

MB 87-05

GEOLOGIE DE LA MINE D'OR CHIMO - REGION DE VAL-D'OR

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 



SÉRIE DES MANUSCRITS BRUTS

Géologie de la mine d'or Chimo — Région de Val – d'Or —

Pierre Sauvé
Paul Blanchet
Jean – Yves Blouin
Michel Champagne
Aline Leclerc

Ce document est une reproduction fidèle du manuscrit tel que soumis par l'auteur sauf pour une mise en page sommaire destinée à assurer une qualité convenable de reproduction.

Le présent projet est financé par le ministère de l'Énergie, des Mines et des Ressources du Canada et le ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec dans le cadre de l'entente auxiliaire Canada – Québec sur le développement minéral.

GÉOLOGIE DE LA MINE D'OR CHIMO,

VAL D'OR, QUÉBEC

Par Pierre Sauvé**, Paul Blanchet*, Jean-Yves Blouin*,
Michel Champagne* et Aline Leclerc*.

** École polytechnique

* Société Louvem

Montréal, 1 octobre 1986

Canton Vauquelin,

Comté Abitibi-Est

SNRC: 32 C/3 0102 0103

RÉSUMÉ

La mine Chimo est située à 40 km à l'est de Val d'Or. Elle a produit en 1966-67, 1,96 tonne d'or extraite de 140 000 tonnes de minerai à une teneur de 14,8 g/t Au. Après une nouvelle campagne d'exploration, l'exploitation fut reprise par la Société Louvem en 1985. Les réserves étaient évaluées, en mars 1986, à 993 000 tonnes à une teneur de 5,45 g Au/t.

Le gisement est d'âge archéen et comprend deux types de minerai: (1) des lentilles de quartz aurifère dans des zones de cisaillement dans les roches volcaniques; (2) des couches d'arsénopyrite et pyrrhotite semi-massives associées à des formations de fer parmi des roches métasédimentaires.

Le cadre stratigraphique et structural est mal connu. Les roches du secteur appartiennent au Groupe de Trivio que Vogel (1978) associe aux schistes de Pontiac. Les lentilles minéralisées sont de part et d'autre du contact entre une séquence métasédimentaire au nord et une formation de lave mafique au sud. La direction générale des sommets n'est pas établie. De plus, la zone tectonisée majeure de Cadillac se prolonge possiblement jusqu'à la mine et une faille importante sépare peut-être les roches sédimentaires et volcaniques.

La formation de fer est présente en minces unités dans la partie sud des roches sédimentaires, près des roches volcaniques. Elle est surtout constituée de l'assemblage magnétite-grunérite-quartz-hornblende-chlorite. Les laves mafiques sont transformées en amphibolites.

Une schistosité régionale est généralement parallèle aux couches stratigraphiques qui ont une direction moyenne de N290° et un pendage d'environ 70°N. Les schistes métasédimentaires contiennent de nombreux plis mésoscopiques dont les axes plongent à environ 70°W dans le plan de la schistosité. Dans les roches volcaniques, des zones de cisaillement longitudinales alternent avec des zones peu ou pas schisteuses.

Les lentilles aurifères sont parallèles aux couches stratigraphiques et à la schistosité. A la mine, plusieurs lentilles sont présentes dans un secteur de près d'un kilomètre de longueur près du contact des roches volcaniques et sédimentaires mais les meilleures lentilles se superposent à divers niveaux stratigraphiques dans la partie centrale de la mine.

La lentille no 2 est au contact entre les volcanites et les sédiments, la zone no 1 est à 30 m au nord. Toutes deux sont dans la formation de fer ou à son contact et elles sont caractérisées par l'abondance de sulfures semi-massifs (souvent 25%-60%). Le litage très fin est souvent conservé dans la pyrrhotite semi-massive mais non dans l'arsénopyrite qui est grenue (5 mm) et mêlée à du quartz et de la chlorite grenue. L'arsénopyrite massive forme des couches d'épaisseur centimétrique à décimétrique qui sont toujours à haute teneur d'or (15-50 g/t). La lentille no 2 est schisteuse et elle contient une petite quantité de veines et lentilles de quartz aurifère.

Les lentilles no 3 et no 5 (ou "sud") sont dans de fortes zones cisailées dans les roches volcaniques. La lentille no 3 est située contre une lentille d'amphibolite relativement massive ("diorite") qui la sépare de la lentille no 2. La zone schisteuse de la lentille no 5 suit apparemment un mince niveau de tuf ou de sédiment graphiteux. Les zones schisteuses contiennent de nombreuses veines et lentilles de quartz et de l'arsénopyrite disséminée (1-10%) surtout en bordure du quartz. L'or est surtout dans le quartz des veines et dans l'arsénopyrite de leurs épontes. La zone no 5 contient, de plus, une grosse lentille de quartz graphiteux aurifère. Ça semble le seul cas où le quartz à bonne teneur d'or est pratiquement sans arsénopyrite à sa bordure.

Les minéraux opaques sont surtout constitués d'arsénopyrite et de pyrrhotite, avec un peu de pyrite et des traces de chalcopyrite, de sphalérite, de marcassite nickélifère, de pentlandite et d'or natif. La magnétite n'est présente que dans la formation de fer. Les tellurures sont absents. La teneur d'argent dans l'or natif est généralement basse, moins de 10% en poids, mais elle peut atteindre 25% dans certains échantillons.

La lentille no 2 est dans une zone altérée brune riche en

biotite et chlorite, avec passablement de carbonate et un peu de tourmaline. Les lentilles no 1 et 2 ne sont que modérément carbonatées, si bien que la hornblende, la cummingtonite et la grunérite sont présentes, mais en quantité moindre que dans les épontes. La clinozoïsite et la muscovite sont peu abondantes et sont souvent en veinules tardives. La carbonatation est intense dans la zone cisailée de la lentille no 5 et la hornblende est absente. La partie centrale de la zone est constituée surtout de chlorite-carbonate-muscovite-quartz-albite-tourmaline avec de la biotite dans les parties moins altérées. De larges zones dans les laves mafiques sont altérées et transformées en schistes à chlorite et carbonate avec un peu de biotite et parfois de la muscovite. Ces zones ne sont pas associées directement à des zones aurifère mais leur altération ressemble à celle de la zone no 5, sauf que l'arsénopyrite, la tourmaline et les veines de quartz sont rares. Donc, l'association or et carbonate n'est pas constante: des zones à très bonne teneur d'or ne sont que modérément carbonatées et des zones fortement carbonatées sont sans or appréciable.

Les additions métasomatiques liées à la minéralisation comprennent Au, As, S, B, K, CO₂ et probablement Si. L'association entre l'or et l'arsenic semble particulièrement étroite quoique le quartz aurifère graphiteux de la zone 5 contient très peu d'arsénopyrite. Les veines de quartz avec arsénopyrite disséminée en bordure sont particulièrement favorable. L'association Au-B semble plus étroite que celle Au-CO₂ même si des veines tardives de quartz-tourmaline sont non économiques.

Altération et minéralisation sont contemporaines ou antérieures au métamorphisme et à la déformation: les minéraux des zones minéralisées sont les mêmes que dans les épontes métamorphisées; les veines de quartz varient de déformées et anciennes à planes et tardives; les sulfures sont en équilibre avec la hornblende et la biotite; la hornblende est en équilibre avec le carbonate; la schistosité contourne des porphyroblastes d'arsénopyrite avec pyrrhotite dans les zones abritées, etc. Par contre, une petite quantité de veinules de muscovite tardive sont en déséquilibre avec la hornblende. Elles sont associées à de la clinozoïsite, de la tourmaline et un peu d'arsénopyrite. De plus, les

zones cisailées minéralisées sont riches en chlorite et muscovite et le métamorphisme semble rétrograde. Les derniers stades de la minéralisation sont possiblement tardifs dans le métamorphisme.

Les hypothèses génétiques suivantes sont brièvement considérées:

- (1) L'or est sédimentaire dans la formation de fer sulfuré. Les veines de quartz aurifères nécessitent cependant une remobilisation considérable de l'or ou encore une source complètement distincte.
- (2) L'or est volcanogénique-hydrothermal, certaines lentilles peuvent être syngénétiques et d'autres, épigénétiques. Ceci peut expliquer la superposition stratigraphique des meilleures lentilles et leurs différences minéralogiques et géochimiques selon la stratigraphie. La remobilisation métamorphique requise n'est que locale.
- (3) Toutes les lentilles sont synmétamorphiques et l'or s'est déposé par solutions hydrothermales.

Le gisement de Chimo est très différent des autres gisements aurifères de Val d'Or. Son contexte stratigraphique est différent. Ses veines de quartz ressemblent aux veines de cisaillement de Sigma et elles montrent le même type d'altération mais elles s'en distinguent par la présence d'arsénopyrite et l'absence de tellurure. Elles ressemblent aux veines de la mine O'Brien à Cadillac par leur minéralogie. Les lentilles associées à la formation de fer ressemblent dans leur minéralogie aux gisements de Homestake, S. Dakota, et de Lupin, T.N.O. La présence simultanée à la mine Chimo de minerai de type filonien et de minerai sulfuré associé aux formations de fer suggère qu'il n'y a pas de différence fondamentale dans l'origine de ces deux types de gisements aurifères.

Abstract

The Chimo gold mine is located 40 km E of Val d'Or. It produced, in 1966-67, 1,96 tonne of gold from 140 000 tonnes of ore at a grade of 14,8 g/t Au. After a new exploration campaign, production was resumed by Louvem Inc., in 1985. Reserves were then estimated at 993 000 tonnes of ore grading 5.45 g Au/t.

The deposit is of archean age and consists of two different types of ore: (1) gold-quartz lenses in longitudinal shear zones in metamorphosed volcanic rocks and (2) bands of semi-massive arsenopyrite and pyrrhotite associated with banded magnetite iron formation (BIF).

The stratigraphic and structural framework is poorly known. The country rocks are part of the Trivio Group which Vogel (1978) tentatively associates with the Pontiac Schists. The ore lenses lie on both sides of a main contact between a metasedimentary sequence to the north and mafic lavas to the south but the stratigraphic tops are not established. Furthermore, the Cadillac break may extend up to the Chimo mine and an important fault could separate the sedimentary and volcanic rocks.

Banded iron formation makes up narrow layers in the southern part of the sedimentary sequence, near the volcanic rocks. Its mineralogical assemblage consists of magnetite-grunerite-quartz-hornblende-chlorite. The mafic lavas are typical amphibolites.

A regional schistosity is parallel to the stratigraphic units whose general direction is N 290° and dip is 70°N. The sedimentary rocks show numerous mesoscopic folds whose axes plunge 70°W within the plane of schistosity. The volcanic rocks contain longitudinal shear zones alternating with schistose and massive amphibolite.

The gold lenses are parallel to the stratigraphic units and to the schistosity. Several lenses are known in an area about one mile long near the volcanic-sedimentary contact but the best lenses stratigraphically overlie one another in the central part of the mine.

Lens no 2 lies at the volcanic-sedimentary contact. Zone no 1, which contains several small lenses, lies 30 meters to the north. Both are within or in contact with banded iron formation and are characterized by semi-massive sulfides (25-60%). Very fine sedimentary bedding is commonly preserved in semi-massive pyrrhotite but not in arsenopyrite which is coarse-grained and mixed with coarse quartz and chlorite. Massive arsenopyrite makes-up centimeter to decimeter-wide layers which are always high-grade (15-50 g/t Au). Lens no 2 is schistose and it contains a minor amount of quartz lenses and veins.

Lenses no 3 and no 5 (or "south") are within strong longitudinal shear zones within the volcanic rocks. A lens of massive amphibolite (so-called "diorite") lies between the no 3 and no 2 lenses. The shear zone hosting lens no 5 apparently follows a narrow unit of graphite tuf or sediment. The shear zones contain numerous quartz veins and lenses with some arsenopyrite disseminated (1-10%) in schists around the quartz lenses. Gold occurs in vein-quartz and with the arsenopyrite rimming the veins. Lens no 5 also includes a large quartz-graphite-gold lens. It is the only instance where good-grade quartz is not rimmed with disseminated arsenopyrite but it is a major one.

The ore minerals are mainly made up of arsenopyrite and pyrrhotite, with minor pyrite and traces of chalcopyrite, sphalerite, nickeliferous marcassite, pentlandite and native gold. Magnetite only occurs in the iron formation. Tellurides are missing. Silver content in native gold is generally low, less than 10 weight percent, but may reach 25% in some samples.

Lens no 2 is within a brown alteration halo rich in biotite and chlorite, with some carbonate and a small amount of tourmaline. Lenses no 1 and no 2 are only moderately carbonatized and hornblende, cummingtonite and grunerite are present, but in lesser amounts than in the country rock. Muscovite and clinozoisite are present but not abundant. They may form late veinlets. Carbonatisation is extensive in the no 5 shear zone and hornblende is missing. The central part of the zone is made up mainly of chlorite-carbonate-muscovite-quartz-albite-tourmaline with biotite. Wide zones of lavas not directly associated with ore lenses are altered into chlorite-carbonate schists, locally with biotite

and some muscovite. The alteration is the same as in zone no 5 except that arsenopyrite, tourmaline and vein-quartz are rare. Thus gold content is not directly proportional to the amount of carbonatization.

Metasomatic additions involve Au, As, S, B, K, CO₂ and probably Si. The relationship between Au and As is particularly close although the graphitic quartz of lens no 5 is almost without arsenopyrite. Quartz vein with a halo of disseminated arsenopyrite are quite favorable. Gold seems more closely associated with boron than with CO₂.

Alteration and mineralisation are contemporaneous with, or earlier than, metamorphism and deformation: minerals are the same in the ore zones and in metamorphosed country-rock; quartz veins range from deformed and early to straight and late-forming; sulfides and carbonate are in equilibrium with biotite and hornblende; schistosity wraps around arsenopyrite porphyroblasts with pyrrhotite in the "pressure shadows", etc. On the other hand, a small amount of late veinlets with muscovite, tourmaline and arsenopyrite are later than hornblende and in disequilibrium with it. Furthermore, the mineralized shear zones are rich in chlorite and muscovite and could be retrograde. Perhaps the last stages of mineralisation were relatively late in the period of metamorphism.

The following genetic hypothesis are briefly examined:

- (1) Gold is sedimentary in the banded iron formation. However, the gold-quartz veins require considerable remobilisation of the gold or an entirely different genesis.
- (2) Gold is volcanogenic-hydrothermal, some ore lenses may be syngenetic and others may be epigenetic. This may explain the stratigraphic superposition of the best lenses and the mineralogical and geochemical differences which may be related to their stratigraphic position.
- (3) All the ore lenses are synmetamorphic and gold is deposited by hydrothermal solutions.

The Chimo deposit is in a stratigraphic context quite different from the other gold deposits of Val d'Or. Its quartz veins resemble the shear veins of Sigma and have similar wall-rock alteration but they differ from the other Val d'Or veins by the presence of arsenopyrite

and absence of tellurides. They are similar to the veins at the O'Brien mine in Cadillac in their mineralogy and wall-rock alteration. The ore lenses in the banded iron formation are similar in mineralogy to the ores of the Lupin mine, NWT, and the Homestake mine, south Dakota. The presence of two different ore types at Chimo suggests that there is no basic genetic difference in gold in quartz veins and in banded iron formation.

TABLE DES MATIÈRES

Résumé	ii
Abstract	vi
Table des matières	x
Liste des figures	xi
Liste des tableaux	xii
1. Introduction	1
2. Situation géographique	1
3. Historique et production	1
4. Travaux géologiques antérieurs et présents	4
5. Géologie régionale	5
6. Géologie locale	10
6.1 Schistes pélitiques	11
6.2 Formation de fer	13
6.3 Volcanite mafiques, volcanites carbonatées	15
6.4 "Diorite"	20
6.5 Tectonique	23
6.6 Métamorphisme	24
7. Géologie économique	26
7.1 Caractéristiques et dimensions des lentilles minéralisées	27
7.2 Pétrographie et minéralogie	33
7.2.1 Sulfures	36
7.2.2 Tellurures	40
7.2.3 Or et argent	40
7.2.4 Ordre paragénétique et métamorphisme	42
7.2.5 Altération des épontes	45
7.2.6 Altération rétrograde	49
7.2.7 Additions métasomatiques	50
7.3 Contrôles de la minéralisation	50
Contrôle stratigraphique	50
Contrôle structural	50
Contrôle chimique	52
7.4 Comparaison avec d'autres gisements	52
7.5 Genèse	54
8. Conclusions	55
9. Remerciements	56
10. Références	57
11. Annexe	
Analyses de quelques minéraux à la microsonde électronique	60

LISTE DES FIGURES

Figure 1:	Géologie du district de Val d'Or	6
Figure 2:	Schéma géologique, partie sud du canton de Vauquelin . .	7
Figure 3:	Coupe schématique montrant les lithologies et la distribution des lentilles près du puits de la mine Chimo	12
Figure 4:	Plan géologique, 3 ^e niveau, mine Chimo	28
Figure 5:	Coupe verticale traversale	29
Figure 6:	Coupe longitudinale verticale de la lentille no 3 . . .	30
Figure 7:	Arsénopyrite grenue semi-massive	35
Figure 8:	Arsénopyrite grenue semi-massive	35
Figure 9:	Grains d'or dans le quartz graphiteux	41
Figure 10:	Même figure en nicols croisés	41
Figure 11:	Pyrrhotite dans les zones abritées d'un porphyroblaste d'arsénopyrite	43
Figure 12:	Porphyroblastes d'arsénopyrite avec inclusions irrégulières de pyrrhotite	43
Figure 13:	Coupe de la lentille no 5 et distribution générale des minéraux caractéristiques	46

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1:	Séquence stratigraphique possible dans la partie sud-ouest du canton Vauquelin	8
Tableau 2:	Composition minéralogique approximative des roches volcaniques mafiques	17
Tableau 3:	Composition chimique de quelques échantillons typiques de la séquence volcanique	21
Tableau 4:	Minéraux présents dans les lentilles minéralisées . . .	37

1. INTRODUCTION

La minéralisation aurifère de la mine Chimo est de deux types principaux: 1. des veines de quartz dans des zones cisailées et 2. des couches de sulfures semi-massifs riches en arsénopyrite et associées à des formations de fer. Veines et lentilles ont une orientation concordante ou presque concordante aux strates volcaniques, aux formations ferrifères encaissantes et à la schistosité régionale. Elles se présentent à plus d'un niveau stratigraphique. La déformation est plutôt intense et le métamorphisme régional se situe près de la limite inférieure du faciès amphibolite.

Le secteur est peu affleurant et plusieurs aspects de la géologie de la mine et de la géologie régionale sont encore mal connus.

La présence d'arsénopyrite et l'abondance de sulfures distinguent ce gisement de la plupart des autres gîtes d'or de Val d'Or. Les sulfures ne sont cependant abondants que dans les lentilles en contact ou dans la formation de fer.

2. SITUATION GÉOGRAPHIQUE

Le gisement autrefois exploité par Chimo Gold Mines Ltd. et maintenant par la Société minière Louvem Inc. est situé à 50 km par route à l'est de Val d'Or. Il est dans les rang I et II du canton Vauquelin, près de la ligne centrale N-S du canton. Les coordonnées du puits sont 48°00.7' de latitude et 77°15.0' de longitude ouest (feuillet SNRC 32 C/3 0102 et 0103).

3. HISTORIQUE ET PRODUCTION

Le roc n'affleure pas dans les environs de la mine. La découverte a été faite par forages effectués sur des anomalies géophysiques. La prospection avait auparavant révélé des indices d'or qui avaient augmenté l'attrait du secteur.

