (chert), de magnétite, d'hématite et de phyllosilicates de fer. Le faciès oxydé se compose d'hématite et/ou de magnétite interlitées de chert ou de jaspe. Le faciès sulfuré est essentiellement constitué de pyrite, accompagnée de faibles quantités de pyrrotine, de sphalérite, de chalcopryrite, d'arsénopyrite et de quartz (chert). Le faciès à carbonate/sul-

fures est tenu pour proximal par rapport aux centres volcaniques; le faciès oxydé est distal par rapport aux mêmes centres (Ridler, 1976).

Les formations ferrifères de type Algoma ont été reconnues en plusieurs localités dans les bandes volcanosédimentaires (roches vertes) du Bouclier canadien. Parmi les exemples les mieux connus, on peut

citer le district de Michipicoten, aux U.S.A. et ceux de Kirkland, Moose Mountain, lac Timagami, lac Bruce et lac St-Joseph en Ontario (Gross, 1973).

TRAVAUX ANTERIEURS

L'horizon riche en carbonate qui s'appelle maintenant la formation ferrifère du Lac Sauvage a été décrit pour la première fois par Mawdsley et Norman (1936, page 48) dans les termes suivants:

" La transformation en carbonate se produit assez communément, quoique pas toujours, dans les zones minéralisées. Elle est particulièrement répandue là où les roches sont fortement déformées et dans les roches schisteuses des zones de mouvement intense le long des failles".

Allard (1956) a reconnu la nature finement litée d'une importante partie de l'horizon riche en carbonate au contact du complexe de Lac Doré et des basaltes cousins de la formation de Gilman, mais il a aussi noté beaucoup d'indications d'une carbonatation dans la zone riche en carbonate. Allard présume que le carbonate finement lité provient du remplacement d'un tuf finement lité pré-existant. Subséquentement, Allard (1956) a appelé cette zone la zone de faille du lac Sauvage. Dans le même ordre d'idées, Smith (1960) et Hawkins (1960) ont proposé que la zone riche en carbonate du canton de McKenzie résulte du remplacement de roches plus vieilles.

Des études détaillées de la zone de contact entre le complexe de lac Doré et les roches métavolcaniques sur le mont du Sorcier et sur l'île du Portage ont porté Allard (1973) à conclure que le contact n'était pas une zone de faille majeure et que la majeure partie du carbonate, des

sulfures et du chert le long de ce contact est d'origine volcanique. Cette zone d'exhalite représente la fin d'une épaisse séquence volcanique dans la région de Chibougamau.

Des études similaires ont été faites dans:

- . le Michipicoten, Ontario (Goodwin, 1962, 1964);
- . la partie ontarienne de la région de Timmins-Kirkland Lake-Noranda (Goodwin, 1967);
- . la région de Kirkland Lake, Ontario (Ridler, 1969, 1970, 1972);
- . l'intérieur du Brésil (Fleischer, 1971).

FACIES CARBONATE

L'exhalite à carbonate de Fe-Ca-Mg-Mn est l'unité lithologique prédominante dans la formation ferrifère de nos terrains. Les horizons de carbonate se rencontrent au sommet de la formation de Waconichi dans le secteur de l'île du Portage et par tout le secteur de la colline de la Sidérite. Les affleurements du faciès carbonaté sont nombreux, étant donné que les minéraux carbonatés extrêmement fins de la roche résistent bien à l'érosion. Les affleurements prennent généralement la forme de monticules arrondis, tapissés d'une épaisse couche de mousse. Après décapage, on observe une surface burinée où la texture de la roche se révèle par le menu. Suite à l'altération, les affleurements présentent une croûte d'ocre rouge-brun à jaune-brun de 2.5 à 5 cm d'épaisseur (figure 20). Les variations en couleur de la croûte résultent des divers teneurs en fer des différents carbonates. Les affleurements ne présentent pas de litage visible et sont semés de filons de quartz laiteux. On ne connaît pas de façon certaine l'origine de

ceux-ci; il est bien possible que le métamorphisme d'une roche siliceuse à carbonate ait pu produire de tels filons. En cassure, l'exhalite à carbonate est généralement massive, très finement grenue et grise à gris verdâtre. Les teintes diverses résultent des proportions plus ou moins grandes de chlorite.

Les caractères sédimentaires primaires dans le faciès carbonaté sont: le litage, les stratifications entrecroisées, les textures de dépôt en courants turbulents et les structures de glissement intraformationnel. Les lits, dont l'épaisseur varie de 2.5 cm à 0.5 m, sont souvent interlités avec du chert tufacé. Un affleurement de formation ferrifère présentant de la pyrite et du carbonate lités a été observé à quelque 600 m à l'ouest de la colline de la Sidérite (figure 21). Une occurrence inusitée d'exhalite à carbonate se rencontre à environ 200 m à l'est de la colline de la Sidérite. Il semble que ce soit là un exemple de dépôt de carbonate en

courants turbulents (figure 22). La roche est constituée de fragments anguleux à rectangulaires de carbonate et de chert dans une micrite très finement grenue.

Les contacts avec les roches adjacentes sont très tranchés (figures 23 et 24). On ne trouve pas de contact graduel dans nos terrains à l'exception de quelques changements de faciès dans la formation ferrifère du Lac Sauvage. On a noté de la carbonatation dans les unités environnantes (figure 25). On observe divers degrés de remplacement; mais celui-ci est toujours associé à une formation ferrifère à carbonate résultant de précipitations chimiques de produits exhalatifs. La carbonatation, qui augmente à mesure qu'on s'approche du contact de l'exhalite à carbonate, diminue rapidement dès qu'on s'éloigne de ce même contact. L'altération qui se manifeste est le résultat de l'action combinée des fluides ou vapeurs exhalatifs pré-métamorphiques et de la remobilisation, par métamorphisme, des phases carbonatées préexistantes.

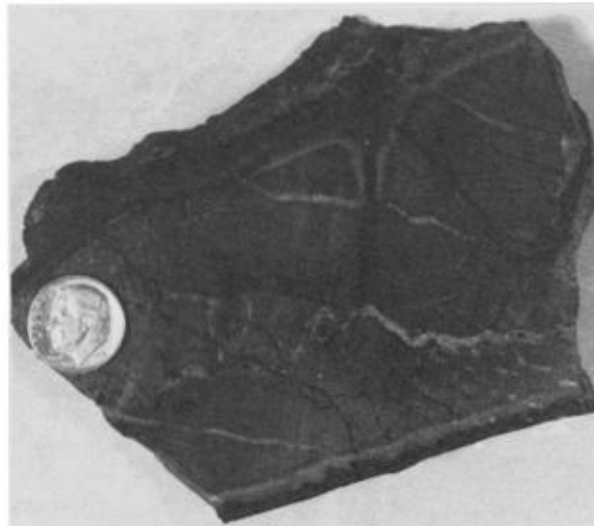


FIGURE 20 - Galette de formation ferrifère de l'île du Portage révélant la formation, par altération, d'une croûte de limonite ou de goéthite. La pièce de dix sous donne l'ordre de grandeur (17 mm de diamètre).

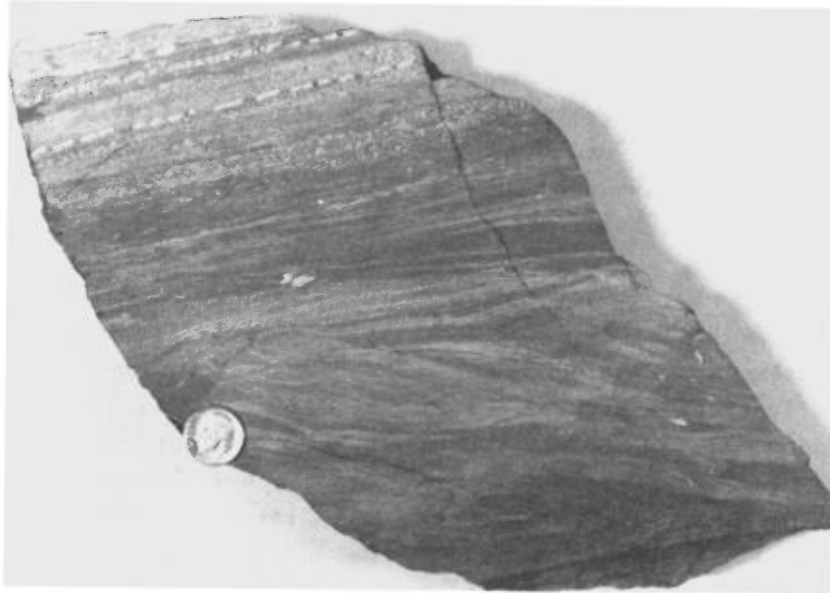


FIGURE 21 - Echantillon de formation ferrifère à pyrite et carbonates prélevé à la colline de la Sidérite. Les lits sombres sont constitués de sidérose et de quartz finement grenus. Les lits blancs luisants sont faits de couches riches en pyrite. Noter la lamination entrecroisée dans la partie inférieure de l'échantillon. La pièce de dix sous (17 mm de diamètre) donne l'ordre de grandeur. L'échantillon a 16 cm de hauteur.



FIGURE 22 - Formation ferrifère carbonatée révélant une texture de dépôt en courants turbulents. Les fragments sont constitués de chert et de formation ferrifère à carbonates. Le marteau donne l'ordre de grandeur. Au nord de la colline de la Sidérite.



FIGURE 23 - Contact tranché de formation ferrifère sulfurée dans des roches volcanoclastiques felsiques de la formation de Waconichi, à l'est de la colline de la Sidérite. Le marteau donne l'ordre de grandeur. Noter le litage dans les sulfures et les tufs.



FIGURE 24 - Formation ferrifère carbonatée sur l'île du Portage. Le contact entre la formation et le métatuf sous-jacent est très tranché, ce qui porte à croire que la formation ferrifère ne peut résulter du remplacement. Le marteau donne l'ordre de grandeur.

Les lames minces révèlent que les minéraux dominants sont des carbonates de Fe-Ca-Mg-Mn accompagnés de chert (quartz), de chlorite, de magnétite et de pyrite en quantités variables (tableaux 7 et 8). Nous avons observé des traces de sphalérite et de chalcopryrite dans certaines des exhalites carbonatées. Les carbonates comptent pour 57% à 90% de la roche, avec une moyenne de 77%. Le grain des carbonates primaires, très fin, varie de 0.02 à 0.4 mm. Les carbonates, non maclés, généralement arrondis, et les minéraux primaires (quartz, magnétite et pyrite) qui les accompagnent, sont tous serrés les uns contre les autres et orientés au hasard, ce qui donne généralement une texture micritique (figure 26). Les carbonates primaires, toutefois, ne sont généralement pas conservés. Les textures sédimentaires originelles sont, pour la plupart, masquées par les effets de la recristallisation diagénétique et métamorphique. Le litage est la seule texture sédimentaire qu'on puisse observer en lame mince (figure 27). Les carbonates sont interlités avec de la pyrite, de la magnétite et de la chlorite syngénétiques, anguleuses et sont généralement associés à des lits de chert. Aucune texture oolitique ou pisolitique n'a été observée.

La recristallisation a engendré une mosaïque irrégulière de cristaux de carbonate. On observe généralement des macles quand il y a eu recristallisation. Celle-ci se traduit par des grains plus gros (0.5 à 3.0 mm). Les carbonates recristallisés de la matrice remplissent les interstices dans les poches d'étirement autour de la pyrite et de la magnétite et accompagnent le quartz (avec \pm de chloritoïde) dans des veinules. Les poches d'étirement autour de la pyrite et de la magnétite sont, ici et là, remplies de bâtonnets de carbonate dont la croissance s'est

effectuée perpendiculairement aux faces des cristaux adjacents.

La composition des phases à carbonate est très variable. Plusieurs espèces de carbonates sont présentes comme le montrent les analyses à la microsonde électronique (tableau 9). Notons l'ankérite (rapport Mg/Fe \leq 4), la calcite, la sidéroplesite (sidérose contenant 5-30% MgCO₃), la pistomésite (sidérose contenant 30-50% MgCO₃), et la breunnérite (magnésite contenant 5-50% FeCO₃). Le diagramme ternaire (FeO + MnO) - CaO - MgO de la figure 28 illustre la composition des carbonates. Dans le faciès carbonaté de la formation ferrifère du Lac Sauvage, la composition des carbonates ne présente pas de variation systématique; on attribue, par conséquent, la variation en composition à des effets physico-chimiques localisés, en milieu sédimentaire formé par la précipitation chimique de produits exhalatifs.

On tient le chert ou le quartz à grain très fin pour un produit de la recristallisation de la calcédoine ou de l'opale. Dans le faciès carbonaté, le quartz a une teneur variant entre 4 et 15%, avec une moyenne de 7%. Son grain primaire varie de 0.03 à 0.08 mm et ses caractères texturaux ressemblent à ceux des carbonates. Les grains primaires, arrondis, ne présentent pas d'extinction ondulée. Du granoclassement a été observé dans plusieurs lames minces. Les lits granoclassés ont environ 1 à 2 mm d'épaisseur. Le chert recristallisé et métamorphisé montre un grain plus gros (0.4 à 3.5 mm); il affiche également les effets de la déformation comme en témoigne l'extinction ondulée de la plupart des grains. On a observé quelques rares plages de quartz en continuité optique, accompagné de carbonates primaires et de magnétite. On interprète ces plages

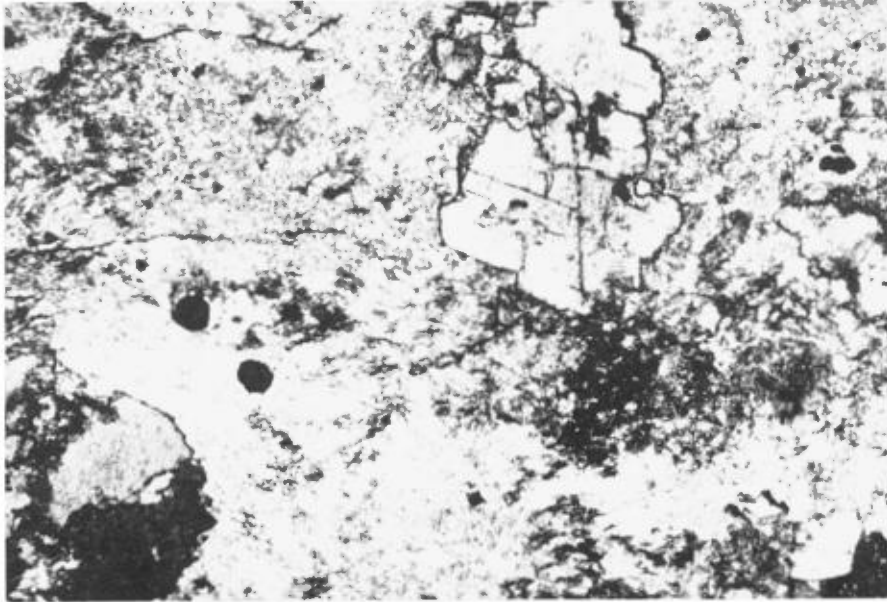


FIGURE 25 - Microphotographie de métatuf felsique fortement carbonatisé. Secteur de la colline de la Sidérite. Le tuf est en contact avec le faciès carbonaté de la formation ferrifère du Lac Sauvage. Nicols croisés; largeur du champ: 2.81 mm.

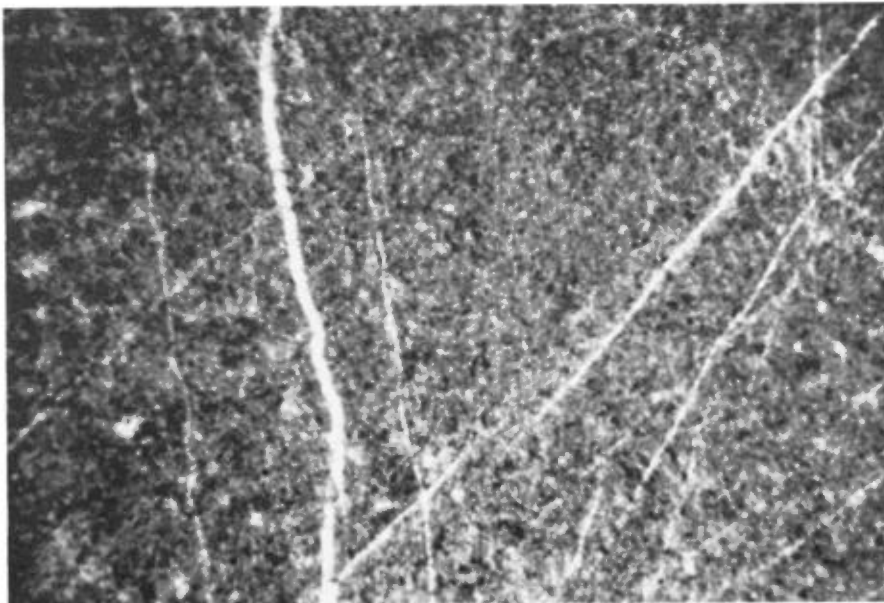


FIGURE 26 - Formation ferrifère carbonatée du secteur de la colline de la Sidérite révélant une texture micritique. Des filonnets de quartz et carbonate recouperent la formation. Lumière naturelle; largeur du champ: 2.81 mm.

TAB. 7 - ANALYSES MODALES DE LA FORMATION FERRIFERE DU LAC SAUVAGE (ILE DU PORTAGE)

	1	2	3	4	5	6
Carbonate	76*	36	89	0	71	57
Quartz	4	4	7	20	13	15
Pyrite	0	10	0	37	0	25
Magnétite	15	45	1	0	2	0
Séricite	0	0	0	2	0	0
Rutile	0	0	0	10	0	0
Chlorite	5	5	3	30	14	3

* Estimation visuelle

1. Formation ferrifère à carbonate et magnétite
2. Formation ferrifère à pyrite, carbonate et magnétite.
3. Formation ferrifère cherteuse à carbonate.
4. Formation ferrifère, titanifère, cherteuse, à chlorite-pyrite.
5. Formation ferrifère cherteuse à chlorite-carbonate.
6. Formation ferrifère cherteuse à pyrite-carbonate.

TAB. 8 - ANALYSES MODALES DE LA FORMATION FERRIFERE DU LAC SAUVAGE (PRES DE LA COLLINE DE LA SIDERITE)

	1	2	3	4	5	6
Carbonate	92*	55	72	55	0	40
Quartz	5	22	17	22	34	20
Pyrite	tr	3	1	3	55	28
Magnétite	tr	0	4	2	0	0
Séricite	0	0	2	5	tr	tr
Chloritoïde	2	20	4	10	10	12
Rutile	0	tr	0	5	1	0

* Estimation visuelle

1. Formation ferrifère à carbonate.
2. Formation ferrifère cherteuse à carbonate et chloritoïde.
3. Formation ferrifère cherteuse à carbonate.
4. Formation ferrifère cherteuse à carbonate et chloritoïde.
5. Formation ferrifère cherteuse à pyrite et chloritoïde.
6. Formation ferrifère cherteuse à pyrite-carbonate et chloritoïde.



FIGURE 27 - Formation ferrifère finement litée. Secteur de la colline de la Sidérite. Les zones foncées sont de la sidérose à grain fin tandis que les plages pâles sont de la sidérose à grain grossier. Lumière naturelle; largeur du champ: 2.81 mm.

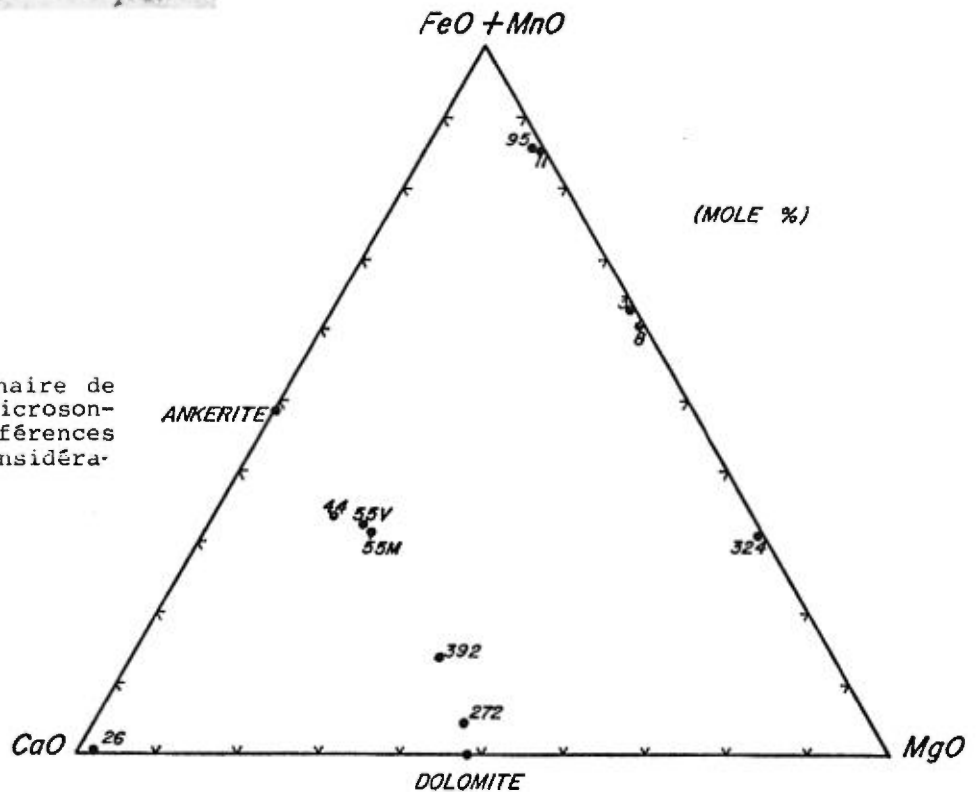


FIGURE 28 - Diagramme ternaire de carbonates analysés à la microsonde électronique. Les différences de composition sont considérables.

TAB. 9 - ANALYSES DE CARBONATES A LA MICROSONDE ELECTRONIQUE*

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
FeO**	17.7	19.2	9.8	0.7	19.6	21.1	53.8	40.1	50.4	42.3	17.3
MgO	7.4	8.8	16.0	---	5.7	6.5	5.1	15.0	4.7	14.1	29.9
CaO	27.1	27.1	28.9	55.1	27.4	27.0	0.2	0.3	0.6	0.4	0.6
MnO	5.2	3.2	0.3	0.8	3.0	2.8	1.4	2.2	4.2	1.3	6.7
CO ₂ ***	43.4	43.8	46.4	44.1	41.7	42.9	39.6	42.6	39.1	42.4	46.3
Total	100.8	102.1	101.4	101.3	97.4	100.3	100.1	100.2	99.0	100.5	100.8

* Les méthodes analytiques sont données à l'annexe A

** Fe total en FeO

*** CO₂ calculé stoïchiométriquement

	Nombre d'ions										
Fe ⁺²	0.50	0.54	0.26	0.02	0.56	0.60	1.67	1.15	1.58	1.22	0.45
Mg	0.37	0.40	0.76	0.00	0.30	0.33	0.28	0.77	0.26	0.73	1.40
Ca	0.98	0.97	0.98	1.96	1.03	0.99	0.01	0.01	0.03	0.01	0.02
Mn	0.15	0.09	0.01	0.02	0.09	0.08	0.04	0.06	0.13	0.04	0.18
C	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	1.98
Total	4.00	4.00	4.01	4.00	3.98	4.00	4.00	3.99	4.00	4.00	4.03

1. Ankérite; filonnet dans la formation ferrifère à quartz-chlorite-carbonate. Ile du Portage.
2. Ankérite; carbonate de la matrice, formation ferrifère à quartz-chlorite-carbonate. Ile du Portage.
3. Ankérite; phase agglomératique, formation ferrifère à quartz-chlorite-carbonate. Colline de la Sidérite.
4. Calcite; formation ferrifère à quartz-magnétite-chlorite-pyrite-carbonate. Ile du Portage.
5. Ankérite; formation ferrifère à chlorite-magnétite-quartz-carbonate. Ile du Portage.
6. Ankérite; formation ferrifère à chlorite-quartz-carbonate. Ile du Portage.
7. Sidéroplesite manganifère; formation ferrifère à chlorite-quartz-pyrite-carbonate. Ile du Portage.
8. Pistomésite manganifère; formation ferrifère à quartz-chlorite-magnétite-carbonate. Ile du Portage.
9. Sidéroplesite manganifère; formation ferrifère à pyrite-chloritoïde-quartz-carbonate. Colline de la Sidérite.
10. Pistomésite manganifère; formation ferrifère à chlorite-quartz-magnétite-carbonate. Ile du Portage.
11. Breunnerite manganifère; formation ferrifère à chlorite-quartz-pyrite-carbonate. Colline de la Sidérite.

comme des porphyroblastes d'un remplissage d'interstices préexistantes. Le quartz se présente également sous forme de sphérolites et de bâtonnets remplissant des poches d'étirement; sur les surfaces d'affleurement, on observe des filonnets blanc laitoux.

