MB 84-11

MINE MADELEINE: ETUDE DE LA MINERALISATION ET DE L'ALTERATION DE LA ROCHE ENCAISSANTE

Documents complémentaires

Additional Files





Licence



License

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

ÉNERGIE ET RESSOURCES
Direction de la Recherche géologique

MANUSCRITS BRUTS

MINE MADELEINE:

ÉTUDE DE LA MINÉRALISATION ET

DE L'ALTÉRATION DE LA ROCHE ENCAISSANTE

par

A.E. Williams-Jones

(INSTITUT DE RECHERCHE EN EXPLORATION MINÉRALE)

Ce document est une reproduction fidèle du manuscrit de l'auteur sauf pour une mise en page sommaire destinée à assurer une qualité convenable de reproduction. Le ministère juge qu'il peut être utile au public dans sa présente forme mais ne peut se porter garant du contenu.

1984

MB 84-11

TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS 3

INTRODUCTION 4

GÉOLOGIE LOCALE 6

LES AMAS MINÉRALISÉS 10

MINÉRALOGIE DES FILONS 14
Stade 1 15
Stade 2 17
Stade 3 17
Stade 4 18

ALTÉRATION 21
Stade 1 21
Stade 2 22
Stade 3 22

INCLUSIONS FLUIDES 23
Types d'inclusions fluides 24
Déterminations microthermométriques 27
Tests de chauffage 28
Température 30
Tests de refrigération 32
Teneur en sels dissous 33

DISCUSSIONS 35
Relations chronologiques 35
Stade 1 36
Stade 2 40
Stade 3 41
Stade 4 42

MISE EN PLACE DE LA MINÉRALISATION 43

RÉSUMÉ ET CONCLUSIONS 45

RÉFÉRENCES 48

REMERCIEMENTS

L'assistance de M. G. Naassana, qui a introduit l'auteur dans le site des Mines Madeleine, ainsi que celle de Ms A. di Biasi, qui a entrepris la majeure partie des déterminations microthermométriques, sont chaleureusement remerciées.

Des discussions fructueuses échangées avec M. Procyschyn et Ms Jacqueline van Bosse ont été grandement appréciées.

INTRODUCTION

Le gisement de cuivre des mines Madeleine est un petit stockwork de bornite/chalcopyrite situé dans l'auréole métamorphique du complexe granitique McGerrigle, du Dévonien tardif (Figure 1). Exploité de 1969 à 1982, le gisement fut délaissé à cause des facteurs combinés de réserves à la baisse et d'un marché mondial du cuivre chancelant. Le gisement contenait approximativement 8,7 millions de tonnes de minerai d'une teneur de 1,15% en cuivre et 7gm/tonne d'argent.

La géologie du gisement a fait l'objet d'une thèse de doctorat à l'Université McGill par P. Girard et est présentement ré-examinée par le Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec. Ce rapport s'attarde à la pétrologie des minerais et à l'altération des roches encaissantes voisines. Les résultats sont préliminaires et se basent sur l'étude d'environ 50 carottes de sondage au diamant et des échantillons recueillis durant un séjour d'un mois sur le site à l'été 1982. L'examen pétrographique de lames minces et de coupes polies ainsi que les techniques d'inclusions fluides furent utilisées au cours de l'étude.