Les terrains de la mine furent jalonnés à l'automne 1936 puis cédés en septembre 1937 à la compagnie Quemartic Mines Limited qui les transféra à une subsidiaire, Quemartic Mines (Québec) Limited. Au cours de travaux de prospection en 1937-38, de l'or visible fut découvert à deux endroits dans des roches volcaniques (à 500 mètres au nord de ce qui deviendra le secteur ouest de la mine). Deux forages d'exploration totalisant 336 mètres ne rencontrèrent pas de minéralisation d'intérêt économique et les claims furent éventuellement abandonnés.

Les terrains furent jalonnés de nouveau en 1943 et achetés en 1945 par Chimo Gold Mines Limited. Un levé magnétométrique fut effectué puis 45 sondages (5 800 mètres) forés en 1945-47. Les premiers sondages, près de la découverte originale, furent décevants mais des résultats encourageants furent obtenus plus au sud où six zones aurifères furent bientôt reconnues (secteur ouest de la mine). L'une d'elle (zone ouest no.2), recoupée par 13 sondages échelonnés sur 250 mètres, avait une teneur moyenne de 1,7 g Au/t (0,05 oz/t) sur une épaisseur de 7,5 m avec, ici et là, des teneurs bien plus élevées sur des épaisseurs moindres. En 1948 furent entrepris les travaux préparatoires au creusage d'un puits, la machinerie fut transportée à pied d'oeuvre mais les travaux furent suspendus indéfiniment.

Les travaux ne reprirent qu'en 1963. Un levé magnétométrique détaillé et un levé électromagnétique aéroporté furent complétés, suivis d'une campagne de 44 forages (8 390 mètres). On fora surtout une forte anomalie magnétique à 0,5 km à l'est des zones déjà connues. Quatre nouvelles zones y furent découvertes. Les meilleures, deux veines (no. 2 et 3) parallèles distantes de 15 à 30 mètres, contenaient des réserves évaluées à 157 500 tonnes métriques à une teneur de 16,1 g Au/t (0,47 oz/t.c.) à une profondeur verticale allant de 80 mètres à 160 mètres.

Un puits vertical à trois compartiments fut creusé de novembre 1964 à juin 1965. Il avait une profondeur de 190 mètres avec galeries à 80 m, 120 m et 175 m. La production débuta le 1^{er} janvier 1966 et la première brique d'or fut coulée en février. Le minerai était transporté au moulin de Bevcon, distant de 22 km, acheté par Chimo Gold Mines Ltd. l'année précédente. L'on traita quotidiennement de 200 à 275 tonnes de minerai jusqu'à la fin d'août 1967. Les réserves de bonne teneur et

accessibles du puits étaient alors épuisées. On jugea les réserves connues insuffisantes pour justifier l'approfondissement du puits et la mine fut fermée. Elle avait produit, en 20 mois, 1,96 tonne d'or (63 162 onces) tirée de 140 000 tonnes métriques de minerai d'une teneur de 14,8 g/t (0,43 oz/t.c.). La récupération métallurgique de l'or était d'environ 94%. Elle était obtenue sans grillage de l'arsénopyrite, qui ne causait apparemment aucun problème.

La propriété fut acquise par Soquem en 1978 qui procéda à des levés magnétiques et électromagnétiques. Une campagne de 12 sondages (1548 m) fut effectuée en 1979 et une seconde de 25 forages (6230 m) en 1980. Les réserves probables indiquées par forage se chiffraient alors à 296 000 tonnes d'une teneur de 8,49 g Au/t (0,25 oz/t.c.) avant dilution.

Soquem céda la propriété à sa compagnie affiliée Louvem. Entre 1981 et 1983, Louvem procéda au dénoyage et à la réhabilitation de la vieille mine, ainsi qu'au fonçage de galeries d'exploration et à la réalisation de 10 750 mètres de sondage au diamant. Les travaux de mise en exploitation ont alors débuté pour se terminer en août 1984, date du début de la production.

Une campagne de forage de surface découvrit, en 1984, une nouvelle zone aurifère à 150 mètres au sud des zones déjà exploitées. Les travaux d'exploitation sur les vieilles zones furent suspendus pour hâter le développement de la nouvelle zone ("zone sud" ou "no. 5"). La production a repris à la mi-août 1985 à la cadence de 500 tonnes par jour. Au 31 mars 1986, les réserves prouvées, probables et possible étaient évaluées à 993 000 tonnes à une teneur de 5,45 g Au/t. (Rapport annuel 1985-86 de la société Louvem).

4. TRAVAUX GÉOLOGIQUES ANTÉRIEURS ET PRÉSENTS

Le canton Vauquelin a été cartographié systématiquement par Norman (1947) mais sa carte n'est accompagnée que de brèves notes descriptives. Germain (1972) a cartographié la partie sud du canton Vauquelin tandis que Vogel (1971, 1978) a étudié le canton Villebon situé au sud de Vauquelin. Le secteur près de la mine est surtout connu par les journaux de sondages rapportés par les compagnies d'exploration minière. Tous les travaux connus sont incorporés dans la compilation géoscientifique du Ministère des Richesses Naturelles du Québec (DP 625, 1977). Une révision géologique de la région a été entreprise en 1985 par P. Lacoste pour le compte du Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec. Les résultats préliminaires devraient être connus bientôt.

Sauf pour les courtes notes publiées par les géologues résidents à l'occasion de brèves visites, il n'y a pas de publication traitant de la géologie de la mine. La seule source d'informations géologiques sur les travaux effectués lors de la première période d'exploitation de la mine est un rapport manuscrit de J.M. Mayor (1966). Sa description des zones épuisées nous a été très utile. Les rapports préparés pour Soquem lors de la récente période d'exploration sont limités par le fait qu'ils sont basés exclusivement sur des forages faits à partir de la surface. Nous désirons souligner en particulier l'excellent travail fait par J. McCann (1982) sur la minéralogie des zones minéralisées. Ce travail ne couvre pas la zone no 5 qui n'était pas encore découverte.

C. Plouffe a entrepris en 1985 une étude structurale du gisement dans le cadre d'une thèse de maîtrise à l'UQAM.

Le travail présent résume les connaissances acquises. L'étude pétrographique des épontes étant inexistante, nous avons étudié deux forages qui recoupent une bonne part de la séquence minéralisée près du puits. Vingt lames polies et 25 lames minces ont été étudiées au microscope, suivies de quelques études complémentaires à la micro-sonde électronique. Les 49 lames polies étudiées par McCann ont été revues rapidement. Le gisement est cependant complexe et nous n'avons encore

qu'une bien piètre idée de sa structure et de l'étendue des zones d'altération et des zones minéralisées.

5. GÉOLOGIE RÉGIONALE

La mine est située dans la ceinture volcanique archéenne de l'Abitibi, dans la partie est de la province du Supérieur du Bouclier canadien. Elle n'est qu'à une douzaine de kilomètres du "front" ou bordure ouest de la province métamorphique de Grenville (fig.1). Près de la mine, les strates et la foliation régionale ont une direction générale de 290° et un pendage d'environ 75°N.

Les roches volcaniques situées à un kilomètre au nord de la mine (figure 1) sont en continuité physique avec le Groupe de Malartic (Latulippe, 1976). Ce groupe a été subdivisé par Imreh (1984) dans la région de Val d'Or mais les divisions n'ont pas encore été tracées jusque dans le canton Vauquelin. A Val d'Or, ces roches sont sur le flanc sud de l'anticlinal majeur de La Motte-Vassan (Imreh, op. cit). Ce flanc semble se prolonger sans interruption jusqu'au canton Vauquelin où les polarités rapportées sont sud (Germain, 1972).

Les roches métasédimentaires situées juste au nord de la mine sont le prolongement du Groupe de Trivio distingué par Sharpe (1968). Elles sont constituées surtout de métagrauwackes et de schistes péli-tiques avec un peu de formation de fer et de conglomérat à cailloux volcaniques. Les plis isoclinaux sont nombreux dans le Trivio et ses relations stratigraphiques avec les groupes environnants sont mal connues. Sharpe (1968) croit que le Trivio repose par dessus le Malartic

La séquence de roches volcaniques mafiques de la mine n'est en continuité physique ni avec le Malartic, ni avec le Groupe de Villebon (Vogel, 1978) qui est présent à 5 km au sud-ouest de la mine (figures 1 et 2). Vogel (op. cit.) l'inclut dans le Trivio. Elle forme une unité distincte et cartographiable que nous désignons ici sous le nom de "laves mafiques" de Chimo. Elle a une épaisseur d'environ 400 mètres

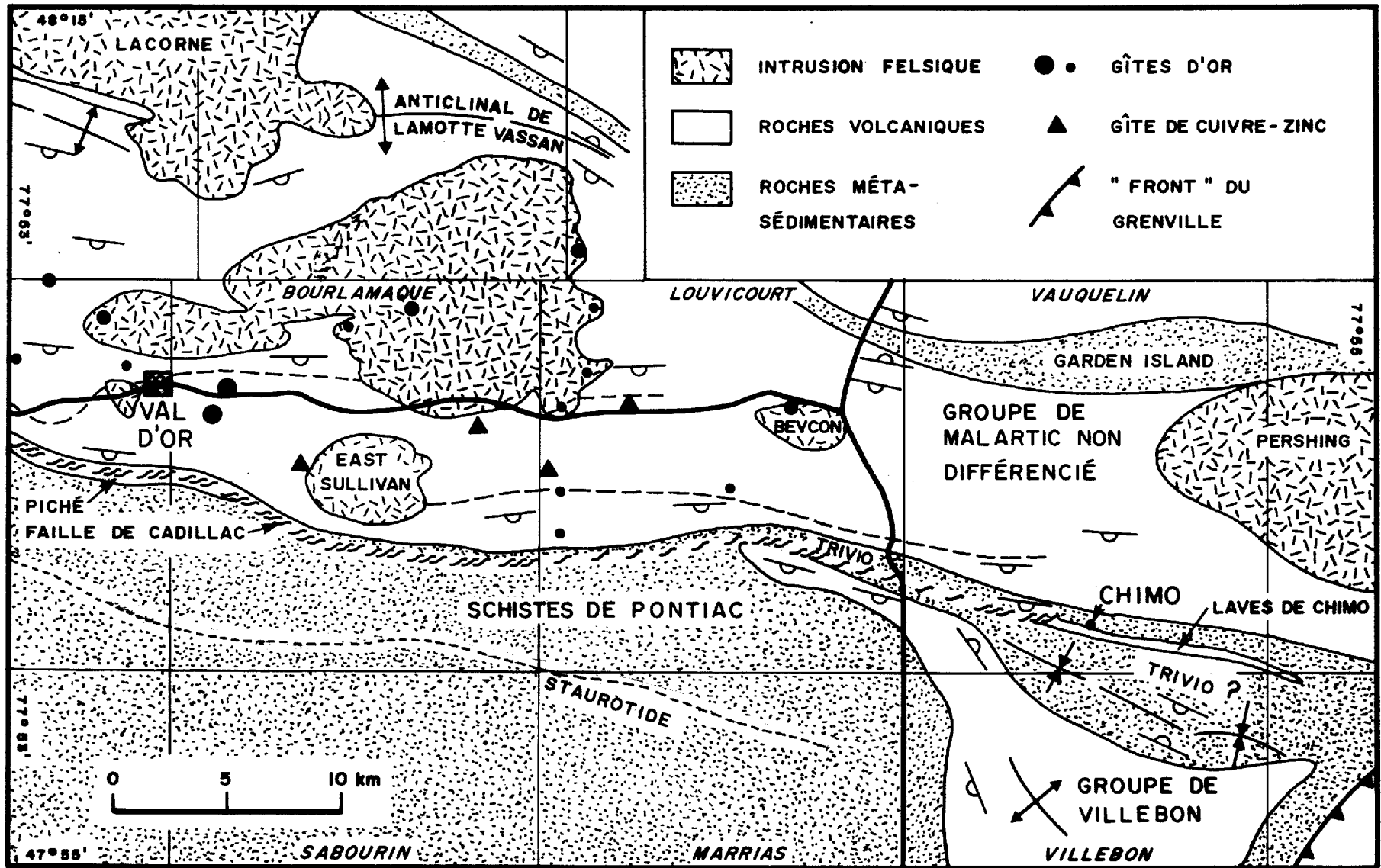


Figure 1. GEOLOGIE DU DISTRICT DE VAL D'OR, modifiée de Imreh (1984), Vogel (1978).

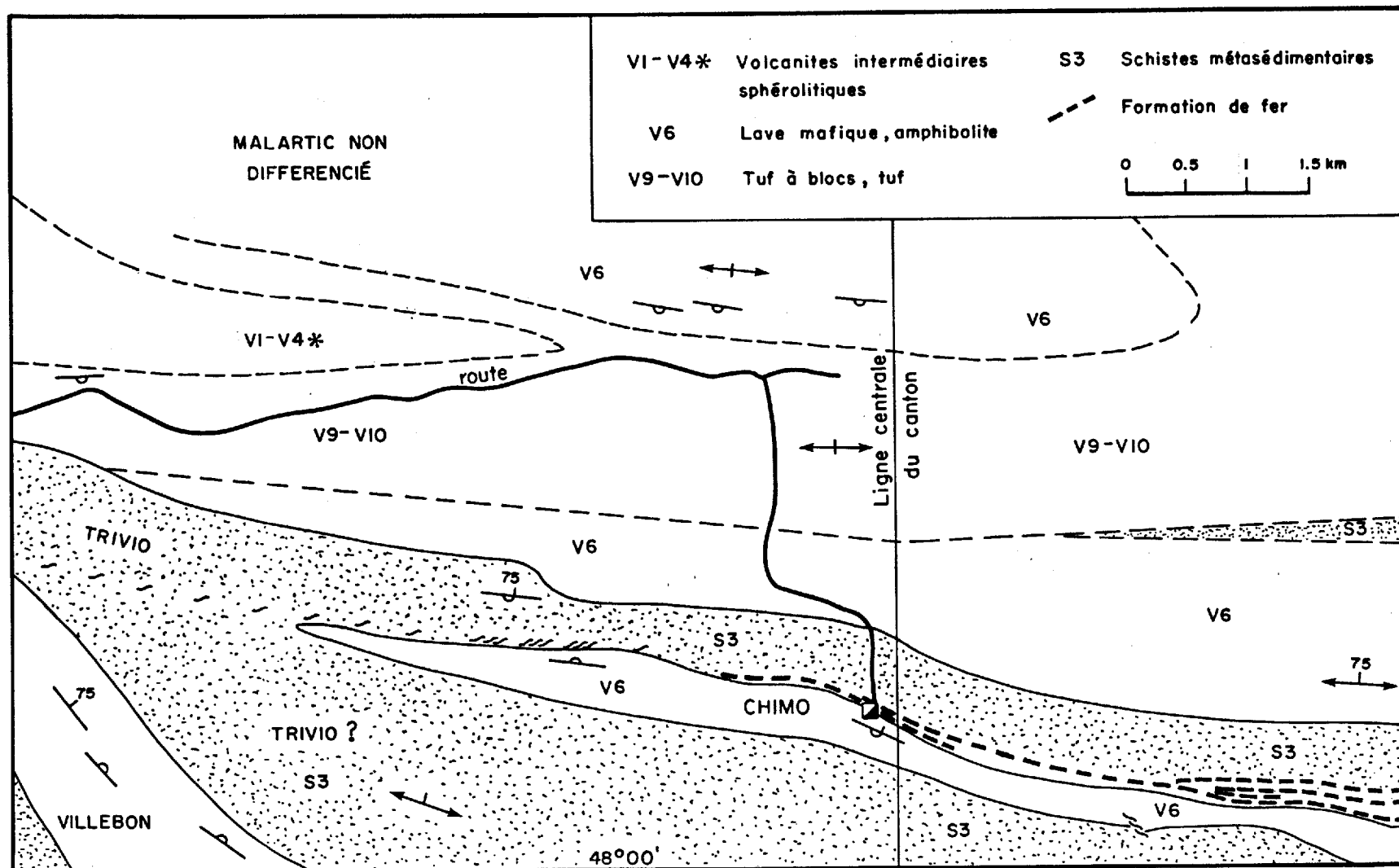


Figure 2. Schéma géologique, partie sud du canton de Vauquelin.

Le gisement Chimo est près de l'extrémité ouest de la formation de fer.

Modifié de la carte de compilation géoscientifique du MERQ.

TABLEAU 1 SEQUENCE STRATIGRAPHIQUE POSSIBLE DANS LA PARTIE SUD-OUEST DU CANTON DE VAUQUELIN.

Les relations stratigraphiques et structurales entre les unités sont incertaines.		
Unités lithostratigraphiques	(sud)	largeur affleurante
<u>Trivio?</u>	MÉTAGRAUWACKES ET MÉTAPÉLITES	500 m
<u>Laves de Chimo</u>	LAVES MAFIQUES, massives ou coussinées, souvent très altérées - Un peu de tuf, parfois avec graphite, pyrrhotite et pyrite	400 m
	(faille majeure apparentée à la zone tectonique de Cadillac?)	
<u>Groupe de Trivio</u>	MÉTAGRAUWACKES ET MÉTAPÉLITES - minces couches de formation de fer à la partie sud (partie supérieure?) - plusieurs lentilles de conglomérats à cailloux volcaniques - lentilles de schiste graphiteux.	500 m
<u>Partie supérieure du Groupe de Malartic</u>	LAVES MAFIQUES, massives ou coussinées TUF À BLOCS, TUF FELDSPATHIQUE CRISTALLIN nombreux blocs porphyriques, souvent angulaires et jusqu'à 0,5 m de longueur. Nombreux phénocristaux de feldspath 1-2 mm; phénocristaux ferromagnésiens peu abondants. La matrice est un tuf cristallin semblable.	0 - 700 m 300 - 1500m
	DACITE SPHÉROLITIQUE, TUF en partie, ancienne obsidienne ou pitchstone TUFs ET LAVES, composition indéfinie (nord)	0 - 1500m

près de la mine. Sa polarité n'est pas bien établie car les coussins sont souvent déformés. Mayor (1966) rapporte des polarités sud observées dans la mine. Les Groupes ou unités de Malartic, de Trivio et de Chimo sont donc possiblement en succession stratigraphique. Par contre, Marquis (1984) et M. Racine (comm. pers.) rapportent des polarités nord à 3 km à l'ouest de la mine.

Les roches sédimentaires situées au sud des laves de Chimo sont constituées de grauwackes et de schistes pélitiques que Vogel (op. cit.) rattache au Trivio. Il a montré qu'elles forment un synclinal majeur (fig.1) tandis que les volcaniques mafiques du Villebon au sud-ouest ont une forme anticlinale. Il croit donc que le Trivio est l'équivalent des schistes de Pontiac et qu'il repose par dessus le Villebon.

Le Groupe de Villebon comprend des basaltes tholéitiques et un peu de coulées ultramafiques (Imreh, 1984). Imreh le rattache donc à la Formation de Dubuisson qui est partie de la plaine tholéitique et komatiitique sous-jacente au complexe volcanique central de Val d'Or. Le Dubuisson est à la partie inférieure du Groupe de Malartic (dans le sens utilisé par Latulippe, 1976, non celui employé par Imreh). La corrélation est possible mais n'est pas certaine. Elle implique une faille majeure entre le Villebon et le Malartic puisque, dans le canton de Louvicourt, les komatiites du Villebon ne sont qu'à 1500 mètres du sommet du groupe de Malartic, sommet qui est à plus de 4 km stratigraphiquement au-dessus du Dubuisson. Même si la corrélation proposée par Imreh n'est pas acceptée, une faille longitudinale majeure semble nécessaire pour expliquer les changements lithologiques et structuraux et la disparition du Villebon vers le nord-ouest.