La chlorite (14\AA) est le seul phyllosilicate ferreux de la zone d'exhalite carbonatée. Elle résulte, croyons-nous, du métamorphisme de minéraux argileux riches en fer. Sa teneur varie de 1 à 30% avec une moyenne de 8%. La chlorite affiche un pléochroïsme vert-jaune à vert sombre, une biréfringence brun-pourpre et un allongement positif. Elle se présente en flocons (dimensions de 0.1 à 0.4 mm), distribués de façon irrégulière, et en couches de 0.3 à 0.5 mm d'épaisseur, disposées parallèlement au litage original. Ces couches représentent, semble-t-il, des minéraux argileux riches en fer, accumulés au cours de la sédimentation dans le milieu volcano-sédimentaire.

La composition de la chlorite du faciès carbonaté a été déterminée par analyse à la microsonde électronique (tableau 10). Les résultats indiquent que cette composition, très uniforme, est généralement celle des chlorites de la classe de la ripidolite. Ces compositions concordent avec celles de la ripidolite que Deer et al. (1962) ont déjà fournies. La figure 29 donne les compositions des membres de la famille des chlorites (classification de Hey).

La magnétite et la pyrite sont des constituants mineurs dans le faciès carbonaté de la formation ferrifère du Lac Sauvage. La magnétite a une teneur qui atteint 23%, avec une moyenne de 5%. Les analyses modales montrent que la pyrite a une teneur atteignant 25%, avec une moyenne de 4%.

Nous traiterons plus loin des textures de la magnétite et de la pyrite, de leurs propriétés physiques et de leur composition.

FACIES OXYDE

Le faciès oxydé se distingue des faciès carbonaté et sulfuré par la prédominance de la magnétite sur les phases carbonatées ou sulfurées. Certaines occurrences, très rares, de formation ferrifère à magnétite, à l'ouest de la colline de la Sidérite, se composent de 90 à 95% de magnétite et de 5 à 10% de quartz (chert). Elles sont très minces (0.6 m) et, latéralement, sont discontinues (jusqu'à 9 m de longueur). Ce faciès est composé, en ordre décroissant d'abondance, de magnétite, de carbonate, de quartz, de chlorite et de pyrite. Au point de vue texture et relations de terrain, il y a similarité avec le faciès carbonaté.

La magnétite affiche des caractéristiques dénotant une origine à la fois primaire et secondaire. La magnétite est le seul oxyde primaire rencontré dans la formation ferrifère. On la trouve tant dans le faciès carbonaté que dans le faciès oxydé. Sa teneur varie de 2 à 95%, avec une moyenne de 57%. La magnétite primaire se présente en grains individuels, xénomorphes et très fins (0.01 à 0.04 m), répartis au hasard dans la matrice (figure 30). La magnétite secondaire (magnétite résultant de l'oxydation d'autres minéraux de fer primaires) se présente en filonnets irréguliers et en agrégats de cristaux subautomorphes à automorphes atteignant des dimensions de 0.01 à 2.0 mm (figure 31). La magnétite secondaire montre généralement des indications de remplacement des minéraux environnants. Ainsi, on observe de la magnétite tapissant les plans de clivage de la sidérose, des zones de magnétite avec des vestiges de sidérose et des filonnets de magnétite.

TAB. 10 - ANALYSES DE CHLORITE A LA MICROSONDE ELECTRONIQUE

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	26.9*	25.5	24.5	24.5	24.6	26.1
Al ₂ O ₃	20.9	20.1	22.4	19.4	20.6	26.1
FeO**	27.3	36.1	34.5	38.9	38.0	27.6
MgO	14.6	8.0	7.8	9.0	7.3	10.5
CaO	0.1	0.3	0.0	0.1	0.1	0.0
TiO ₂	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1
MnO	0.4	0.5	0.1	0.5	0.5	0.2
Total	90.3	90.6	29.5	92.9	91.2	90.6

	Nombre d'ions***					
Si	5.55	5.52	5.30	5.35	5.63	5.31
Al	2.45	2.48	2.70	2.62	2.37	2.69
Al	2.62	2.63	3.01	2.50	3.21	3.58
Ti	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Fe ⁺²	4.70	6.52	6.25	7.14	5.75	4.71
Mn	0.06	0.08	0.01	0.10	0.09	0.03
Mg	4.48	2.57	2.51	2.27	2.49	3.18
Ca	0.01	0.08	0.00	0.01	0.01	0.00
(OH)	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00
Total	27.89	27.91	27.81	28.04	27.57	27.52

* Les méthodes analytiques sont données à l'annexe A.

** Fe total en FeO

*** Lorsque (OH) a une valeur de 16, la formule a été calculée sur la base de 28 équivalents d'oxygène, H₂O⁺ n'entrant pas en ligne de compte.

1. Formation ferrifère à quartz-chlorite-magnétite-carbonate. Ile du Portage.
2. Formation ferrifère à chlorite-quartz-carbonate. Ile du Portage.
3. Formation ferrifère à chlorite-quartz-pyrite-carbonate. Ile du Portage.
4. Formation ferrifère à quartz-chlorite-carbonate. Ile du Portage.
5. Formation ferrifère à quartz-magnétite-chlorite-pyrite-carbonate. Ile du Portage.
6. Schiste à chlorite-carbonate-chloritoïde-séricite. Colline de la Sidérite.

L'origine de la magnétite présente un important problème non résolu dans l'étude de la composition originelle des formations ferrifères. Deux thèses s'affrontent: l'une défend une origine primaire, l'autre, une origine secondaire. Plusieurs chercheurs pensent que la magnétite est un minéral primaire formé *in situ* en tant que minéral sédimentaire ou diagénétique (Gru-

ner, 1946; White, 1954; James, 1954; Huber, 1958, 1959; Séguin, 1971). D'autres études (Irving, 1886; Irving et Van Hise, 1892; Leith, 1903; Van Hise et Leith, 1911; Aldrich, 1929; Tyler, 1949; Mann, 1953; Goodwin, 1956 et Laberge, 1964), proposent que la magnétite est secondaire, et qu'elle se serait formée par remplacement et oxydation d'un ou plusieurs minéraux primaires. Les

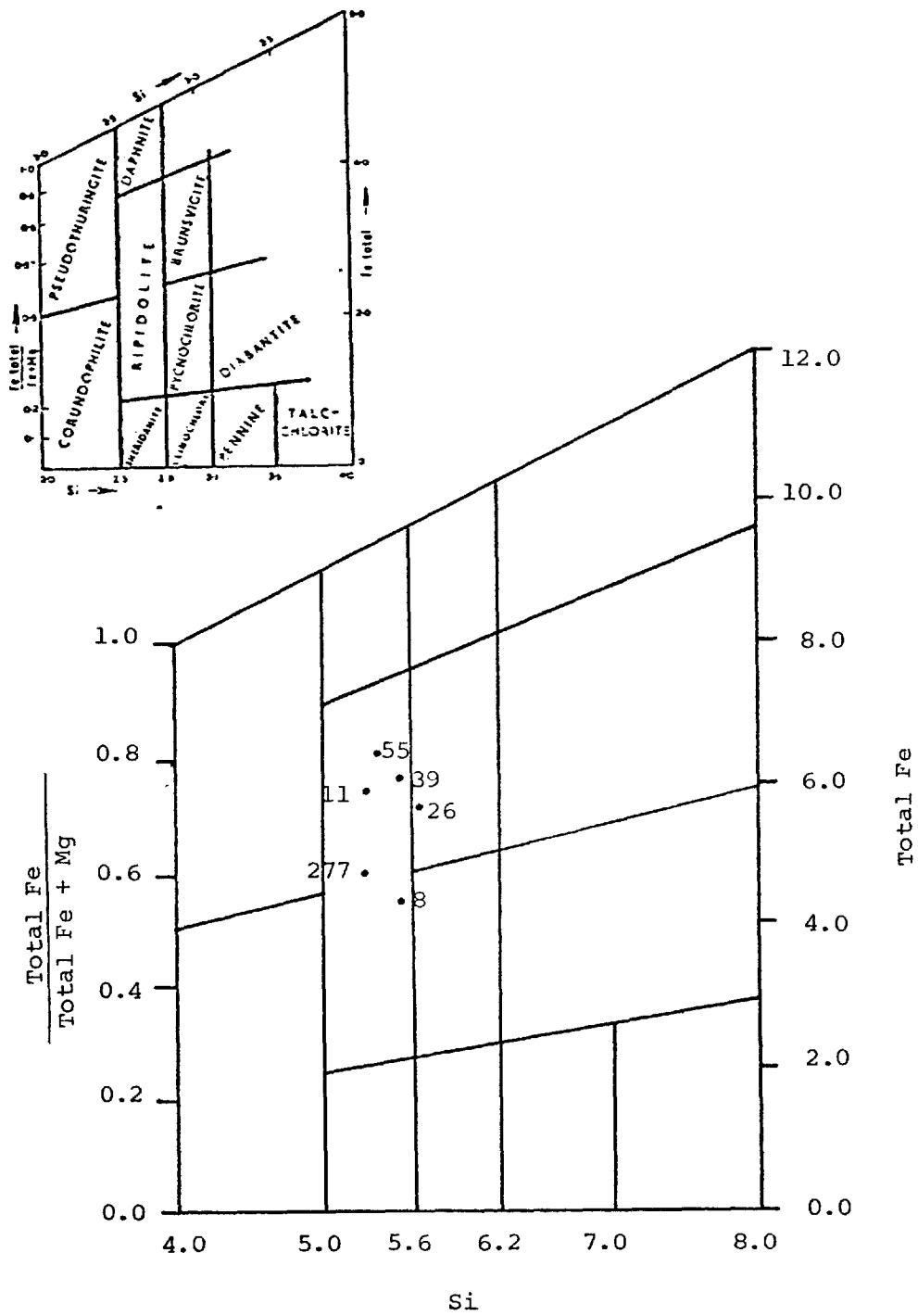


FIGURE 29 - Compositions des membres de la famille des chlorites, d'après la méthode de Hey (1954).

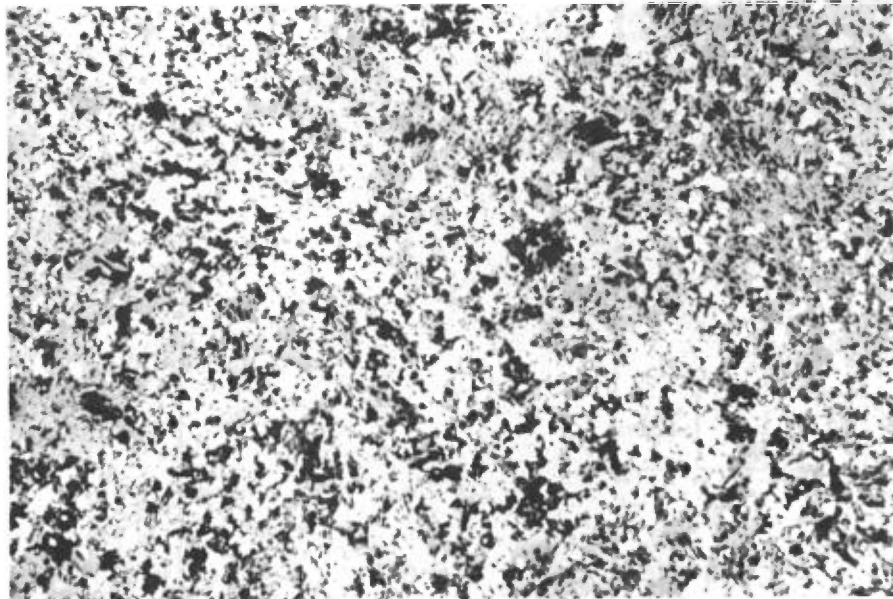


FIGURE 30 - Magnétite primaire (points blancs) dans le faciès oxydé de la formation ferri-
fère. Noter le grain extrêmement fin. Lumière réfléchie; largeur du champ: 0.52 mm.

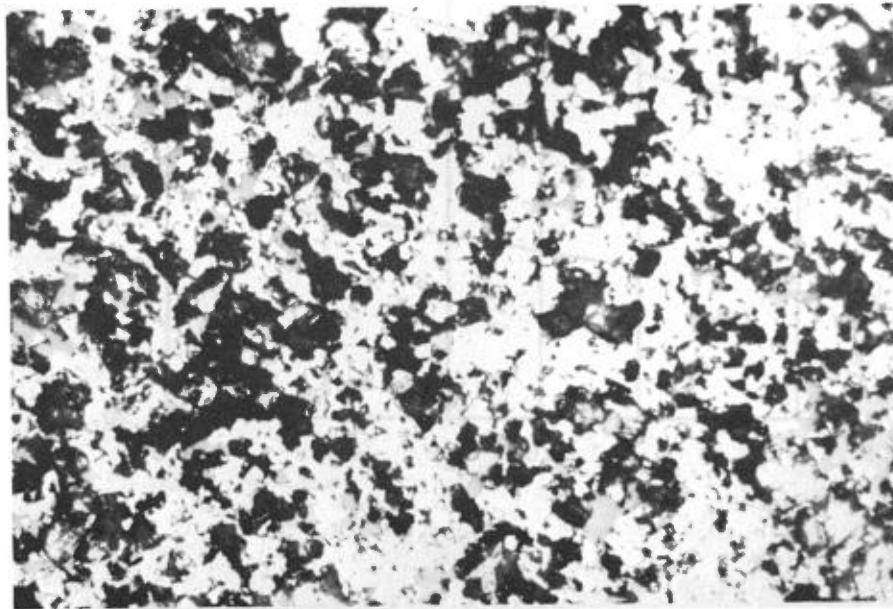


FIGURE 31 - Magnétite secondaire (blanc) du faciès oxydé, Ile du Portage. Noter les filon-
nets irréguliers et les plages coalescentes. Lumière réfléchie; largeur du champ: 1.06 mm.

TAB. 11 - ANALYSES DE LA MAGNETITE*

	FeO	TiO ₂	V ₂ O ₅	P ₂ O ₅
1	60.50	0.25	0.04	0.02
2	58.00	0.40	0.04	0.05
3	70.30	0.04	0.02	0.01
4	58.20	5.80	0.47	NR**
5	58.60	2.60	0.29	NR
6	61.05	7.74	1.14	NR
7	56.50	0.29	0.04	0.11

* Les méthodes analytiques sont présentées à l'annexe A

** Non analysé

1. Formation ferrifère du Lac Sauvage. A l'ouest de la colline de la Sidérite.
2. Formation ferrifère du Lac Sauvage. A l'ouest de la colline de la Sidérite.
3. Mine Grandroy. Allard (1976), p. 339.
4. Complexe de Lac Doré. Canton d'Obalski. Echantillon prélevé dans les carottes du forage C-8 de la société Chibougamau Mining and Smelting (32-150 m).
5. Complexe de Lac Doré. Baie de la Magnétite; sondage Fe-5. Allard (1976), p. 418.
6. Complexe de Lac Doré. Canton de Rinfret; zone litée, dans le forage MRNQ-7.
7. Formation ferrifère du Lac Sauvage.

textures et les relations de la formation ferrifère du Lac Sauvage pointent à la co-existence de magnétite primaire et secondaire.

Des analyses de la formation ferrifère à magnétite, effectuées sur des échantillons prélevés à l'ouest de la colline de la Sidérite, sont présentées au tableau 11. Pour fins de comparaison, nous avons inclus des analyses de magnétite de la mine Grandroy et du complexe de Lac Doré. Le contenu en TiO₂ et en V₂O₅ des magnétites de la formation ferrifère du Lac Sauvage est faible alors qu'il est fort dans celles du complexe de Lac Doré. La magnétite du gîte de cuivre de Grandroy présente une composition similaire à celle de la formation ferrifère du Lac Sauvage.

FACIES SULFURE

Ce faciès prédomine dans le secteur de l'île du Portage. On en a observé de petits affleurement dans la zone de la colline de la Sidérite. La formation ferrifère sulfurée est constituée d'une phase, dominante, à sulfures de fer (pyrite habituellement, mais surtout pyrrhotine dans la zone du mont du Sorcier), de carbonates de fer, de chlorite, de quartz, de chloritoïde et de traces de sphalérite, chalcopryrite et pyrrhotine. Le chloritoïde est tenu pour un minéral secondaire formé lors du métamorphisme au faciès des schistes verts. Les caractères texturaux des minéraux non sulfurés ont été décrits plus haut (faciès carbonaté).

La pyrite est le sulfure de fer le plus abondant dans nos terrains quoique la

pyrrhotine devienne importante dans la zone équivalente du secteur du mont du Sorcier. La pyrite a une couleur jaune. Des mesures du pouvoir réflecteur (R) (pour le silicium, utilisé comme étalon, $R = 38.7\%$) ont donné des valeurs entre 51 et 52%. Cette variation dans le pouvoir réflecteur donne à penser qu'une faible anisotropie s'est développée dans la pyrite. Les mesures de dureté (Vickers) ont donné une moyenne d'environ 1293.

La pyrite offre une grande gamme de relations texturales, laquelle peut être imputée à la recristallisation du minéral, suite au métamorphisme prograde. Les relations texturales peuvent être classées en deux catégories, selon Carpenter (1974): progrades et régressives. Celui-ci incline à penser que les caractères progrades témoignent d'un arrêt dans la croissance. Les cristaux sont subautomorphes à automorphes, avec des arêtes rectilignes non ponctuées de dentelures ou de golfes de corrosion produits par les minéraux adjacents. Les inclusions, lorsqu'il y en a, ne montrent que peu ou pas de tendance à s'allonger suivant les directions cristallographiques de la pyrite; on les regarde comme des reliques. Les relations texturales dans la formation ferrifère du Lac Sauvage semblent témoigner d'un métamorphisme prograde. On n'a pas observé de relations pointant à un métamorphisme régressif.

Les deux caractères texturaux les plus répandus dans le faciès sulfuré sont des particules sphériques de pyrite primaire et syngénétique et des cristaux subautomorphes de pyrite probablement d'origine métamorphique. Les particules sphériques sont de très petits grains sphériques dont les dimensions ont entre moins de 0.01 et 0.05 mm. Les structures ressemblent à celles des pyrites framboïdales que de nom-

breux auteurs (Richard, 1970; Berner, 1969 et Kribek, 1975) ont décrites.

Les cristaux subautomorphes de pyrite atteignent plus de 2 mm. On peut observer, au sein d'un seul lit de pyrite, une progression complète de textures à partir des particules sphériques jusqu'aux cristaux subautomorphes. La cristallisation de la pyrite peut résulter de la coalescence ou de l'agrégation des particules sphériques en réaction aux conditions du métamorphisme prograde. Carpenter (1974) a décrit une occurrence semblable dans les ardoises pyriteuses de la série d'Ocoee du Tennessee et de la Caroline du Nord.

Les figures 32 à 38 illustrent la progression à partir des particules sphériques individuelles jusqu'aux cristaux subautomorphes. Les contours des grains, qui peuvent être observés sur une surface, attaquée à l'acide, des agrégats coalescents, représentent probablement des contours formés postérieurement à la coalescence. La recristallisation métamorphique a détruit les contours originels des particules et produit des cristaux subautomorphes à automorphes. Les inclusions à l'intérieur des cristaux subautomorphes représentent des matières emprisonnées au cours de la coalescence. Celle-ci peut résulter d'une migration forcée, au cours de la déformation et du métamorphisme régionaux (Carpenter, 1974). La pyrite a migré dans une zone de tension différentielle, ce qui a donné un agrégat de grains. La recristallisation de l'agrégat a oblitéré les contours des particules et produit de la pyrite automorphe.

De récentes études par Stanton et Gorman (1968) sur la déformation des sulfures et les changements texturaux qui s'en suivirent donnent à penser que le recuit

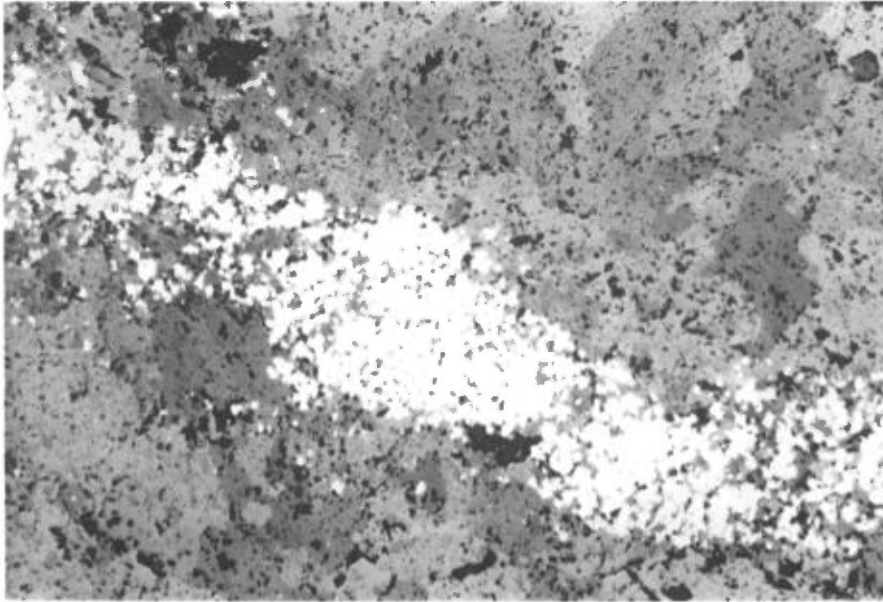


FIGURE 32 - Lit de particules sphériques de pyrite dans la formation ferrifère à pyrite-carbonate. Le blanc représente la pyrite et le gris, le carbonate de fer. A l'ouest de la colline de la Sidérite. Lumière réfléchie; largeur du champ 1.06 mm.

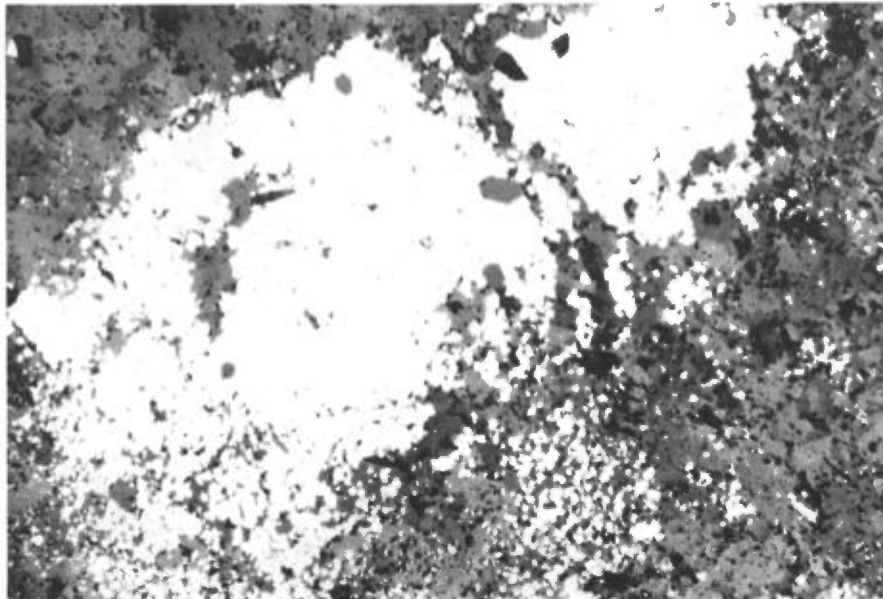


FIGURE 33 - Agrégation de particules sphériques de pyrite avec inclusions d'apatite. Le gris représente du carbonate de fer. A l'ouest de la colline de la Sidérite. Lumière réfléchie; largeur du champ: 1.06 mm.