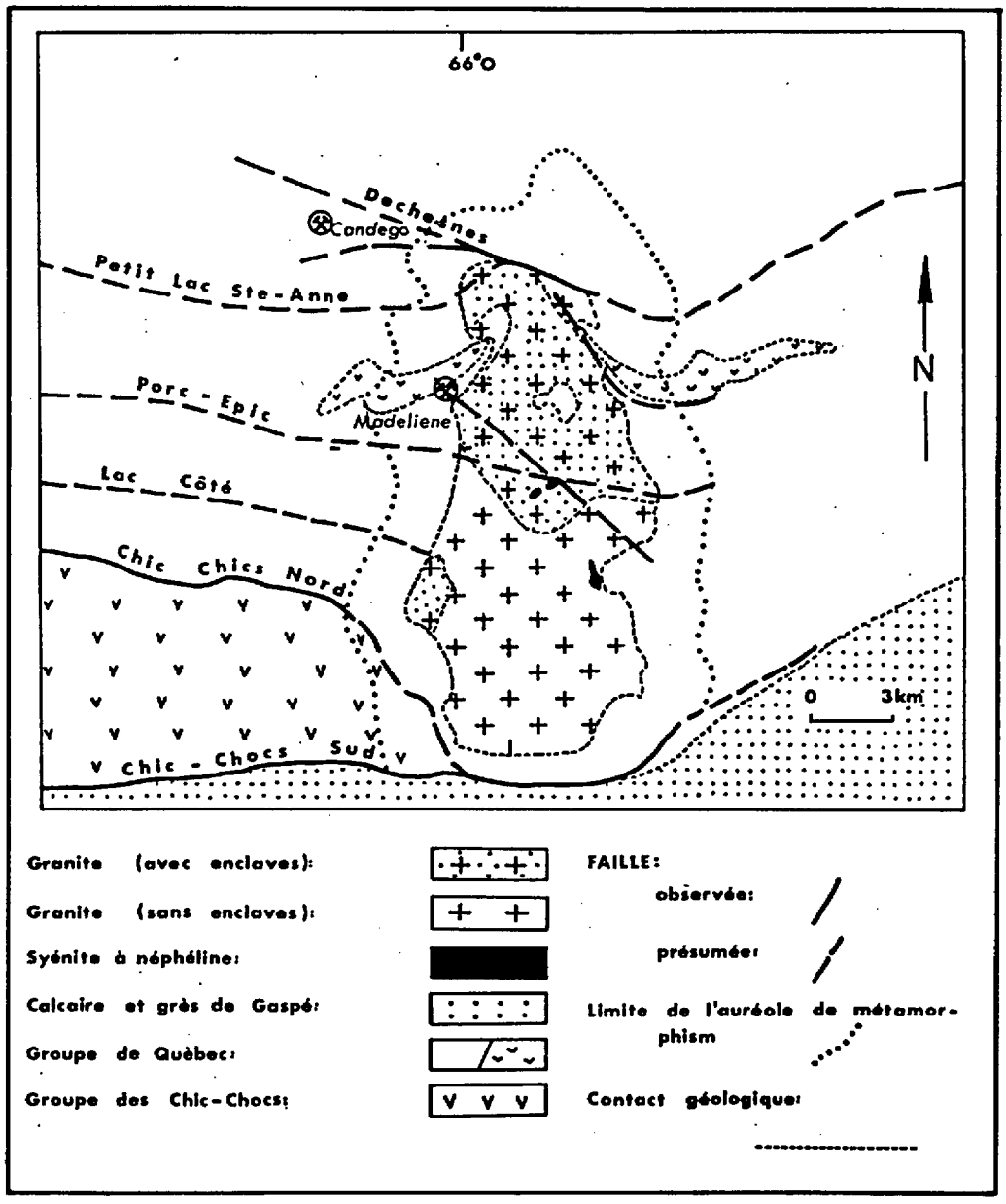


Figure 1 Géologie de la région des Monts McGerrigle, modifiée d'après de Romer (1977) et Lachance et Duquette (1977).

GÉOLOGIE LOCALE

La description suivante de la géologie locale du gisement (Figures 1 et 2) contient quelques observations par l'auteur mais emprunte largement à l'étude de P. Girard (1971) sur la mine Madeleine et aux rapports géologiques sur la région par de Romer (1977) et Lachance et Duquette (1977).

Le gisement est composé de six (6) masses minéralisées, en forme de cheminées à plongement abrupt, disposées en échelon à 200 m ou moins de la masse intrusive principale de McGerrigle. Ces masses convergent vers l'intrusion ou sont recoupées par elle en profondeur. Plus de 80% du minerai était contenu dans la masse principale qui, comme la masse nord, est située dans 100 m d'épaisseur de cornéennes pélitiques, appelées cornéennes principales (CP). Les quatre (4) autres gisements sont contenus dans 75 mètres de cornéennes pélitique sous-jacentes, 30 m sous les cornéennes principales. Les deux unités consistent surtout de cornéennes massives ou finement litées à biotite ou à biotite-cordiérite, mais contiennent également de minces lits (2-5 cm) de cornéennes calco-silicatées et des lits de marbre plus épais (0,1 - 1,5 m). Les lits non-pélitiques sont beaucoup plus nombreux dans les cornéennes sous-jacentes et représentent environ 10% du volume de ces dernières. Chaque unité a été divisée en trois membres selon les caractéristiques du litage et la distribution des lits calcareux.

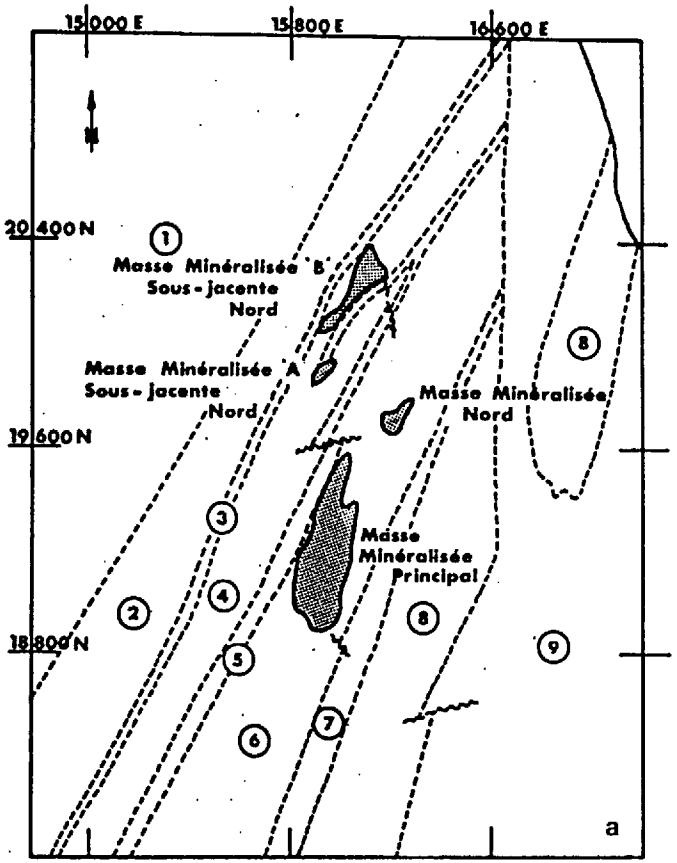


Figure 2a Carte géologique du niveau 2900' des Mines Madeleine, d'après Girard (1971).