Le prolongement vers l'est de la zone tectonisée et faillée de Cadillac, peut-être jusqu'au gisement de Chimo, constitue un problème majeur. Dans les districts aurifères de Cadillac et de Malartic, cette zone est tout près de la bordure nord du Pontiac et elle implique le groupe de Piché (Latulippe 1976). Norman (1947, 1948) a extrapolé ce bris majeur jusqu'à la limite est du canton Louvicourt, mais tout le secteur critique à l'est de Val d'Or est inaffleurant. Des forages

récents par Aur Ressources Inc. ont montré que le Groupe de Piché se prolonge au moins jusqu'à la limite est du canton Bourlamaque. Dans ce canton, le Groupe est constitué de laves ultramafiques et mafiques et de tufs felsiques (D. Bubar, comm. pers.). Ces données raccourcissent considérablement l'espace mal connu et renforcent l'hypothèse de Norman. Nous avons vu plus haut qu'une faille longitudinale importante sépare probablement le Villebon du Malartic. Elle pourrait appartenir à cette zone tectonisée. Les travaux récents de Lacoste montrent qu'une faille importante longe le contact nord des laves de Chimo près de son extrémité ouest (R. Goudreau, comm. pers.). Elle pourrait passer dans la mine Chimo et aussi être dans le prolongement de la faille déjà mentionnée.

A noter que si une faille majeure est présente à l'endroit indiqué, les roches sédimentaires appelées Trivio au nord et au sud des laves de Chimo ne sont peut-être pas du tout les mêmes. L'indication "Trivio?" à la figure 2 et au tableau 1 reflète cette incertitude.

Le grade métamorphique croît au sud de Val d'Or. Les roches volcaniques du Malartic appartiennent surtout au faciès schistes verts et les schistes de Pontiac surtout au faciès amphibolite. Imreh (1984) a tracé l'isograde de la staurotide sur une longue distance: sa direction générale est est-ouest et il se situe à environ 4 à 8 km au sud de la bordure nord du Pontiac (Pontiac). Son prolongement rectiligne vers l'est passerait bien au sud de la mine Chimo. Winkler (1976) utilise cet isograde comme limite inférieure du faciès amphibolite. Le passage albite+épidote à oligoclase+épidote, souvent utilisé pour distinguer les faciès schistes verts et amphibolite (Turner, 1971), est plus au nord, peut-être tout près de la limite du Pontiac. Le grade métamorphique croît aussi rapidement à l'approche du front du Grenville, mais les isogrades métamorphiques correspondants n'ont pas été tracés.

6. GÉOLOGIE LOCALE

Le tableau 1 donne un aperçu des unités lithologiques rencontrées dans le secteur de la mine. Leur largeur est celle

montrée sur la carte de compilation géoscientifique.

Les lentilles minéralisées de la mine Chimo se rencontrent dans un intervalle stratigraphique d'environ 300 mètres près du contact nord des volcanites mafiques de Chimo. Certaines sont dans des membres ferrifères du Trivio, d'autres sont dans des zones schisteuses parmi les volcanites. La figure 3 montre schématiquement la distribution des lentilles minéralisées et des lithologies près du puits de la mine.

A cause de l'intensité de la déformation, du métamorphisme et de l'altération hydrothermale, la distinction des unités lithologiques est localement bien difficile. Des contacts sont oblitérés, indistincts ou gradationnels. Les vieux sondages sont perdus et la terminologie utilisée par les divers géologues aux cours des ans n'est pas uniforme. Il en résulte passablement de confusion dans certains cas.

Le contact majeur entre les roches sédimentaires de Trivio et les volcanites de Chimo est établi par sondages et semble régulier sur les cartes à petite échelle (fig. 2). Ce contact est sinueux et très irrégulier sur les cartes de compilation des vieux sondages de la mine. Il n'est pas clair si le contact est très bouleversé ou si la complexité vient surtout de la confusion déjà mentionnée dans l'identification des lithologies. Il est clair cependant que certaines roches volcaniques très altérées situées près du contact ont été confondues avec des roches sédimentaires. Nous avons donc pris la liberté de redresser ce contact sur la carte de la figure 4.

6.1 Schistes pélitiques

Le groupe de Trivio contient surtout des grauwackes et des schistes pélitiques lités avec plusieurs lentilles de conglomérats à cailloux volcaniques. Des schistes graphiteux sont rapportés par endroits.

Notre examen pétrographique s'est limité aux roches métasédimentaires situées entre les zones minéralisées 1 et 2 dans la partie centrale de la mine, c.à.d. juste au nord des roches volcaniques. Ce sont essentiellement des mudstones très fines, siltstones ou

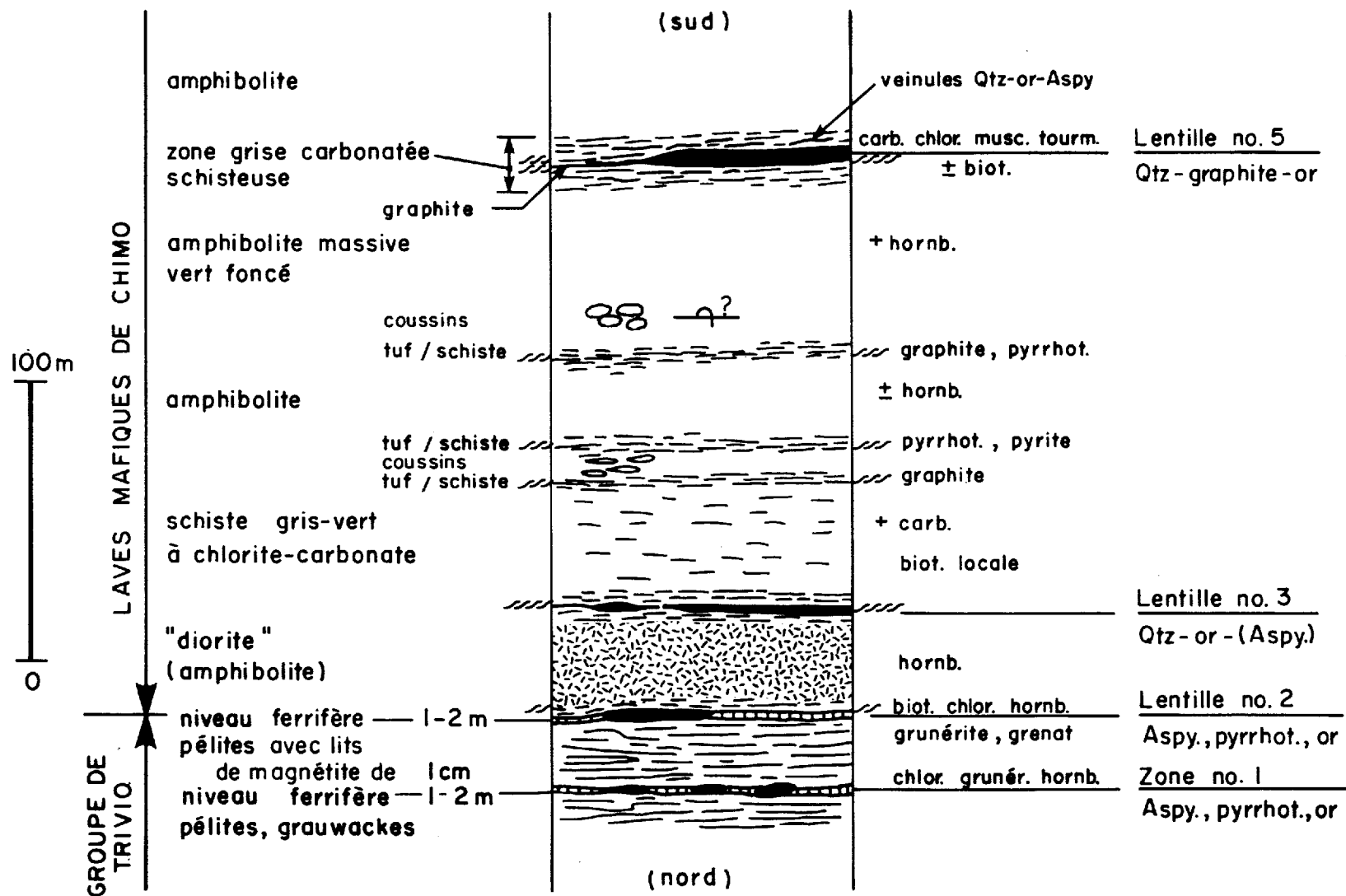


Figure 3. Coupe schématique montrant les lithologies et la distribution des lentilles minéralisées près du puits de la mine Chimo.

argillites, avec, ici et là, des couches décimétriques de formation de fer à magnétite (traitée à la section suivante). Le litage est surtout millimétrique, parfois centrimétrique, et bien marqué par des couleurs contrastantes. Des lits felsiques gris pâle alternent avec des lits micacés brunâtre ou vert foncé. Litage et schistosité sont généralement parallèles mais peuvent être obliques avec développement de petites crénulations.

Deux lames minces seulement ont été examinées. Les lits grisâtres sont constitués d'une mosaïque de quartz-plagioclase en grains très fins (0,05 mm) avec un peu de minéraux micacés. De rares grains détritiques de quartz ou de plagioclase de 0,1 mm ressortent de la pâte. Les lits micacés sont constitués de chlorite, de muscovite et de biotite en proportions variables, avec un peu de quartz et de plagioclase.

Les lits riches en biotite se reconnaissent facilement à leur couleur brune. Des petits grains d'ilménite (1%), de tourmaline (0,5%) et des traces d'apatite sont aussi présents. Le plagioclase est parfois légèrement séricitisé et la biotite partiellement chloritisée. De fines veinules et des plages irrégulières de quartz recristallisé s'accompagnent parfois d'un peu de pyrrhotite. Le carbonate est absent dans les lames étudiées et le seul minéral calcique présent est le plagioclase. C'est en contraste marqué avec les roches volcaniques altérées.

6.2 Formation de fer

La formation de fer magnétique présente dans la mine débute à 1 km à l'ouest du puits et s'étend vers l'est sur plus de 15 km.

La formation de fer est intimement associée aux pélites et les lits de mudstones dominant généralement les lits ferrugineux. Au 3^e étage de la mine, près du puits, deux niveaux ferrifères principaux dont l'épaisseur est de l'ordre du mètre se rencontrent près des zones minéralisées 1 et 2 (fig. 3). Les pélites intercalées, d'une épaisseur de 30 mètres, contiennent de minces couches de magnétite de 2 à 10 cm d'épaisseur et qui se répètent à tous les 1 ou 2 mètres. Les sédiments ferrifères montrent des variations latérales. Des forages n'ont recoupé

qu'un niveau ferrifère principal, d'autres en ont recoupé 3 ou même plus. Certains niveaux sont peut-être répétés par plissement puisque des petits plis isoclinaux sont parfois observés.

Les roches ferrifères consistent en lits noirs millimétriques, riches en magnétite, avec des lits blancs "cherteux" très fins et des lits verts à chlorite et hornblende, avec ou sans magnétite. Le litage est millimétrique sauf pour certains lits verts. Ceux-ci contiennent parfois des porphyroblastes de hornblende qui peuvent atteindre 5 mm. La foliation contourne ces grains. Des grenats de 5 mm sont également visibles dans le niveau principal sud, près de la lentille minéralisée no 2. Des veinules centimétriques de carbonate de fer recoupent parfois le litage.

Les lamines noires sont constituées de magnétite avec du quartz ou des silicates ferrifères. Les couches vertes contiennent des proportions variables de grunérite, de hornblende, de chlorite pléochroïque, de quartz, parfois un peu de biotite et de grenat. Des couches riches en biotite avec un peu d'ilménite et des traces de tourmaline représentent apparemment des lamines pélitiques. Des traces d'apatite, de carbonate de fer (secondaire?), de pyrrhotite, de chalcopryrite et d'arsénopyrite sont également observés.

Le quartz est en grains d'environ 0,05 mm. Une bonne part est sans doute du chert recristallisé. La magnétite est en grains irréguliers de grosseur comparable ou en grains poïkiloblastiques subhédres de 0,3 mm de calibre. La grunerite forme des rosettes de l'ordre du mm. La hornblende est fortement pléochroïque en jaune, vert et bleue (x,y,z). C'est une ferro-tschermakite ou ferro-pargasite d'après quelques analyses à la microsonde électronique (annexe 1). Elle est souvent en intercroissances avec la grunérite. Les gros porphyroblastes sont bourrés d'inclusions de quartz. Le grenat est également poïkiloblastique avec des inclusions de quartz, de magnétite, de grunérite et d'ilménite. C'est de l'almandin assez pur avec un coeur légèrement enrichi en molécule spessartite (5 à 7%, annexe 1). La chlorite et la biotite sont très ferrifères.

L'origine des sulfures dans la formation de fer pose un problème: sont-ils, en tout ou en partie, syngénitiques ou reliés à une

minéralisation épigénitique? Les échantillons prélevés à certaine distance des zones minéralisées ne contiennent que des traces de pyrrhotite très fine associée à la magnétite. Près des zones minéralisées, la pyrrhotite peut être abondante tandis que la magnétite devient rare ou absente. Les silicates restent les mêmes, grunérite, hornblende ferrifère et chlorite, tant que les sulfures ne sont pas trop abondants. Un peu de pyrrhotite remplace clairement des lits de magnétite près de veinules transgressives mais, en général, il y a peu d'évidence de remplacement. Pyrrhotite et magnétite se retrouvent côte à côte et coexistent avec les autres minéraux métamorphiques. Des inclusions de pyrrhotite se rencontrent dans la magnétite et vice-versa. Une bonne part de la pyrrhotite était déjà présente lors de la recristallisation métamorphique. Le litage très fin est bien conservé dans des lits riches en pyrrhotite mais il fait place à un rubanement grossier où l'arsénopyrite devient abondante.

Mayor (1966) a proposé que la formation ferrifère est du type Algoma et que les sulfures (pyrrhotite et pyrite) sont surtout d'origine sédimentaire et plus ou moins redistribués par le métamorphisme. Mais la formation Algoma est particulièrement riche en sidérose tandis qu'ici ce minéral est rare et possiblement secondaire. La formation n'a pas été étudiée en détail mais le faciès habituel à distance des zones aurifères semble être un faciès oxidé avec très peu de sulfures. McCann (1982) croit que la formation de fer était probablement constituée d'hématite originalement et que ce minéral a été remplacé par la magnétite. Nous n'avons pas observé un seul grain d'hématite, même dans les lames pratiquement sans sulfures, et il nous semble plus probable que les minéraux originaux devaient être la magnétite et des silicates de fer.

6.3 Volcanites mafiques, volcanites carbonatées

Dans la mine, les roches volcaniques sont altérées et cisailées à des degrés variables. Localement, des coussins et des brèches volcaniques sont parfaitement conservés. Ailleurs, les roches sont transformées en schistes carbonatés qui ont été confondues avec les

roches sédimentaires. De nombreuses zones longitudinales de cisaillement sont séparées par des zones moins cisailées, parfois complètement massives. Quelques zones cisailées sont finement laminées. Certaines contiennent de minces couches graphiteuses ou des couches porteuses de pyrrhotite. Ces horizons ont pu être suivis d'un forage à l'autre, ou encore dans les galeries, et ils semblent être des tufs. Mis à part ces niveaux graphiteux, on n'a pas reconnu de lit-repère parmi les roches volcaniques. En autant qu'on puisse en juger, la séquence volcanique altérée de la mine est surtout formée de laves massives, coussinées et bréchiques avec de minces unités de tuf dont certaines sont graphiteuses.

Le tableau 2 donne un aperçu des variations minéralogiques résultant de l'altération métasomatique des roches volcaniques. L'altération dominante est la carbonatation qui s'accomplit au détriment de la hornblende et de l'épidote et au profit de la chlorite. La roche devient plus pâle et perd sa couleur verte. Les roches cisailées sont toujours carbonatées et souvent biotitisées mais les roches carbonatées ne sont pas toutes cisailées.

La roche la moins altérée est une amphibolite vert foncé, non foliée. Elle contient environ 50% de hornblende en fines aiguilles (0,1 - 1.0 mm) enchevêtrées sans orientation préférentielle, un peu moins de plagioclase (An_{25-50}), et un peu de clinzoïsite, de carbonate, d'ilménite et, parfois, des traces de chlorite. Des plages, qui semblent représenter d'anciens phénocristaux de plagioclase, ont recristallisé en une mosaïque de grains très fins de plagioclase zoné mêlés parfois à la clinzoïsite.

Beaucoup de roches volcaniques mafiques ne contiennent pas de hornblende mais une bonne quantité de carbonate et de chlorite (env. 20% de chacun, tableau 2). Elles sont d'un gris pâle à moyen, à grain très fin. Elles peuvent être schisteuses, rubanées ou massives. La pâte quartzo-feldspathique forme une mosaïque de grains très fins (0,01 - 0,1 mm), généralement équigranulaires, parfois allongés. La chlorite peut être disséminée dans cette pâte ou concentrée en minces lamines qui rendent la roche schisteuse.

TABLEAU 2: COMPOSITION MINÉRALOGIQUE APPROXIMATIVE DES ROCHES VOLCANIQUES MAFIQUES.

	Plag + Qtz (Plg > Qz)	hornblende	carbonate	chlorite	biotite	muscovite	épidote	ilménite
1- Amphibolite vert foncé, massive	35 - 55%	40 - 60%	0 - 10%	0 - 5%	0%	0%	0 - 15%	1 - 2%
2- Amphibolite modérément carbonatée	55	15 - 25	5 - 15	10 - 15	0	0	0 - tr	1 - 2
3- Volcanite grise carbonatée, schisteuse ou massive	60	0	15 - 20	15 - 25	0 - 5	0	0	1 - 2
4- Idem, biotitisée, schisteuse	60	0	15 - 20	5 - 15	5 - 15	tr	0 - tr	1 - 2
5- Idem, séricitique, schisteuse	45	0	15 - 25	20	5	10 - 15	0 - 5	1 - 2

Les trois premiers types sont les plus communs. Les tufs ne sont pas inclus. Leur composition est plus variable: de minces couches sont très riches en carbonate, quartz, biotite, tourmaline, pyrrhotite, graphite, etc.

La chlorite peut être disséminée dans cette pâte ou concentrée en minces lamines qui rendent la roche schisteuse.

Le type le plus fréquent de volcanite mafique dans la mine est intermédiaire entre les deux types déjà décrits et contient un peu de hornblende et de carbonate. Sa couleur varie de vert à gris moyen. Ici et là, la hornblende a recristallisé en gros porphyroblastes évidents de 0,5 - 1 cm de longueur, habituellement transgressifs à la foliation. La roche a été appelée lave amphibolitisée. La distribution des gros cristaux est inégale. Des volcanites grises carbonatées sans hornblende évidente alternent avec des zones à porphyroblastes. Parfois, la bordure de laves coussinées peut contenir de gros cristaux tandis que le centre des coussins ne contient que de la hornblende fine. La roche est habituellement constituée d'une pâte granoblastique très fine de plagioclase (An₂₀₋₃₅) et quartz avec des grains fins de chlorite et carbonate et des gros cristaux poïkiloblastiques de hornblende. Ces cristaux contiennent, entre autres, des inclusions de carbonate avec lesquelles ils semblent en équilibre. Un peu de cummingtonite peut être associé à la hornblende, surtout à sa périphérie où elle forme parfois une couronne partielle. La cummingtonite est donc en partie plus jeune encore que la hornblende. Elle est aussi un peu plus magnésienne que celle-ci (annexe 1).