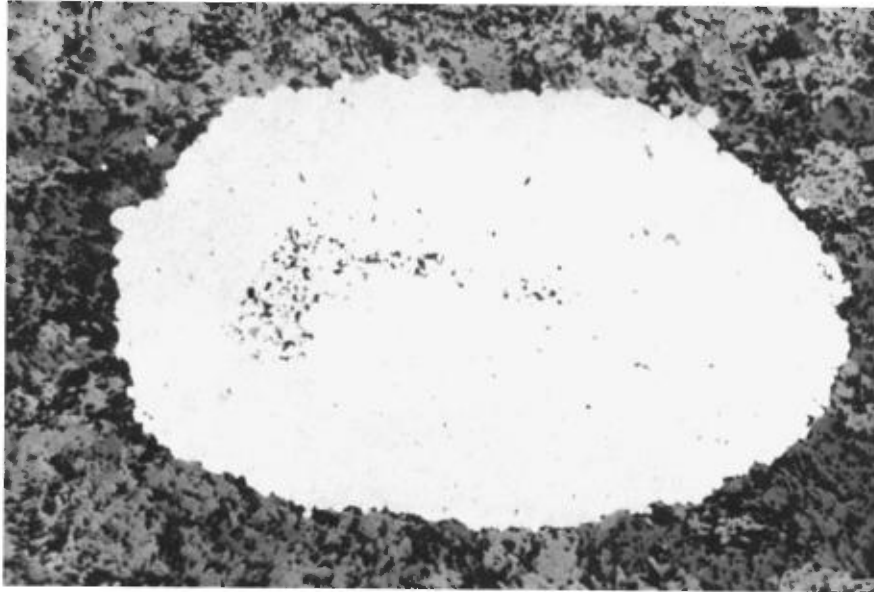


FIGURE 34 - Pyrite framboïdale dans la formation ferrifère à pyrite et carbonates, à l'ouest de la colline de la Sidérite. Noter les inclusions dans la framboïde et les contours séparant les particules sphériques individuelles. Lumière réfléchie; largeur du champ: 1.06 mm.

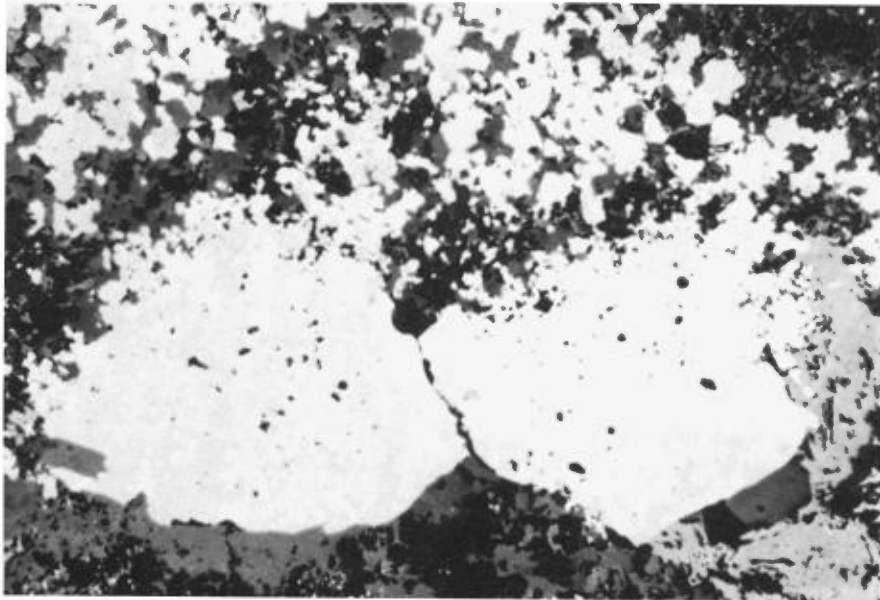


FIGURE 35 - Porphyroblastes subautomorphes et particules sphériques de pyrite coalescentes, dans la formation ferrifère carbonatée. A l'ouest de la colline de la Sidérite. Noter la zonation dans les porphyroblastes de pyrite laquelle est dessinée par des inclusions. Lumière réfléchie; largeur du champ: 1.06 mm.

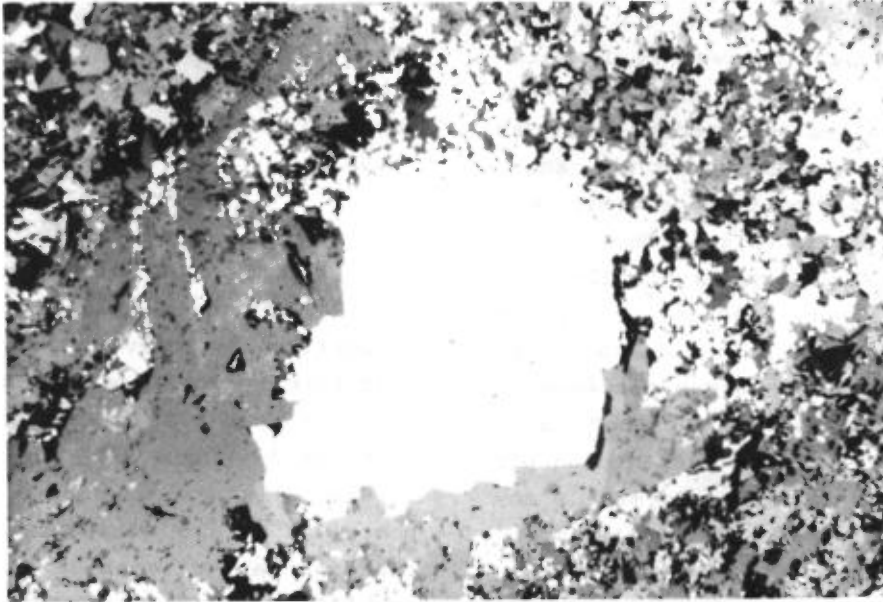


FIGURE 36 - Porphyroblaste de pyrite entouré de particules sphériques de pyrite. Le blanc représente la pyrite et le gris pâle, la sphalérite. Le porphyroblaste, subautomorphe, affiche une zonation causée par des inclusions de carbonate de fer. Lumière réfléchie; largeur du champ: 1.06 mm.

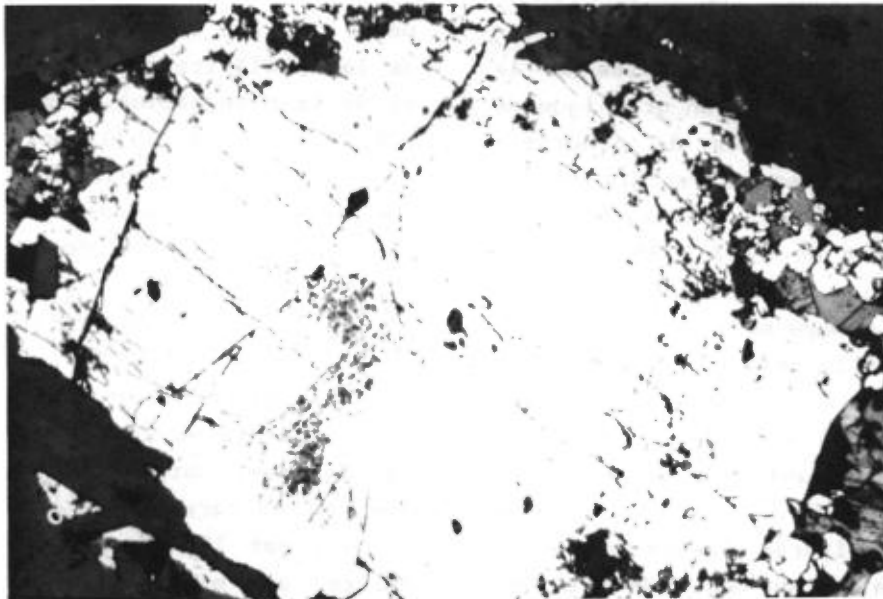


FIGURE 37 - Grand porphyroblaste de pyrite entouré d'une bordure de particules sphériques de pyrite. La surface de la section polie a été attaquée à l'acide nitrique concentré. Les contours des particules n'ont pas été oblitérés par le métamorphisme régional. Lumière réfléchie; largeur du champ: 0.52 mm.

peut être plus répandu qu'on ne l'a d'abord cru. Des études quantitatives de la maturité relative des textures du recuit ont été effectuées; elles se fondent sur des mesures statistiques des variations angulaires aux points de jonction de trois phases minéralogiques adjacentes. On a démontré que, si plusieurs mesures d'angle sont prises, l'angle le plus fréquent se rapproche de l'angle réel aux points de jonction. Pour un agrégat à phase unique entièrement recuit, dont l'angle vraie approche 120° , le graphique des fréquences présente un pic très pointu et une déviation normale d'environ 10° (Stanton et Gorman, 1968).

Une occurrence de formation ferrifère pyriteuse sur l'île du Portage révèle une texture granoblastique qui rappelle la texture spumeuse décrite par Stanton et Gorman (1968) (figure 39). L'unité est constituée essentiellement de pyrite avec moins de 2% de carbonate de fer. Les mesures des angles entre les faces (points triples) de jonction évoquent une recristallisation et un recuit possibles de la pyrite. La figure 40 donne un graphique de fréquences pour 87 mesures de jonctions triples dans le spécimen illustré à la figure 39. Le graphique des fréquences donne des valeurs variant de 89° à 158° , la plus grande concentration se trouvant aux environs de 120° . La moyenne est de 116 avec une déviation normale de 18. Ces résultats évoquent une recuite, au moins partielle, de la pyrite. Toute la pyrrhotine de nos terrains se trouve dans les sulfures recuits. La présence de pyrrhotine dans l'assemblage de sulfures évoque probablement une augmentation du degré de métamorphisme, laquelle est peut-être liée au gradient thermal associé à la mise en place du complexe de Lac Doré. Il faudrait fouiller le problème des relations texturales des sulfures avoisinant le contact du complexe

de Lac Doré et des sulfures logés plus loin. On pourrait alors envisager la possibilité d'un métamorphisme de contact associé au complexe de Lac Doré.

SPHALÉRITE

On a noté des venues mineures de sphalérite dans la plus grande partie des échantillons prélevés dans la formation ferrifère sulfurée. La sphalérite, grise, montre un peu plus de réflectivité que les minéraux de gangue environnants ($R = 18.2 - 18.5\%$); elle se présente en grains xénomorphes (0.05 à 1.5 mm) tapissant des fractures dans la pyrite et en sulfure primaire, syngénétique, interlité avec de la pyrite (figure 41). Elle renferme généralement des inclusions de chalcopryrite, lesquelles ne montrent pas d'orientation préférentielle par rapport aux plans cristallographiques du minéral hôte. Sur les surfaces attaquées à l'acide, plusieurs grains de sphalérite sont maclés (figure 42). On pense que les macles résultent d'un recuit de la sphalérite au cours du métamorphisme et de la déformation. Des travaux récents (Clark et Kelly, 1973) ont démontré que le recuit de la sphalérite se produit, quelles que soient la température et la pression dans l'environnement géologique.

CHALCOPRYRITE

La formation ferrifère du Lac Sauvage présente de la chalcopryrite sur toute son étendue, surtout dans ses parties riches en sulfures. La chalcopryrite, jaune laiton, est légèrement plus foncée que la pyrite, son minéral hôte ordinaire. Elle remplit des fractures dans la pyrite (figure 43) et forme des inclusions (bulles) xénomorphes dans la sphalérite. Les dimensions du grain, dans la plupart des spécimens, varient de 0.03 à 0.08 mm. Les grains les

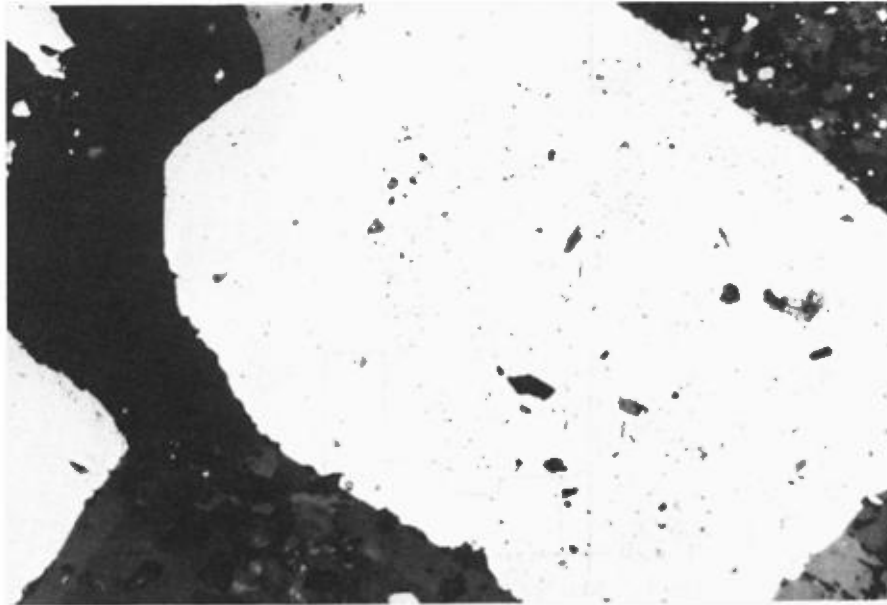


FIGURE 38 - Porphyroblaste subautomorphe de pyrite affichant une zonation dessinée par des inclusions de sidérose. A l'ouest de la colline de la Sidérite. Lumière réfléchie; largeur du champ: 0.52 mm.

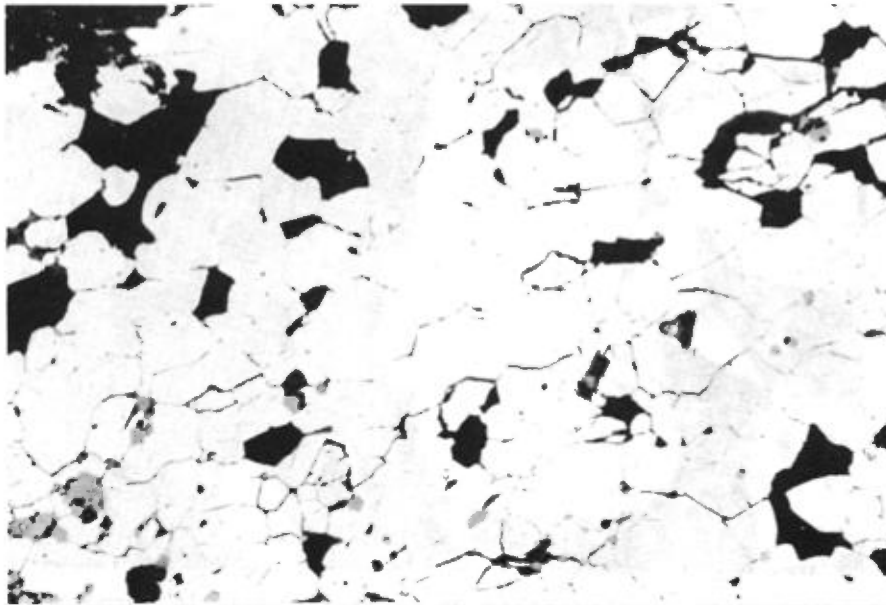


FIGURE 39 - Texture spumeuse dans la formation ferrifère sulfurée. La pyrite et le carbonate de fer présentent tous les deux une texture en mosaïque. La pyrite révèle des jonctions triples aux emboîtures des grains. Lumière réfléchie; largeur du champ: 1.06 mm.

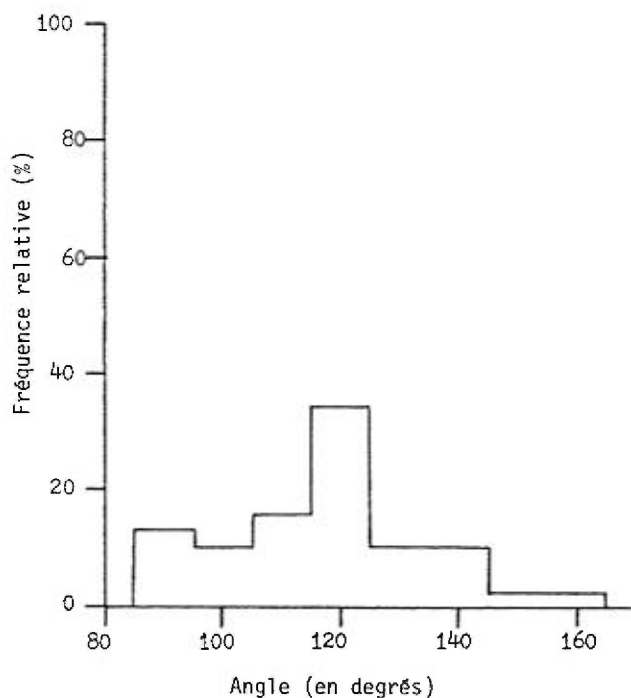


FIGURE 40 - Graphique de fréquences pour 87 mesures de jonctions triples dans le spécimen illustré à la figure 39. La moyenne des valeurs est de 116° avec une déviation normale de 18. Les valeurs évoquent un recuit, au moins partiel, des sulfures.

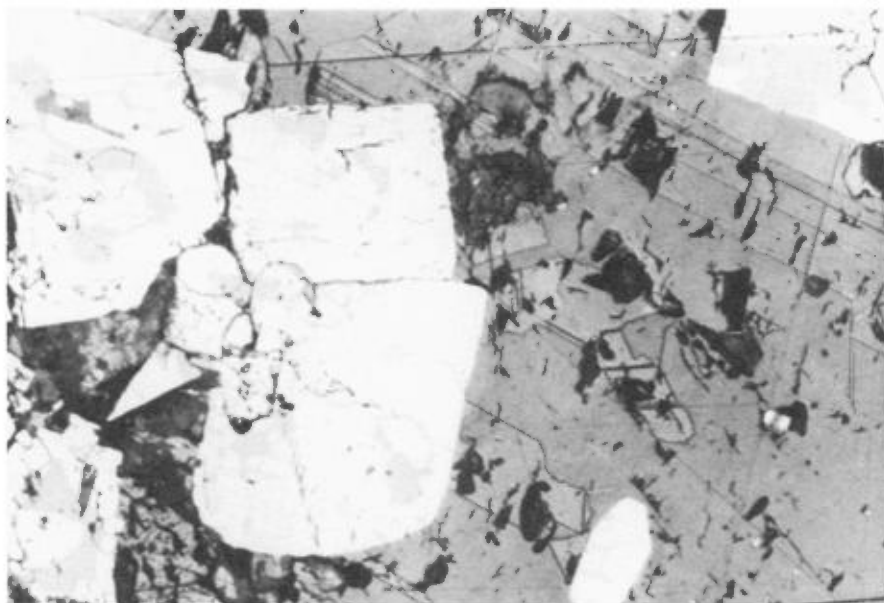


FIGURE 41 - Porphyroblastes de sphalérite et de pyrite dans la formation ferrifère à pyrite et carbonates. A l'ouest de la colline de la Sidérite. La sphalérite présente des macles de recuit et la pyrite, des contours de particules. Les porphyroblastes de pyrite résultent de la coalescence des particules de pyrite, en réponse au métamorphisme. Lumière réfléchie; largeur du champ: 0.52 mm.

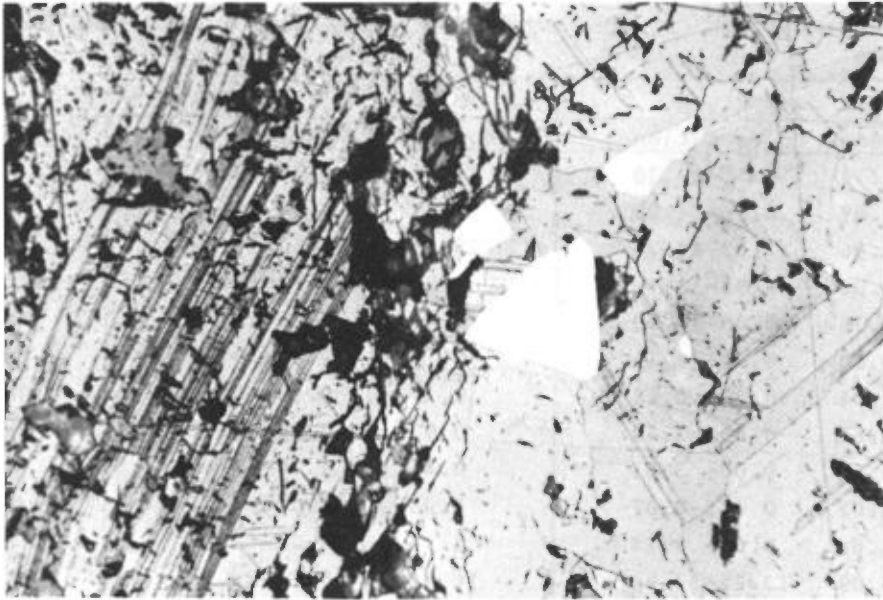


FIGURE 42 - Pyrite et sphalérite dans la formation carbonatée. A l'ouest de la colline de la Sidérite. La sphalérite présente des macles de recuit, déformées en quelques endroits. Lumière réfléchie; largeur du champ: 0.52 mm.

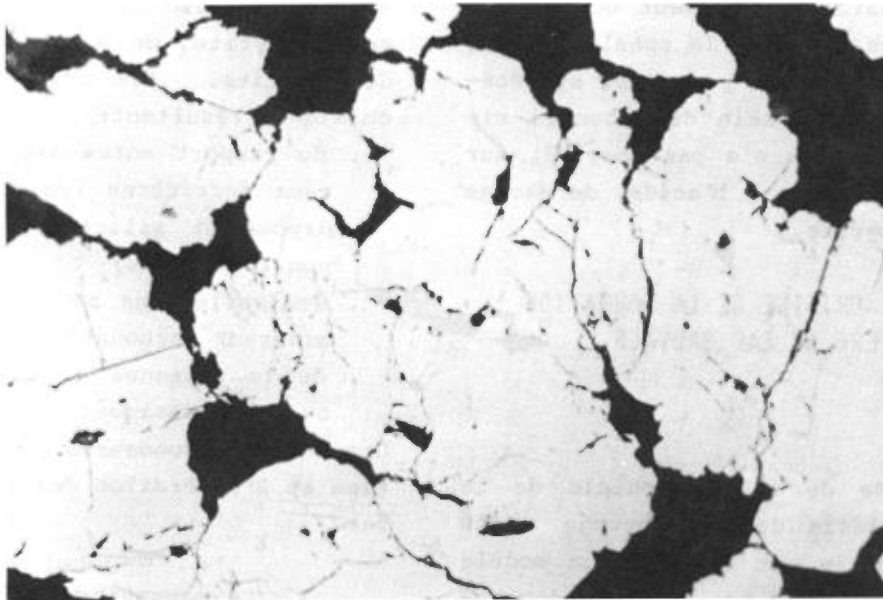


FIGURE 43 - Formation ferrifère sulfurée de l'île du Portage. Microphotographie de chalcoppyrite tapissant des fractures dans la pyrite. La chalcoppyrite a été remobilisée au cours du métamorphisme et de la déformation. Lumière réfléchie; largeur du champ: 0.52 mm.

TAB. 12 - COMPOSITION CHIMIQUE MOYENNE DE LA FORMATION FERRIFERE DU LAC SAUVAGE*

	Ile du Portage		Colline de la Sidérite		Michipicoten**	
	Moyenne	Variation	Moyenne	Variation	Moyenne	Variation
SiO ₂	11.74	3.50-39.70	24.91	4.00-55.51	10.19	2.41-24.99
Al ₂ O ₃	1.87	0.20- 6.20	4.87	0.33-19.45	1.45	0.72- 4.70
Fe total	28.66	17.63-44.76	25.33	10.60-39.59	35.10	27.80-39.00
MgO	5.94	0.90-11.55	5.32	0.12-16.60	5.53	3.32- 7.92
CaO	10.76	0.09-25.60	2.43	0.02-16.70	2.56	0.51-10.73
Na ₂ O	0.03	0.00- 0.11	0.17	0.00- 0.81	NR***	
K ₂ O	0.01	0.00- 0.09	0.17	0.00- 0.13	NR	
H ₂ O ⁺	0.61	0.45- 3.30	0.97	0.31- 4.16	NR	
TiO ₂	0.08	0.00- 3.81	0.46	0.00- 1.40	0.38	0.33- 0.42
P ₂ O ₅	0.02	0.002-0.07	0.03	0.004-0.12	NR	
MnO	1.66	0.06- 3.14	1.23	0.02- 4.08	2.58	2.27- 2.94
CO ₂	26.09	13.25-34.40	16.42	0.11-36.20	26.44	21.27-29.88
S	4.68	0.01-23.70	10.29	0.76-42.75	4.86	1.06-17.50

* Les moyennes sont basées sur l'analyse de 38 échantillons; voir annexes A et B.