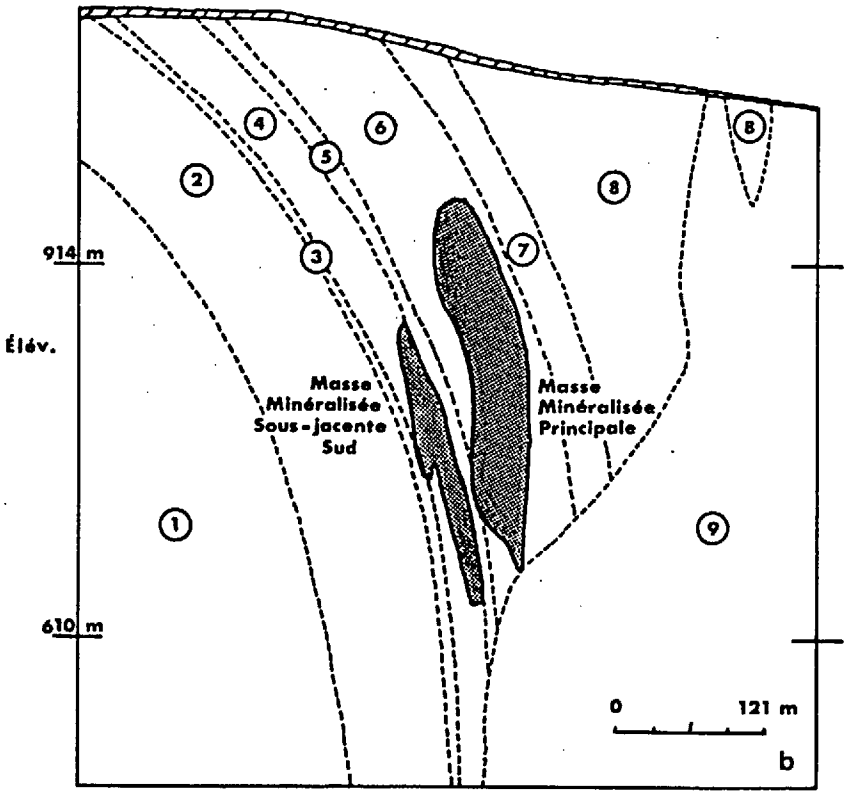


Figure 2b Une coupe du dépôt Madeleine, d'après Girard (1971).

① Roches Volcaniques
② Grauwacke
③ Quartzite Cornéenne à Andalousite
④ Cornéenne Sous-jacente
⑤ Quartzite Schisteuse Feldspathique
⑥ Cornéenne Principale
⑦ Roches Calco-silicatées
⑧ Cornéenne, Marbre, Skarn Pélitiques et Calco-silicatées
⑨ Granite et Diorite
Minerai

NOV. 83

Les deux unités de cornéennes sont séparées par des cornéennes supérieures à andalousite-cordiérite et des cornéennes inférieures fortement magnétiques quartzo-fedspathiques. Ce dernier type de roche se répète dans une unité de 10 m d'épaisseur immédiatement sous les cornéennes sous-jacentes et recouvre à son tour 75 m de méta-grauwackes et une masse de cornéennes volcaniques basiques de 300 m d'épaisseur. Les cornéennes principales sont surmontées d'une série de cornéennes à biotite, cornéennes calco-silicatées, marbres et skarn intercalés et d'épaisseur variable.

Les unités précédentes sont recoupées par le pluton de McGerrigle d'âge dévonien tardif, composé principalement de syénites et granodiorites à inclusions mafiques au nord, et de granites, monzonites et granodiorites plus jeunes au sud. Le complexe contient également trois petites masses de syénite à néphéline et de nombreux dykes de pegmatite, felsiques ou diabasiques tardifs. Un trait distinctif du pluton est l'abondance de lambeaux-témoins (souvent de grandes dimensions) au nord alors qu'ils sont absents dans la partie sud.

La séquence des roches encaissantes fut sédimentée avec le groupe de Québec d'âge cambro-ordovicien et fut déformée par la suite lors des orogénèses taconiques, à la fin de l'Ordovicien, et acadienne, à la fin du Dévonien. La première orogénèse remodela le groupe en une série de nappes faiblement

métamorphosées (subfaciès des schistes verts) plongeant vers le nord. La seconde forma des plis ouverts de grande amplitude, dont l'anticlinal du mont Auclair, qui sont à peu près co-axiaux avec le litage (orientation est-ouest) et les plis transversaux ultérieurs. L'un de ces derniers, visible à l'affleurement de la masse volcanique déjà mentionnée, a un plan axial dont le tracé s'aligne avec l'axe longitudinal du relief topographique du pluton des monts McGerrigle (Figure 1). Le pli, selon de Romer (1977) serait le résultat de l'injection de magma granitique le long d'un axe nord-sud. Girard (1971) et Lachance et Duquette (1977) jugent toutefois que le pli précède l'intrusion mais que celle-ci a pu l'accentuer.

Il est postulé qu'en plus d'avoir été plissées, les roches de la région ont été fracturées par un certain nombre de failles régionales d'orientation est-ouest et plusieurs failles transversales de moindre étendue (Lachance et Duquette, 1977). Les mêmes auteurs mentionnent que plusieurs failles recoupent le pluton des monts McGerrigle dont la faille est-ouest du Porc-Epic, qui serait responsable d'un affaissement considérable de la moitié nord de l'intrusion par rapport à sa moitié sud (Figure 1). L'auteur du présent rapport s'accorde avec la division du pluton en une moitié nord (contenant des lambeaux-témoins) représentant un niveau supérieur à la partie sud (sans lambeaux-témoins) mais suggère

qu'elle résulte d'une faille nord-ouest passant près des mines Madeleine. La faille est suggérée par une photolinéation, un alignement d'anomalies magnétiques positives et la présence sur sa longueur de masses de syénite à néphéline et de dykes felsiques et diabasiques d'orientation nord-ouest.