Les zones fortement cisailées et carbonatées contiennent ça et là des zones brunâtres enrichies en biotite (no. 4, tableau 2). Plus rarement, les roches sont transformées en schistes à muscovite-chlorite-carbonate, gris pâle ou beige et très tendres. Les roches à muscovite sont sans hornblende. La distribution de toutes ces roches est mentionnée au chapitre traitant de l'altération.

Les roches schisteuses montrent souvent un rubanement grossier. Une petite partie est finement laminée mais il est difficile de savoir s'il s'agit d'un litage sédimentaire ou d'une lamination due à la déformation mécanique. La présence de graphite dans quelques cas suggère fortement qu'un peu de sédiments fins carbonacés étaient intercallés parmi les roches volcaniques. Des zones cisailées ont dû suivre de minces niveaux tuffacés ou sédimentaires et la schistosité s'est étendue

à la lave bréchique ou massive avoisinante. Les roches graphiteuses et les roches laminées associées sont constituées de proportions très variables de quartz, de carbonate, de plagioclase, de biotite et de quantités moindres de chlorite, de muscovite, de tourmaline, de minéraux de titane, de graphite très fin, et localement de sulfures. Certaines lamines contiennent plus de 50% de carbonate, d'autres moins de 5%. Des couches riches en quartz très fin étaient probablement cherteuses. La pâte quartzo-feldspathique est parfois constituée de grains qui n'ont que 0,01 mm de diamètre. La biotite domine habituellement les autres phyllosilicates, la muscovite et la chlorite peuvent être absentes. L'ilménite est partiellement altérée en sphène et en rutile. La tourmaline est commune mais généralement peu abondante. Elle peut cependant constituer 5% de couches graphiteuses millimétriques. La pyrrhotite est de loin le sulfure le plus abondant. Elle est surtout disséminé (0 - 5%) mais peut aussi former des couches millimétriques ou centimétriques de sulfures massifs ou semi-massifs. La pyrite n'est présente que si la pyrrhotite est abondante. La sphalérite est en traces. Elle semble plus abondante que la chalcopryrite. Un peu d'arsénopyrite est présente localement. L'origine de la tourmaline et des sulfures est problématique. Le bore et le soufre étaient peut-être concentrés dans les sédiments intravolcaniques mais ils ont aussi pu s'introduire lors de la minéralisation aurifère. La pyrrhotite massive contient peu d'or, du moins pas d'intérêt économique, (moins de 3 g/t). Elle peut être dérivée de pyrite syngénétique.

Des tufs et des roches volcaniques altérées ont été confondus mégascopiquement avec les roches sédimentaires. Les volcanites altérées sont toutes riches en carbonate (10 - 20%). Les quelques sédiments intra-volcaniques que nous avons examinés au microscope sont également riches en carbonate. Nous n'avons étudié que deux lames minces des schistes pélitiques situés au nord des roches volcaniques mais toutes deux sont sans carbonate. Ce minéral pourrait aider à départager ces roches.

Quatre échantillons de roches volcaniques variant de l'amphibolite fraîche au schiste à chlorite-carbonate-muscovite-biotite

ont été analysés (tableau 3, analyses 2 à 5). Trois ont une composition mafique (51-56% SiO₂), l'autre est intermédiaire-felsique (63% SiO₂). Leur composition chevauche la limite entre les champs tholéitiques et calco-alcalin et l'on ne peut conclure à partir de cet échantillonnage restreint à quelle famille ils appartiennent. L'addition métasomatique de CO₂ dans les schistes à chlorite-carbonate se reflète dans leur forte "pertes au feu". L'addition de K₂O est évidente dans le schiste avec muscovite et biotite et elle s'est accomplie aux dépens du Na₂O. L'échantillon le plus felsique (no 3) contient beaucoup moins de Mg et de Ca que les autres. Il n'est pas clair si ceci reflète la composition originale ou si ces éléments ont été partiellement lixiviés. Cet échantillon contient de la hornblende et de la chlorite, un peu de cummingtonite et peu de carbonate. La présence de cummingtonite vient probablement de la déficience relative de CaO qui limite la quantité de hornblende formée.

6.4 "Diorite"

Une couche de roches mafiques qui sépare les lentilles minéralisées no "2" et "3" (fig.3) était cartographiée séparément et appelée "diorite" lors de l'exploitation initiale. Sa proximité aux deux meilleures lentilles de minerai de la mine lui conférait donc un intérêt particulier. D'après Mayor (1966), ses contacts sont indéfinis et irréguliers. Elle a 15 à 25 mètres d'épaisseur près des zones minéralisées mais s'amincit et disparaît vers l'est. Elle se perd graduellement parmi des roches "amphibolitisées" et carbonatées vers l'ouest et le sud-ouest. Nous avons observé dans le forage 175-320 une roche similaire parmi les schistes pélitiques près de la zone minéralisée no 1. Cette deuxième occurrence a 5 mètres d'épaisseur.

La roche est typiquement massive, verdâtre, avec de nombreux grains de hornblende visible (1 - 2 mm). Des zones cisillées brunâtres se rencontrent à sa bordure et, localement, dans la diorite. Ces zones sont enrichies de biotite, de chlorite et de carbonate, et d'une quantité variable d'arsénopyrite. L'arsénopyrite et la pyrrhotite

Tableau 3 Composition chimique de quelques échantillons typiques de la séquence volcanique.

	"Diorite" Amphibolite	Amphibolite chloritisée	Schiste à chlor.-carb.	Schiste chlorite-carb.-musc-biot.	
	1	2	3	5	

Teneurs normalisées, excluant P.A.F. et S					
SiO ₂	50,15	56,24	62,92	51,13	51,29
TiO ₂	1,06	1,34	1,57	1,32	0,82
Al ₂ O ₃	14,26	14,40	13,16	13,13	15,72
Fe ₂ O ₃	2,41	2,25	1,98	1,66	1,80
FeO	8,07	7,72	8,17	9,76	10,70
MnO	0,27	0,23	0,21	0,30	0,23
MgO	5,92	5,48	2,69	6,16	7,13
CaO	13,94	9,22	5,67	14,54	10,03
Na ₂ O	3,73	2,88	3,40	1,82	0,35
K ₂ O	0,07	0,08	0,02	0,11	1,82
P ₂ O ₅	0,12	0,14	0,20	0,13	0,13

Teneurs non normalisées					
S	0,44	0,19	0,26	0,10	0,53
P.A.F	4,49	0,74	1,99	12,61	8,63
<u>MgO</u>					
MgO+FeO (tot)	0,38	0,36	0,22	0,38	0,39

P.A.F. pertes au feu

1. "Diorite", amphibolite peu altérée. Échant. 320-117, à l'ouest de la lentille no 2.
2. Amphibolite fine vert foncé, fraîche. 296-348, 20 m au N de la lentille no 5.
3. Amphibolite chloritisée, un peu de cummingtonite. 296-54, au sud du puits, 3^e niveau.
4. Schiste à chlorite-carbonate. 296-219, au sud du puits.
5. Schiste à chlorite-carbonate-biotite-muscovite. 296-128, au sud du puits.

disséminées sont rares dans la diorite massive (Mayor, 1966).

La "diorite" la plus fraîche est constituée d'environ 40% de grains de hornblende (porphyroblastes ou reliques de texture antérieure?) dans une pâte granoblastique très fine (0,05 - 0,1 mm) de plagioclase et de quartz avec un peu de carbonate (5 - 10%), de chlorite (0 - 5%) et des traces de biotite, d'ilménite (1 - 2%), d'apatite de clinozoïsite et de tourmaline. Le plagioclase est zoné et bien plus abondant que le quartz. Les roches amphibolitisées et carbonatées qui remplacent graduellement la diorite vers l'ouest sont identiques aux volcanites mafiques carbonatées déjà décrites. Elles sont gris verdâtre à gris-beige, parfois homogène, parfois schisteuse. Elles sont surtout à grain fin, sauf dans les zones "amphibolitisées" à gros porphyroblastes. Dans les zones cisailées brunes, la biotite peut constituer jusqu'à 25% de fines couches d'épaisseur millimétrique.

La "diorite" montre localement une légère altération rétrograde. Elle est recoupée par des fractures irrégulières dont les bordures sont enrichies en carbonate, en muscovite, en chlorite, en clinozoïsite et en tourmaline.

La "diorite" ne se distingue des volcanites mafiques que par une texture un peu plus grenue. Elle est nettement plus massive et moins carbonatée que les roches volcaniques riches en chlorite et carbonate qui se trouvent à sa bordure sud, mais elle n'est pas moins altérée que d'autres amphibolites.

Est-ce un filon-couche injecté après une part importante de la carbonatation locale, ou est-ce une lave massive grenue qui, par hasard, a bien résisté à la carbonatation?

Un échantillon de "diorite" a été analysé chimiquement (tableau 3, no 1). Il ne se distingue pas nettement des roches volcaniques mais il contient un peu plus de Na_2O et du CaO . Il se retrouve dans le champ calco-alcalin du diagramme AFM grâce surtout à sa teneur élevée en Na_2O . Cet élément étant assez mobile lors de l'altération, on ne peut classer la roche avec une seule analyse.

6.5 Tectonique

Des travaux récents ont montré que la déformation est polyphasée dans la ceinture volcanique de l'Abitibi (Dimroth et al, 1983; Babineau, 1983; Hubert et al, 1984). Nous essayerons de replacer les événements locaux dans leur cadre général.

Des plis anciens (P1) de direction axiale N ou NW ont été reconnus à l'ouest de Val d'Or (Babineau, op. cit.; Dimroth et al, op. cit.). M. Racine (thèse en préparation à l'Université Laval) a reconnu localement des petits plis replissés par des plis P2 dans la Formation de Trivio à 3 km WNW de la mine.

La phase majeure de déformation (D2) a formé des plis (P2) de direction axiale E-W accompagnés d'une schistosité régionale (S2). Près de la mine, les couches stratigraphiques et la schistosité ont une direction d'environ N 290° et un pendage de 70°N. Nous avons déjà mentionné que la polarité de certaines unités lithostratigraphiques est indéterminée. Des petits plis isoclinaux P2 sont très nombreux dans la séquence sédimentaire du Trivio. Leurs axes reposent dans le plan de la schistosité et plongent de 60° E à sub-vertical à 60° W dans le canton de Vauquelin, et de 60° W à 80° W dans la mine. Beaucoup sont des plis dextres mais quelques-uns sont senestres. Les cailloux volcaniques des conglomérats sont modérément aplatis dans la schistosité et allongés verticalement, parallèlement aux axes des petits plis P2. Malgré l'abondance des petits plis isoclinaux, des lits-repères tels la formation de fer et les laves mafiques de Chimo ont une allure à peu près rectiligne sur plus de 10 km (figures 1 et 2).

Dans les roches volcaniques, des zones longitudinales fortement cisailées alternent avec des couches peu ou pas schisteuses. Ces zones schisteuses correspondent en partie à des zones de tuf et à des sommets bréchiques de coulées. Certaines contiennent des lentilles de quartz minéralisé dans la mine. Leur mouvement est mal connu. La zone cisailée de la lentille 5 est une faille dextre normale, du moins dans ses derniers mouvements, d'après la géométrie des tectonites C-S. Les

linéations, crénulations et petits plis dans la zone cisailée plongent à environ 80°W. Exceptionnellement, un petit pli a été observé dont l'axe plonge à environ 20°E, à peu près perpendiculaire à tous les autres plis P2. Quelques failles tardives étroites marquées par des miroirs de faille enduits de graphite sont présentes dans le quartz graphiteux de la lentille sud (no 5). Elles sont parallèles ou sub-parallèles à la zone de cisaillement et montrent des stries sub-horizontales parfois spectaculaires.

Les zones cisailées sont parallèles à la schistosité régionale et considérées comme partie de la phase de déformation D2. Cependant, le mouvement horizontal concorde mal avec l'allongement tectonique vertical des cailloux. Le cas semble identique à celui de la faille de Cadillac près de la mine O'Brien où des mouvements horizontaux tardifs sont clairs (Gunning, 1937; Blais, 1954) mais les mouvements antérieurs pouvaient être chevauchants (Gunning, 1937; Dimroth et al, 1983; à noter que le grand axe des cailloux et les axes de petits plis sont également sub-verticaux près de la mine O'Brien). La composante verticale du mouvement à la mine Chimo semble être que le côté sud a monté relativement au côté nord. Le même mouvement est rapporté sur des failles à pendage abrupt dans les mines suivantes de Val d'Or: à Lamaque (Wilson, 1948), à Sigma (Robert, 1983), à Belmoral (Darling et al, 1985), à Perron (Trudel, 1985) à New Pasalis (Gaumont, 1986) et à Bevcon (Kempthorne, 1957). Que le pendage soit nord ou sud ne change pas ce sens général. De plus, les schistes du Pontiac au sud se sont aussi élevés par rapport aux roches volcaniques du Malartic puisqu'ils sont plus métamorphisés.

Les dernières phases de déformation près de la mine Chimo ont formé des kinks (P₃) qui ne sont que localement importants. Les plus communs ont une direction NE et sont dextres (environ N40°/subvertical), quelques-uns sont NW et senestres.

6.6 Métamorphisme

Nous avons mentionné (géologie régionale) que le métamorphisme

local croît présumément vers le sud mais le grade métamorphique est possiblement affecté aussi par le front du Grenville. L'extrapolation rectiligne de l'isograde ou limite inférieure de la staurotide tracé par Imreh (1984) dans les schistes de Pontiac passerait au sud de la mine. Cet isograde est la limite choisie par Winkler (1976) entre les faciès schiste vert et amphibolite.

Les roches volcaniques peu carbonatées près de la mine sont des amphibolites typiques constituées de hornblende alumineuse (7 à 18% Al_2O_3 , annexe 1), de plagioclase métamorphique modérément calcique (An_{30-55}) et de peu de clinozoïsite. Les roches carbonatées à chlorite et hornblende ont un plagioclase moins calcique, An_{20-35} , mais peu de grains ont été déterminés. De l'albite est présente dans les zones minéralisées et peut-être ailleurs, mais l'épidote ou clinozoïtite est habituellement absente. Donc, la limite inférieure du faciès amphibolite, définie par la réaction albite + clinozoïsite An_{20+} (Turner, 1971) a été atteinte. Mais le grade métamorphique n'atteint possiblement pas l'intensité représentée par l'isograde de la staurotide.

D'autres minéraux indicateurs d'un grade métamorphique modéré sont le grenat almandin et la grunérite dans les roches ferrifères et la présence occasionnelle de cummingtonite dans les amphibolites modérément carbonatées.

Les relations sont complexes et mal connues entre la recristallisation métamorphique et la déformation. Biotite, chlorite et muscovite sont le plus souvent alignées dans la schistosité mais chacun de ces minéraux forme localement des porphyroblastes recoupant la foliation. La hornblende en particulier forme souvent de gros poikiloblastes postérieurs à la schistosité. Parfois, la schistosité contourne les porphyroblastes. D'ailleurs, la déformation est inégale et certaines laves ne sont pas foliées. De plus, la déformation semble multiphasée et n'a sûrement pas cessée partout au même moment.

La carbonatation intense des roches mafiques s'est faite surtout au détriment de la hornblende. L'évidence texturale du remplacement de la hornblende par le carbonate n'est pas commune cependant. Des grains poikiloblastiques de hornblende contiennent des inclusions de carbonate avec lesquels ils semblent en équilibre. La hornblende

métamorphique a apparemment cristallisé après une bonne partie de la carbonatation. De même, nous avons vu que la pyrrhotite, qui a possiblement remplacé la magnétite dans la formation de fer, est affectée par le métamorphisme. Les relations chronologiques entre minéralisation et métamorphisme sont traitées plus loin (voir paragenèse métamorphique).

Des signes locaux d'altération rétrograde sont présents. La biotite est chloritisée à plusieurs endroits. Le plagioclase peut être séricitisé mais c'est plutôt rare. Des roches sont altérées localement en bordure de veinules riches en carbonate, muscovite, chlorite, clinozoisite et, parfois, tourmaline. Cette altération est généralement mineure. La muscovite et la clinozoisite se retrouvent localement dans les zones minéralisées qui sont possiblement affectées par l'altération rétrograde.

7. GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

Les lentilles aurifères sont parallèles aux couches stratigraphiques et à la schistosité régionale. Leur direction générale est de N280° à N295° et leur pendage d'environ 70°N.

La minéralisation forme deux types contrastants. Les lentilles aurifères associées de près aux formations de fer sont constituées de sulfures semi-massifs où domine l'arsénopyrite. Les zones minéralisées dans les roches volcaniques consistent en lentilles et veinules de quartz aurifère dans des zones fortement cisailées et altérées contenant des sulfures disséminés. Ces distinctions ne sont cependant pas exclusives et des veines de quartz sont parfois associées aux sulfures semi-massifs.

Le secteur comprenant les lentilles minéralisées s'étend sur plus de 1000 m dans la direction E-W et 250 m dans la direction N-S. La minéralisation est présente à plusieurs endroits mais quelques lentilles seulement sont de teneur et de dimension suffisantes pour être exploitées. Les principales lentilles minéralisées, no 2, 3 et 5, sont dans la partie centrale de la mine (figure 4). Du point de vue stratigraphique, elles se superposent les unes au-dessus des autres. Les secteurs est et ouest de la mine n'ont fourni que peu de minerai.

La description suivante s'applique essentiellement à la partie centrale de la mine.

7.1 Caractéristiques et dimensions des lentilles minéralisées

La zone no. 1 suit généralement le niveau ferrifère le plus au nord (inférieur?) mais elle s'en écarte localement (figures 4 et 5). Elle suit parfois l'une des bordures du membre. Elle est caractérisée par l'abondance de sulfures, particulièrement l'arsénopyrite grenue.

La minéralisation consiste surtout en une juxtaposition de filonnets centimétriques ou décimétriques d'arsénopyrite massive. L'arsénopyrite grenue (3 - 10 mm) s'accompagne d'une quantité moindre de pyrrhotite. Des couches semi-massives de pyrrhotite avec un peu de pyrite sont parfois présentes mais ces sulfures sont presque stériles en or s'ils ne sont accompagnés d'arsénopyrite grenue. Des lentilles ou veines de quartz blanc bordant les zones de sulfures n'ont généralement qu'une teneur insignifiante d'or. Les filonnets d'arsénopyrite dessinent parfois des petits plis serrés. A l'occasion, les filonnets recoupent le litage avec un angle faible. Les couches de sulfures ont une distribution discontinue ou lenticulaire le long du niveau ferrifère et leur épaisseur change sur de courtes distances. Leur contrôle semble structural.

Les couches d'arsénopyrite massive sont à bonne teneur d'or (25-50 g/t) mais elles ne forment que des agglomérations étroites, de l'ordre du mètre aux meilleurs endroits. La zone no 1 n'a fourni qu'environ 50 000 tonnes de minerai à une teneur diluée à 4 ou 5 g/t.

La structure porteuse des lentilles minéralisées n'est pas forte et peut être difficile à suivre en dehors des secteurs minéralisés. Elle consiste parfois en une zone schisteuse brunâtre d'environ 0,3 m d'épaisseur (Mayor, 1966).

La lentille no 2 suit approximativement le contact entre le niveau ferrifère sud (supérieur?) du Groupe de Trivio et la "diorite" ou volcanite mafique déjà mentionnée. Elle est aussi caractérisée par l'abondance de sulfure mais les lentilles de quartz bleuté aurifère sont plus importantes que dans la lentille 1.