** Les moyennes de Michipicoten sont tirées de Goodwin (1964).

*** NR - non disponible

plus gros tapissent les fractures dans la pyrite. La chalcopryrite, sauf quand elle forme des inclusions dans la sphalérite, ne se présente pas en phase primaire, syngénétique, interlitée au sein des couches riches en sulfures. On n'a pas observé, sur les surfaces attaquées à l'acide, de macles dans la chalcopryrite.

GEOCHIMIE ET ORIGINE DE LA FORMATION FERRIFERE DU LAC SAUVAGE

GEOCHIMIE

L'étude de la pétrochimie de la formation ferrifère du Lac Sauvage a été entreprise dans le but d'étayer un modèle de sédimentation chimique. Les études antérieures sur la géochimie des exhalites, si l'on excepte les travaux de Goodwin (1964) sur le gisement de Helen à Michipicoten, Ontario, se restreignent généralement à des venues de sulfures massifs.

La formation ferrifère du Lac Sauvage se compose de carbonates de Fe-Ca-Mg-Mn, de pyrite, de magnétite, de quartz et de chlorite. Les principales variations chimiques résultent:

- . du rapport entre les différents minéraux ferrifères (carbonates, sulfures, oxydes et silicates) et les minéraux non ferrifères;
- . des variations dans la composition des minéraux carbonatés;
- . de la présence de substances tufacées ou pyroclastiques.

Les effets secondaires comprennent l'oxydation et l'altération des minéraux riches en fer.

Le passage de la formation ferrifère aux roches volcaniques sous-jacentes est brusque et prononcé. Le changement est particulièrement bien illustré sur un diagramme donnant la teneur en Al₂O₃ de part et d'autre du contact entre les roches

volcaniques et la formation ferrifère (figure 44). La formation ferrifère du Lac Sauvage contient en moyenne 1.9% de Al_2O_3 (en poids) sur l'île du Portage, et 4.9% dans le secteur de la colline de la Sidérite; dans les roches volcaniques sous-jacentes, cette teneur est d'environ 14%. La diminution brusque du contenu en Al_2O_3 , passé le contact, porte à croire que la formation ferrifère du Lac Sauvage ne résulte pas du remplacement, mais représente une exhalite formée par sédimentation chimique. Si la formation ferrifère avait été formée par remplacement, le contenu en Al_2O_3 , en toute probabilité, changerait graduellement.

La formation ferrifère du Lac Sauvage est caractérisée par de faibles teneurs en alcalis, en terres rares, en P_2O_5 et en Al_2O_3 . Le chimisme des éléments majeurs (tableau 12) se compare bien à celui des formations ferrifères de type Algoma de la région de Michipicoten. On peut observer plusieurs différences significatives entre les horizons du secteur de la colline de la Sidérite et ceux du secteur de l'île du Portage. Notons une teneur moyenne plus élevée en SiO_2 , Al_2O_3 et S et une teneur plus faible en CaO dans le secteur de la colline de la Sidérite. Des différences locales dans les milieux physiochimiques et des distances plus ou moins grandes entre les centres exhalatifs et les milieux de dépôt (p. ex. proximal vs distal) peuvent expliquer ces variations.

La figure 45 illustre les relations entre Ca, Mg et (Fe + Mn) pour les lithologies de la formation ferrifère du Lac Sauvage. Les roches du faciès carbonaté se trouvent près du côté Ca-(Fe + Mn) du diagramme, ce qui donne à penser que le carbonate dominant est sidéritique à anké-

ritique. Ridler (1976) a proposé que la composition du carbonate peut varier beaucoup. Il a noté la présence de magnésite, de dolomite, de calcite, de sidérose et d'ankérite dans diverses formations ferrifères carbonatées à travers le Bouclier canadien et les Etats-Unis. Ces grandes variations dans la composition portent à croire que le milieu chimique et sédimentaire local, dont les conditions sont variables, régit généralement le dépôt du carbonate.

James (1969) a comparé les dépôts de la mer Rouge et des roches ferrifères et des formations ferrifères plus anciennes. Un diagramme ternaire Al-Si-Fe (pourcentage en poids) fournit un excellent élément de comparaison. Un tel diagramme pour la formation ferrifère du Lac Sauvage est illustré à la figure 46. Un diagramme du même genre (utilisant des compositions représentatives) pour des roches ferrifères, des formations ferrifères, les saumures de la mer Rouge et les formations ferrifères de la région de Michipicoten est fourni pour fins de comparaison (figure 47). La formation ferrifère du Lac Sauvage se compare avantageusement à la formation ferrifère à sidérose de la région de Michipicoten; elle occupe une position intermédiaire entre la formation ferrifère de type Lac Supérieur et des roches ferrifères du Phanérozoïque. Le diagramme montre que la formation ferrifère de type Algoma a une composition intermédiaire entre celles de type Lac Supérieur et celles du Phanérozoïque.

Une occurrence de formation ferrifère à rutile-quartz-chlorite-pyrite sur l'île du Portage contient des quantités significatives de TiO_2 . L'échantillon no 4 du tableau 7, page 34, contient 3.8% en poids de TiO_2 (8 à 10% de rutile). Cette quantité anormale de TiO_2 peut résulter

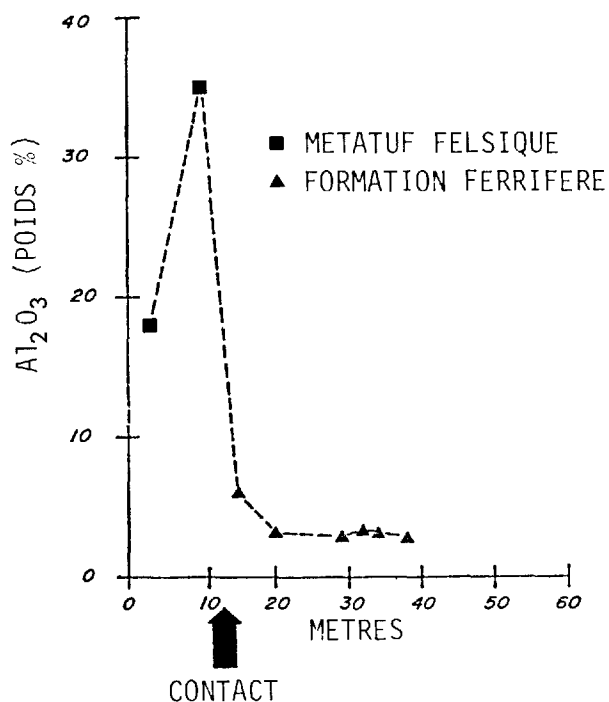


FIGURE 44 - Diagramme illustrant la teneur en Al₂O₃ de part et d'autre du contact entre les roches volcaniques et la formation ferrifère, sur l'île du Portage. Le passage des unités volcaniques à la formation ferrifère est brusque et prononcé, ce qui porte à penser que la formation ferrifère ne peut résulter du remplacement des unités volcaniques environnantes mais peut avoir une origine syngénitique.

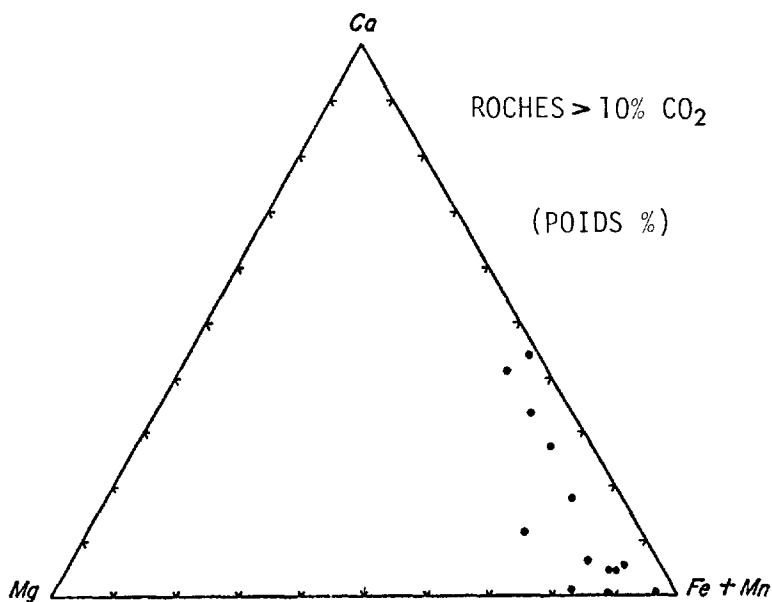


FIGURE 45 - Diagramme ternaire Ca-Mg-(Fe+Mn) de la formation ferrifère du Lac Sauvage.

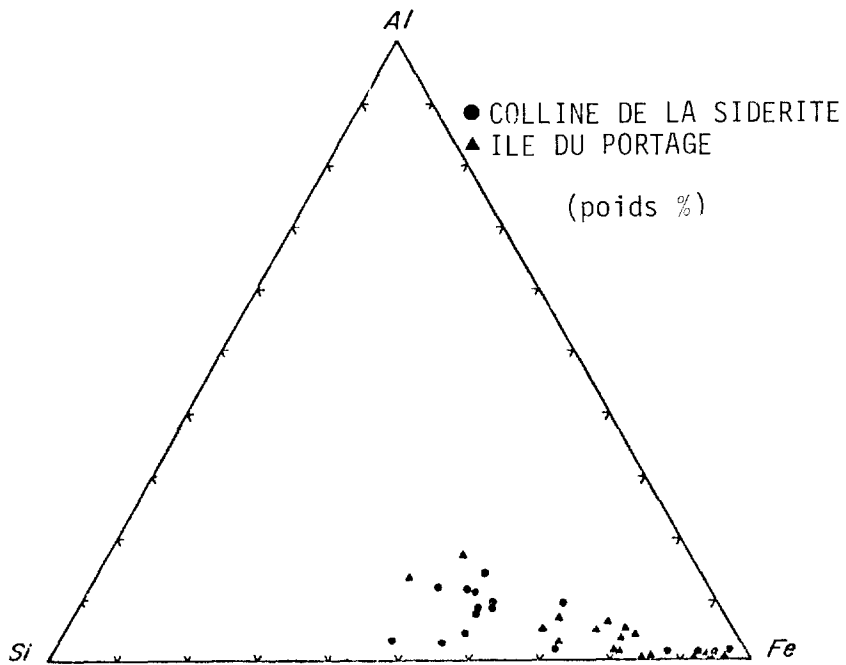


FIGURE 46 - Diagramme Al-Si-Fe pour la formation ferrifère du Lac Sauvage. Dans le secteur de la colline de la Sidérite, les teneurs en Al sont plus élevées que dans le secteur de l'île du Portage.

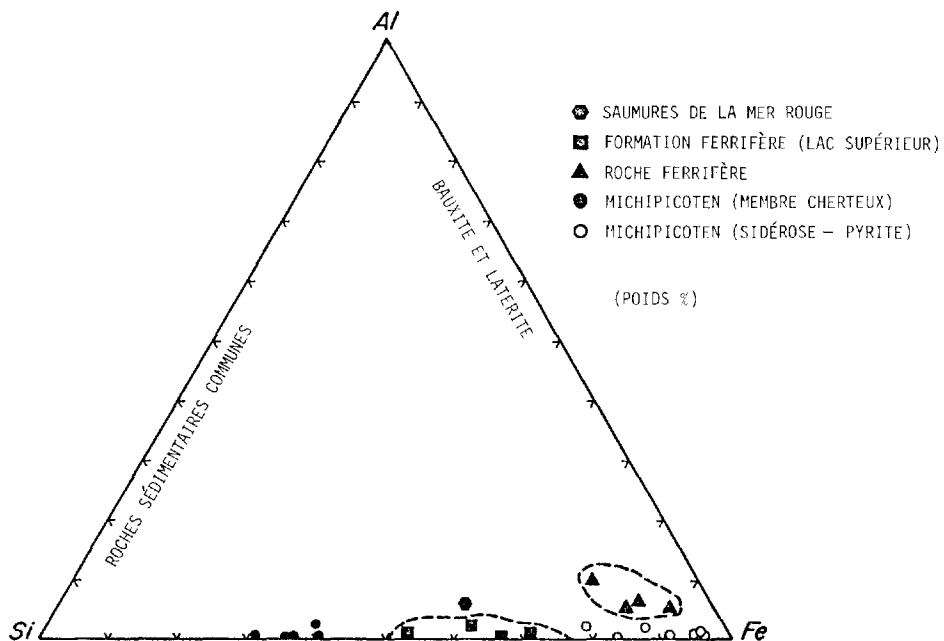
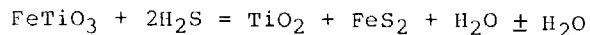


FIGURE 47 - Diagramme Al-Si-Fe pour les saumures de la mer Rouge et autres types de formation ferrifère. Les domaines des roches sédimentaires communes, des bauxites et des latérites sont indiqués à des fins de comparaison. Le diagramme est une modification de celui de James (1969).

de la sulfuration de l'ilménite, et de la migration du TiO_2 à l'intérieur de la cheminée volcanique. La sulfuration de l'ilménite résulterait de la réaction entre l'ilménite et le sulfure d'hydrogène, comme le montre la réaction:



Cette réaction est vraisemblable en raison des grandes quantités de H_2S émises au cours de l'activité volcanique. La présence de rutile dans des filonnets, au sein de dykes nourriciers altérés (échantillon 74-30, annexe B) et de filons de quartz (échantillons 74-195 et 74-204, annexe B) vient à l'appui de l'hypothèse de la migration du TiO_2 à l'intérieur de la cheminée volcanique. Le TiO_2 qui, selon les concepts actuels, n'est pas mobile, peut être transporté sous forme d'un complexe soluble de chlorure (Merwin et Hostetter, 1919). Le HCL gazeux, en quantités énormes au sein des exhalaisons volcaniques, peut ménager au TiO_2 le milieu nécessaire à son transport.

L'étude des rapports Fe/Mn dans la formation ferrifère du Lac Sauvage montre qu'il y a séparation du fer et du manganèse entre les unités lithologiques du faciès carbonaté et celles du faciès sulfuré. Cette séparation géochimique est illustrée à la figure 48. Le rapport Fe/Mn moyen est de 27 pour le faciès carbonaté alors qu'il est de 440 pour le faciès sulfuré. La prédominance du Fe par rapport au Mn dans le faciès sulfuré résulte de la mobilité (i.e. solubilité) du Mn dans des conditions réductrices/acides. Dans les mêmes conditions, le fer est précipité sous forme de sulfure de fer insoluble. La teneur moyenne en MnO du faciès sulfuré est de 0.26% en poids. Réciproquement, la formation ferri-

fère carbonatée contient plus de Mn en raison de la précipitation des carbonates de Fe-Ca-Mg-Mn comme phase insoluble. La teneur moyenne en MnO du faciès carbonaté est de 2.02% en poids. Goodwin (1964) a fait état d'une teneur assez constante en Mn dans tout le membre à sidérose de la formation ferrifère de Helen dans le district de Michipicoten. Il a également noté une diminution significative de la teneur en Mn dans le faciès sulfuré. Cette diminution reflète également la diminution de la teneur en carbonate des unités de la formation ferrifère.

Ces rapports témoignent d'une séparation significative du Mn et du Fe au cours du dépôt de la formation ferrifère du Lac Sauvage. Cette séparation résulte de plusieurs facteurs: potentiel d'oxydation (Eh), pH et taux de mélange des fluides et des vapeurs exhalatives avec les eaux océaniques au cours de la sédimentation dans un milieu volcano-sédimentaire sous-marin.

Des études récentes sur la ségrégation du Mn et du Fe en milieux sédimentaires (Krauskopf, 1957, 1967; Bostrom, 1967; Lynn et Bonatti, 1965; Butuzova, 1966; Whitehead, 1973) ont démontré que cette séparation en milieux chimico-sédimentaires résulte du fait que les solubilités du Mn et du Fe diffèrent selon les conditions de Eh-pH. Le Mn est soluble en milieux légèrement acides/réducteurs alors que le fer est insoluble en de tels milieux. Ces différences de solubilités font que, en certains milieux, le Mn est mobile et que le fer précipite. Plusieurs modèles ont été proposés pour expliquer la séparation du Mn et du Fe en milieu sédimentaire: désagrégation à l'échelle continentale, diagenèse (Lynn et Bonatti, 1965; Bostrom, 1967) et volcanisme (Pushkina, 1967; Butuzova, 1966 et Whitehead, 1973).

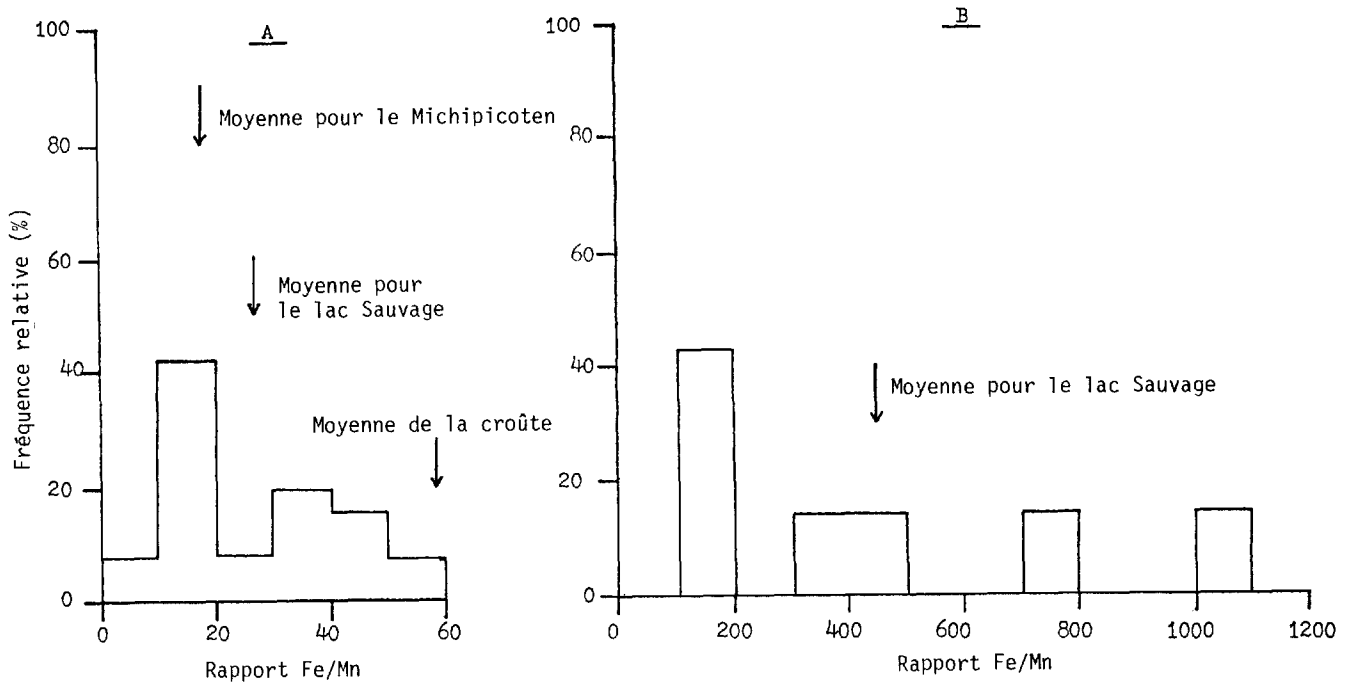


FIGURE 48 - Histogramme illustrant la ségrégation du Fe et du Mn dans le faciès carbonaté (A) et le faciès sulfuré (B).

La teneur moyenne en oligoéléments de la formation ferrifère du Lac Sauvage est donnée au tableau 13. Comparée à l'écorce terrestre, la formation ferrifère du Lac Sauvage est déficiente en Pb, Ni, V, Sn et Ba et légèrement enrichie en Cu (2X), Zn (2X), Co (2X); l'enrichissement en As (8X) et Ag (25X) est plus important. Une venue similaire de formation ferrifère de type Algoma a été étudiée par Goodwin (1961) dans le district de Michipicoten. C'est le seul terme de comparaison disponible. Comparée aux formations ferrifères de Michipicoten, la formation ferrifère du Lac Sauvage est appauvrie en Pb, Sn, As, Ag et enrichie en Cu (1.6X), Zn (3X), Ni (1.6X), Co (6X) et V (2X). La répartition de ces éléments au sein de celle-ci dépend de la substitution de cations d'oligoéléments dans les réseaux cristallins des minéraux (Pb-Zn dans les carbonates; Sn-Ag-As-Co-Ni dans la pyrite; V dans la magnétite) et de la présence d'infimes quantités de sulfures de métaux usuels (i.e. sphalérite et chalcop-

rite) dans les divers types lithologiques.

Sangster (1972) a comparé les rapports Cu-Zn-Pb dans les sulfures massifs volcanogéniques du Précambrien à ceux de dépôts semblables du Phanérozoïque. Il a noté que, de toute évidence, les sulfures précambriens étaient remarquablement déficients en Pb par rapport à Cu et à Zn et plus pauvres en Pb que les dépôts phanérozoïques similaires et que plus de 70% des dépôts contenaient plus de Zn que de Cu. Un diagramme ternaire Cu-Zn-Pb de la formation ferrifère du Lac Sauvage est présenté à la figure 49. La formation montre des caractéristiques similaires à celles des gisements de sulfures volcanogéniques du Précambrien décrits par Sangster (1972). Comme tendances prédominantes, notons que le Pb est extrêmement déficient par rapport à Cu et à Zn et que plus de 75% des spécimens analysés contiennent plus de Zn que de Cu.

TAB. 13 - TENEURS MOYENNES EN OLIGOELEMENTS DE LA FORMATION FERRIFERE DU LAC SAUVAGE

	1	2	3	4	5	6	7	8
Cu	55	128	80	73	87	140	2.3	1.6
Zn	70	120	40	43	105	30	1.7	3.0
Pb	12	7	10	--	---	20	0.6	0.7
Ni	75	32	20	6	19	30	0.4	1.6
Co	25	58	10	--	---	20	2.3	5.8
V	135	87	40	--	---	90	0.6	2.2
Sn	2	2	10	--	---	10	1.0	0.2
As	2	14	210	--	---	10	7.7	0.1
Au	0.0004	0.03	---	--	---	--	7.5	---
Ag	0.07	1.8	10	--	---	10	25.7	0.2
Ba	425	33	---	--	---	--	0.1	---

1. Abondance moyenne dans l'écorce terrestre.
2. Formation ferrifère du Lac Sauvage; teneurs moyennes établies d'après les analyses de 38 échantillons. Les méthodes analytiques sont données à l'annexe A.
3. Formation ferrifère de Michipicoten. D'après les données de Goodwin (1961); les teneurs sont celles du membre à sidérose et pyrite.
4. Teneurs moyennes des métatufs chertoux du groupe de Roy. D'après les données de Oliveira (1973).
5. Teneurs moyennes des méta-agglomérats du groupe de Roy. D'après les données de Oliveira (1973).
6. Cherts de Michipicoten. D'après les données de Goodwin (1961); les teneurs sont celles du membre à sidérose et pyrite.
7. Facteur d'abondance: teneurs moyennes dans la formation ferrifère du Lac Sauvage/abondance moyenne dans l'écorce terrestre.
8. Facteur d'abondance: teneurs moyennes dans la formation ferrifère du Lac Sauvage/teneurs moyennes dans la formation ferrifère de Michipicoten.