LES AMAS MINÉRALISÉS

Les cinq masses qui constituent le gisement de Madeleine sont des concentrations de minerai en forme de cheminées qui s'amincissent graduellement en profondeur et s'enflent dans leurs parties supérieures ou médianes. Elles sont approximativement parallèles et plongent abruptement (à environ 60°) vers le sud. Tel que déjà mentionné, chaque masse est restreinte soit aux cornéennes principales ou sous-jacentes mais en recoupe le litage (s'écartant jusqu'à 15° de son orientation horizontale) et recoupe généralement les divers membres de l'unité. Elles semblent toutes se terminer en profondeur contre l'intrusion principale de McGerrigle (Figure 2).

La minéralisation consiste principalement de filons et filonnets à sulfures et à sulfures quartzeux dont l'épaisseur varie de moins de 1 mm à 1 cm et moins fréquemment de globules

disséminés. De cornéennes à biotite constituent l'hôte principal mais une minéralisation mineure est présente dans les lits calcaireux altérés en skarns. Les filons et filonnets représentent clairement plusieurs générations idenfiables à leur forme, à la nature des minéraux non-opaques et à leur altération. Certains filons, boudinés et plissés, sont clairement plus anciens (Figures 3a, 3b). D'autres plats recoupent les filons plissés antérieurement.

Les filons anciens contiennent communément de la biotite comme minéral de gangue et dans leur enveloppe d'altération alors que les filons postérieurs sont typiquement à chlorite et calcite avec des enveloppes à chlorite. Curieusement le minerai ne présente pas de paragénèse parallèle: les bornite, chalcopyrite et pyrrhotine qui sont les principaux sulfures sont aussi fréquents dans les veines anciennes que celles plus tardives. Par contre, les masses minéralisées et particulièrement la masse principale, montrent une zonation bien définie depuis une zone externe à pyrrhotine passant vers l'intérieur à une zone à pyrrhotine et chalcopyrite, chalcopyrite, chalcopyrite et bornite jusqu'à un noyau de bornite.

Girard (1971) a relevé quatre orientations majeures des filons: N10°O à pendange 80°SO, N35°E à pendange 68°SE; S55°E à pendage 76°SE; et S87°E à pendange 45°NE. Il a noté la prédominance de la direction N10°O, qui bifurque vers N10°E en