La riche lentille no 2, qui a été minée en 1965-66, a été décrite par Mayor (1966). Les sulfures se trouvaient dans une zone brune, riche en biotite. La pyrrhotite et l'arsénopyrite grenue

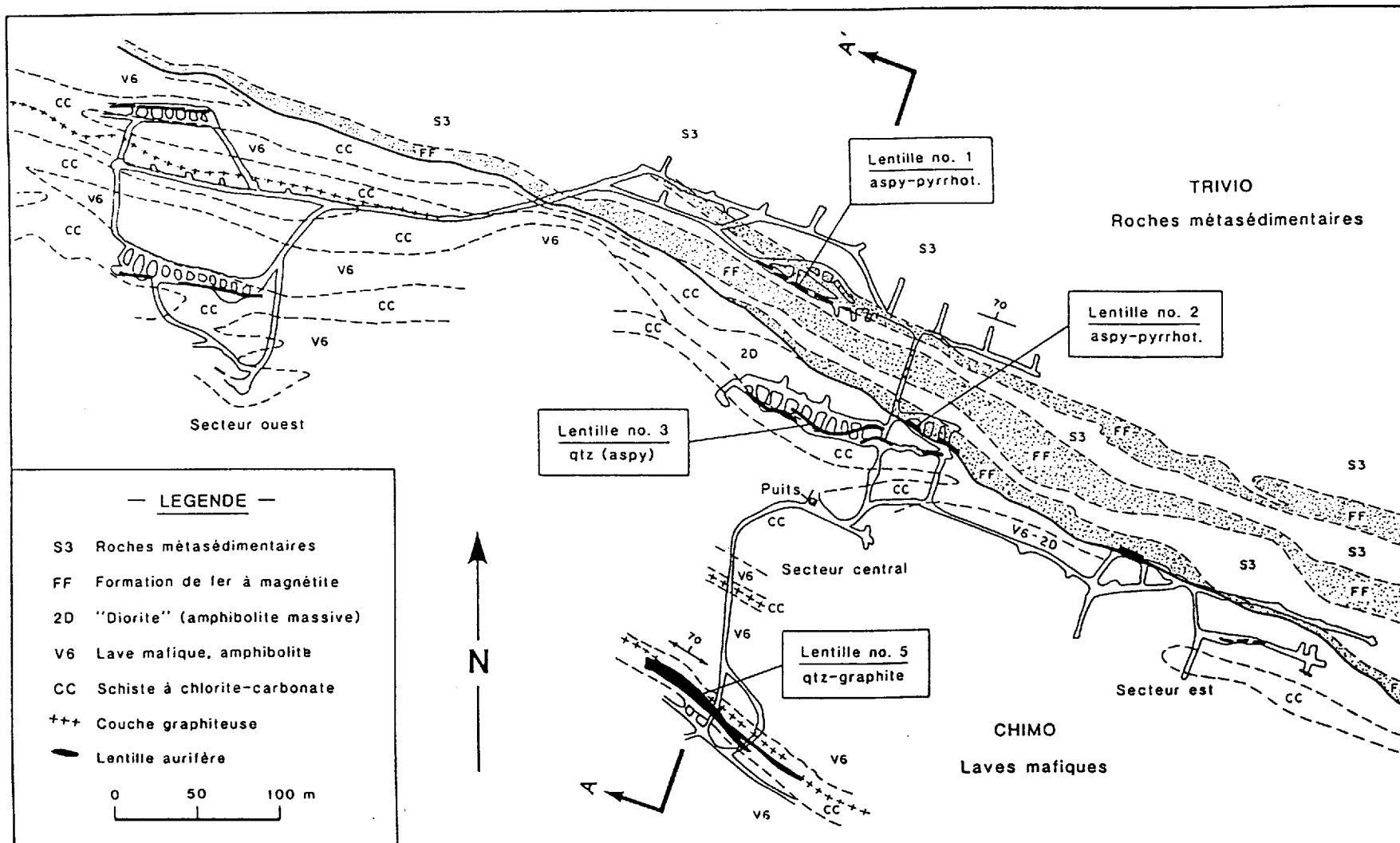


Figure 4 - Plan géologique, 3^e niveau, mine Chimo. Simplifié des plans de la mine; les schistes métasédimentaires (S3) et les schistes à chlorite-carbonate sont souvent confondus.

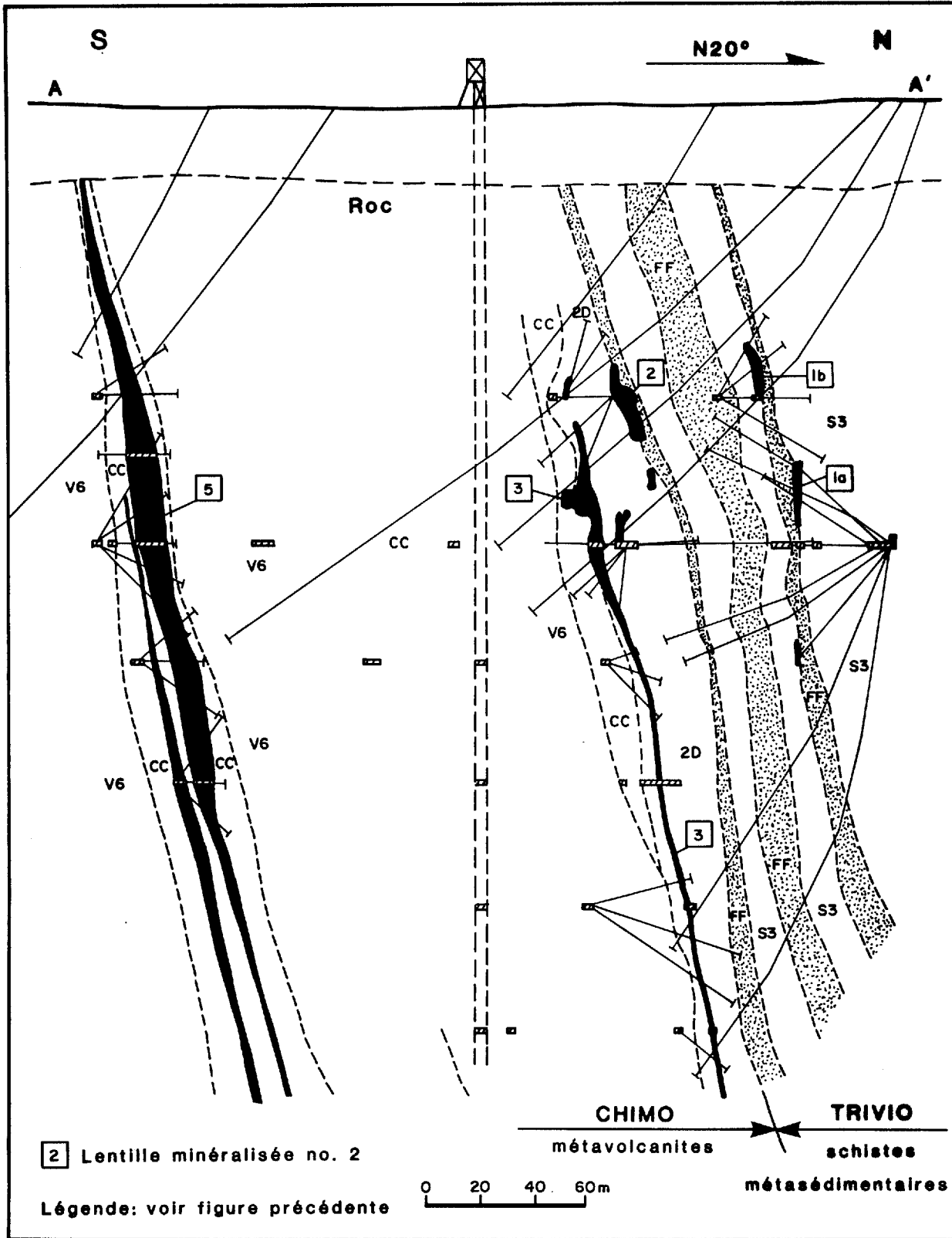


Figure 5 - Coupe verticale transversale AA', 25m à l'ouest du puits de la mine Chimo.

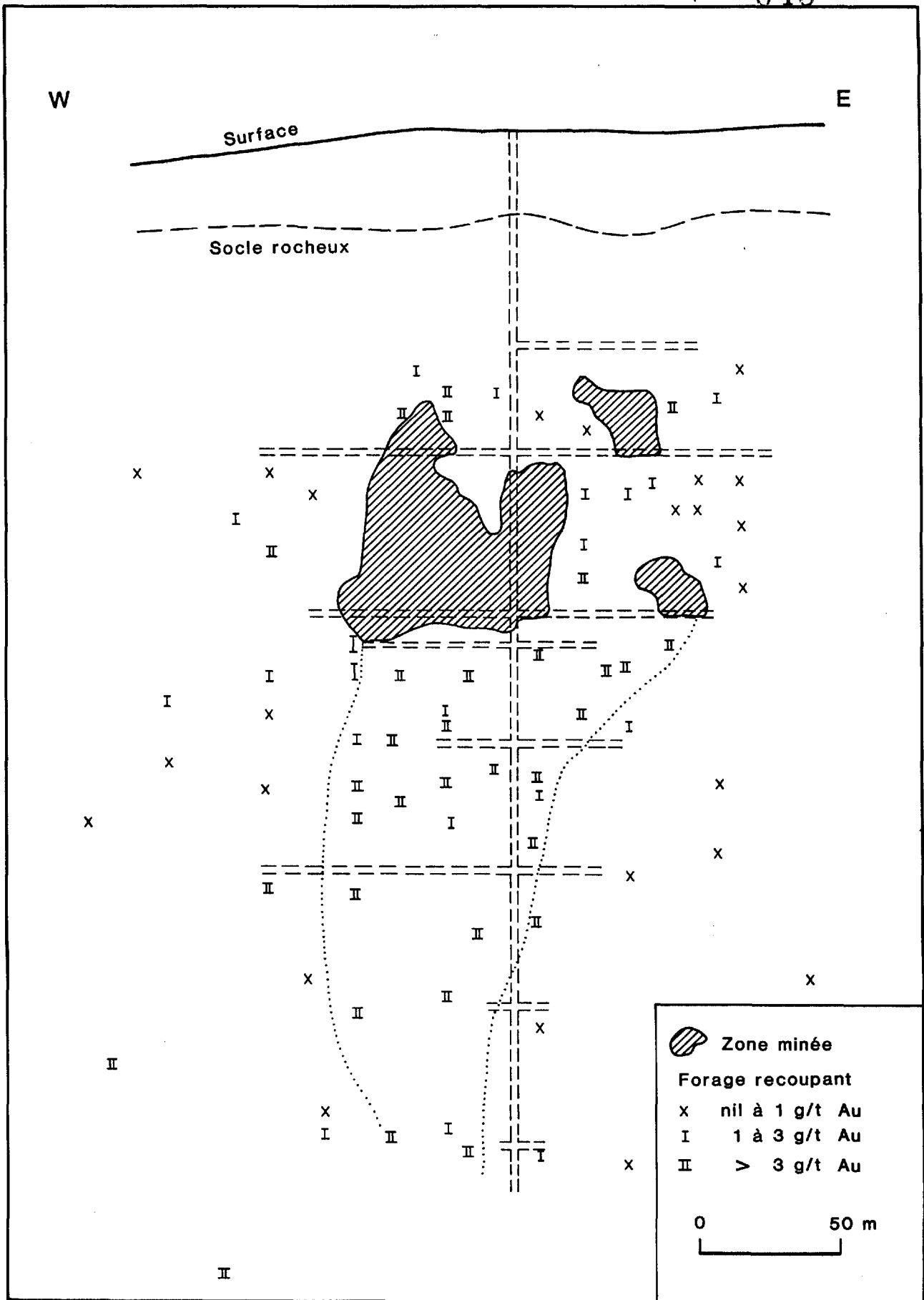


Figure 6 Coupe longitudinale verticale, lentille no. 3, mine Chimo, montrant la plongée abrupte vers l'ouest. La lentille no. 5 a une plongée semblable, à peu près parallèle aux axes de plis P_2 .

formaient 40% à 70% de la zone minée (Mayor, op. cit.). Les sulfures définissaient un rubanement grossier d'environ 5 cm d'épaisseur parallèle à la schistosité. La bordure des zones minéralisées était constituée de pyrrhotite finement rubanée ou d'arsénopyrite disséminée. Le quartz bleuté formait des lentilles et des veines irrégulières atteignant 25 cm de largeur. Ce quartz contenait de l'or visible mais peu de sulfures. La zone d'altération brune et les sulfures se terminaient abruptement à chaque bout (Mayor, op. cit.).

Cette lentille no 2 avait une longueur horizontale de 120 mètres, sa largeur était de 45 mètres le long du pendage et son épaisseur de 2 m (Mayor, op. cit.). Un estimé fait avant l'abattage évaluait le minerai présent à 48 000 t.m. à une teneur de 28,5 g/t avant dilution.

La zone no 3 est au contact sud de la "diorite" avec une roche grise schisteuse et carbonatée. Cette "diorite" est la même qui forme le mur sud de la zone no 2 (figures 4, 5 et 6).

La minéralisation est dans une zone franchement schisteuse qui contient en moyenne 3 à 5% de sulfures disséminés et des veines multiples de quartz bleuté montrant une bonne continuité. Ces veines ont de 2 cm à 0,7 mètre de largeur et montrent un rubanement qui peut inclure des couches d'épontes avec sulfures disséminés. Les sulfures consistent surtout d'arsénopyrite fine avec une quantité moindre de pyrrhotite et d'un peu de pyrite et de chalcopryrite. La chalcopryrite est plus abondante que dans les zones 1 et 2. Les veines de quartz contiennent beaucoup d'or visible, surtout près de leurs bordures. Elles contiennent un peu de sulfures mais beaucoup moins que les épontes schisteuses des parois.

La teneur de la zone schisteuse avec un peu de sulfures disséminés mais avec peu de veines de quartz est de 3 g/t Au ou moins. La zone ne devient économique que lorsque les veines de quartz bleuté sont abondantes.

La lentille originale de la zone 3 avait une longueur horizontale de 40 mètres, une longueur de long du pendage de 130 m et une épaisseur de 2,4 m. Elle contenait 35 000 t.m. à une teneur de 16 g/t Au (Mayor, op. cit.). Les travaux récents montrent qu'elle se prolonge en profondeur (figure 6).

La lentille sud ou no 5 est à l'intérieur d'une zone grise carbonatée dans la partie médiane des laves de Chimo. La partie centrale de la zone carbonatée est schisteuse et elle inclut de minces unités (1 cm - 1 m) de schiste graphiteux. La zone cisailée a possiblement suivi une mince couche de tuf ou de roche sédimentaire mais la déformation et l'altération ont débordé dans les volcanites encaissantes.

Aux niveaux supérieurs de la mine (3, 4 et 5), la zone minéralisée principale est une grosse lentille concordante de quartz noir recoupé de nombreux filonnets graphiteux. Elle contient peu de sulfures mais de l'or visible. Les murs de la lentille sont en partie constitués d'une couche centimétrique ou décimétrique de schiste graphiteux. A ses extrémités, la lentille peut s'arrêter brusquement contre un "cornet" de schiste graphiteux dont l'épaisseur est de l'ordre du mètre. Ailleurs, la lentille se ramifie ou se subdivise en veines de quartz parallèles qui, localement, se recoupent l'une l'autre ou recoupent la schistosité. Ces digitations ou veines multiples laissent l'impression que la grosse lentille s'est formée graduellement, par accréation, dans une zone dilatante.

À l'extérieur de la lentille de quartz graphiteux, la roche grise schisteuse contient de nombreuses veines et veinules de quartz avec un peu d'arsénopyrite dans la veine mais beaucoup plus (2 - 5%) à la bordure externe de la veine. Ces veines de quartz et arsénopyrite sont sans graphite. Elles sont à bonne teneur d'or mais elles sont étroites et lenticulaires. Certaines sont déformées, d'autres sont parallèles à la foliation, d'autres la recoupe.

Les sondages indiquent que la lentille minéralisée change d'aspect en profondeur: la lentille de quartz graphiteux disparaît mais sa place est prise par des veines de quartz sans graphite et bordé d'arsénopyrite disséminée. La quantité d'or par niveau semble cependant tout aussi importante.

Au 3^e niveau de la mine, la lentille no 5 a une longueur horizontale de 115 m, une épaisseur maximale de 7 m et une teneur estimée à 9,5 g/t Au. Son allongement est subvertical: elle plonge à environ 60° vers l'ouest.

7.2 Pétrographie et minéralogie

Les lentilles minéralisées sont en bonne partie constituées des roches encaissantes altérées. Leurs minéraux transparents sont essentiellement les mêmes minéraux métamorphiques que ceux des épontes mais en proportions bien différentes selon l'altération. Les minéraux transparents des veines sont également présents dans les épontes. Les seuls minéraux communs dans les zones minéralisées et rares dans les roches encaissantes sont la tourmaline, les sulfures et l'or. L'albite est aussi commune dans les veines et dans certaines zones carbonatées tandis qu'un plagioclase plus calcique est présent dans les épontes. Le tableau 4 donne une liste des minéraux présents dans les lentilles minéralisées. La minéralogie des sulfures est simple et dominée par l'arsénopyrite. L'altération variable des épontes est traitée à la section suivante.

Pour les fins de la description, le minerai est arbitrairement divisé en trois types qui sont mêlés les uns aux autres:

- (1) roche schisteuse ou rubanée avec arsénopyrite disséminée et une quantité variable de filonnets lenticulaires de quartz-plagioclase (basses teneurs d'or, moins de 3 g/t);
- (2) arsénopyrite grenue, semi-massive ou massive (haute teneur d'or, plus de 15 g/t);
- (3) veines et lentilles de quartz aurifère (teneur d'or variable).

(1) Zones schisteuses à arsénopyrite disséminée. L'arsénopyrite est souvent en grains d'environ 1 mm où elle est peu abondante (1-2%), elle est fine ou grenue (1-10 mm) où elle est abondante. Son abondance croît (3-10%) souvent à proximité des veinules de quartz-plagioclase. Les grains peuvent s'agglomérer en petites lentilles d'arsénopyrite massive de largeur millimétrique. La pyrrhotite et un peu de pyrite sont généralement présentes mais leur abondance n'est pas toujours proportionnelle à celle de l'arsénopyrite.

La composition minéralogique est fonction des roches encaissantes, comme nous l'avons mentionné. Le quartz, le plagioclase, la chlorite et

le carbonate forment chacun près du quart de la roche mais leurs proportions varient selon la composition originale et l'altération.

Le quartz et le feldspath forment souvent une pâte granoblastique très fine. Dans les zones schisteuses, il y a ségrégation partielle des minéraux en lamines micacées, en fines couches quartzo-feldspathiques et en veinules lenticulaires de quartz-feldspath grenus qui recoupent parfois la foliation. Les petits grains de quartz et feldspath sont parfois très allongés. Des plages irréguliers de quartz et de feldspath plus grenus semble recristallisées. Certaines veinules d'épaisseur centimétrique sont constituées essentiellement de plagioclase sodique clair (An_{05-15}).