METALLOGENIE DE L'OR

De récentes études (Ridler, 1969, 1970, 1974, 1976; Sawkins et Rye, 1974; Fleischer, 1971) ont associé la minéralisation aurifère à des formations de fer carbonatées et sulfurées. Quarante-sept échantillons de la formation ferrifère du Lac Sauvage ont été analysés pour l'or aux laboratoires du ministère des Richesses naturelles du Québec. La teneur en or atteint 80 parties par milliard avec une

moyenne de 30. Des teneurs plus élevées que 10 parties par milliard peuvent être regardées comme anormales par rapport à la teneur moyenne de l'écorce terrestre. Il faudrait des analyses par activation neutronique pour esquisser un schéma métallogénique régional, associé à la formation ferrifère du Lac Sauvage.

ORIGINE

L'association génétique de la formation ferrifère de type Algoma avec des

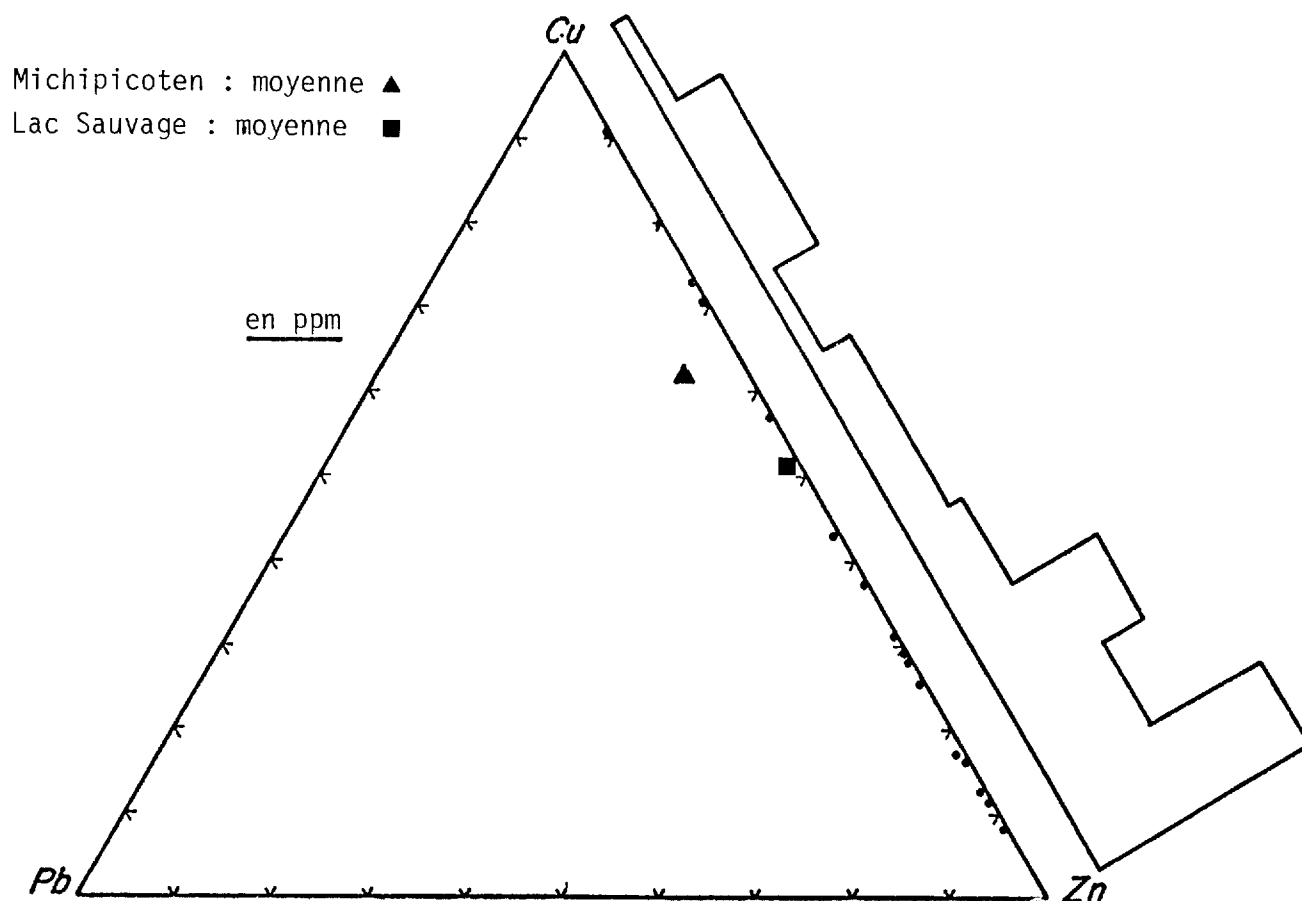


FIGURE 49 - Diagramme Cu-Pb-Zn pour la formation ferrifère du Lac Sauvage. L'histogramme pointe à un effectif bimodal, ce qui reflète une plus grande abondance en Cu dans le faciès sulfuré et une plus grande abondance en Zn dans le faciès carbonaté.

séquences volcaniques cycliques (basalte-andésite-rhyolite) a été démontrée dans de nombreuses études. (Goodwin, 1961, 1962, 1964, 1973; Ridler, 1969, 1970, 1974, 1976; Collins *et al.*, 1926; Gross, 1965, 1973). Cette étroite relation spatiale a incité ces auteurs à invoquer une origine volcano-sédimentaire pour ces formations ferrifères. L'association de la formation ferrifère du Lac Sauvage avec la séquence Obatogamau-Waconichi pointe également à un lien génétique défini entre cette formation et les processus sous-marins volcano-sédimentaires.

La formation ferrifère du Lac Sauvage repose en concordance sur la séquence

volcanique felsique de la formation de Waconichi, ce qui traduit la fin du premier cycle volcanique dans la région de Chibougamau (Allard, 1976). On peut concevoir, ainsi qu'il suit, le déclin du volcanisme associé au dépôt du Waconichi. Une surface sous-marine irrégulière ponctuée de domes et d'aiguilles de brèches dacitiques, s'est développée et des bassins et des dépressions intravolcaniques pénécotemporains se sont formés. Une sédimentation chimique importante, mais d'étendue restreinte, s'est ensuite amorcée. Sources chaudes, fumeroles et sulfatares ont émis des fluides et des gaz volcaniques riches en Fe, Mn, Si, CO₂, SO₂, HCL, H₂S et de nombreux métaux en trace (Cu, Zn, As, Au, Ag,

etc.). Dès leur irruption dans l'environnement marin, les saumures denses ont commencé à précipiter les constituants minéralisés en réponse aux conditions de Eh et de Ph, aux taux de mélange des exhalaisons volcaniques acides et de l'eau de mer alcaline et à l'activité accrue des divers cations et anions présents dans le milieu de dépôt. Des accumulations de formations ferrifères carbonatées, sulfurées, oxydées ou silicatées, dont l'épaisseur était fonction de la profondeur de l'eau et de l'activité chimique des solutions exhalatives refoulées au fond de la mer, se sont déposées dans les divers bassins et dépressions intravolcaniques de la surface sous-marine. Ces sédiments non consolidés ont été périodiquement secoués en raison de l'activité sismique et volcanique, d'où la formation pénécotemporaine d'éboulements, de brèches intraformationnelles et de lentilles locales d'agglomérat et de tuf. Au cours de la diagénèse et de la lithification, il a pu, ici et là, se produire de l'enrichissement et de la migration. La déformation et le métamorphisme ultérieurs entraînent la recristallisation et l'altération des minéraux de fer sédimentaires originels.

IMPORTANCE ECONOMIQUE ET IMPLICATIONS STRATIGRAPHIQUES DE LA FORMATION FERRIFERE DU LAC SAUVAGE

IMPORTANCE ECONOMIQUE

La théorie volcanogénique, au cours des dernières années, a conduit, à travers le monde, à la découverte de plusieurs gisements de métaux usuels. Plusieurs chercheurs ont reconnu l'association intime des sulfures massifs et des formations ferrifères volcanogènes dans les sillons de roches vertes précambriennes du Bouclier canadien (Goodwin, 1961, 1964, 1973; Ridler, 1969, 1970, 1976) et dans la

région des tufs verts du Miocène au Japon (Sato, 1974; Lambert et Sato, 1974). Des études effectuées dans la région de Kirkland Lake (Ridler, 1969, 1970) et à la mine Homestake, dans le sud du Dakota (Sawkins et Rye, 1974), et au Brésil (Fleischer, 1971) ont abouti à rattacher ces formations à d'importantes concentrations en or. Des séquences volcanogènes typiques, l'une de l'Archéen et l'autre du Miocène, sont décrites au tableau 14. Les formations ferrifères volcanogènes, d'après ce tableau, présentent, de toute évidence, une relation spatiale étroite avec les amas de sulfures massifs; elles sont généralement susjacentes aux sulfures massifs mais affichent également un faciès de transition, latérale, de la minéralisation sulfurée. L'association courante de ces deux horizons, sulfures et exhalites, fournit un concept très utile en exploration. L'importance de l'exhalite, cet horizon stratigraphique repère, a été amplement démontrée dans la région de Matagami. La tuffite repère de Matagami a servi de guide dans l'exploration; cette tuffite est mince mais d'une étendue latérale considérable. La découverte de nouveaux gîtes près de cet horizon témoigne de l'importance de ce concept dans l'exploration pour des gîtes de sulfures massifs.

La présence de concentrations d'or exceptionnelles dans les formations ferrifères volcanogènes, en particulier dans le faciès carbonaté, a été constatée dans plusieurs régions. Les principales caractéristiques de ces gisements sont:

- . l'association de l'or avec une formation ferrifère riche en fer, habituellement à faciès carbonaté;
- . leur état stratifié ou stratoïde;
- . leur lien génétique avec les roches volcaniques felsiques - surtout les do-

TAB. 14 - SEQUENCES VOLCANOGENIQUES TYPIQUES DU MIOCENE (MATSUKIMA ET HORIKISHI, 1970) ET DE L'ARCHEEN

MIOCENE		ARCHEEN	
<i>Eponte supérieure</i>	Roches volcaniques supérieures et formations sédimentaires supérieures	<i>Eponte supérieure</i>	Roches volcaniques supérieures et formations sédimentaires supérieures; les roches volcaniques sont habituellement mafiques
<i>Zone de quartz ferrugineux</i>	Zone intermédiaire composée principalement d'hématite, de quartz et de pyrite	<i>Formation ferrifère</i>	Faciès oxydé, carbonaté et sulfuré de type Algoma; association intime avec des sulfures massifs (de type Kuroko) se présentant généralement au sein du même horizon latéral
<i>Zone de barytine</i>	La barytine forme habituellement une zone monominérale	<i>Zone absente</i>	
<i>Zone de Kuroko</i>	Barite et sulfures de Zn-Pb-Cu-Ag	<i>Sulfures massifs</i>	"Minerai de Kuroko". Sulfures polymétalliques de Cu-Zn-Au-Ag, déficients en Pb par rapport à Cu et à Zn
<i>Zone d'Oko</i>	Pyrite cuprifère	<i>Zone d'Oko</i>	Pyrite cuprifère
<i>Zone de Keiko</i>	Minerai siliceux cuprifère, tantôt disséminé, tantôt en stockwerk mais caractérisé par la silicification	<i>Zone d'altération</i>	Peut-être équivalente à la zone de "type Keiko"; constituée de minerai de pyrite-chalcoppyrite-chlorite à basse teneur, en filonnets; sulfures disséminés et en filonnets; caractérisée par la chloritisation
<i>Zone de Sekkoko</i>	Anhydrite-gypse-pyrite	<i>Zone absente</i>	
<i>Eponte inférieure</i>	Rhyolite et pyroclastites silicifiées, partiellement imprégnées de disséminations et de veinules de sulfures.	<i>Eponte inférieure</i>	Tufs légèrement chloritisés et séricitisés, agglomérats et porphyres à quartz et feldspath.

mes rhyodacitiques et les roches pyroclastiques;

- . l'absence de zonation au sein des gisements aurifères;
- . la déformation et le métamorphisme contemporains.

Ridler (1969, 1970, 1976), Sawkins et Rye (1974) et Fleischer (1971) ont conclu que l'or était autochtone dans la formation et provenait probablement d'émanations volcaniques subaquatiques. Le dépôt et la lithification furent suivis du métamorphisme et de la déformation des horizons de carbonates de fer, lesquels engendrèrent la mobilisation et la migration de l'or dans des zones de dilatation, d'où la mise en place de gîtes importants sur le plan économique.

IMPLICATIONS STRATIGRAPHIQUES

La présence de la formation ferrifère du Lac Sauvage et d'exhalites correspondantes le long d'un horizon mince et continu au contact des formations de Waconichi et de Gilman peut, dans la région de Chibougamau, servir de guide en exploration. L'importance que revêt cette formation, en tant que lit repère dans la recherche de gîtes de sulfures massifs, et en tant que source possible de minéralisation d'or, devrait s'imposer à l'attention des sociétés d'exploration, dans la région de Chibougamau.

Dans cette région, la succession stratigraphique appartient à deux importants cycles volcaniques sous-marins, mafiques à felsiques (Allard, 1976). Ces cycles se reflètent, dans la colonne stratigraphique, par des variations à la fois lithologiques et chimiques, dont témoigne une séquence complète d'unités lithologiques mafiques, intermédiaires, felsiques et ex-

halatives, lesquelles sont le produit du jeu de la différenciation. On observe, de la base au sommet, la succession lithologique (simplifiée) suivante: metabasalte coussiné et sills comagmatiques; unités andésitiques mineures; coulées felsiques (rhyolites sodiques) et roches pyroclastiques; roches sédimentaires exhalatives.

Le premier cycle est représenté, à la base, par la séquence d'Obatogamau et, au sommet, par la séquence de Waconichi. La formation d'Obatogamau comprend des metabasaltes coussinés et des sills comagmatiques d'épaisseur indéterminée. La formation de Waconichi - une phase felsique - comprend des coulées felsiques et des roches pyroclastiques avec, au sommet, la formation ferrifère du Lac Sauvage. Le second cycle est représenté par les formations de Gilman et de Blondeau.

La formation ferrifère du Lac Sauvage prend l'aspect d'une mince bande de lentilles discontinues au contact Waconichi-Gilman (figure 50). Elle représente le décours du volcanisme felsique durant le dépôt du Waconichi.

Ses accumulations les plus importantes sont situées sur l'île du Portage où, selon nos mesures, les trois faciès ont une épaisseur totale d'approximativement 27 m: 22.5 pour le faciès carbonaté; 1.8 pour le faciès sulfuré et 3.0 pour le faciès de magnétite cherteuse, litée. Là où la formation se prête à l'examen, le faciès sulfuré recouvre généralement le faciès carbonaté et le faciès oxydé recouvre habituellement le faciès sulfuré. Ces relations sont similaires à celles qui ont été remarquées dans la région de Michipicoten, Ontario (Goodwin, 1961).

Les variations latérales de faciès

COUPES STRATIGRAPHIQUES SUR LE FLANC NORD DE L'ANTICLINAL DE CHIBOUGAMAU

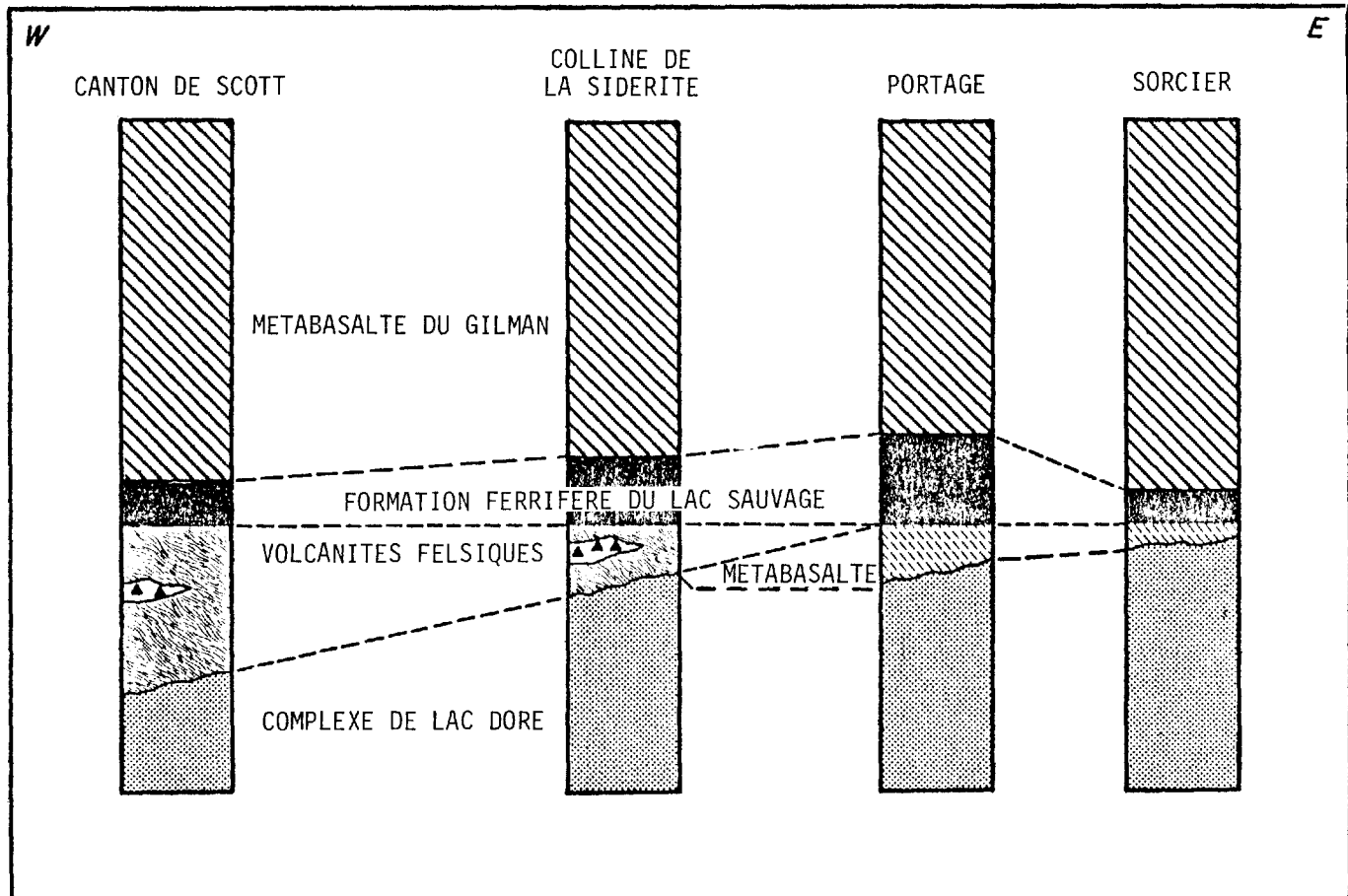


FIGURE 50 - Séquence stratigraphique dans une coupe est-ouest sur le flanc nord de l'anticlinal de Chibougamau. La formation ferrifère du Lac Sauvage se trouve au sommet de la formation de Waconichi.

au sein de l'horizon d'exhalite ont d'importantes implications économiques (figures 51 et 52). Sur le flanc nord du synclinal de Chibougamau (près de la barrière du parc Mistassini), l'horizon d'exhalite est constitué d'un chert finement lité présentant des traces de pyrite et de chalcopryrite. Les unités lithologiques à carbonates sont absentes. Plus au sud, sur le flanc nord de l'anticlinal de Chibougamau, l'exhalite consiste en carbonates de Fe-Ca-Mg-Mn et en pyrite, finement lités, avec, ici et là, des lentilles discontinues du faciès oxydé. Allard (1973) a étudié le contact

Waconichi-Gilman près du mont du Sorcier; il a noté des accumulations considérables de tufs cherteux et de méta-agglomérats, lesquelles sont recouvertes par une zone de 1 à 30 m d'épaisseur de formation ferrifère à (chalcopryrite)-pyrite-pyrrhotine. Allard et Gauthier (1976) ont cartographié l'extension orientale de la formation ferrifère du Lac Sauvage sur le flanc nord de l'anticlinal de Chibougamau. Ils ont noté, entre l'extrémité est du mont du Sorcier et la limite du canton de McCorkill, une mince zone d'exhalite au contact du complexe de Lac Doré. Ils ont aussi remarqué des len-

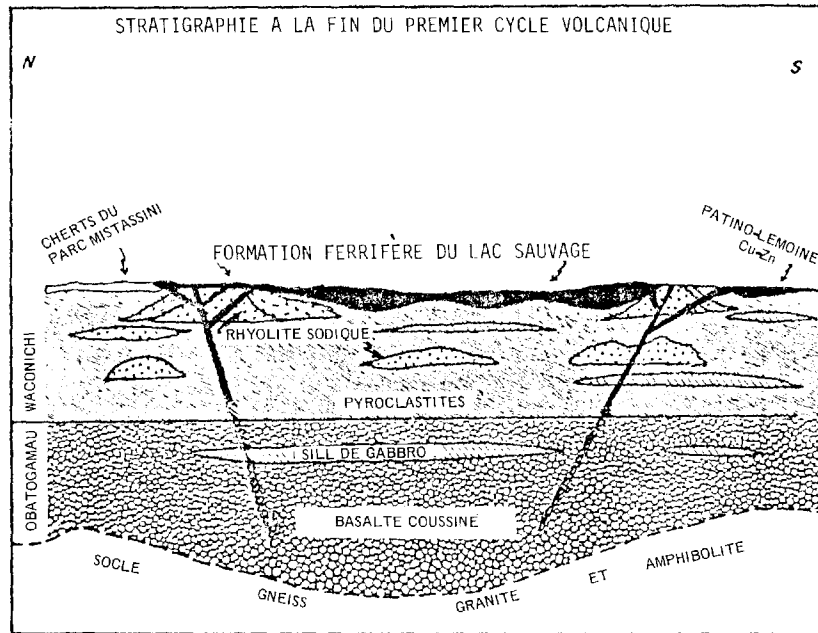


FIGURE 51 - Coupe nord-sud simplifiée des formations de Waconichi et d'Obatogamau, telles qu'elles devaient apparaître à la fin du premier cycle volcanique dans la région de Chibougamau. La coupe illustre les variations latérales dans la formation ferrifère du Lac Sauvage (modification de la coupe d'Allard, 1976).

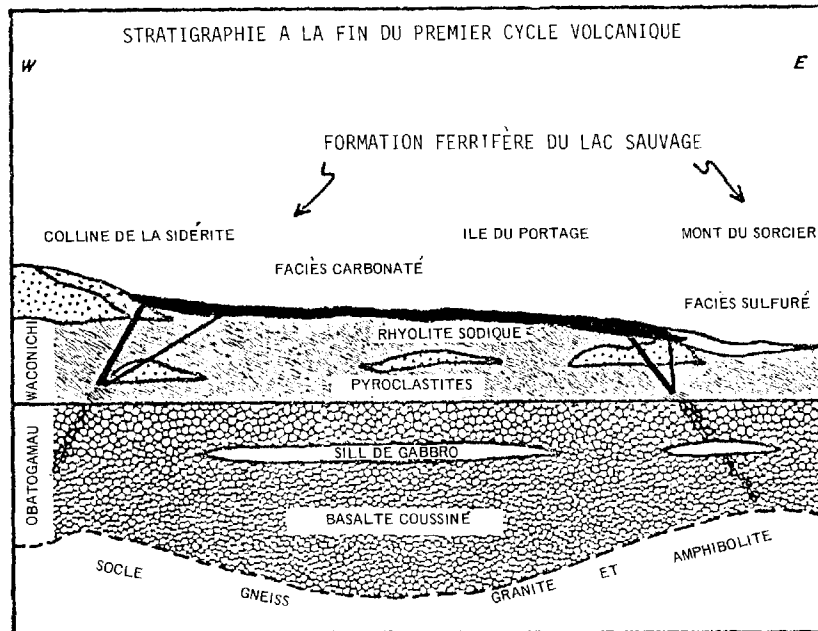


FIGURE 52 - Coupe est-ouest simplifiée des formations de Waconichi et d'Obatogamau, telles qu'elles devaient apparaître à la fin du premier cycle volcanique dans la région de Chibougamau. La coupe illustre les variations latérales de la formation ferrifère du Lac Sauvage.