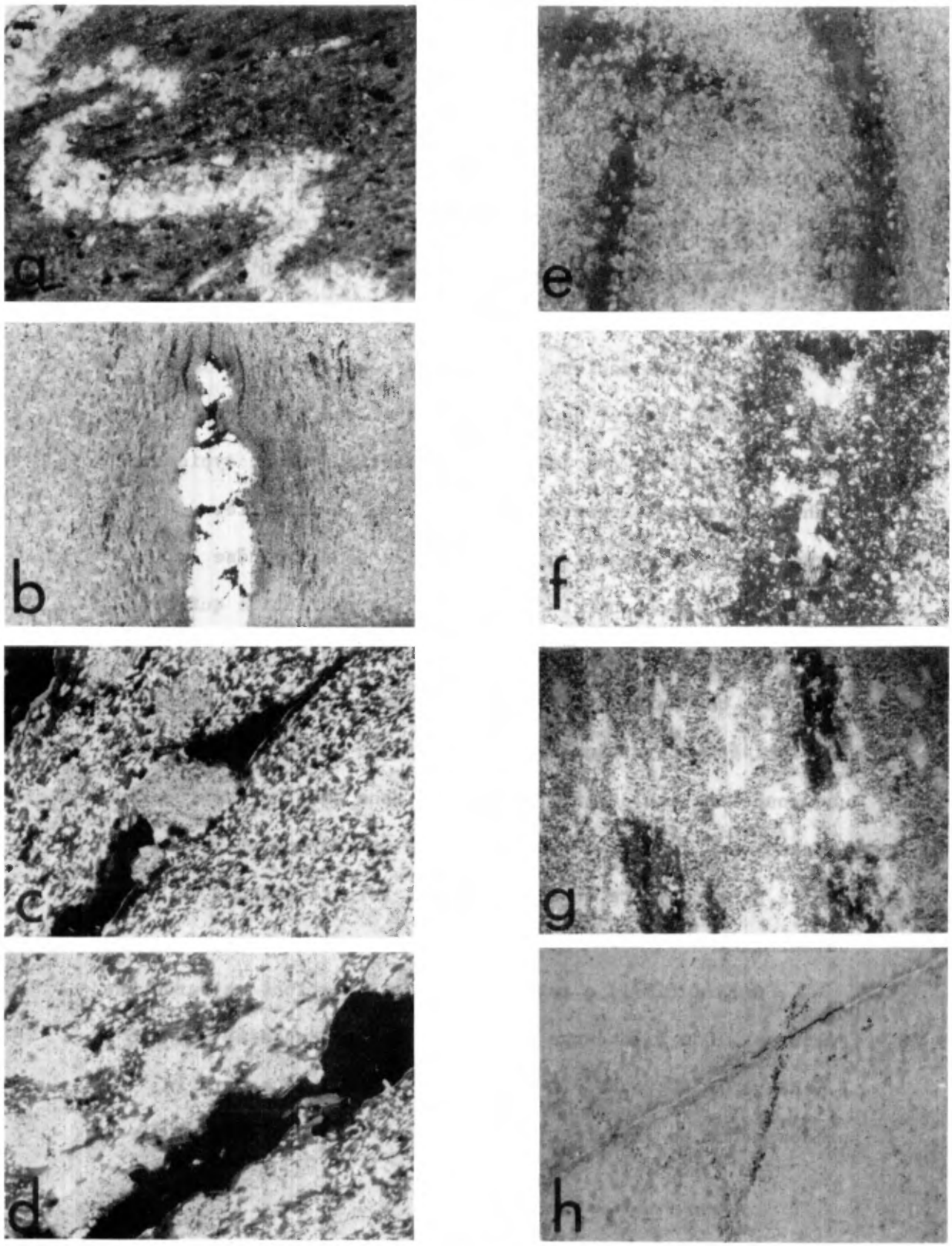


Figure 3 (a) à (h)

Figure 3a (32 x) Ancien pli dans un filon de quartz et biotite. (Lumière transmise) (S18-395).

Figure 3b (4 x) Filon boudiné constitué de quartz, biotite et chalcopyrite, entouré d'un halo de biotite. (Lumière transmise)(U39-150).

Figure 3c (40 x) Vieille veinule de chalcopyrite et de bornite sectionnée et aplatie de la biotite foliéeenveloppant partiellement un porphyroblaste de cordiérite. (Lumière transmise) (U39-167C).

Figure 3d (40 x) Veinule de bornite et chalcopyrite aplatie entre des porphyroblastes de cordiérite (Lumière transmise) (U39-167c).

Figure 3e (4 x) Veinules de bornite entourées d'un halo de biotisation intense (Lumière transmise)(S58-755).

Figure 3f (40 x) Filon calco-silicaté boudiné entouré de zones d'altération. En s'éloignant du filon, on rencontre des bandes d'épidote, de trémolite et de chlorite. (Lumière transmise; nicols croisés)(U39-184).

Figure 3g (32 x) Veinules de chalcopyrite entourées de halos chloritiques. (U 39-136).

Figure 3h (6 x) Filon constitué de chlorite et de chalcopyrite sectionnant des veinules de chalcopyrite plus anciennes. A noter: la minéralisation des filons de chlorite n'est présente qu'aux intersections des veinules. Avec le plan de chlorite est associé un halo étroit de chloritisation intense ainsi qu'un halo plus large où les porphyroblastes de cordiérite sont chloritisés et où la biotite de la matrice reste intacte. (Lumière transmise)(U39-124).

profondeur, suivie de N35°E dans les niveaux supérieurs des masses minéralisées et S55°E dans les niveaux plus profonds. Un point intéressant à retenir de cette information et des cartes et coupes géologiques de Girard (op.cit.) est la coïncidence de la linéation à l'intersection des filons d'orientation N10°O-E et N35°E avec l'axe des masses minéralisées. Egalement, le premier groupe de filons est grossièrement parallèle au plan axial du pli transversal de McGerrigle discuté précédemment, alors que le second groupe est parallèle au litage.

MINÉRALOGIE DES FILONS

Tel que déjà mentionné, la minéralogie non-opaque des filons distingue les différentes générations ou stades mais les minéraux opaques sont répartis indistinctement. Par contre, une zonation spatiale peut être démontrée chez les minéraux opaques mais n'a pas encore été reconnue chez les non-opaques. Dans un souci de classification, l'approche de cette étude a été de reconnaître d'abord les principaux stades temporaux et de subdiviser chacun selon leurs minéraux opaques.

Stade 1

Les filons et filonnets les plus anciens sont caractérisés par un assemblage de quartz-biotite-sulfures et ses sous-groupes. A l'occasion, les filons contiennent en outre un feldspath potassique. Quoiqu'ils suivent fréquemment le plan de la foliation principale, ces filons sont aussi souvent discordants. La plupart ne sont continus que sur quelques cm. Les filons concordant avec la foliation sont très souvent boudinés (Figure 3b) et les autres sont invariablement plissés selon le plan de la foliation (Figure 3a). Fait particulièrement intéressant, un certain nombre de filonnets à sulfures ont été aplatis en une foliation autour des porphyroblastes de cordiérite (Figures 3c, 3d). Les caractéristiques précédentes indiquent que l'injection des filons a précédé ou accompagné le métamorphisme de contact. En plus d'avoir été déformés, la plupart de ces anciens filons montrent une modification de leur minéralogie d'origine. Les manifestations les plus communes de ce phénomène sont le remplacement de la biotite par la chlorite et l'addition de chlorite et de calcite le long de micro-fractures dans les filons (typiquement perpendiculairement aux marges). Ces micro-fractures servent de sites où sont fréquemment remobilisés les sulfures primaires (Figure 4a). Cette remobilisation ne semble pas affecter la nature des

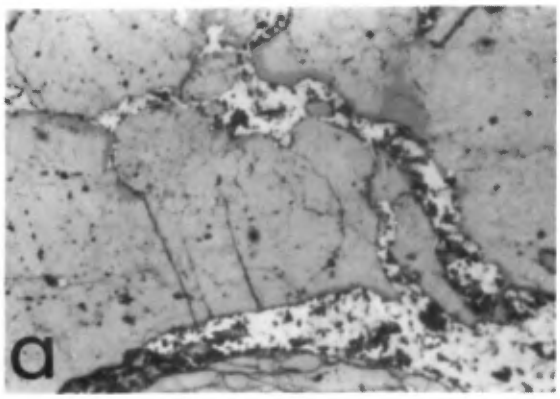


Figure 4a (32 x) Bornite et chalcopyrite remplissant des fractures d'un filon de quartz. (Lumière réfléchie)(U28-241).