(2) Arsénopyrite semi-massive (figures 7 et 8). Cette minéralisation est constituée de 15 à 75% d'arsénopyrite grenue et de pyrrhotite en couches centimétriques ou décimétriques. Elle est toujours à haute teneur d'or. Elle est restreinte aux zones 1 et 2, donc à proximité de la formation de fer. Des couches riches en arsénopyrite sont souvent bordées d'une zone riche en pyrrhotite contre la formation de fer à magnétite. La pyrrhotite, qui forme 15 à 40% de cette zone intermédiaire, est en partie finement litée. Les textures et les minéraux, grunérite, hornblende, etc, sont les mêmes que dans la formation de fer sauf que la pyrrhotite occupe la place de la magnétite. La pyrrhotite, avec un peu de pyrite, forme également de minces filonnets recoupant le litage. Les couches riches en arsénopyrite grenue montrent parfois un rubanement grossier mais pas de litage sédimentaire reconnaissable. La recristallisation y semble plus marquée qu'ailleurs. Le quartz et la chlorite, abondants entre les gros cristaux d'arsénopyrite, sont souvent grenus. Les autres minéraux constituants sont la biotite, le plagioclase (An_{05-55}), le carbonate, la hornblende, la tourmaline et un peu d'ilménite, de sphène et de clinzoïsite.

(3a) Veines, lentille et amas irréguliers de quartz. Le quartz varie de blanc, à bleuté à gris ("enfumé"). La teneur en or peut-être nulle ou très élevée selon l'endroit. Le quartz foncé semble plus favorable. L'or est souvent visible à l'oeil nu et se rencontre surtout près des parois de la veine. Les amas de quartz contiennent souvent un peu d'arsénopyrite, généralement moins de 1%, mais l'arsénopyrite est

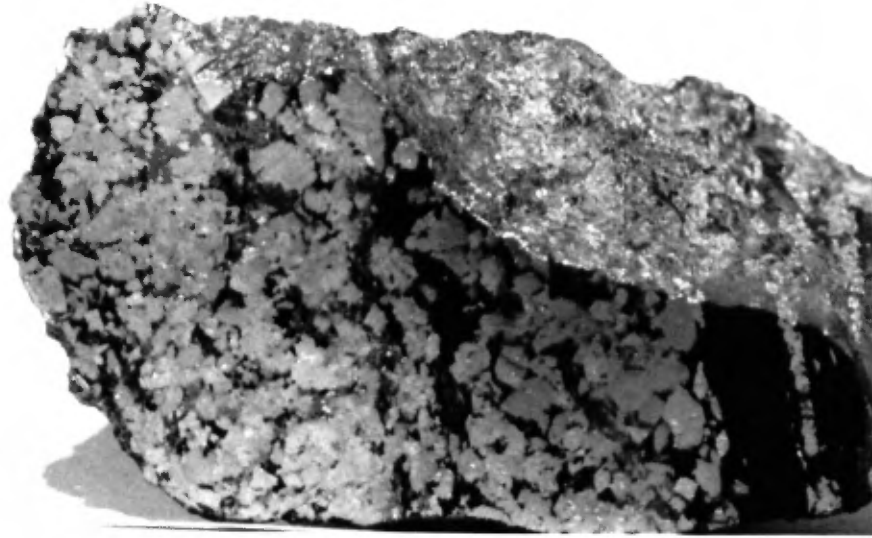


Figure 7

Arsénopyrite grenue semi-massive dans une pâte chloriteuse noire. Un peu de pyrrhotite est présente mais non distincte. Rubanement évident dans la partie droite de la photo. Lentille 1, mine Chimo, x 1.



Figure 8

Arsénopyrite grenue semi-massive dans une pâte chloriteuse noire. Ségrégation de quartz (gris, diffus) dans la partie gauche de la photo. Lentille 1, mine Chimo, x 1.

souvent concentrée juste à l'extérieur des amas. Le quartz contient également des traces de pyrrhotite, de pyrite et de chalcopryrite en filonnets ou en grains disséminés. La composition des veines de quartz n'a pas été étudiée au microscope.

(3b) Quartz graphiteux. Ce quartz est restreint à la lentille principale de la zone sud. Il est noir ou gris et recoupé par de nombreux filonnets graphiteux d'épaisseur millimétrique. Il est très fracturé et forme des éclats aux arêtes coupantes. L'or est visible çà et là, surtout près des filonnets graphiteux (figures 9 et 10). Des petites veinules de pyrrhotite-pyrite et de chalcopryrite sont aussi visibles mais peu abondantes. L'arsénopyrite est rare. Contrairement aux autres amas de quartz aurifère, la bordure de la lentille de quartz graphiteux n'est pas enrichie en arsénopyrite.

La lentille est essentiellement constituée de quartz (90%) en gros (1 mm-1 cm) grains à extinction ondulante et à bordure dentelée. Une couronne de petits grains recristallisés peut entourer les gros grains. Les filonnets graphiteux sont composés de muscovite, de graphite, de chlorite, de rutile et d'un peu de tourmaline. Ils sont parfois très tortueux et forment des méandres millimétriques ressemblant à des stylolites. Le graphite forme surtout une fine poussière opaque mais il forme également des grains cristallins de 1 x 5 microns où l'on peut distinguer le pléochroïsme caractéristique. Il peut être incrusté dans des feuillets de muscovite semi-opaque. Ici et là des plages irrégulières représentent possiblement des fragments d'épentes incorporés dans le quartz. Elles sont composées de muscovite, de plagioclase, de quartz, de chlorite et d'un peu de rutile, de graphite et de tourmaline. De fines inclusions d'or ont été observées dans des grains de quartz à peu de distance des filonnets graphiteux et de l'or plus grossier est présents dans les filonnets graphiteux et entre les grains de quartz à proximité.

7.2.1 Sulfures

La proportion relative des sulfures dans 49 lames polies étudiées en détail par McCann (1982) est donné au tableau 4.

Tableau 4. Minéraux présents dans les lentilles minéralisées

Lentilles no 1 et 2	Centre de la zone cisailée de la lentille no 5	Sulfures et or	
quartz	quartz	arsénopyrite	* 58.5%
plagioclase (An ₀₃₋₃₅)	albite	pyrrhotite	30.%
chlorite	carbonate		
biotite	chlorite	pyrite	10.%
carbonate	muscovite		
hornblende	tourmaline	chalcopyrite	1.5%
grunérite-cummingtonite	biotite	sphalérite	tr
tourmaline	graphite	marcassite-Ni	tr
grenat almandin tr	ilménite	pentlandite-Co	tr
muscovite tr	rutile		
magnétite tr	sphène	or (3-24% Ag)	
ilménite tr			
clinozoïsite tr			
apatite tr			
zircon tr			
sulfures semi-massifs (20-50%) (voir 3 ^e colonne)	sulfures disséminés (1-5%)		
* proportions relatives des sulfures présents dans 49 lames pétrographiques d'après McCann (1982). Les proportions sont très variables d'une lame à l'autre			

L'arsénopyrite forme environ 60% des sulfures, suivi de la pyrrhotite (30%), et de la pyrite (10%). Tous les autres sulfures forment moins de 2% de l'ensemble. La proportion des sulfures varie beaucoup d'une lame à l'autre.

L'arsénopyrite semi-massive est souvent en porphyroblastes subidiomorphes ou idiomorphes d'environ 5 mm de côté. Ces grains sont souvent maclés. L'arsénopyrite disséminée est en grains de l'ordre du millimètre. Dans les roches schisteuses, les fines aiguilles prismatiques sont couchées dans le plan de la foliation. L'arsénopyrite est pratiquement le seul sulfure présent dans certaines lames de sulfures massifs. L'arsénopyrite grenue est souvent fissurée ou fracturée et recoupée par de fines veinules de quartz et chlorite, de carbonate, et parfois de pyrrhotite.

La composition de l'arsénopyrite n'est pas strictement $FeAsS$ stochiométrique. La microsonde montre des variations d'environ 3% dans les teneurs atomiques de S et As. Les petits grains et la bordure externe des gros grains ont une composition assez uniforme tandis que le coeur des gros grains est tantôt plus riche, tantôt plus pauvre en S que la bordure.

La pyrrhotite est commune mais elle est habituellement subordonnée à l'arsénopyrite dans les zones aurifères. Elle est prédominante dans les sulfures semi-massifs qui séparent l'arsénopyrite massive et la formation de fer à magnétite. Elle est aussi prédominante dans les sulfures disséminés et dans de minces couches de sulfures massifs parmi les tufs non aurifères. La pyrrhotite forme souvent de fines inclusions disséminées dans l'arsénopyrite qui semble postérieure. La pyrrhotite peut aussi former des veinules qui recoupent clairement l'arsénopyrite. Dans la plupart des cas, il n'y a pas d'évidence claire de remplacement et ces deux minéraux semblent en équilibre. La pyrrhotite disséminée parmi les silicates forme généralement des grains lenticulaires orientés dans la foliation. À l'occasion, la pyrrhotite forme des filonnets recoupant la schistosité.

La pyrite est souvent en grains porphyroblastiques subidiomorphes ou idiomorphes de 1 à 3 mm de calibre. Les grains sont parfois fracturés. La pyrite est parfois distribuée le long de petites veinules

transgressives à la schistosité et elle est plutôt tardive. Les porphyroblastes peuvent recouper la schistosité. Le plus souvent, cependant, la schistosité contourne les grains de pyrite qui semblent plutôt anciens et en équilibre avec les silicates métamorphiques. La pyrite semble toujours accompagnée de pyrrhotite. Elle contient parfois de fines inclusions de pyrrhotite et de chalcopyrite. Rarement, des grains de pyrite ont un coeur d'arsénopyrite.

La chalcopyrite n'est présente qu'à l'état de traces seulement, le plus souvent associée à la pyrrhotite. Elle est rare dans les zones d'arsénopyrite massive. Elle peut former de fines inclusions dans la pyrite et l'arsénopyrite et forme également des petits filonnets tardifs entre les grains d'arsénopyrite. Elle est parfois visible dans les veines de quartz où elle forme des petits filonnets, en particulier dans la lentille no 3.

La sphalérite est présente en trace dans la zone 5 et dans des tufs ou sédiments avec graphite et sulfures parmi les roches volcaniques. Elle est habituellement associée à la pyrite et à la pyrrhotite mais peut être en grains isolés parmi les silicates. Un seul grain a été examiné à la microsonde. Il contient une quantité décelable de cadmium et possiblement de l'indium.

Des traces de ce qui semble être une marcassite nickélifère ont été observées dans quelques lames polies. Le minéral se présente en lamelles blanches très fines dans la pyrrhotite, parfois en lamelles multiples parallèles qui ressemblent à une texture d'exsolution sauf que sa distribution dans la pyrrhotite est très inégale. Le minéral est fortement anisotrope, fortement pléochroïque de blanc-arsénopyrite à jaune-pyrite. La microsonde donne une composition de FeS_2 avec environ 0,3 à 1,5% Ni. Une légère déficience en soufre par rapport à la pyrite est suggérée mais ça n'est pas sûr vu la petite taille des grains.

De rares grains minuscules de pentlandite ont été aperçus associés à la pyrrhotite dans deux lames de roches volcaniques ne contenant qu'une faible quantité de sulfures disséminés. La vérification d'un grain à la microsonde a révélé une teneur élevée en cobalt (env. 15% CoS).

7.2.2 Tellurure

Nous n'avons trouvé aucun grain de tellurure malgré un examen minutieux de toutes nos lames polies. De même, McCann (1982) n'en a pas trouvé dans les 49 lames qu'il a étudiées. Ceci est en contraste marqué avec les autres gisements de Val d'Or où les tellurures s'observent facilement au microscope.

7.2.3 Or et argent

L'or observé dans deux lames de quartz graphiteux de la zone sud est au contact entre des grains de silicates et dans des fractures ou en fines inclusions dans le quartz. Les grains dans les fractures ont jusqu'à 0,5 mm de longueur. L'or est surtout à proximité de filonnets graphiteux et n'est pas en contact avec les sulfures.

Ailleurs, l'or est fréquemment associé à l'arsénopyrite. Les lames polies avec plus de 15% d'arsénopyrite contiennent toutes de l'or, parfois plusieurs dizaines de grains. Les lames riches en pyrrhotite et pyrite mais sans arsénopyrite sont généralement sans or. L'or est surtout en fines inclusions de 2 à 25 microns mais des inclusions de plus de 50 microns se rencontrent. Une étude statistique faite par McCann (1982) a montré que:

- (1) environ 80% de l'or est dans les silicates et les carbonates, en grains dont le diamètre moyen est de 7 microns.
- (2) 20% de l'or est attaché à la paroi de grains de sulfures, diamètre moyen de l'or 12 microns.
- (3) 2% de l'or est en inclusions dans les sulfures, diamètre moyen 10 microns.

Ces proportions varient d'une zone minéralisée à l'autre.

L'or que nous avons observé est essentiellement en inclusions dans l'arsénopyrite, à la bordure de grains d'arsénopyrite et dans les silicates ou carbonate généralement à moins d'un millimètre d'un grain d'arsénopyrite. Nous avons vu peu de grains d'or dans la pyrite ou

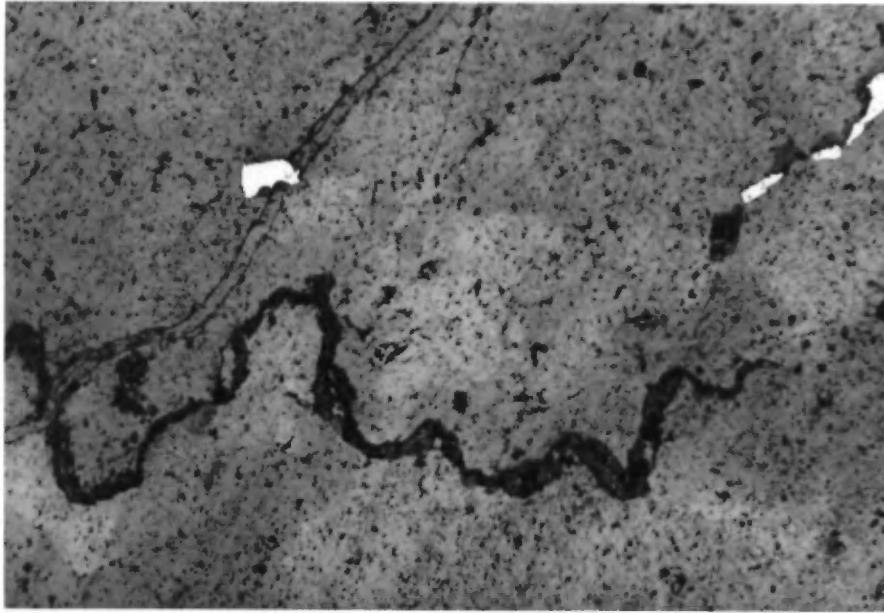


Figure 9 Grains d'or (blancs) dans le quartz, près d'un filonnet sinueux de muscovite graphiteuse, lentille no 5 (lumière réfléchie, x 55).

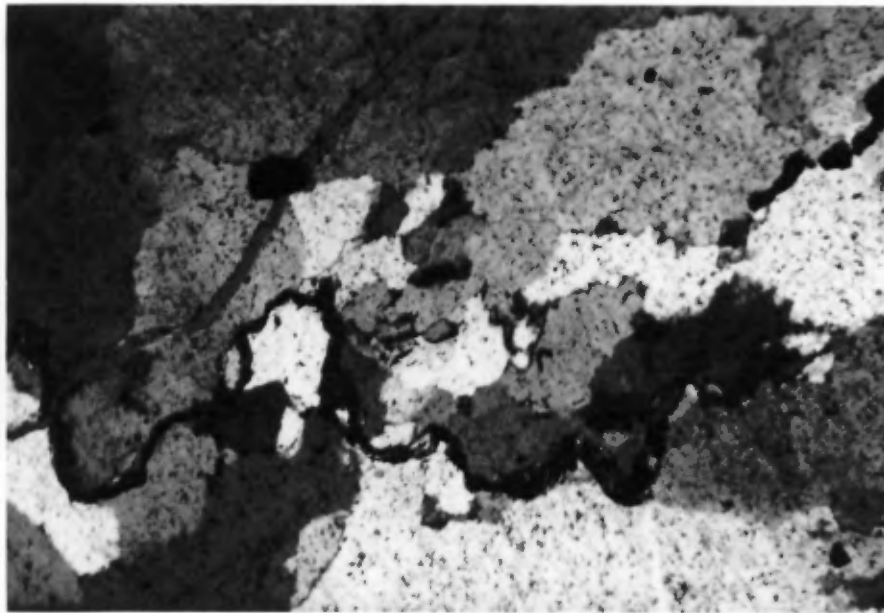


Figure 10 Même figure en lumière transmise et nicols croisés.

associés à la pyrrhotite. Les inclusions d'or dans l'arsénopyrite sont nombreuses mais plusieurs sont associées à de fines fractures ou sont au contact entre deux macles ou grains complexes. La répartition des inclusions dans l'arsénopyrite est très inégale: quelques grains en contiennent un bon nombre, les autres n'en contiennent apparemment pas. Les inclusions ne semblent donc pas causées par exsolution.

La teneur en argent de l'or a été mesurée par McCann (1982) dans 10 lames polies. Elle varie de 3 à 11% Ag. Nos mesures sur 5 lames ont donné 5, 8, 9, 14 et 24% poids Ag dans l'or. Les deux derniers échantillons sont riches en arsénopyrite et viennent des lentilles 1 ou 2 mais d'autres échantillons de ces lentilles ont donné des teneurs d'argent plus basses. Ces teneurs sont très variables et il faudrait plus de mesures pour les interpréter. Les grains d'or d'une même lame polie ont une teneur qui varie parfois de 1 ou 2% Ag. McCann (1982) a montré qu'un grain d'or d'environ 0,7 mm est zoné et sa teneur en argent varie de 1 ou 2% selon l'endroit.

7.2.4 Ordre paragénétique et métamorphisme.

Nous verrons ailleurs que l'altération semble contemporaine, sinon antérieure au métamorphisme et à la déformation. De même, les sulfures semblent contemporains au métamorphisme. La hornblende et la biotite fraîche sont souvent en contact avec les sulfures, y compris l'arsénopyrite, et tous ces minéraux semblent en équilibre. Des feuilletts de biotite reposant en parallélisme sur les faces idiomorphes de la pyrite sont apparemment postérieurs à celle-ci. La schistosité contourne ou s'enroule souvent autour des porphyroblastes d'arsénopyrite et de pyrite qui sont donc anciens. Les flancs des porphyroblastes montrent des "zones abritées" ("pressure shadows") en forme de cornets constitués de carbonate, de quartz ou de pyrrhotite (figure 11). Ces minéraux remplissent également d'étroites zones de décollement à la bordure des porphyroblastes.