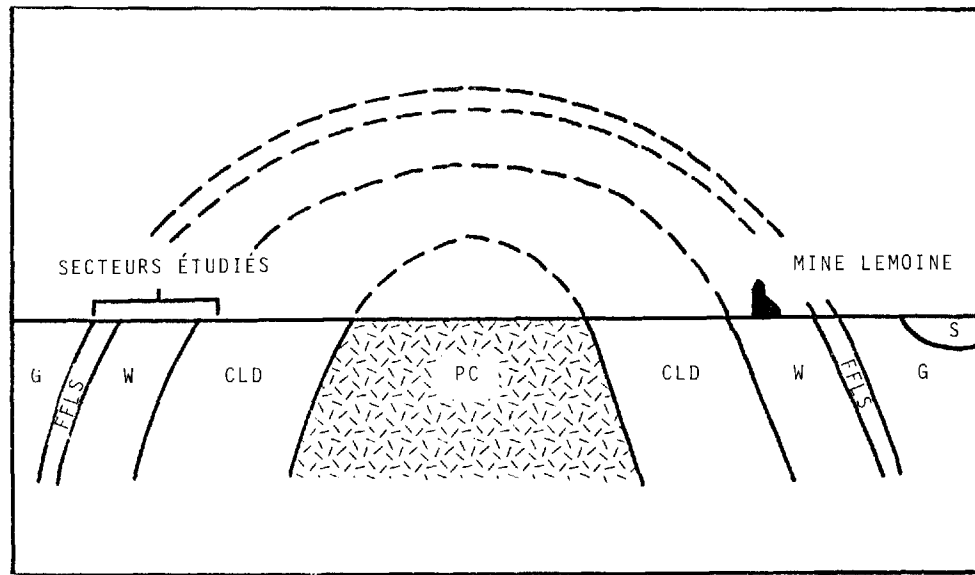


FIGURE 53 - Coupe simplifiée de l'anticlinal de Chibougamau. Noter les secteurs étudiés et l'horizon sulfuré de la mine Patino-Lemoine.

tilles riches en sidérose et des lits très fins de magnétite chertreuse. Pyrite et pyrrhotine sont omniprésentes mais n'atteignent pas l'épaisseur qu'elles ont à l'île du Portage et au mont du Sorcier. L'extension occidentale de la formation est mal connue. Saunders (1978, communication personnelle) pense que l'horizon riche en sulfures, qui est sus-jacent aux dômes rhyodacitiques du canton de Scott, en représente le faciès sulfuré.

Sur le flanc sud de l'anticlinal de Chibougamau, le gisement de cuivre-zinc de Patino-Lemoine est logé dans une épaisse séquence de coulées felsiques et de pyroclastites de la formation de Waconichi (figure 53). Cette séquence est l'équivalent des exhalites notées au contact Waconichi-Gilman dans la région de Chibougamau. On n'a fait que très peu d'exploration méthodique de cet horizon à potentiel économique. Les sociétés d'exploration qui recherchent des minéralisations porteuses de métaux usuels, devraient, lors de l'élabo-

ration de leurs programmes, tenir l'exhalite au sommet de la formation de Waconichi pour une cible durable.

CONCLUSION

La formation ferrifère du Lac Sauvage, une formation de type Algoma, se présente en lentilles discontinues, associées à des métavolcanites felsiques, au sommet de la formation de Waconichi. Cette formation est une unité sédimentaire constituée par la précipitation chimique de produits exhalatifs; l'unité représente le déclin de l'activité du premier cycle volcanique - qui va de termes mafiques à felsiques - dans la région de Chibougamau. La formation est principalement constituée par un faciès carbonaté; des faciès sulfuré et oxydé sont aussi présents, mais ils ne forment que des lentilles d'importance mineure.

La formation consiste surtout en carbonates lités de Fe-Ca-Mg-Mn, en pyrite,

en magnétite et en horizons de chert mineurs. Les textures sédimentaires primaires, qui ont été conservées, comprennent le litage, la lamination oblique, les textures de dépôt en courants turbulents, le grano-classement et les structures de glissement intraformationnel. Les relations texturales originelles ont été brouillées par les effets de la recristallisation diagénétique et métamorphique.

Les analyses, à la microsonde électronique, des carbonates et de la chlorite dans la formation, pointent à la composition très variable des carbonates et au domaine restreint de celle des chlorites. Les analyses montrent que les chlorites se situent dans le domaine de la ripidolite. Les carbonates, qui vont de la calcite à la sidérose, se limitent généralement à l'ankérite et à la sidérose.

Le faciès oxydé, plutôt rare, prend la forme de lentilles discontinues et de lambeaux au sein du faciès carbonaté. Les études texturales indiquent que la magnétite est à la fois primaire et secondaire. Les indications suivantes pointent à une origine primaire: grain très fin, association courante avec d'autres minéraux de fer primaires et présence de lits menus de magnétite très finement grenue et de chert. La magnétite secondaire, formée par l'oxydation d'autres minéraux de fer primaires, se présente en grandes plages coalescentes, en filonnets irréguliers tapisant les plans de clivage de la sidérose, et en grains grossiers, xénomorphes à sub-automorphes.

La formation ferrifère sulfurée affleure, sur l'île du Portage et dans le secteur de la colline de la Sidérite, en lentilles et en lits au sein du faciès carbonaté. La pyrite est le principal sulfu-

re; on note des traces de sphalérite, de chalcopyrite et de pyrrhotine. Comme caractères texturaux, la pyrite présente des particules sphériques (framboïdes) syngénétiques, primaires et des porphyroblastes d'origine métamorphique probable. Les relations texturales indiquent que les porphyroblastes de pyrite peuvent s'être formés par la coalescence des particules sphériques de pyrite et la recristallisation métamorphique qui suivit. On peut observer, au sein d'un seul et même lit de pyrite, une progression complète des textures à partir des particules sphériques jusqu'aux porphyroblastes.

La chimie des éléments majeurs de la formation ferrifère du Lac Sauvage se compare à celle des formations ferrifères de type Algoma du district de Michipicoten. Les variations chimiques au sein de la formation ferrifère dépendent:

- . du rapport minéraux ferrifères/minéraux non ferrifères;
- . de la variation dans la composition des carbonates;
- . de la présence de matériel tufacé et pyroclastique.

Les analyses pour les oligoéléments indiquent, par rapport au contenu moyen de la croûte, un enrichissement en Cu (2X), Zn (2X), Co (2X), As (8X), Au (8X) et Ag (26X) et une déficience en Pb, Ni, V et Ba. Comparée à la formation ferrifère de Michipicoten, celle du Lac Sauvage est enrichie en Cu, Zn, Ni, Co et V et déficiente en Pb, Sn, As et Ag. La distribution de ces éléments est commandée par la substitution des cations des oligoéléments dans l'édifice cristallin des minéraux (Zn-Pb dans les carbonates, Sn-Ag-As-Co-Ni dans la pyrite, V dans la magnétite) et par la présence de quantités minimales de sulfures de

métaux usuels (sphalérite et chalcoppyrite) dans diverses unités lithologiques.

La formation ferrifère du Lac Sauvage peut être associée à des horizons au potentiel économique prometteur puisque des formations ferrifères volcanogènes similaires, associées, ailleurs, à des gîtes de sulfures de métaux usuels constituent d'importantes sources de minerai de fer et d'or. La présence de la formation ferrifère du Lac Sauvage et d'exhalites corrélatives bordant un horizon mince et continu au contact des formations de Waconichi et de

Gilman, peut, dans la région de Chibougamau, être un guide d'une grande utilité dans l'exploration. L'importance que revêt cette formation, en tant que lit repère dans la recherche de gîtes de sulfures massifs, et en tant que source de minéralisation aurifère, devrait s'imposer à l'attention des sociétés d'exploration, dans la région de Chibougamau. La séquence d'exhalites au sommet de la formation de Waconichi peut être tenue pour une cible durable dans la recherche de minéralisations de sulfures de métaux usuels.

REFERENCES

ALDRICH, H.R., 1929 - **The geology of the Gogebic iron range of Wisconsin**; Wisconsin Geological Survey; bulletin 71.

ALLARD, G.O., 1956 - **The geology of a portion of McKenzie township, Chibougamau district, Québec**; John Hopkins University; Ph. D. thesis.

_____ 1960 - **Moitié sud du canton de McKenzie**; ministère des Richesses naturelles, Québec; rapport géologique 95, pages 49 à 75.

_____ 1967 - **Quart nord-ouest du canton de Rinfret, comté d'Abitibi-est**, in **Travaux sur le terrain en 1966**; ministère des Richesses naturelles, Québec; rapport S-103, pages 31-32.

_____ 1969 - **Quart nord-est du canton de Lemoine, comté d'Abitibi-est**, in **Travaux sur le terrain, 1967**; ministère des Richesses naturelles, Québec; rapport S-120, pages 25-26.

_____ 1970 - **The Doré Lake Complex, Chibougamau, Quebec. A metamorphosed Bushveld-type layered intrusion**, in **Symposium on the Bushveld igneous Complex and other layered intrusions** (D.J.L. Visser and G. vonGruennewaldt, editors); Geological Society of South Africa; special publication, No. 1, pages 477-491.

_____ 1972 - **Géologie du Précambrien et gîtes minéraux de la région de Noranda-Val-d'Or et Matagami, Chibougamau, Québec**; 24e Congrès géologique international, Montréal; livret-guide pour l'excursion A41-C41, 107 pages.

_____ 1973a - **Some speculations regarding the Lower Hidden Zone of the Doré Lake Complex and its potential mineral resources**; Geological Society of America; volume 84, pages 717-724.

_____ 1973b - **Etude du contact nord du Complexe de Lac Doré, comté d'Abitibi-est**, in **Travaux sur le terrain, 1975**; ministère des Richesses naturelles, Québec; rapport S-148, pages 48-49.

- _____ 1976 - Doré Lake Complex and its importance to Chibougamau geology and metallogeny; ministère des Richesses naturelles, Québec; rapport final, DP-368, 466 pages.
- ALLARD, G.O. - CATY, J.L., 1969 - Géologie du quart nord-est et d'une partie du quart sud-est du canton de Lemoine; ministère des Richesses naturelles, Québec; rapport préliminaire 566, 22 pages.
- ALLARD, G.O. - GAUTHIER, J., 1976 - Etude du contact nord du complexe de Lac Doré, in Travaux sur le terrain, 1976; ministère des Richesses naturelles, Québec; rapport V-4, pages 10-11.
- ALLARD, G.O. - HENRY, R.L., 1974 - Formation de Waconichi, région de Chibougamau, in Travaux sur le terrain, 1974; ministère des Richesses naturelles, Québec; rapport S-159, pages 22-24.
- ALLARD, G.O. - WHITNEY, J.A., 1977 - Spatial and petrological relationship between granophyre and layering, and the type of country rock in the Dore Lake Complex, Chibougamau, Quebec; Association géologique du Canada, Association minière du Canada, Society of Exploration Geophysicists, Vancouver; programme avec résumés; volume 2, page 4.
- ALLEN, E.T. - ZIES, E.G., 1923 - A chemical study of the fumaroles of the Katmai region; National Geographic Society; Contributed Technical papers, Katmai Series, No.2, pages 75-155.
- ANDERSON, C.A., 1969 - Massive sulfide deposits and volcanism; Economic Geology; volume 64, pages 129-146.
- ANHAEUSSER, C.R., 1971 - Cyclic volcanicity and sedimentation in the evolutionary development of Archean greenstone belts of shield areas; Geological Society of Australia; special publication No. 3, pages 57-70.
- ANNERSTEN, H., 1969 - Magnetites from a sulphide-bearing iron ore formation in Sweden; Mineral Deposits; volume 4, pages 234-240.
- ATKINSON, B.K., 1974 - Experimental deformation of polycrystalline galena, chalcopyrite, and pyrrhotite; Transactions, Institute of Mining and Metallurgy; volume 83, No. 807, pages 19-28.
- BARBOSA, A.M. - GROSSI SAD, J.H., 1973 - Tectonic control of sedimentation and trace element distribution in iron ores of central Minas Gerais (Brazil), in Genesis of Precambrian Iron and Manganese Deposits; Proceeding of the Kiev Symposium, 20-25 August, 1970; UNESCO, pages 125-131.
- BARRON, B.J., 1974 - The use of coexisting calcite-ankerite solid solutions as a geothermometer; Contributions to Mineralogy and Petrology; volume 47, pages 77-80.
- BASKIN, G.D., 1975 - The petrology and chemistry of a portion of the north limb of the Dore Lake Complex, Chibougamau, Quebec, Canada; University of Georgia; M.Sc. thesis, 174 pages.
- BORCHERT, H., 1960 - Genesis of marine sedimentary iron ores; Bulletin of Institute of Mining and Metallurgy; volume 640, pages 261-279.
- BOULEY, B.A. - HOEDER, R.W., 1976 - Massive sulfide deposits applied to problems of Precambrian stratigraphy, Arizona; Economic Geology; volume 71, pages 817-820.

CAMERON, E.M. - BAUMANN, A., 1972 - **Carbonate sedimentation during the Archean**; Chemical Geology; volume 10, pages 17-30.

CARPENTER, R.H., 1974 - **Pyrrhotite isograd in southeastern Tennessee and southwestern North Carolina**; Geological Society of America; volume 85, pages 451-456.

CATY, J.L., 1970 - **Pétrologie et pétrographie du flanc sud-est du complexe de Lac Doré**; Université de Montréal; thèse de maîtrise, 227 pages.

_____ 1975 - **Demi-ouest du canton de Richardson, comté d'Abitibi-est**, in **Travaux sur le terrain, 1975**; ministère des Richesses naturelles, Québec; rapport V-2, pages 6-7.

_____ 1976 - **Demi-est du canton de Richardson, comté d'Abitibi-est**, in **Travaux sur le terrain, 1976**; ministère des Richesses naturelles, Québec; rapport V-4, pages 8-10.

CHAUVEL, J.J. - DIMROTH, E., 1974 - **Facies types and depositional environment of the Sokoman iron formation, central Labrador Trough, Quebec, Canada**; Journal of Sedimentary Petrology; volume 44, No. 2, pages 299-327.

CIMON, J., 1976 - **Cantons de Queylus (NW) et de Haüy (NE)**; ministère des Richesses naturelles, Québec; rapport préliminaire 613, 45 pages.

CIMON, J. - GOBEIL, A., 1976 - **The Stella Formation: its implications for the genesis and the relative age of the mineralization in the Chibougamau Mining Camp**; CIM Bulletin; volume 69, No. 767, page 96.

CLARK, B.R. - KELLY, W.C., 1973 - **Sulfide deformation studies: I. Experimental deformation of pyrrhotite and sphalerite to 2000 bars and 500 degrees centigrade**; Economic Geology; volume 68, pages 332-353.

COLLINS, W.H. - QUIRKE, T.T. - THOMSON, E., 1926 - **Michipicoten Iron Ranges**; Commission géologique du Canada; mémoire 147, 175 pages.

DEMONTIGNY, P.A., 1960 - **Quart sud-ouest et une partie du quart sud-est du canton de Lemoine**; ministère des Richesses naturelles, Québec; rapport préliminaire 437, 10 pages.

DALLMEYER, R.D. - MAYBIN, A.H. - DUROCHER, M.E., 1975 - **Timing of Kenoran metamorphism in the eastern Abitibi greenstone belt, Quebec: evidence from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of hornblende and biotite from post-kinematic plutons**; Journal canadien des Sciences de la Terre; volume 12, No. 11, pages 1864-1873.

DAVIDSON, A.J. - MACLEAN, W.H., 1976 - **Key tuffite at Bell Allard, Matagami, Québec**; CIM Bulletin; volume 69, No. 767, page 74.

DEER, W.A. - HOWIE, R.A. - ZUSSMAN, J., 1962 - **Rock-Forming Minerals; volume 3 (sheet silicates) et volume 5 (non-silicates)**; Longmans, Green, and Co. Ltd., 371 pages.

DIMROTH, E. - KIMBERLY, M.M., 1976 - **Pre-cambrian atmospheric oxygen: evidence in the sedimentary distribution of carbon sulfur, uranium and iron**; Journal canadien des Sciences de la Terre; volume 13, No. 9, pages 1161-1185.

- DORR, A., 1969 - Magnetite deposits in the northern part of the Dore Lake Complex, Chibougamau district, Québec; Université McGill; thèse de maîtrise.
- DREVER, J.I., 1974 - Geochemical model for the origin of precambrian banded iron formations; Geological Society of America; volume 85, pages 1099-1106.
- DUBUC, F., 1966 - Geology of the Adams Mine; CIM Bulletin; volume 59, No. 646, pages 176-181.
- DUQUETTE, G., 1964 - Géologie du quart nord-ouest du canton de Roy, comté d'Abitibi-est; ministère des Richesses naturelles, Québec; rapport préliminaire 513, 19 pages.
- _____ 1970 - Stratigraphie de l'Archéen et relations métallogéniques dans la région de Chibougamau; ministère des Richesses naturelles, Québec; étude spéciale 8, 18 pages.
- _____ 1972 - La ceinture volcanique du district de Chibougamau; 24e Congrès géologique international, Montréal; livret-guide pour l'excursion A41-C41, pages 57-75.
- DUQUETTE, G. - MATHIEU, A., 1970 - Moitié sud du Canton d'Obalski; ministère des Richesses naturelles, Québec; rapport préliminaire 585, 17 pages.
- EUGSTER, H.P., 1969 - Inorganic bedded cherts from the Magadi area, Kenya; Contribution to Mineralogy and Petrology; volume 22, pages 1-31.
- FLEISCHER, R. - ROUTHIER, P., 1973 - The consanguinous origin of a tourmaline-bearing gold deposit; Passagem de Mariana (Brazil); Economic Geology; volume 68, No. 1, pages 11-22.
- FRANKLIN, J.M. - KASARDA, J. - POULSEN, K.H., 1975 - Petrology and chemistry of the alteration zone of the Mattabi massive sulfide deposit; Economic Geology; volume 70, pages 63-79.
- FRENCH, B.M., 1971 - Stability relations of siderite (FeCO_3) in the system Fe-C-O; American Journal of Science; volume 271, pages 37-38.
- FRIPP, R.E.P., 1976 - Stratabound gold deposits in Archean banded iron formation, Rhodesia; Economic Geology; volume 71, No. 1, pages 58-75.
- FROBERG, M.H., 1935 - The ore deposits of the Michipicoten area; Ontario Department of Mines; 44th annual report, volume XLIV, part 8, pages 35-83.
- FRYER, B.J. - HUTCHINSON, R.W., 1976 - Generation of metal deposits on the sea floor; Journal canadien des Sciences de la Terre; volume 15, pages 126-135.
- GANGULY, J., 1968 - Analysis of the stabilities of chloritoid and staurolite and some equilibria in the system $\text{FeO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O-O}_2$; American Journal of Science; volume 266, pages 277-298.
- _____ 1969 - Chloritoid stability and related parageneses: theory experiments and applications; American Journal of Science; volume 267, pages 910-944.
- GANGULY, J. - NEWTON, R.C., 1968 - Thermal stability of chloritoid at high pressure and relatively high oxygen fugacities; Journal of Petrology; volume 9, pages 444-466.

GAUCHER, E.H., 1958 - **Quart sud-est du canton de Roy**; ministère des Richesses naturelles, Québec; rapport préliminaire 379, 11 pages.

_____ 1960 - **Quart sud-est du Canton de Barlow**; ministère des Richesses naturelles, Québec; rapport préliminaire 425, 12 pages.

GILMOUR, P., 1965 - **The origin of the massive sulfide mineralization in the Noranda district, northwestern Quebec**; Proceedings of the Geological Association of Canada; volume 16, pages 63-81.

GOLDSMITH, J.R., 1959 - **Some aspects of the geochemistry of carbonates, in Researches in Geochemistry** (P.H. Albeson, editor); John Wiley and sons, pages 336-358.

GOODWIN, A.M., 1956 - **Facies relations in the Gunflint Iron formation**; Economic Geology; volume 51, pages 565-595.

_____ 1961 - **Genetic aspects of Michipicoten iron formations**; CIM Bulletin; volume 54, pages 38-42.

_____ 1962 - **Structure stratigraphy and origin of iron formations, Michipicoten area, Algoma district, Ontario, Canada**; Geological Society of America Bulletin; volume 73, pages 561-586.

_____ 1964 - **Geochemical studies at the Helen Iron range**; Economic Geology; volume 59, pages 684-718.

_____ 1966 - **The relationship of mineralization to stratigraphy in the Michipicoten area, Ontario**; Association géologique du Canada; special paper No. 3, pages 57-73.

_____ 1967 - **Volcanic studies in the Birch-Uchi Lakes area, Ontario**; Ontario Department of Mines; miscellaneous paper No. 6, 96 pages.

_____ 1971 - **Metallogenic patterns and evolution of the Canadian Shield**; Geological Society of Australia; special publication No. 3, pages 157-174.

_____ 1973 - **Archean iron formations and tectonic basins of the Canadian Shield**; Economic Geology; volume 68, pages 915-933.

GOODWIN, A.M. - et al, 1972 - **The Superior Province, in Variation in Tectonic Styles in Canada** (R.A. Price and R.J.W. Douglas, editors); Geological Association of Canada; special paper 11, pages 528-623.

GOODWIN, A.M. - MONSTER, J. - THODE, H.G., 1976 - **Carbon and sulfur isotope abundances in Archean iron formations and early Precambrian life**; Economic Geology; volume 71, pages 870-891.

GOODWIN, A.M. - RIDLER, R.H., 1970 - **The Abitibi orogenic belt, in Symposium on Basins and Geosynclines of the Canadian Shield** (A.J. Baer, editor); Commission géologique du Canada; étude préliminaire 70-40, pages 1-30.

GOODWIN, A.M. - SHKLANKA, R., 1967 - **Archean volcano-tectonic basin: form and pattern**; Journal Canadien des Sciences de la terre; volume 4, pages 777-795.

GOVETT, G.J.S., 1966 - **Origin of banded iron formations**; Geological Society of America Bulletin; volume 77, pages 1191-1212.

GRIEVE, R.A.F. - FAWCETT, J.J., 1974 - **The stability of chloritoid below 10 kb $\text{P}_{\text{H}_2\text{O}}$** ; Journal of Petrology; volume 15, No. 1, pages 113-139.

GROSS, G.A., 1961 - **Metamorphism of iron formation and its bearing on their beneficiation**; CIM Bulletin; volume 54, pages 30-37.

_____ 1965 - **Geology of iron deposits in Canada**; volume 1 - General geology and evaluation of iron deposits; Commission géologique du Canada; série de la géologie économique, rapport 22, 181 pages.

_____ 1973 - **The depositional environment of principal types of Precambrian iron formation, in Genesis of Precambrian Iron and Maganese Deposits**; Proceedings, Kiev Symposium, 20-25 August, 1970, UNESCO, pages 15-21.

GRUNER, J.W., 1946 - **Mineralogy and geology of the Mesabi range**; Iron Resources and Rehabilitation, St. Paul, 127 pages.

HALFERDAHL, L.B., 1961 - **Chloritoid: its composition, x-ray and optical properties, stability, and occurrence**; Journal of Petrology; volume 2, No. 1, pages 49-135.

HARKER, A., 1950 - **Metamorphism - A Study of the Transformations of Rock-Masses**; Methuen and Co. Ltd., London, 3rd edition, 362 pages.

HARMON, K.A. - CROCKET, J.H. - SHAW, D.M., 1975 - **Tungsten in iron formations**; Association géologique du Canada, Association minière du Canada, Geological Society of America; congrès centre-nord 1975; volume 7, No. 6, page 773.

HAWKINS, W.M., 1960 - **A spectrochemical study of rocks associated with the ore deposits of the Chibougamau district, Quebec**; McGill University; Ph. D. thesis, 156 pages.

HESS, H.H., 1960 - **Stillwater Igneous Complex, Montana**; Geological Society of America; memoir 80, 230 pages.

HEY, M.H., 1954 - **A new review of the chlorites**; Mineralogical Magazine; No. 224, volume 30, pages 277-292.

HORSCROFT, F.D.M., 1958 - **Quart sud-ouest du canton de Roy**; ministère des Richesses naturelles, Québec; rapport préliminaire 370, 17 pages.

HOSCHEK, G., 1969 - **The stability of staurolite and chloritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks**; Contributions to Mineralogy and Petrology; volume 22, pages 208-232.