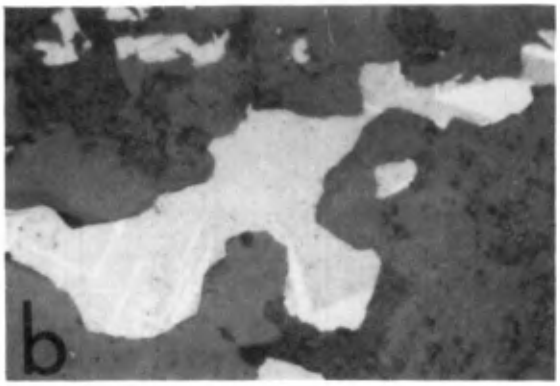


Figure 4b (150x) Des lamelles d'évolution de chalcopyrite dans de la bornite. (Lumière réfléchie)(U40-197).

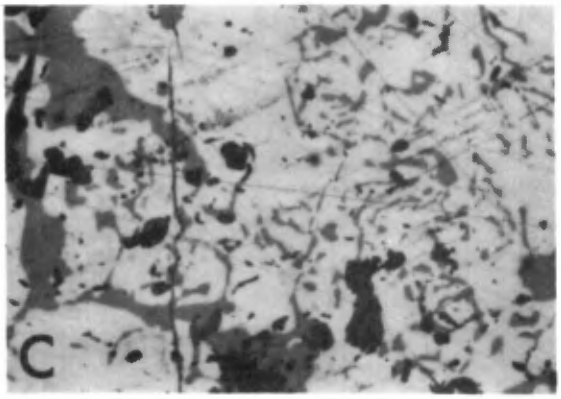


Figure 4c (32 x) Texture graphique de bornite et chalcopyritentre), - la bornite est la phase foncée (Lumière réfléchie)(S43-571).

assemblages de sulfures primaires quoiqu'une altération partielle à des minéraux secondaires a été observée dans certains échantillons. D'autres altérations de la minéralogie primaire incluent la séricitisation des felspaths et plus rarement l'addition d'épidote et/ou de muscovite.

Stade 2

Au groupe de filons décrit plus haut succèdent, malgré un chevauchement partiel, des filons à quartz-calcite-tremolite-diopside-épidote-sulfures et leurs sous-groupes. D'autres minéraux peuvent s'ajouter: calcite, muscovite, biotite, sphène, apatite. Les filons ont une apparence très proche de ceux du premier groupe, étant fréquemment plissées et boudinées mais elles recoupent ces dernières sans être jamais recoupées par elles. A la différence du premier groupe, elles se superposent à toutes les cornéennes. L'altération de la minéralogie primaire est cependant similaire chez les deux groupes.

Stage 3

Le groupe de filons suivant est caractérisé par des assemblages de quartz-muscovite-chlorite-tourmaline-sulfure et quartz-chlorite-calcite-sulfure et leurs sous-groupes. Ces

filons (stades 3a, 3b) sont clairement postérieurs aux types déjà décrits. Presque sans exception, ils coupent les filons antérieurs et, à leur différence, sont généralement plats (Figure 3h). Ils sont sans doute associés (notamment 3b) à l'événement responsable de la fracture et la modification (par altération ou addition de phases) de la minéralogie primaire des groupes antérieurs.

Stage 4

Les filons les plus tardifs sont à quartz-ankérite-calcite, occasionnellement avec un peu de pyrite, de galène, de sphalérite ou de chalcopyrite. Ces filons sont plats, typiquement plus épais que les précédents (1 à 5 cm) et relativement rares. Ils sont clairement postérieurs à la minéralisation.

Minéralogie des sulfures.

Tel que déjà mentionné, les sulfures principaux sont distribués en zonalité dans chaque masse minéralisée depuis la pyrrhotine à l'extérieur à la chalcopyrite-phyrrhotine, chalcopyrite, chalcopyrite-bornite, à un noyau de bornite. De petites quantités des sulfures suivants sont cependant fréquentes: digenite, covellite, safflorite-lollingite et cobaltite. Girard (1971) rapporte

aussi la présence plus rare de breithauptite, cubanite, djurleite, linnaeite, niccolite, pararammelsbergite et rammelsbergite.

Les principaux minéraux de sulfures furent déposés tôt et remobilisés lors des stades ultérieurs d'injection des filons.

La pyrrhotine se présente en grains xénomorphes et dans la zone à pyrrhotine-chalcopyrite montre des baies ou des filons de chalcopyrite. Ce dernier cas accompagne le plus souvent d'autres signes de remobilisation.

La chalcopyrite, principal sulfure du gisement, est aussi présente en disséminations irrégulières. Parmi ses spectaculaires relations texturales observées avec la bornite, mentionnons des enchevêtrement myrmékitiques, des filonnets apparents de chalcopyrite dans la bornite, des bordures de chalcopyrite autour de la bornite, des flammes et des réseaux triangulaires de lamelles de chalcopyrite dans la bornite (Figures 4b, 4c).