Les textures suggèrent que l'ordre général de cristallisation des sulfures est l'arsénopyrite suivie de la pyrite, puis de la pyrrhotite et de la chalcopryrite, avec un peu de pyrrhotite antérieure à l'arséno-

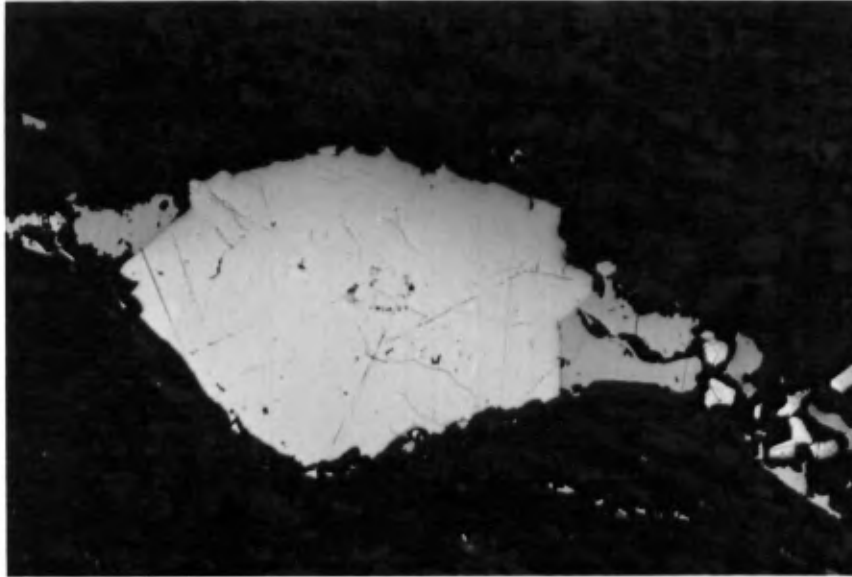


Figure 11

Pyrrhotite (grise) dans les zones abritées d'un porphyroblaste d'arsénopyrite (blanc). La schistosité, peu visible sur la photo, contourne le porphyroblaste. Un peu de pyrite est mêlé à la pyrrhotite (petits grains blancs en bordure de la photo; (lumière réfléchié, x 55).

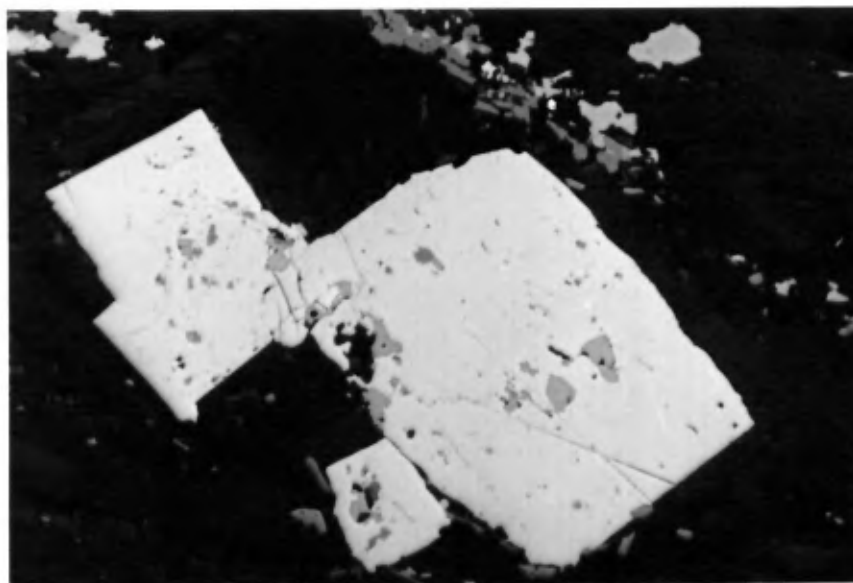


Figure 12

Porphyroblastes d'arsénopyrite (blancs) avec inclusions irrégulières de pyrrhotite (gris). Quelques petits grains d'or sont présents dans l'arsénopyrite et à sa bordure mais ils ne sont pas visibles sur la photo. (lumière réfléchié, x 105).

pyrite. La magnétite de la formation de fer semble antérieure à la pyrrhotite. L'évidence repose en partie sur la présence de grains fracturés d'arsénopyrite largement entourés de pyrite non fracturée, et de grains fracturés d'arsénopyrite, de pyrite et de magnétite dans la pyrrhotite non fracturée. Des veinules de pyrrhotite recourent parfois l'arsénopyrite.

À cause du métamorphisme, deux interprétations sont possibles.

- (1) La venue ou l'âge relatif des divers sulfures peut correspondre à l'ordre apparent indiqué plus haut.
- (2) Alternativement, la pyrrhotite peut être ancienne mais elle a recristallisée avec la déformation. Elle a migré dans les "zones abritées" et se retrouve, avec la chalcopyrite, dans des veinules d'extension ou de décollement entre les grains d'arsénopyrite. Elle n'est jamais fracturée. L'arsénopyrite est plus cassante. Elle s'est souvent fracturée sans recristalliser. L'ordre de cristallisation déjà mentionné ne représente peut-être que l'ordre inverse de facilité de recristallisation des divers sulfures.

L'arsénopyrite est enrichie en bordure des zones de quartz tandis que la pyrrhotite s'étend à plus grande distance que l'arsénopyrite à l'extérieur des zones minéralisées. Les quantités d'arsénopyrite et de pyrrhotite ne sont pas directement proportionnelles dans les échantillons mésoscopiques: elles sont parfois inversement proportionnelles. Cette distribution des sulfures peut s'expliquer de la façon suivante. Un peu de pyrrhotite s'est d'abord déposée, possiblement avec de l'arsénopyrite. Avec la croissance des zones minéralisées, la pyrrhotite est graduellement remplacée par l'arsénopyrite au coeur des zones mais elle continue à s'étendre en bordure des zones. Avec la déformation qui se poursuit, la pyrrhotite recristallise et migre localement comme nous l'avons expliqué.

Tout ceci n'exclut pas qu'une partie de la pyrrhotite puisse être dérivée de sulfures sédimentaires, comme dans le cas des tufs graphiteux.

7.2.5 Altération des éponges

L'altération est marquée surtout par la formation de chlorite, de carbonate, de biotite, de muscovite et de tourmaline. Les zones minéralisées ne sont cependant pas également altérées et des zones fortement altérées ne renferment pas de minéralisation.

Zone no 5 (sud)

Le quartz graphiteux aurifère de la lentille no 5 est en contact franc au centre d'une zone grise carbonatée d'environ 15 à 25 m d'épaisseur parmi des amphibolites vert foncé non altérées (figure 13). La bordure de la zone grise est peu schisteuse et son contact est graduel avec l'amphibolite environnante. Sa partie centrale est très schisteuse (à l'exclusion du quartz graphiteux) et montre une ségrégation de lamines quartzo-feldspathiques et de lamines riches en phyllosilicates. Des couches brunâtres riches en biotite ou en tourmaline ont une distribution inégale.

L'altération est intense dans la partie centrale et diminue en bordure. Les assemblages minéralogiques sont les suivants:

au centre: quartz-albite-carbonate-chlorite-muscovite
 tourmaline-ilménite-rutile (-biotite)

zone médiane: quartz-plagioclase-carbonate-chlorite-biotite-ilménite
 (-tourmaline-muscovite)

amphibolite: hornblende-plagioclase-quartz-clinozoïsite-ilménite

La distribution des minéraux caractéristiques est illustrée schématiquement à la figure 13. La carbonation est intense dans la partie centrale et toute la hornblende et la clinozoïsite sont disparues. Hornblende et muscovite sont antipathiques. L'addition de K_2O se traduit par la formation de biotite où la hornblende est présente. La muscovite est surtout limitée à la partie centrale où elle est accompagnée de quantités variables de biotite. La tourmaline se retrouve surtout dans la partie centrale.

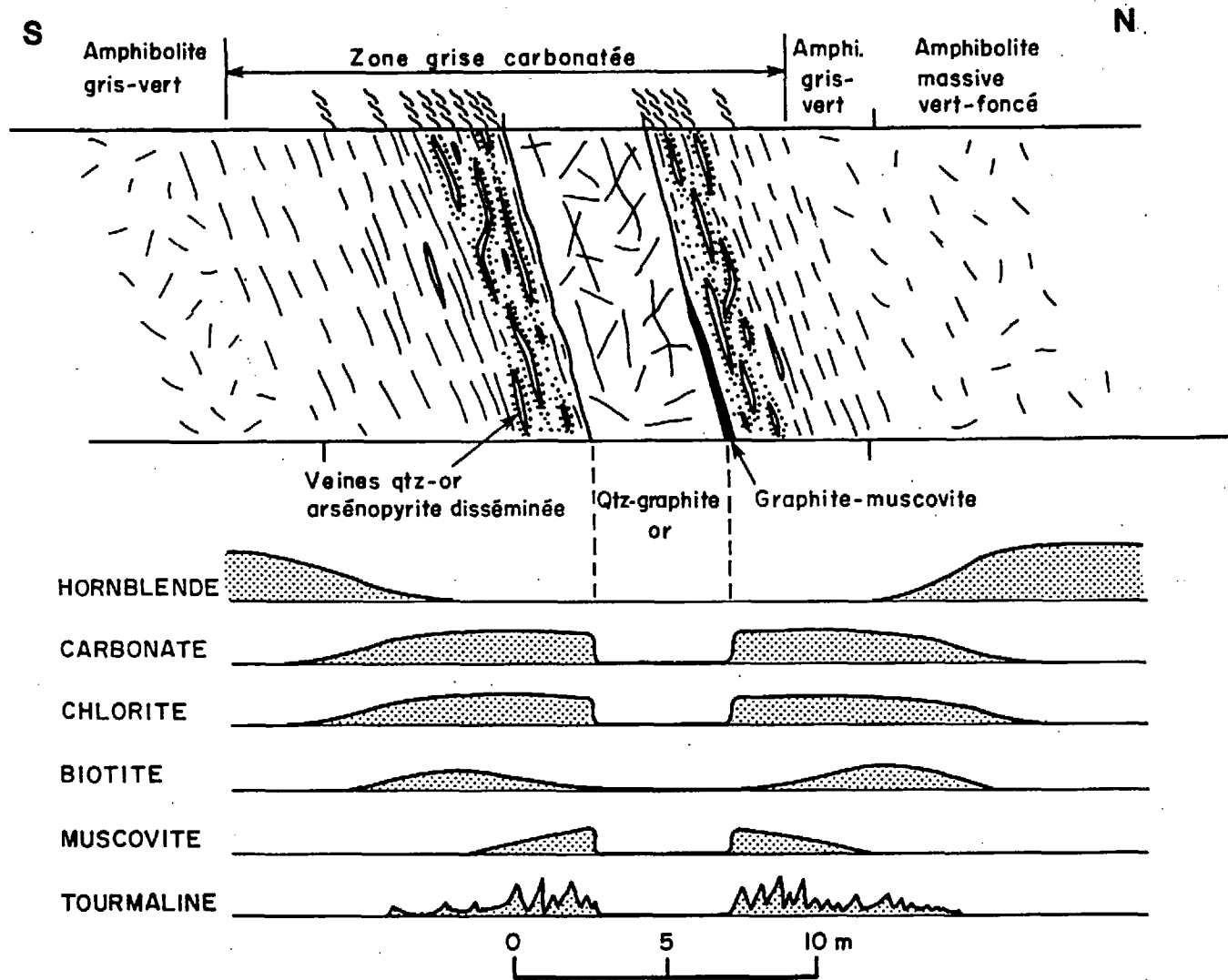


Figure 13. Coupe de la lentille no. 5 (sud) et distribution générale des minéraux caractéristiques. Les proportions de muscovite, biotite et chlorite montrent de fortes variations locales qui ne sont pas indiquées.

Lentille no 2

Selon Mayor (1966), la zone d'altération brunâtre qui entourait la lentille no 2 était riche en biotite et chlorite, elle contenait de l'amphibole grenue et une quantité appréciable de carbonate.

Nos échantillons ont été prélevés en périphérie de la zone. La "diorite" altérée est enrichie en biotite, en chlorite, en tourmaline et en arsénopyrite mais l'enrichissement en carbonate est modéré et inégal: la hornblende est absente de certains échantillons mais elle est présente dans la plupart. La muscovite est peu abondante et se rencontre surtout dans les roches sans hornblende. Des veinules tardives de muscovite, de clinzoisite, de carbonate et de tourmaline recourent localement la diorite à proximité de la lentille. Elles sont en déséquilibre avec la hornblende. Par l'abondance de biotite et la présence de hornblende, l'altération de la lentille no 2 ressemble aux zones modérément carbonatées en bordure de la zone cisailée de la lentille sud ou no 5.

Autres zones

Quelques échantillons pris dans la zones no 1 montrent également une abondance de chlorite et de biotite, la présence de hornblende et de grunérite et une carbonatation faible ou modérée. Comme pour la lentille no 2, l'hydratation et l'addition de K_2O sont intenses mais la carbonatation est modérée.

Nous n'avons pas étudié l'altération près de la lentille no 3 mais des schistes dans son prolongement sont riches en carbonate et en biotite.

De larges zones de schistes à carbonate et chlorite sont présentes dans les roches volcaniques un peu au sud du puits. Elles contiennent localement de la biotite et parfois de la muscovite. Elles ne contiennent pas de lentilles aurifères connues quoique elles pourraient se rattacher aux petites lentilles aurifères du secteur ouest de la mine, à 300 mètres de distance. Ces zones montrent qu'il n'y a pas de relation directe entre l'abondance de carbonate et d'or.

Tourmalinisation

La tourmaline est le silicate le plus étroitement associé à la minéralisation. Elle est répartie de façon très inégale dans les zones schisteuses minéralisées et son abondance moyenne est difficile à évaluer, d'autant plus qu'elle est souvent brun assez pâle (dravite, tourmaline magnésienne, voir annexe), donc peu évidente à l'oeil nu. Elle forme possiblement 1-3% de certaines zones minéralisées. Des zones brunâtres de largeur décimétrique contenant 5 à 25% de tourmaline se rencontrent en bordure des veines de quartz et arsénopyrite dans la zone sud.

La tourmaline s'étend plus loin que l'arsénopyrite en dehors des zones minéralisées. Elle est présente en trace dans la "diorite" peu altérée où elle semble ajoutée. Des filonnets millimétriques contenant 5 à 50% de tourmaline sont présents dans des zones tuffacées (?) parmi les laves mafiques.

Amphibolitisation

Selon la terminologie en usage à la mine, la lave "amphibolitisée" contient des porphyroblastes bien évidents (3-10 mm) de hornblende. Cette texture étant présente tout près des lentilles "2" et "3", les premiers exploitants ont d'abord cru qu'il s'agissait d'une altération particulière reliée à la minéralisation. Dans la zone sud, la roche "amphibolitisée" se retrouve en bordure de la zone grise carbonatée, donc à distance de plusieurs mètres des lentilles minéralisées. La texture se rencontre également à plusieurs endroits dans des zones modérément carbonatées loin des zones minéralisées. Les porphyroblastes de hornblende sont absents dans les amphibolites non schisteuses et non altérées. Ils sont aussi absents dans les échantillons fortement carbonatés. Ils sont surtout présents dans des roches rubanées ou laminées et la déformation a possiblement influencé la recristallisation de la hornblende. La présence de porphyroblastes semble donc un signe d'altération modérée et de déformation.

7.2.6 Altération rétrograde

La partie centrale de la zone cisailée de la lentille no 5 est riche en chlorite-carbonate-muscovite-albite avec ou sans biotite. Cet assemblage minéralogique rappelle le faciès métamorphique des schistes verts plutôt que celui de l'amphibolite. La question se pose donc: est-ce que la minéralisation est associée à une altération rétrograde postérieure au maximum thermique du métamorphisme? Alternativement, est-ce que la forte pression de vapeur d'eau des solutions minéralisatrices a pu stabiliser des assemblages plus hydratés à proximité des zones minéralisées durant le pic thermique? Nous n'avons malheureusement pas de réponse claire à offrir. Nous mentionnerons simplement quelques observations pertinentes.

(1) L'assemblage chlorite-muscovite-biotite est commun dans les schistes méta-sédimentaires du Trivio. La paire chlorite-muscovite des zones cisailées n'est donc pas incompatible avec le métamorphisme régional. (2) Des poikiloblastes de hornblende recoupent la schistosité et sont plutôt tardifs. Ils contiennent parfois des inclusions de carbonate avec lesquels ils semblent en équilibre. L'évidence de remplacement de hornblende par le carbonate est rare. Tout ceci laisse l'impression qu'une bonne part de la carbonatation est antérieure à la formation ou recristallisation de la hornblende. Colvine et al (1984) mentionnent cependant qu'une carbonation importante précède la minéralisation aurifère dans certaines mines. (3) Un peu de biotite est chloritisée à plusieurs endroits. Nous ne savons pas cependant si cette altération rétrograde est centrée sur les zones minéralisées ou si elle est aléatoire. (4) Des veinules de muscovite, carbonate et chlorite attaquent la hornblende et recoupent parfois la schistosité près de la lentille no 2. Elles sont tardives et apparemment reliées à la minéralisation puisqu'elles contiennent parfois de la tourmaline et même quelques grains d'arsénopyrite. Elles sont cependant rares. (5) Un peu de clinozoïsite tardive est développée près de la lentille no 2 tandis qu'elle est rare dans les roches encaissantes. Elle est probablement rétrograde. De même, de l'albite s'est formée dans des veines de quartz et dans la zone cisailée de la lentille no 5 alors qu'un

qu'un plagioclase plus calcique est présent dans les amphibolites. Nous n'avons cependant pas observé l'albite et la clinozoïsite ensemble, ce qui aurait constitué un bon critère de rétrogression au faciès schiste vert.

7.2.7 Additions métasomatiques

Les additions de CO₂, K, B, S, As et Au sont évidentes dans et autour des zones minéralisées. La corrélation n'est cependant pas parfaite entre ces éléments comme nous l'avons vu en particulier dans le cas de l'or et du CO₂. L'élément le plus étroitement associé à l'or est l'arsenic, suivi du soufre. La tourmaline est plus étroitement associée à l'or que les micas et les carbonates.

Les veines de quartz bordées d'arsénopyrite disséminée sont particulièrement favorables. Une part de ce quartz a probablement été ajoutée par les solutions minéralisatrices mais nous n'avons pas établi de bilan chimique pour le confirmer.

7.3 Contrôles de la minéralisation

Contrôle stratigraphique

Les meilleures lentilles aurifères connues (no 2, 3 et 5) se superposent les unes au dessus des autres du point de vue stratigraphique. De plus, leur composition et minéralogie changent avec le niveau stratigraphique et se reflètent surtout dans l'abondance relative de l'arsénopyrite et du carbonate. La superposition des lentilles rappelle quelque peu l'agencement des gisements volcanogéniques de cuivre et zinc du district de Noranda.

Du point de vue régional, plusieurs indices aurifères ont été trouvés par des sondages échelonnés sur plusieurs kilomètres le long de la formation de fer du canton de Vauquelin. Certains sont substantiels mais aucun autre que le gisement Chimo n'a encore été exploité.

Contrôle structural

Les zones 3 et 5 contiennent de nombreuses veines épigéniques de

quartz qui se sont développées dans des zones de cisaillement longitudinales. La grosse lentille de quartz graphiteux (no 5) a possiblement une origine semblable. La zone cisailée de cette lentille semble être une faille de décrochement à mouvement dextre normal, du moins dans ses derniers mouvements. Les lentilles 3 et 5 ont leur grand axe qui plonge à environ $70^{\circ}W$ (figure 6), à peu près parallèle à la plongée des petits plis P2 et des crénulations.

Les couches stratigraphiques dans la partie centrale de la mine ont une direction d'environ $N300^{\circ}$ alors que la direction régionale est plutôt de $N280^{\circ}$ - $N290^{\circ}$. Dans l'hypothèse de failles de décrochement dextre, les secteurs orientés NW devraient être plus favorisés ou plus dilatants que ceux de direction W. C'est le cas de la lentille no 5 ($N300$ - 305) et de toute la partie centrale de la mine. La lentille 3 a localement une direction de $N 290^{\circ}$ qui semblerait moins favorable.

D'après la description de Mayor (1966), la lentille 2 est dans une zone cisailée beaucoup moins forte et continue que celle de la lentille 3. La zone d'altération brune qui l'entoure s'arrête à peu de distance des extrémités de la lentille (Mayor, 1967). Le grand axe de cette lentille est sub-horizontale. Les veines de quartz aurifère sont une partie mineure de cette lentille. Le contrôle structural semble ici différent.