HUBER, N.K., 1958 - **Environmental control of sedimentary iron minerals**; Economic Geology; volume 53, pages 123-140.

_____ 1959 - **Some aspects of the origin of the Ironwood iron formation of Michigan and Wisconsin**; Economic Geology; volume 54, pages 88-118.

HUTCHINSON, R.W., 1973 - **Volcanogenic sulfide deposits and their metallogenic significance**; Economic Geology; volume 68, pages 1223-1246.

HUTCHINSON, R.W. - RIDLER, R.H. - SUFFEL, G.G., 1971 - **Metallogenic relationships in the Abitibi belt, Canada: a model for Archean metallogeny**; C.I.M. Transactions; volume 74, pages 106-115.

IRVING, R.D., 1886 - **Origin of the ferrous schists and iron ores of the Lake Superior region**; American Journal of Science; volume 32, pages 255-272.

IRVING, R.D. - VAN HISE, C.R., 1892 - **The Penokee iron-bearing series of Michigan and Wisconsin**; U.S. Geological Survey; monography 19, 534 pages.

JACKSON, E.D., 1961 - **Primary textures and mineral associations in the ultramafic zone of the Stillwater Complex, Montana**; U.S. Geological Survey; professional paper 358, 106 pages.

JAMES, H.L., 1954 - **Sedimentary facies of iron-formation**; Economic Geology; volume 49, pages 235-293.

_____ 1955 - **Zones of regional metamorphism in the Precambrian of northern Minnesota**; Geological Society of America, Bulletin; volume 66, No. 12, pages 1455-1487.

_____ 1966 - **Chapter W - Chemistry of the iron-rich sedimentary rocks**, in **Data of Geochemistry** (M. Fleischer, editor); U.S. Geological Survey; professional paper 440-W, 61 pages.

_____ 1969 - **Comparison between Red Sea deposits and older ironstone and iron formation, in Hot Brines and Recent Heavy Metal Deposits in the Red Sea** (E.T. Degens and D.A. Ross, editors); Springer-Verlag, pages 525-532.

JAMES, H.L. - SIMS, P.K., 1973 - **Precambrian iron formations of the world**; Economic Geology; volume 68, No. 7, pages 913-914.

JAMES, R.S. - TURNOCK, A.C. - FAWCETT, J.J., 1976 - **The stability and phase relations of iron chlorite below 8.5 kb P_{H_2O}** ; Contributions to Mineralogy and Petrology; volume 54, pages 1-25.

JENKS, W.F., 1975 - **Origins of some massive pyritic ore deposits of western Europe**; Economic Geology; volume 70, pages 488-498.

KLEIN, C., Jr., 1966 - **Mineralogy and petrology of the metamorphosed Wabush iron formation, southwestern Labrador**; Journal of Petrology; volume 7, No. 2, pages 246-305.

KRAMM, U., 1973 - **Chloritoid stability in manganese rich low-grade metamorphic rocks, Venn-Stavelot massif, Ardennes**; Contribution to Mineralogy and Petrology; volume 42, pages 179-196.

KRIBEK, B., 1975 - **The origin of framboidal pyrite as a surface effect of sulfur grains**; Mineral Deposits; volume 10, pages 389-396.

KWONG, Y.T.J. - CROCKET, J.H., 1978 - **Background and anomalous gold in rocks of an Archean greenstone assemblage, Kakagi Lake area, northwestern Ontario**; Economic Geology; volume 73, pages 50-63.

LABERGE, G.L., 1964 - **Development of magnetite in iron formations of the Lake Superior region**; Economic Geology; volume 59, pages 1313-1342.

LAMBERT, I.B. - SATO, T., 1974 - **The Kuroko and associated ore deposits of Japan: a review of their features and metallogenesis**; Economic Geology; volume 69, pages 1215-1236.

LEITH, C.K., 1903 - **The Mesabi iron-bearing district of Minnesota**; U.S. Geological Survey; monography 43, 316 pages.

LEPP, H., 1966 - **Chemical composition of the Biwabik iron formation, Minnesota**; Economic Geology; volume 61, pages 243-250.

_____ 1968 - **The distribution of manganese in the Animikian iron formations of Minnesota**; Economic Geology; volume 63, pages 61-75.

_____ 1972 - **Normative mineral composition of the Biwabik formation: a first approach**, in **Studies in Mineralogy and Precambrian Geology** (G.R. Doe and D.K. Smith, editors); Geological Society of America; memoir 135, pages 256-278.

_____ 1975 - **Geochemistry of Iron**; Benchmark Papers in Geology 18; Dowden Hutchinson, and Ross, Inc., 464 pages.

LONG, D.G.F., 1972 - **Chibougamau Formation, Radar Hill, McKenzie township**; notes préparées pour l'excursion A41-C41 du 24e congrès international, Montréal.

_____ 1973 - **The stratigraphy and sedimentology of the Chibougamau Formation**; University of Western Ontario, London; M.Sc. thesis, 305 pages.

_____ 1974 - **Glacial and paraglacial genesis of conglomeratic rocks of the Chibougamau Formation (Aphebian), Chibougamau, Québec**; Journal canadien des Sciences de la terre; volume 11, pages 1236-1252.

LUSK, J., 1969 - **Base metal zoning in the Heath Steele B-1 orebody, New Brunswick, Canada**; Economic Geology; volume 64, pages 509-518.

MANN, V.I., 1953 - **The relation of oxidation to the origin of soft iron ores of Michigan**; Economic Geology; volume 48, pages 252-281.

MATSUKUMA, T. - HORIKOSHI, E., 1970 - **Kuroko deposits in Japan, a review**, in **Volcanism and ore genesis** (T. Tatsumi, editor); Presses de l'Université de Tokyo, pages 153-179.

MCNAMARA, M., 1965 - **The lower greenschist facies in the Scottish Highlands**; Geologiska Foereningen i Stockolm, Foerhandlingar; volume 87, pages 347-389.

MATHIEU, A., 1966 - **Géologie du quart nord-est du canton de Roy, comté d'Abitibi-est**; ministère des Richesses naturelles, Québec; rapport préliminaire 553, 23 pages.

MAWDSLEY, J.B. - NORMAN, G.W.H., 1936 - **Etendue de la carte du lac Chibougamau (Québec)**; ministère des Mines du Canada; série de la Géologie Economique, rapport 185, 107 pages.

MOORE, E.S., ARMSTRONG, H.S., 1946 - **Iron deposits in the district of Algoma**; Ontario Department of Mines; 55th annual report, volume IV, part 4, pages 1-118.

NORTON, J.J., 1974 - **Gold in the Black Hills, S.D., and how new deposits might be found**; U.S. Geological Survey; circular 699.

OLIVEIRA, J.A.L., 1973 - **The Petrology of the Chibougamau greenstone belt volcanics**; University of Georgia; M.Sc. thesis, 96 pages.

O'ROURKE, J.E., 1961 - **Paleozoic iron formations**; Economic Geology; volume 56, pages 331-361.

RICHARD, D.T., 1970 - **The origin of fram-boids**; Lithos; volume 3, pages 169-193.

RIDLER, R.H., 1969 - **The relationship of mineralization to volcanic stratigraphy in the Kirkland Lake area, Ontario**; University of Wisconsin; Ph.D. thesis, 141 pages.

_____ 1970 - **Relationship of mineralization to volcanic stratigraphy in the Kirkland-Larder Lakes area, Ontario**; Association géologique du Canada; proceedings; volume 21, pages 33-42.

_____ 1973 - **Volcanic stratigraphy and metallogeny, Rankin Inlet Ennadai belt, district of Keewatin**; Commission géologique du Canada; étude préliminaire 73-1A, pages 165-174.

_____ 1975 - **Regional metallogeny and volcanic stratigraphy of the Superior Province**; Commission géologique du Canada; étude préliminaire 76-1A, pages 353-358.

_____ 1976a - **Regional metallogeny and volcanic stratigraphy of the Superior Province**; Commission géologique du Canada; étude préliminaire 76-1A, pages 399-405.

_____ 1976b - **Stratigraphic keys to the gold metallogeny of the Abitibi belt**; Journal canadien des sciences de la terre; volume 97, No. 6, pages 81-87.

RIDLER, R.H. - SHILTS, W.W., 1974 - **Exploration for Archean polymetallic sulfide deposits in permafrost terrains: an integrated geological/geochemical technique, district of Keewatin, Kaminak Lake area**; Commission géologique du Canada; étude préliminaire 74-34, 33 pages.

ROBINSON, B.W. - STRENS, R.G.J., 1968 - **Genesis of concordant deposits of base metal sulfides: an experimental approach**; Nature, volume 217, pages 535-536.

ROSENBERG, P.E., 1960 - **Subsolidus studies in the system $\text{CaCO}_3\text{-MgCO}_3\text{-FeCO}_3\text{-MnCO}_3$** ; University of Pennsylvania State; Ph.D. thesis, 137 pages.

SANGSTER, D.F., 1972 - **Precambrian volcanogenic massive sulfides deposits in Canada: a review**; Commission géologique du Canada; étude préliminaire 72-22, 44 pages.

SATO, T., 1974 - **Distribution and geological setting of the Kuroko deposits**; Mining Geology Special Issue No. 6; Society of Mining Geology of Japan, pages 1-9.

SAWKINS, F.J. - RYE, D.M., 1974 - **Relationships of Homestake-type gold deposits to iron-rich sedimentary rocks**; Institution of Mining and Metallurgy, Transactions; volume 83, No. 810, pages 856-859.

SEGUIN, M.K., 1971 - **Phase relations in the $\text{Fe-C-O-S-H}_2\text{O}$ system and its geological application**; Chemical Geology; volume 7, pages 5-18.

SHARPE, J.I., 1968 - **Géologie et gisements de sulfures de la région de Matagami**; ministère des Richesses naturelles, Québec; rapport géologique 137, 122 pages.

SMITH, J.R. - ALLARD G.O., 1960 - **Moitié sud du Canton de McKenzie**; ministère des Richesses naturelles, Québec; rapport géologique 95, 79 pages.

SPENCE, C.D., 1975 - **Volcanogenic features of the Vauze sulfide deposit, Noranda, Quebec**; Economic Geology; volume 70, pages 102-114.

- SPENCE, C.D. - de ROSEN-SPENCE, A.F., 1975 - **The place of sulfide mineralization in the volcanic sequence at Noranda, Quebec**; Economic Geology; volume 70, pages 90-101.
- STANTON, R.L., 1972 - **Ore Petrology**; McGraw-Hill Book Co., Inc., New York, 713 pages.
- STANTON, R.L. - BAAS BECKING, L.G.M., 1962 - **The formation and accumulation of sedimentary sulfides in seabord volcanic environments**; Koninklijk Nederlandse Akademie van Wetenschappen; series B, volume 65, No. 3, pages 236-243.
- STANTON, R.L. - GORMAN, H., 1968 - **A phenomenological study of grain boundary migration in some common sulfides**; Economic Geology; volume 63, pages 907-923.
- STOCKWELL, C.H., 1964 - **Age determinations and geological studies**; Commission géologique du Canada; étude préliminaire 64-17, partie 2, pages 1-21.
- SULLIVAN, C.J., 1968 - **Geological concepts and the search for ore, 1930-1967**, in **The Earth Sciences in Canada** (E.R.W. Neale, editor); Société Royale du Canada; publication spéciale no 11, pages 82-99.
- SUNAGAWA, I. - ENDO, Y. - NAKAI, N., 1971 - **Hydrothermal synthesis of framboidal pyrite**; Society of Mining Geology, Japan; Special Issue 2, pages 10-14.
- TEMPELMAN-KLUIT, D.J., 1970 - **The relationship between sulfide grain size and metamorphic grade of host rocks in some stratabound pyritic ores**; Journal canadien des Sciences de la terre; volume 7, pages 1339-1345.
- TIHOR, L.A. - CROCKET, J.H., 1977 - **Gold distribution in the Kirkland Lake-Larder Lake area with emphasis on Kerr-Addison type ore deposits; a progress report**; Commission géologique du Canada, étude préliminaire 77-1A, partie A, pages 363-369.
- TILLEY, C.E., 1925 - **Petrographical notes on some chloritoid rocks**; Geological Magazine; volume 62, pages 309-319.
- TOLBERT, G.E., 1964 - **Geology of the Raposos gold mine, Minas Gerais, Brazil**; Economic Geology; volume 59, pages 775-798.
- TOLMICH, S.A., 1974 - **A new look at Kalgoorlie Golden Mile geology**; proceedings of Australia Institute of Mining and Metallurgy; No. 251, pages 27-35.
- TYLER, S.A., 1948 - **Development of Lake Superior soft iron ores from metamorphosed iron formation**; Geological Society of America Bulletin; volume 60, pages 1101-1124.
- VAN HISE, C.R. - LEITH, C.K., 1911 - **Geology of the Lake Superior region**; U.S. Geological Survey; monography 52, 641 pages.
- VOLLO, N.B., 1959 - **The geology of the Henderson copper deposit, Chibougamau region, Québec**; McGill University; M.Sc. thesis.
- WAGER, L.R. - BROWN, G.N., 1967 - **Layered Igneous Rocks**; W.H. Freeman and Co., 588 pages.
- WARNE, S. St. J., 1962 - **A quick field or laboratory staining scheme for the differentiation of the major carbonate minerals**; Journal of Sedimentary Petrology; volume 32, No. 1, pages 29-38.

WHITE, D.A., 1954 - **The stratigraphy and structure of the Mesabi range, Minnesota**; Minnesota Geological Survey; Bulletin 38, 92 pages.

WHITE, D.E. - WARING, G.A., 1963 - **Volcanic emanations in Data of Geochemistry** (M. Fleischer, editor); U.S. Geological Survey; professional paper 440- K, 29 pages.

WHITEHEAD, R.E., 1973 - **Environment of stratiform sulfide deposition: variation in the Mn:Fe ratio in host rocks at Heath Steele Mine, New Brunswick, Canada**; Mineral Deposits; volume 8, pages 148-160.

WINKLER, H.G.F., 1967 - **Petrogenesis of Metamorphic Rocks**; Springer-Verlag, Inc., New York, 2nd edition, 237 pages.

ZELENOV, K.K., 1965 - **Iron and manganese in exhalations of the submarine Banu Wuhu volcano (Indonesia)**; Akademiya Nauk BSSR, Doaklady, Minsk; volume 155, No., 1-6, pages 44-96.

ZIES, E.G., 1924 - **The fumarolic incrustations in the Valley of Ten Thousand Smokes**; National Geographic Society; Contributions to technical papers; Katmai Series, No. 3, pages 157-179.

_____ 1929 - **The Valley of Ten Thousand Smokes: I. The fumarolic incrustations and their bearing on ore depositions., II. The acid gases contributed to the sea during volcanic activity**; National Geographic Society; Contributions to Technical Papers, Katmai Series, No. 4.

ANNEXE A
METHODES D'ANALYSE

TECHNIQUES PETROGRAPHIQUES ET MINERALOGIQUES

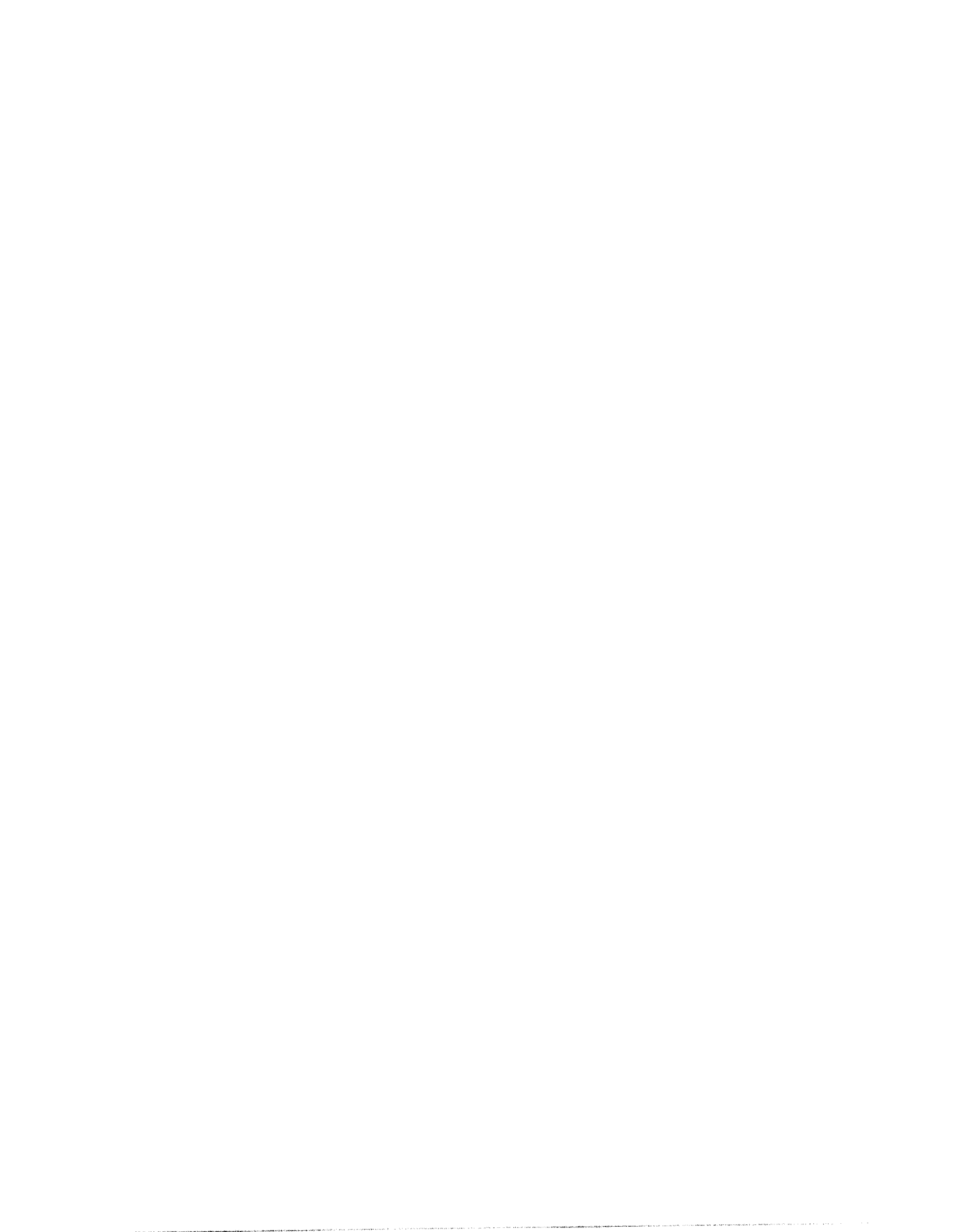
Plusieurs techniques ont été utilisées dans la cueillette des données pétrographiques et minéralogiques. Les lames minces d'environ 220 échantillons ont été étudiées à l'aide d'un microscope pétrographique de marque Zeiss. Pour les microphotographies, nous avons utilisé une caméra Photomicroscope Zeiss et des pellicules Kodak Plus-X (noir et blanc). La mise au point de la sensibilité s'est faite à 7 et celle de l'intensité de la lumière, à VIII.

Les analyses de phases minéralogiques sélectionnées ont été obtenues à l'aide d'une microsonde électronique Materials Analysis Company 400S. Les analyses ont été effectuées sur des sections polies, enduites, à l'aide d'un évaporateur à vide Varian, d'un film de carbone de 250 Å. Un voltage de 15 kilovolts et des courants de 0,025 et de 0,05 microampères ont été utilisés pour les carbonates et les silicates, respectivement. Cinq points en moyenne par échantillon ont été analysés (20 comptes par seconde et un diamètre de faisceau de 5 microns). Les données ont été recueillies

en 100 comptes par seconde. Les analyses semi-quantitatives pour les éléments majeurs ont été obtenues à l'aide d'un système de détection d'énergie dissipée de type Canberra, lequel est composé d'un détecteur Si:Li et d'un analyseur à canaux multiples et à spectre étendu (modèle 8100). La réduction des données a été effectuée, sur une calculatrice CDC 6400, au moyen du programme FRAME du National Bureau of Standards, programme modifié par le Dr. John Stormer. L'identification courante des phases minéralogiques a été effectuée par diffraction des rayons X. Pour les mesures de diffraction, nous avons utilisé une génératrice à rayons X Norelco, un tube à rayons X avec cible au cuivre, un compteur d'impulsions à scintillation Norelco. Le générateur a fonctionné à 40 kilovolts et 15 milliampères.

ANALYSES CHIMIQUES

Les analyses ont été effectuées par le Centre de Recherches minérales du ministère des Richesses naturelles. Les analyses pour les éléments majeurs ont été faites par fluorescence de rayons X. Les analyses pour les oligoéléments ont été faites par spectrophotométrie d'absorption atomique.



ANNEXE B
RESULTATS D'ANALYSES

	74-3	74-7	74-P7	74-8	74-11	74-13	74-16	74-18	74-25	74-26
SiO ₂	5.38	5.30	53.00	3.50	14.65	5.00	46.25	63.10	5.63	8.13
Al ₂ O ₃	0.80	0.83	10.65	0.57	0.20	0.31	14.10	5.86	0.43	2.22
Fe ₂ O ₃	36.70	27.85	*	*	*	*	*	*	*	*
FeO	24.44	25.50	*	*	*	*	*	*	*	*
MgO	7.35	9.02	4.60	9.12	2.06	11.55	8.08	3.10	9.15	1.00
CaO	3.65	4.50	1.45	0.27	0.09	0.60	1.87	2.00	12.20	25.60
Na ₂ O	0.09	0.09	0.00	0.05	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.25	0.04	0.00	0.00
H ₂ O-	0.42	0.22	0.23	0.28	0.26	0.15	0.14	0.28	0.12	0.23
H ₂ O+	1.95	1.25	5.79	1.02	1.00	0.45	7.36	2.76	1.00	3.30
TiO ₂	0.00	0.00	1.25	0.00	0.10	0.00	1.62	0.42	0.00	0.21
P ₂ O ₅	0.01	0.01	0.20	0.01	0.004	0.002	0.16	0.11	0.01	0.03
MnO	1.26	1.36	0.36	1.00	0.33	0.94	0.20	0.57	2.04	0.63
CO ₂	19.00	24.40	1.25	23.20	13.25	34.40	1.32	1.75	28.40	22.40
S	0.01	0.02	2.40	0.44	23.70	3.65	0.54	2.60	0.33	10.50
Fe t. en Fe ₂ O ₃	-----	-----	21.00	64.00	54.85	48.60	20.00	16.80	44.85	31.50
TOTAL:	101.06	100.35								
ppm										
Cu	6	6	10	18	290	31	11	28	5	240
Zn	41	49	69	46	120	68	96	78	24	39
Pb	<0.3	<0.3	<0.3	<0.3	<0.3	<0.3	<0.3	<0.3	<0.3	<0.3
Ni	17	13	30	13	40	13	55	89	4	57
Co	24	17	43	23	410	95	52	120	12	89
V	6	6	78	6	3	13	230	69	3	38
Sn	0.00	0.00	7	0.00	0.00	0.00	3	3	0.00	0.00
As	2.0	2.0	0.2	2.0	7.5	1.0	4.5	3.5	5.0	11
Au	<0.03	<0.03	<0.03	0.03	<0.03	<0.03	0.03	<0.03	0.03	0.03
Ag	0.8	0.5	3.3	0.8	1.5	0.5	0.8	1.0	0.5	14
Ba	<20	<20	24	<20	<20	<20	60	68	<20	<20

74-3 Formation ferrifère carbonatée. Canton de Roy.

74-7 Formation ferrifère carbonatée. Canton de Roy.

74-P7 Tuf basaltique cherteux. Canton de Roy.

74-8 Formation ferrifère carbonatée. Canton de Roy.

74-11 Formation ferrifère à carbonates et pyrite. Canton de Roy.

74-13 Formation ferrifère à pyrite et carbonates. Canton de Roy.

74-16 Tuf basaltique. Canton de Roy.

74-18 Chert chloriteux. Canton de Roy.

74-25 Formation ferrifère à oxydes et carbonates. Canton de Roy.

74-26 Formation ferrifère fragmentaire à pyrite et carbonates. Canton de Roy.