Girard (1971) a attribué toutes ces textures à l'exsolution de chalcopyrite par la bornite et son opinion est appuyée par la démonstration de Brett (1964) que des textures similaires peuvent être produites en refroidissant une solution solide de bornite préalablement amenée à haute température. Si cette interprétation est juste la remobilisation a probablement catalysé ce processus. Il ne

faudrait pas toutefois pas exclure le remplacement de la chalcopyrite par la bornite ou la coprécipitation de la chalcopyrite et de la bornite comme cause de certaines textures.

On retrouve deux variétés de bornite, l'une mauve et de composition normale et l'autre orange et riche en soufre (Girard, 1970). Le premier type est le plus courant et le second, plus rare, n'a été observé que dans deux échantillons. Dans l'un, il forme des lentilles enveloppées de biotite à grain grossier. Dans l'autre cas, il s'accompagne de chalcopyrite dans un filon de stade 1 recoupé par des filonnets de bornite mauve.

Les arséniures sont présents dans chaque zone principale de sulfures décrites ci-haut. Ils sont communément idiomorphes et ont clairement été déposés tôt comme le prouvent leurs baies remplies de chalcopyrite, bornite ou pyrrhotite.

La sphalérite est présente dans chaque zone et elle est plus abondante dans les filons de stades 3 et 4. Ses cristaux sont xénomorphes et contiennent souvent de petites inclusions de bornite, chalcopyrite ou phyrrhotite. De fines exsolutions globulaires de chalcopyrite sont fréquentes.

De la covellite, djurleite et digénite forment des liserés duveteux ou, associées à des fractures, remplacent la bornite. Les textures sont interprétées comme des altérations tardives à basse température.

ALTÉRATION

Les roches encaissantes ont été altérées localement ou en profondeur, le premier cas se manifestant sous forme d'auréoles ou d'enveloppes entourant chaque filon.

Stade 1

Les filons les plus anciens sont souvent mais non invariablement associés à des auréoles de biotite (dont le diamètre atteint parfois le double de celui du filon (Figure 3a, 3d, 3e). Dans certains cas les auréoles sont absentes ou ont été altérées partiellement ou tout à fait en chlorite ou muscovite ou un aggrégat de ces deux phases et de tourmaline. Des auréoles zonées accompagnent parfois ces remplacements: un assemblage de biotite-chlorite borde alors le filon et passe à de la muscovite vers l'extérieur. La biotite de l'auréole est similaire à celle de la pâte mais est à grains plus grossier. Une biotite à grains grossier est aussi observée le long des clivages et fractures et sous forme d'ilôts indépendants. Qu'il y ait eu ou non biotisation généralisée reste incertain. Tel que noté auparavant, la roche encaissante est une cornéenne à biotite et par conséquent une telle altération ne pourrait être distinguée

des effets du métamorphisme de contact. Il se pourrait également que la formation des filons les plus anciens ait accompagné le métamorphisme de contact. Dans ce cas, la biotisation qui nous préoccupe est un effet de ce métamorphisme.

Stade 2

Les filons à minéraux calco-silicatés ont presque invariablement des auréoles. Ces dernières sont souvent zonées et contiennent alors la séquence suivante d'assemblages en s'éloignant du filon: épidote, épidote-trémolite, trémolite, trémolite-chlorite et chlorite (Figure 3f). Les zones internes peuvent être absentes. Une zone à diopside peut s'intercaler entre le filon et la zone à épidote. Plusieurs auréoles montrent aussi des variations latérales, habituellement l'omission d'une ou de l'autre zone. Dans un cas extrême, une auréole à minéraux calco-silicatés bien zonée passait en quelques cm parallèlement au filon à une simple enveloppe à chlorite. Une proportion significative des filons ne possède qu'une enveloppe à chlorite ou à chlorite-épidote.

Stage 3

Les filons du stade 3a sont fréquemment associés à une

enveloppe à muscovite, chlorite ou aux deux (selon l'importance relative de ces minéraux dans les filons) avec ou sans tourmaline.

Des enveloppes à chlorite sont généralement associées aux filons du stade 3b. L'enveloppe altérée des filons au stade 3 est généralement plus large que celle des stades 1 et 2, atteignant typiquement de 2 à 10 fois la largeur des filons (Figure 3g). Une altération profonde en muscovite et/ou chlorite et/ou tourmaline est aussi fréquente et résulte probablement surtout de la coalescence de filons rapprochés. On remarque souvent chez les enveloppes superposées sur des cornéennes à cordiérite-biotite que l'altération en cordiérite se prolonge au-delà de celle de la pâte (Figure 3h). La chloritisation des cordiérites est aussi associée à un minéral non identifié, rose pâle, cryptocristallin et de basse birefringence.

INCLUSIONS FLUIDES

Les inclusions fluides sont communes dans tous les filons à quartz. Généralement petites (≈ 10 diamètre), leur diamètre peut atteindre 30 µm. Selon le critère deRömer (1981), la majorité d'entre elles peuvent être classées comme

pseudo secondaires: une faible proportion se concentre le long des plans de fractures et est clairement secondaire; très peu sont indiscutablement primaires. La plupart ont des formes simples et régulières quoique quelques-unes des plus grosses soient irrégulières. Les inclusions fluides sont présente dans pratiquement toutes les phases non-opaques, mais leur population est plus dense et plus aisément identifiables dans le quartz.