La zone no 1 n'est généralement pas plus cisailée que les roches encaissantes. Mayor (1967) rapporte que sa trace est une zone altérée brunâtre de quelques décimètres d'épaisseur seulement en dehors des secteurs minéralisés. Ceux-ci ont un grand axe sub-vertical. La minéralisation est possiblement reliée à des plissements dans la formation de fer puisque quelques petits plis parasites senestres sont rapportés au nord de la zone et des plis dextres au sud. On n'a cependant pas démontré l'association de la minéralisation directement avec les charnières de plis.

La "diorite" est nettement plus compétente que les schistes au nord et au sud. Les lentilles 2 et 3 sont à sa bordure et sont probablement influencées par sa présence. La forme et l'étendue de la masse de "diorite" étant mal connues, il est difficile de spéculer sur les sites favorables. La lentille 5 a également de l'amphibolite massive dans les

épointes de la zone cisailée. Toutes ces lentilles contiennent du quartz aurifère. La zone 1, par contre, n'a apparemment pas de roches compétente dans ses épointes et ne contient pas de veines de quartz aurifère.

Des veinules sub-horizontales constituées de quartz et de tourmaline sont rapportées par Mayor (1967). Elles correspondent peut-être aux veines de "tension" de la mine Sigma mais leur épaisseur est millimétrique ou centimétrique et leur teneur en or n'est pas économique.

La possibilité que la zone tectonisée de Cadillac s'étende jusqu'à la mine Chimo a été évoquée. Elle pourrait même se poursuivre plus à l'est. Les indices aurifères dans la formation de fer, mentionnés à la section "contrôle stratigraphique", pourraient alors être contrôlés structuralement.

Contrôle chimique

L'arsénopyrite semi-massive est restreinte aux zones aurifères 1 et 2 qui sont dans la formation de fer ou à son contact. Si l'on accepte que l'or et les sulfures sont épigénitiques, la pyrrhotite et l'arsénopyrite associées à de la grunérite ont forcément remplacé la magnétite. L'abondance de magnétite réactive expliquerait l'abondance d'arsénopyrite. D'ailleurs, la teneur en fer est comparable dans des couches à 50% d'arsénopyrite et dans la formation de fer à 25% de magnétite.

L'or est essentiellement associé à l'arsénopyrite ou à des veines de quartz bordées d'arsénopyrite sauf dans le cas du quartz graphitique de la lentille no 5. Le carbone était peut-être le contrôle puisque le carbone activé est un précipitateur efficace de l'or en solution.

7.4 Comparaisons avec d'autres gisements

Plusieurs gisements aurifères archéens sont associés à des formations de fer métamorphisées et ils sont bien différents des gisements filonniens. Plusieurs auteurs ont proposé une origine syngénétique de l'or et des sulfures dans les formations de fer (Fripp, 1976; Hallager, 1982). Le gisement Chimo contient à la fois du minerai

filonnien et du minéral associé aux formations de fer.

Les lentilles 3 et 5 ont beaucoup de similitudes avec les autres gisements aurifères de Val d'Or qui consistent surtout en veines de quartz épigénétiques. Du point de vue structural, ces lentilles ressemblent aux "veines de cisaillement" des mines Sigma (Robert, 1983) et Belmoral (Darling et al, 1985), sauf que la direction du cisaillement semble différente. Ces lentilles et leurs épontes montrent un apport métasomatique de B, de K et de CO₂ comme dans la majorité des veines de Val d'Or. Les différences principales se situent au niveau de la minéralogie et de la géochimie. À Chimo, l'or est associé à l'arsénopyrite et les tellurures sont absents. Ailleurs à Val d'Or, l'or est étroitement associé à des tellurures, surtout au tellure de bismuth, et l'arsénopyrite est rare ou absente sauf dans les gisements de Vicour ou Sigma-2 et de Orenada. Ce dernier est à la bordure des schistes de Pontiac, dans un contexte stratigraphique et structural semblable à celui de Chimo.

Le quartz graphiteux de la lentille no 5 n'a apparemment pas d'analogue dans les autres gisements de Val d'Or mais du carbone est rapporté dans bien d'autres gisements ailleurs (Romberger, 1986). Le quartz noir de certaines veines de la mine O'Brien à Cadillac (Blais, 1954) contient 0,1% de carbone mais cet élément est plus abondant à Chimo. Les mines Chimo et O'Brien ont plusieurs autres points communs: prédominance de l'arsénopyrite, zones altérées brunes riches en biotite, présence de tourmaline, décrochement horizontal tardif dans des zones cisailées longitudinales.

Les lentilles 1 et 2 constituées d'arsénopyrite semi-massive ont peu de ressemblance avec les autres gisements de Val d'Or. Elles se comparent aux gisements d'or dans les formations de fer à faciès sulfuré. Leur minéralogie rappelle celle des gisements de Lupin, T.N.O. (Strachan, 1985) et de Homestake, S. Dakota (Noble, 1950): abondance d'arsénopyrite, de pyrrhotite et de grunérite. Le gisement de Chimo ressemble aussi aux gisements de MacLeod-Cockshutt et de Hard Rock (Matheson et Douglass, 1948; Horwood et Pye, 1951) du district de Geraldton, Ont., qui contiennent à la fois des veines de quartz et des couches de pyrite aurifère massive. Fripp (1976) a souligné le litage

fin de certaines formations de fer aurifère. À Chimo, la pyrrhotite abondante peut être finement litée mais les couches d'arsénopyrite massive sont grenues et clairement recristallisées.

7.5 Genèse

Les hypothèses suivantes peuvent être évoquées concernant l'origine du gisement de Chimo.

- 1- L'or est sédimentaire dans la formation de fer mais remobilisé lors de la déformation et du métamorphisme.
- 2- Les lentilles sont volcanogènes mais en partie épigénétiques. Elles se sont formées par solutions hydrothermales lorsque les couches volcaniques étaient encore sub-horizontales.
- 3- Les lentilles sont synmétamorphiques, formées par solutions hydrothermales lors de la déformation tectonique. Des hypothèses de sécrétions latérales, etc., pourraient aussi être proposées.

(1) Hypothèse syngénétique. Plusieurs auteurs (Fripp, 1976; Strachan, 1985) croient que l'or et le soufre sont sédimentaires dans les formations de fer aurifères archéennes mais ce point de vue est contesté (par exemple Colvine et al, 1984). Dans le cas de Chimo, l'hypothèse sédimentaire pourrait s'appliquer aux lentilles 1 et 2 et pourrait expliquer les indices d'or répartis sur plusieurs kilomètres de la formation de fer. Les couches d'arsénopyrite massive ne sont probablement pas sédimentaires et exigent une remobilisation. Il faut aussi faire appel à une source distincte ou à une remobilisation considérable de l'or sédimentaire pour expliquer l'or filonien des lentilles 3 et 5, qui sont les plus importantes.

(2) Hypothèse volcanogène. La superposition stratigraphique des meilleures lentilles aurifères pourrait s'expliquer par une circulation hydro-géothermique canalisée verticalement dans des couches stratigraphiques encore peu penchées. Les lentilles pourraient être soit syngénétiques, comme certaines lentilles superposées de cuivre-zinc de Noranda, soit épigénétiques, ou, encore, la lentille

supérieure ou sud (dans l'hypothèse d'une polarité sud) pourrait être syngénétique et les autres épigénétiques. Dans ce dernier cas, le quartz graphiteux de la lentille sud serait dérivé d'un chert carbonacé aurifère. L'abondance de carbonate dans les lentilles supérieures et sa rareté dans les lentilles inférieures pourrait s'expliquer par le gradient géothermique et l'activité du CO₂ (voir Schiffman et al, 1984). L'abondance d'arsénopyrite dans les lentilles inférieures pourrait aussi s'expliquer par le gradient géothermique mais un contrôle chimique découlant de l'abondance et de la réactivité de la magnétite dans la formation de fer semble plus probable.

Cette hypothèse n'explique pas l'orientation des veines et des zones cisailées parallèlement aux formations. Une remobilisation de l'or et du quartz est requise lors de la déformation postérieure mais elle n'est que locale.

- (3) Hypothèse métamorphique-hydrothermale. Les lentilles no 3 et 5 sont semblables aux autres gisements aurifères de Val d'Or. Ces derniers sont surtout symmétamorphiques, souvent tardi-métamorphique, et leur emplacement est contrôlé par la déformation tectonique (Sauvé et al, 1986). À la mine Chimo, des petites veines de quartz dans les zones cisailées sont déformées et anciennes tandis que d'autres sont planes et relativement tardives. Elles sont donc contemporaines à la déformation régionale. Nous ne discuterons pas ici de la nature des solutions hydrothermales minéralisatrices: elle a été traitée en détail par Colvine et al (1984).

Les lentilles no 1 et 2 diffèrent des précédentes mais elles pourraient être générées par les mêmes solutions. L'abondance d'arsénopyrite serait causée de l'abondance de magnétite comme nous l'avons vu tandis que l'absence ou la rareté du quartz aurifère viendrait de la compétence différente des roches encaissantes.

8. CONCLUSIONS

Ce rapport résume les connaissances géologiques actuelles du gisement Chimo mais beaucoup reste à apprendre. En particulier, la

distinction des roches volcaniques altérées et des schistes métasédimentaires est insatisfaisante et limite les déductions stratigraphiques et structurales qu'on peut tirer. Le gisement mérite d'autant plus d'être étudié en détail qu'il est bien différent des autres gisements du district.

La mine Chimo contient deux types distincts de minerai. (1) Des lentilles de quartz dans des zones de cisaillement en bordure de roches compétente ressemblent à d'autres gisements de Val d'Or mais elle ressemblent encore plus aux veines de la mine O'Brien, à Cadillac, par leur minéralogie et leur altération. (2) Des couches de sulfures semi-massifs associées aux formations de fer n'ont pas d'équivalent dans les autres gisements de Val d'Or. Par certains aspects, elles ressemblent à la minéralisation aux mines de Geraldton, Ont., de Lupin, T.N.O. et de Homestake, S., Dakota. Les deux types de minéralisation aurifères ne peuvent être génétiquement distincts puisqu'ils se retrouvent ensemble à Chimo tout comme à Geraldton.

La haute teneur du minerai dans les couches de sulfures semi-massifs à Chimo indique que les formations de fer à proximité d'indices ou de gisements d'or méritent une attention particulière en exploration.

9. REMERCIEMENTS

Cette étude est commanditée par le Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec par l'entremise de l'Institut de recherche en exploration minière.

Nous remercions les dirigeants de la compagnie Louvem qui ont favorisé ce travail et permis d'en publier les résultats. Monsieur Gilles Gagnon de la compagnie Soquem a mis à notre disposition le rapport et les lames minces de l'étude de M. J. McCann. Nous remercions également les personnes suivantes: M. Paul Samson pour son aide à la microsonde électronique, Mlle sylvia Morneau pour la dactylographie, M. André Lacombe pour le dessin et MM. Gaston Gélinas et Louis Évrard pour les sections pétrographiques.

RÉFÉRENCES

- BABINEAU, J. (1983): Carte géologique et structurale de la région du lac Malartic. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DP 83-20, 1 carte.
- BLAIS, R. (1954): A petrologic and decrepitemetric study of the gold mineralisation at the O'Brien mine, Northwestern Quebec. Thèse de Ph. D, Université de Toronto.
- COLVINE, A.C. et al. (1984): An integrated model for the origin of Archean lode gold deposits. Ontario Geological Survey, Open file report 5524, 98 p.
- DARLING, R., VU, L., POPOV, V., DUSSAULT, C. et WAITZENEGGER, B. (1985): Géologie de la mine Belmoral. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, MB 85-41, 47 p.
- DIMROTH, E., IMREH, L., GOULET, N. et ROCHELEAU, M. (1983): Evolution of the south-central segment of the Archean Abitibi belt, Quebec. Part II: Tectonic evolution and geomechanical model. Canadian Journ. of Earth Sciences, 20, pp 1355-1373.
- FRIPP, R.E.P. (1976): Stratabound gold deposits in Archean banded iron-formation, Rhodesia. Economic Geology, v 71, pp 58-75.
- GERMAIN, M. (1972): Géologie du canton Vauquelin, comté d'Abitibi-Est, rapport préliminaire. Ministère des Richesses Naturelles du Québec, GM 28 166.
- GAUMOND, A. (1986): Le gîte d'or New Pascalis (canton de Louvicourt, P.Q.): structure, minéralogie et altération des veines. Thèse de M.Sc.A, École polytechnique de Montréal.
- GOVERNEMENT DU CANADA. Ministère de l'Énergie et des Ressources. Fiche de gîtes "Chimo Gold Mines, NTS 32C/3).
- GOVERNEMENT DU QUÉBEC. Ministère des Mines, Rapport préliminaire 120, p 25, 1939 (Ross); Rapport préliminaire 227, p 145-147, 1949 (Ingham); Rapport préliminaire 565, p 70-71, 1967.
- MINISTÈRE DES RICHESSES NATURELLES, Fiche de gîte VAU-6
- MINISTÈRE DES RICHESSES NATURELLES, Compilation géoscientifique, cartes au 1:10 000, DP-624, 1977.
- GUNNING, H.C. (1937): Cadillac Area, Quebec Geol. Surv. of Canada, Memoir 206, 80 p.
- HALLAGER, W. S. (1982): Geology of gold-bearing metasediments near Jardine, Montana. Dans "Gold'82": the geology, geochemistry and genesis of gold deposits, édité par R.P. Foster, Balkema, Rotterdam, pp 191-218.

- HORWOOD, H.C. et Pye, E.G. (1951): Geology of Ashmore township. Ontario Depart. of Mines, Ann. Report, v 60, part 5, 105 p.
- IMREH, L. (1984): sillon de La Motte-Vassan et son avant-pays méridional: Synthèse volcanologique, lithostratigraphique et gîtologique. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec MM82-04, 72 p.
- KEMPTHORNE, H.R. (1957): Bevcon Mine. Dans "Structural geology of canadian ore deposits", vol II. Can. Inst. of Mining and Metallurgy, pp 416-419.
- LATULIPPE, M. (1976): Excursion géologique de Val d'Or-Malartic. Ministère des Richesses Naturelles du Québec, DP-367, 124 p.
- MARQUIS, R. (1983): Étude tectono-stratigraphique à l'est de Val d'Or: essai de corrélation structurale entre les roches métasédimentaires des Groupes de Trivio et de Garden Island et application à l'exploration aurifère. Thèse de maîtrise, Univ. du Québec à Montréal, 174 p.
- MATHESON, A.F. et Douglass, J.H. (1948): Hard Rock Mine, dans "Structural geology of canadian ore deposits". Can. Inst. of Mining and Metallurgy, p 406-413.
- MAYOR, J.M. (1966): Chimo gold Mines. Rapport manuscrit interne, 16 p.
- MCCANN, J.A. (1982): Étude minéralogique, projet Chimo. Rapport interne de la compagnie SOQUEM, 75 p.
- NOBLE, J.A. (1950): Ore mineralisation in the Homestake gold mine, Lead, South Dakota. Geol. Society of America. Bull., v 61, pp 221-251.
- NORMAN, G.W.H. (1947): Vauquelin, Pershing and Haig Townships. Geol. Surv. of Canada, Paper 47-12, 1947.
- NORMAN, G.W.H. (1947): The Malartic-Haig section of the southern gold belt of western Quebec, dans "Structural geology of canadian ore deposits". Can Inst. of Mining and Metallurgy, p 839-845.
- ROBERT, F. (1983): Étude du mode de mise en place des veines aurifères de la mine sigma, Val d'Or, Québec. Thèse de doctorat ès sciences appliquées, département de Génie minéral, École polytechnique, 274 p.
- ROMBERGER, S.B. (1986): Disseminated gold deposits. Geoscience Canada, v 13, pp 23-31.
- SAUVÉ, P., PERRAULT, G. et TRUDEL, P. (1986): Compilation et données nouvelles sur les gîtes d'or du camp minier de Val d'Or. Ministère de l'Énergie et des Richesses du Québec, MB 86-24, 131 p.

- SCHIFFMAN, P., ELDERS, W.A., WILLIAMS, A.E., McDOWELL, S.D., et Bird, D.K. (1984): Active metasomatism in the Cerro Prieto geothermal system, Baja California, Mexico: A telescoped low-pressure, low-temperature metamorphic facies series. *Geology*, v 12, p 12-15.
- SHARPE, J.I. (1968): Canton Louvicourt. Ministère des Richesses Naturelles du Québec, Rapport Géologique 135, 53 p.
- STRACHAN, D.M. (1985): Geology of the Lupin deposit (Echo Bay Mines Ltd). Notes de la conférence présentée à la 87^e assemblée générale annuelle de l'Institut canadien des Mines et Métallurgie, Vancouver.
- TOLMAN, C. (1940): Partie ouest du canton de Vauquelin. Min. des Mines du Québec, Rapport Géologique 6, pp 15-16.
- TRUDEL, P. (1985): Géologie de la mine Perron, Pascalis, Quebec. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, MB 85-39.
- VOGEL, D.E. (1971): Villebon township and north part of Fréville township. Ministère des Richesses Naturelles du Québec, DP 80, 90 p.
- VOGEL, D.E. (1978): Polymetamorphism and structures in the Superior province near the Grenville front in south-central Quebec. *Precambrian Research*, v 6, pp 177-198.
- WILSON, H.S. (1948): Lamaque Mine, dans "Structural geology of canadian ore deposits". *Canadian Inst. of Mining and Metallurgy*, pp 882-891.

ANNEXE

Analyses de quelques minéraux à la microsonde électronique.

A.- Composition de minéraux co-existants, membre supérieur
de la formation de fer (échantillon C-10, 3^e étage de la mine,
près de la lentille no 2).

	Hornb.	grunérite	chlorite	grenat		biotite
				centre	bord	
SiO ₂ (%)	38,35	49,68	22,55	36,43	37,02	29,94
TiO ₂						1,72
Al ₂ O ₃	18,10	0,84	20,39	21,06	20,89	15,86
FeO tot.	26,48	42,44	40,81	36,72	37,36	36,08
MnO				3,02	0,47	
MgO	1,99	5,21	5,11	1,42	0,97	4,04
CaO	10,16	0,24		4,13	4,29	
Na ₂ O	2,01*					
K ₂ O	0,49					5,55
	<u>97,57</u>	<u>98,41</u>	<u>88,86</u>	<u>102,78</u>	<u>101,0</u>	<u>93,20</u>
Cations pour	23 oxyg.	23 oxyg.	28 oxyg.	12 oxyg.	12 oxyg.	22 oxyg.
Si	6,00	7,9	5,14	2,92	2,99	5,06
Al ^{iv}	2,00	0,16	2,86	1,99	1,99	2,94
Al ^{vi}	1,34		2,62			0,20
Ti						0,22
Fe	3,47	5,65	7,78	2,46	2,52	5,10
Mn				0,20	0,03	
Mg	0,46	1,23	1,74	0,16	0,11	1,02
Ca	1,17	0,04		0,35	0,37	
Na	0,6*					
K	0,1					1,2
<u>Mg</u>						
Mg+Fe+Mn	0,12	0,17	0,18	0,06	0,04	0,17

identification ferro-
pargasite
ou
ferro-
tschermakite

grunérite

daphnite

almandin
78% 83%

spessartite
6.3% 1%

sidéro-
phyllite

* valeur non précise.