	74-27	74-28	74-30	74-32	74-33	74-34	74-35	74-37	74-39	74-40
SiO ₂	45.50	37.90	71.65	13.00	16.15	57.00	32.75	7.75	13.00	13.90
Al ₂ O ₃	18.20	10.50	15.60	4.18	1.45	15.00	0.20	0.35	1.00	3.42
Fe ₂ O ₃	1.90	*	0.51	*	*	2.52	0.04	*	*	*
FeO	11.20	*	0.17	*	*	7.35	0.28	*	*	*
MgO	12.40	2.75	0.15	4.78	3.78	5.55	14.60	4.62	5.35	4.34
CaO	0.18	0.18	0.06	2.70	3.40	2.25	19.10	19.40	10.00	15.50
Na ₂ O	0.17	0.02	0.49	0.00	0.00	0.95	0.10	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.95	0.06	4.43	0.00	0.00	0.60	0.08	0.00	0.00	0.00
H ₂ O-	0.30	0.24	0.26	0.41	0.80	0.22	0.12	0.40	0.25	0.26
H ₂ O+	8.20	5.25	2.34	3.11	3.30	4.92	0.64	0.65	0.91	2.40
TiO ₂	0.94	2.10	3.23	0.31	0.00	0.83	0.00	0.00	0.05	0.26
P ₂ O ₅	0.09	0.11	0.04	0.04	0.004	0.21	0.02	0.02	0.01	0.01
MnO	0.11	0.16	0.001	3.13	4.08	0.12	0.04	3.00	3.14	1.84
CO ₂	0.22	0.44	0.00	24.10	22.80	1.40	31.30	32.45	24.30	31.10
S	0.01	9.65	0.01	1.00	0.57	0.19	0.01	2.57	1.85	0.80
Fe t. en Fe ₂ O ₃	-----	35.45	-----	46.50	46.90	-----	-----	31.90	39.00	36.80
TOTAL:	100.39		99.00			99.22	99.30			
ppm										
Cu	4	24	12	91	91	5	2	120	250	81
Zn	53	68	16	83	83	310	13	45	61	60
Pb	<0.3	<0.3	<0.3	<0.3	<0.3	<0.3	3	<0.3	<0.3	<0.3
Ni	53	30	9	16	16	87	2	18	12	9
Co	36	49	82	33	33	18	38	17	25	18
V	170	330	300	34	34	53	<3	13	13	84
Sr	3	15	3	0.00	0.00	1	1	0.00	0.00	4
As	0.9	10	2.0	13	10	4.0	0.6	7.0	136	150
Au	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03
Ag	0.5	3.3	0.5	1.0	1.0	1.5	0.8	1.0	1.0	1.5
Ba	130	20	360	<20	<20	590	40	<20	<20	<20

- 74-27 Tuf basaltique. Canton de Roy.
- 74-28 Tuf basaltique pyritisé. Canton de Roy.
- 74-30 Porphyre titanifère (altéré) à quartz et feldspath. Canton de Roy.
- 74-32 Formation ferrifère fragmentaire à carbonates. Canton de Roy.
- 74-33 Formation ferrifère carbonatée. Canton de Roy.
- 74-34 Tuf andésitique (?). Canton de Roy.
- 74-35 Formation ferrifère à quartz-carbonate. Canton de Roy (bloc erratique ?)
- 74-37 Formation ferrifère carbonatée. Canton de Roy.
- 74-39 Formation ferrifère carbonatée. Canton de Roy.
- 74-40 Formation ferrifère à oxydes et carbonates. Canton de Roy.

	74-44	74-45	74-47	74-50	74-51	74-52	74-54	74-55P	74-56	74-57
SiO ₂	13.50	68.50	43.50	39.70	11.90	51.00	14.65	9.13	16.75	38.15
Al ₂ O ₃	1.55	17.90	35.30	6.20	3.15	14.00	2.90	3.10	2.85	11.05
Fe ₂ O ₃	*	0.44	1.00	*	*	2.45	*	6.15	*	*
FeO	*	0.15	0.11	*	*	11.60	*	19.25	*	*
MgO	4.20	0.37	0.40	0.90	9.40	7.75	5.07	6.80	5.03	4.77
CaO	21.50	0.04	0.03	0.14	17.50	1.30	4.05	20.45	16.75	4.53
Na ₂ O	0.00	0.46	0.90	0.11	0.00	1.80	0.00	0.09	0.00	0.21
K ₂ O	0.00	5.44	9.64	0.90	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.04
H ₂ O-	0.34	0.11	0.20	0.62	0.35	0.42	0.39	0.29	0.52	0.60
H ₂ O+	1.36	2.75	4.60	2.16	2.00	6.10	2.57	1.20	2.60	6.40
TiO ₂	0.10	2.81	3.81	3.81	0.21	1.56	0.10	0.00	0.10	1.21
P ₂ O ₅	0.02	0.01	0.02	0.07	0.03	0.12	0.01	0.01	0.02	0.10
MnO	2.25	0.00	0.00	0.06	1.46	0.14	2.70	2.61	2.00	0.70
CO ₂	30.80	0.15	0.18	0.11	29.30	0.88	22.70	31.60	24.00	5.35
S	1.15	0.03	0.06	19.20	3.93	0.02	1.45	0.12	5.10	2.25
Fe t. en Fe ₂ O ₃	25.20	-----	-----	31.90	23.45	-----	47.70	-----	28.25	27.50
TOTAL:		99.24	99.51			99.23		100.79		
ppm										
Cu	25	6	3	27	12	34	27	10	1280	24
Zn	41	13	13	36	35	130	69	110	130	440
Pb	<0.3	2	2	<0.3	<0.3	<0.3	<0.3	<0.3	<0.3	<0.3
Ni	8	4	17	20	3	99	3	2	23	34
Co	37	88	5	140	14	46	18	7	16	40
V	34	240	110	110	3	220	72	<3	13	210
Sn	2	19	52	28	0.00	<1	0.00	0.00	0.00	0.00
As	31	6.0	8.0	15	1.5	2.5	11	3.5	14	8.5
Au	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	0.03	0.05	<0.03	0.08	0.05	<0.03
Ag	1.3	2.5	1.5	9.8	1.5	<0.3	1.0	0.8	1.8	0.8
Ba	<20	420	600	100	<20	40	<20	<20	<20	<20

- 74-44 Formation ferrifère fragmentaire à oxydes et carbonates. Canton de Roy.
 74-45 Schiste à quartz et séricite. Canton de Roy.
 74-47 Schiste à séricite. Canton de Roy.
 74-50 Formation ferrifère titanifère à quartz-chlorite-pyrite. Canton de Roy.
 74-51 Formation ferrifère à pyrite et carbonates. Canton de Roy.
 74-52 Pyroxénite gabbroïque altérée. Canton de Roy.
 74-54 Formation ferrifère fragmentaire carbonatée. Canton de Roy.
 74-55P Formation ferrifère carbonatée. Canton de Roy.
 74-56 Formation ferrifère à pyrite et carbonates. Canton de Roy.
 74-57 Tuf dacitique carbonatisé. Canton de Roy.

	74-58	74-80	74-82	74-95	74-96	74-124	74-135	74-140	74-141	74-142
SiO ₂	68.50	12.00	24.15	4.00	32.15	9.25	42.00	29.00	26.65	43.25
Al ₂ O ₃	15.75	1.50	6.60	0.90	8.75	3.55	4.55	5.75	8.00	7.85
Fe ₂ O ₃	1.41	*	*	*	*	*	0.70	*	*	*
FeO	2.38	*	*	*	*	*	2.00	*	*	*
MgO	1.07	1.31	14.14	4.24	1.10	15.60	23.10	5.21	5.86	4.13
CaO	0.25	0.14	12.63	0.60	0.22	16.70	3.90	4.70	3.80	4.76
Na ₂ O	0.40	0.20	0.18	0.22	0.10	0.13	0.09	0.48	0.63	0.81
K ₂ O	4.00	0.06	0.03	0.03	0.02	0.02	0.00	0.40	0.56	1.13
H ₂ O-	0.14	1.17	0.29	0.24	0.48	0.22	0.13	0.34	0.22	0.40
H ₂ O+	3.06	5.83	2.65	0.86	4.06	2.44	3.33	2.26	1.90	2.50
TiO ₂	1.56	0.04	0.50	0.04	1.40	0.18	1.09	0.75	1.00	0.98
P ₂ O ₅	0.16	0.02	0.04	0.01	0.12	0.05	1.23	0.04	0.06	0.07
MnO	0.04	2.84	0.31	4.08	2.82	0.34	0.15	0.84	0.84	0.60
CO ₂	0.18	6.75	26.90	36.20	7.40	33.90	18.00	20.20	23.50	15.30
S	0.02	2.00	0.71	0.76	2.84	2.53	0.03	3.30	1.84	0.37
Fe t. en Fe ₂ O ₃	-----	65.45	15.00	55.25	40.00	19.50	-----	31.65	29.55	20.55
TOTAL:	98.99						100.39			
ppm										
Cu	6	26	14	23	32	19	3	140	140	39
Zn	29	4810	150	210	3330	170	170	260	160	97
Pb	<0.3	22	<0.3	6	6	3	3	19	11	<0.3
Ni	21	45	26	9	46	38	38	39	29	18
Co	53	38	42	24	48	21	21	76	54	41
V	320	9	120	9	160	130	130	150	160	190
Sr	1	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	<1	0.00	0.00	<1
As	2.0	5.5	3.0	15	11	0.8	0.4	15	12	8.0
Au	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	0.28	<0.03
Ag	1.0	3.3	0.8	1.3	1.3	0.8	0.8	1.3	0.8	0.5
Ba	340	<20	30	<20	<20	<20	68	20	62	140

- 74-58 Dyke de porphyre à quartz et feldspath. Canton de Roy.
- 74-80 Formation ferrifère à pyrite et carbonate (altérée). Canton de McKenzie.
- 74-82 Tuf felsique carbonatisé. Canton de McKenzie.
- 74-95 Formation ferrifère carbonatée. Canton de McKenzie.
- 74-96 Formation ferrifère à chloritoïde-quartz-carbonate. Canton de McKenzie.
- 74-124 Formation ferrifère à chlorite-carbonate. Canton de McKenzie.
- 74-135 Tuf felsique carbonatisé. Canton de McKenzie.
- 74-140 Formation ferrifère à chloritoïde-pyrite-carbonate. Canton de McKenzie.
- 74-141 Formation ferrifère à chloritoïde-carbonate. Canton de McKenzie.
- 74-142 Formation ferrifère à chlorite-carbonate. Canton de McKenzie.

	74-143	74-144	74-145	74-146	74-147	74-153	74-163	74-168	74-170	74-171
SiO ₂	47.65	35.00	39.25	23.60	64.50	20.90	34.00	19.90	42.00	17.40
Al ₂ O ₃	2.90	4.00	2.36	5.55	15.15	17.10	10.45	13.10	7.50	1.05
Fe ₂ O ₃	*	*	*	*	*	*	*	*	0.75	3.30
FeO	*	*	*	*	*	*	*	*	2.45	24.85
MgO	0.12	4.07	1.14	6.00	0.56	14.90	0.46	16.50	22.50	15.85
CaO	0.30	2.05	3.11	7.26	0.44	0.50	0.10	5.10	0.80	0.41
Na ₂ O	0.15	0.10	0.00	0.20	0.48	0.00	0.00	0.20	0.09	0.09
K ₂ O	0.04	0.13	0.00	0.20	1.27	0.07	0.00	0.20	0.00	0.00
H ₂ O-	1.06	0.34	0.70	0.21	0.10	0.30	0.78	0.20	0.13	0.10
H ₂ O+	1.60	2.42	1.40	1.81	2.66	9.96	2.80	6.10	4.45	1.02
TiO ₂	0.13	0.42	0.05	0.83	1.20	4.17	1.04	0.73	0.52	0.95
P ₂ O ₅	0.004	0.08	0.01	0.05	0.14	0.20	0.06	0.05	0.07	0.06
MnO	0.03	0.99	0.10	0.89	0.06	0.35	0.05	0.19	0.06	1.62
CO ₂	0.15	16.30	3.52	26.80	0.48	0.59	0.77	17.85	17.50	32.75
S.	22.55	4.30	23.25	1.65	3.05	6.00	19.70	1.65	0.01	0.01
Fe t. en Fe ₂ O ₃	30.75	35.20	34.30	29.00	10.85	29.15	36.00	21.40	—	—
<u>TOTAL:</u>									99.15	99.52
ppm										
Cu	74	110	42	130	25	38	150	22	4	13
Zn	200	260	160	200	100	560	380	360	190	250
Pb	18	38	5	28	5	2	39	<0.3	3	<0.3
Ni	29	43	14	43	26	300	150	41	39	190
Co	200	55	44	66	87	65	230	27	17	90
V	34	84	160	34	210	2130	240	210	160	130
Sn	0.00	0.00	5	0.00	2	13	10	0.00	1	0.00
As	30	30	22	16	13	39	50	8	0.4	1.5
Au	<0.03	<0.03	<0.03	0.05	<0.03	0.10	<0.03	0.05	<0.03	<0.03
Ag	6.3	1.8	0.5	5.0	0.5	1.5	1.3	2.5	0.5	0.8
Ba	20	<20	<20	24	220	68	<20	190	86	<20

- 74-143 Formation ferrifère à pyrite. Canton de McKenzie.
- 74-144 Formation ferrifère à pyrite et carbonate. Canton de McKenzie.
- 74-145 Formation ferrifère à carbonate et pyrite. Canton de McKenzie.
- 74-146 Formation ferrifère à pyrite et carbonate. Canton de McKenzie.
- 74-147 Tuf à pyrite-quartz-chlorite en contact avec les unités susmentionnées. Canton McKenzie.
- 74-153 Formation ferrifère carbonatée (analyse sujette à caution). Canton de McKenzie.
- 74-163 Formation ferrifère à chloritoïde-chlorite et pyrite. Canton de McKenzie.
- 74-168 Schiste à chlorite-quartz-carbonate (tuf altéré). Canton de McKenzie.
- 74-170 Porphyre carbonatisé à quartz et feldspath. Canton de McKenzie.
- 74-171 Formation ferrifère à quartz-carbonate. Canton de McKenzie.

	74-185	74-186	74-187	74-192	74-193	74-195	74-202	74-203	74-204	74-212
SiO ₂	39.15	54.25	21.25	26.75	24.15	75.15	6.25	4.45	83.25	19.40
Al ₂ O ₃	4.25	4.50	5.90	7.10	19.20	6.15	0.50	1.00	10.35	8.15
Fe ₂ O ₃	0.26	0.40	*	*	*	*	*	*	0.10	3.90
FeO	1.10	0.45	*	*	*	*	*	*	0.35	17.70
MgO	18.00	19.00	14.50	16.60	20.00	1.45	3.15	2.47	0.02	14.15
CaO	11.40	0.60	9.60	6.40	1.40	0.10	0.02	0.05	0.05	8.90
Na ₂ O	0.10	0.09	0.00	0.00	0.00	0.45	0.00	0.00	0.17	0.08
K ₂ O	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.70	0.00	0.00	0.16	0.00
H ₂ O-	0.13	0.10	0.12	0.17	0.27	0.09	0.58	0.77	0.11	0.25
H ₂ O+	2.80	3.30	3.00	4.05	8.50	2.20	1.70	2.20	2.05	4.70
TiO ₂	0.52	1.50	0.63	0.52	1.51	6.10	0.00	0.00	2.35	0.57
P ₂ O ₅	0.09	0.01	0.06	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.04	0.02
MnO	0.09	0.05	0.06	0.20	0.06	0.10	0.36	0.26	0.00	0.61
CO ₂	22.20	14.90	20.15	19.40	7.30	1.21	4.20	2.80	0.04	21.80
S	0.01	0.11	10.10	7.10	3.95	0.35	40.80	42.75	0.01	0.01
Fe r. en Fe ₂ O ₃	-----	-----	18.35	15.15	14.30	4.90	56.10	56.60	-----	-----
TOTAL:	100.13	99.31							99.05	100.30
ppm										
Cu	3	3	380	40	49	4	440	400	3	15
Zn	100	99	85	180	360	66	57	58	11	160
Pb	<0.3	<0.3	<0.3	3	<0.3	<0.3	19	5	2	<0.3
Ni	64	74	16	40	160	23	11	13	9	210
Co	13	22	53	52	31	88	80	56	120	60
V	44	94	110	110	430	790	3	3	190	200
Sn	< 1	<1	2	<1	3	4	0.00	0.00	1	0.00
As	2	0.7	5	11	12	12	9	6	3	2
Au	<0.03	0.03	<0.03	0.05	<0.03	0.08	<0.03	<0.03	<0.03	0.13
Ag	0.5	0.5	0.5	1.0	0.5	<0.3	3.5	3.8	0.5	0.5
Ba	84	100	22	22	48	240	<20	<20	140	<20

74-185 Veine de carbonate. Canton de McKenzie.

74-186 Tuf felsique carbonatisé. Canton de McKenzie.

74-187 Formation ferrifère à pyrite et carbonate. Canton de McKenzie.

74-192 Schiste à pyrite, chlorite et carbonate (tuf altéré). Canton de McKenzie.

74-193 Agglomérat à carbonate et pyrite. Canton de McKenzie.

74-195 Veine de quartz. Canton de McKenzie.

74-202 Formation ferrifère sulfurée (pyrite). Canton de McKenzie.

74-203 Formation ferrifère à pyrite. Canton de McKenzie.

74-204 Veine de quartz avec fuchsite. Canton de McKenzie.

74-212 Schiste à chlorite-carbonate. Canton de McKenzie.

	74-241	74-245	74-246	74-258	74-266	74-270	74-272	74-274	74-282	74-285
SiO ₂	6.00	21.00	31.50	14.75	25.25	10.65	37.50	31.00	23.40	20.15
Al ₂ O ₃	6.00	7.95	13.60	3.95	11.50	6.15	0.66	1.50	9.10	2.90
Fe ₂ O ₃	*	*	*	*	1.40	*	*	*	*	*
FeO	*	*	*	*	17.55	*	*	*	*	*
MgO	3.90	9.80	22.70	2.40	18.75	14.00	19.40	14.50	3.45	1.75
CaO	0.01	0.80	3.30	0.60	0.63	12.40	9.60	14.70	1.20	0.63
Na ₂ O	0.01	0.04	0.00	0.27	0.10	0.00	0.00	0.00	0.10	0.00
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.11	0.01	0.00	0.00	0.00	0.22	0.00
H ₂ O-	1.37	0.12	0.30	0.32	0.22	0.26	0.16	0.12	0.26	0.40
H ₂ O+	2.80	2.26	8.00	1.52	6.44	2.92	1.00	1.40	2.55	2.25
TiO ₂	0.31	0.47	1.04	0.47	1.10	0.57	0.73	1.10	1.05	0.10
P ₂ O ₅	0.02	0.10	0.03	0.02	0.11	0.08	0.38	0.39	0.04	0.02
MnO	0.01	1.10	0.06	2.67	0.04	0.18	0.05	0.19	1.02	0.74
CO ₂	0.00	29.00	11.30	28.00	17.45	25.50	28.00	29.20	18.00	12.00
S	40.90	0.41	1.80	1.00	0.01	10.50	0.23	0.54	3.90	21.40
Fe t. en Fe ₂ O ₃	52.00	30.40	6.15	49.00	---	21.20	2.80	6.35	35.90	47.10
TOTAL:					100.60					
ppm										
Cu	230	25	9	23	4	63	3	12	910	220
Zn	110	96	300	120	110	98	69	49	240	5180
Pb	8	<0.3	<0.3	<0.3	<0.3	12	<0.3	<0.3	52	53
Ni	420	19	80	8	14	45	90	49	65	87
Co	480	21	28	36	19	89	20	18	73	130
V	110	110	150	84	220	130	190	280	150	28
Sn	0.00	0.00	1	0.00	3	3	1	1	10	12
As	55	9	14	6	0.4	1	4	4	14	40
Au	<0.03	<0.03	0.05	<0.03	<0.03	<0.03	0.08	<0.03	<0.03	<0.03
Ag	15	0.5	0.5	0.8	0.3	0.8	0.8	2.0	3.3	2.3
Ba	<20	<20	44	<20	<20	24	60	50	<20	<20

74-241 Formation ferrifère sulfurée (pyrite). Canton de McKenzie.

74-245 Formation ferrifère carbonatée. Canton de McKenzie.

74-146 Schiste à quartz-chlorite-carbonate (tuf altéré). Canton de McKenzie.

74-258 Formation ferrifère carbonatée. Canton de McKenzie.

74-266 Formation ferrifère carbonatée. Canton de McKenzie.

74-270 Formation ferrifère à pyrite et carbonate. Canton de McKenzie.

74-272 Veine (?) de quartz et carbonate. Canton de McKenzie.

74-274 Formation ferrifère carbonatée. Canton de McKenzie.

74-282 Formation ferrifère à pyrite, chlorite et carbonate. Canton de McKenzie.

74-285 Formation ferrifère à pyrite et carbonate. Canton de McKenzie.

	74-345	74-348B	74-354	74-358	74-359	74-360	74-362	74-363	74-364	74-396
SiO ₂	5.50	34.00	14.00	65.60	56.00	69.00	25.15	13.80	67.60	55.50
Al ₂ O ₃	0.33	19.45	2.35	8.15	7.80	15.40	20.00	12.10	13.70	5.20
Fe ₂ O ₃	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
FeO	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
MgO	2.80	13.50	11.15	2.60	2.35	2.30	19.00	11.65	2.85	6.30
CaO	0.46	0.02	0.45	0.03	0.03	1.10	0.03	0.03	2.40	0.07
Na ₂ O	0.00	0.00	0.01	0.75	0.55	1.80	0.00	0.00	1.80	0.00
K ₂ O	0.00	0.00	0.30	0.75	1.10	1.76	0.00	0.00	1.25	0.02
H ₂ O-	0.26	0.40	0.16	0.83	0.58	0.26	0.43	0.56	0.19	0.61
H ₂ O+	0.80	9.66	1.60	2.61	3.00	3.16	10.45	6.86	3.20	4.21
TiO ₂	0.10	1.36	0.16	0.94	1.04	0.26	1.95	1.05	0.21	0.68
P ₂ O ₅	0.01	0.01	0.12	0.03	0.02	0.09	0.01	0.01	0.09	0.03
MnO	3.12	0.02	1.68	0.01	0.01	0.18	0.11	0.07	0.13	0.01
CO ₂	34.00	0.11	30.20	0.00	0.07	1.65	0.05	0.11	3.40	0.04
S	3.37	7.15	4.35	7.90	12.00	0.41	6.90	26.05	0.30	9.35
Fe t. en Fe ₂ O ₃	56.00	17.20	39.20	10.75	17.80	2.10	20.50	38.60	2.45	18.25
TOTAL:										
ppm										
Cu	32	60	93	84	170	10	120	52	15	650
Zn	6000	150	130	38	31	32	150	110	36	100
Pb	<0.3	<0.3	19	54	5	3	<0.3	<0.3	<0.3	<0.3
Ni	18	35	29	22	25	21	85	53	26	31
Co	33	130	62	110	110	72	110	200	47	59
V	3	240	16	75	190	25	410	290	25	150
Sn	0.001	3	5	2	3	1	3	5	3	3
As	10	3	13	4	3	0.8	0.9	1	0.8	0.9
Au	<0.031	<0.031	<0.031	0.351	<0.031	0.8	0.10	0.05	<0.031	<0.031
Ag	1.8	0.5	1.3	3.0	1.3	0.3	1.3	3.5	0.3	0.5
Ba	<20	28	<20	80	100	260	<20	<20	180	22

74-345 Formation ferrifère à pyrite-carbonate. Canton de McKenzie.

74-348B Tuf basaltique pyritisé, en contact avec l'unité d'où provient l'échantillon précédent. Canton de McKenzie.

74-354 Formation ferrifère à pyrite et carbonate. Canton de McKenzie.

74-358 Agglomérat cherteux, pyriteux. Canton de McKenzie.

74-359 Agglomérat cherteux, pyriteux. Canton de McKenzie.

74-360 Tuf dacitique. Canton de McKenzie.

74-362 Agglomérat pyriteux. Canton de McKenzie.

74-363 Agglomérat cherteux, pyriteux. Canton de McKenzie.

74-364 Tuf dacitique (?). Canton de McKenzie.

74-396 Agglomérat cherteux, pyriteux. Canton de McKenzie.