TYPES D'INCLUSIONS FLUIDES

Cinq types de base d'inclusions fluides peuvent être distingués d'après leur aspect à la température de la pièce:

I) liquide-vapeur (riche en liquide) (Figure 5a);

II) vapeur-liquide (riche en vapeur) (Figure 5b);

III) triphasée liquide-liquide-vapeur (Figure 5c);

IV) liquide-vapeur-halite (Figure 5d) et,

V) liquide-vapeur-halite et autres minéraux-fils (dont deux sont probablement la sylvite et l'anhydrite)(Figure 5e).

De plus, une proportion importante d'inclusions, jusqu'à 50% dans certains échantillons se sont opacifiés et ont apparemment décrépité, naturellement ou pendant la manipulation des échantillons. Tous ces types sont communs sauf le type triphasé III et le type multiphasé V et sont

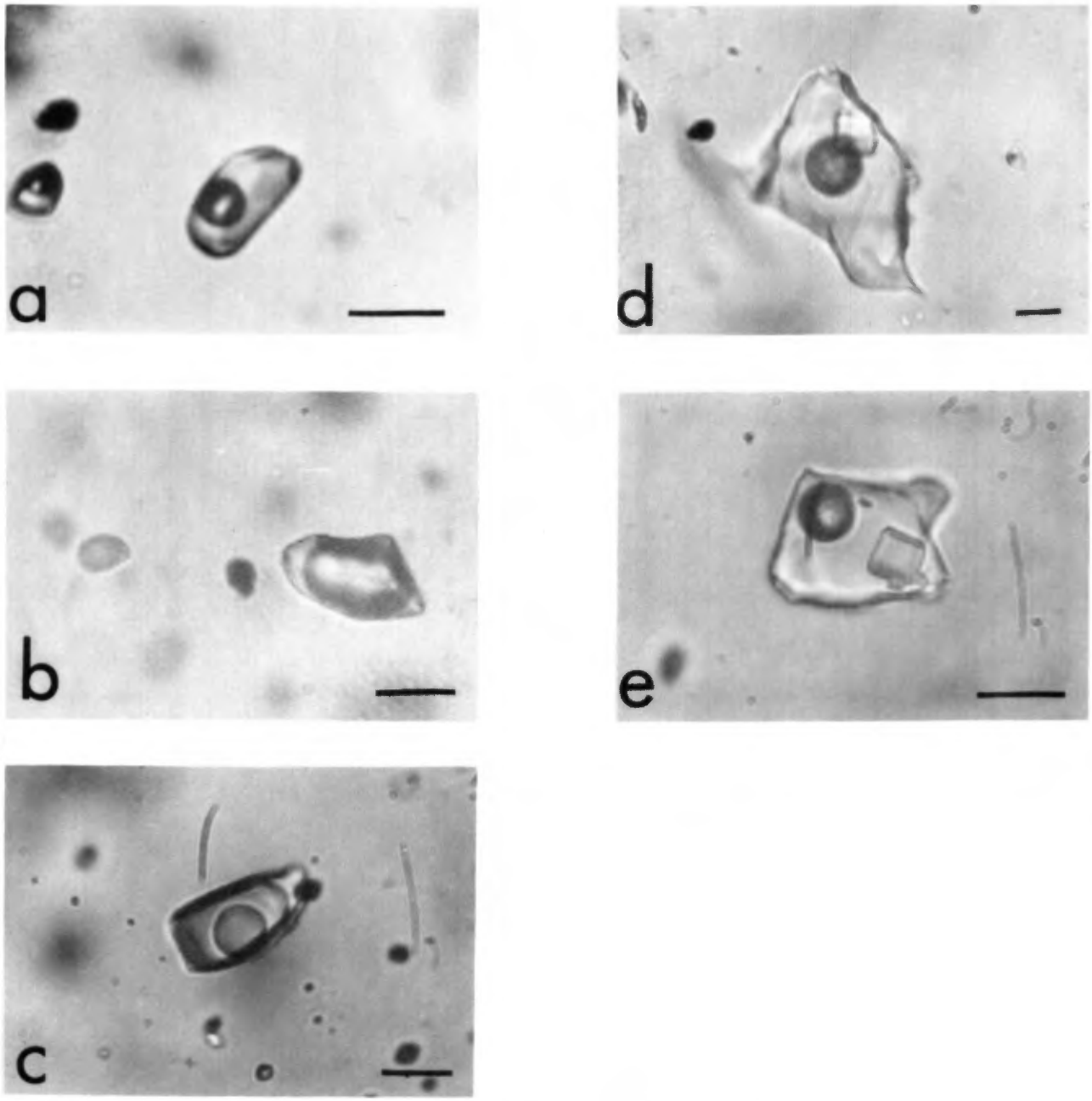


Figure 5 Microphotographies des principaux types d'inclusions fluides identifiées dans les filons de quartz des Mines Madeleine.
a) liquide-gaz,
b) gaz-liquide,
c) H_2O liquide, CO_2 liquide, CO_2 gaz (des parois vers le centre),
d) liquide, gaz, halite,
e) liquide, gaz, halite, autres sels.
Le trait noir fait 10 m.

observés dans le quartz filonien à tous les stades déjà décrits. Les inclusions riches en liquide (type I) et en valeur (type II) sont les plus communes et se retrouvent dans pratiquement tous les échantillons filoniens, où ils représentent typiquement 60 à 90% de la population totale d'inclusions. Leurs proportions mutuelles varient toutefois de façon marquée d'un échantillon à l'autre. Dans les cas extrêmes, les abondances relatives des types I et II varient de 5 pour 1 à 1 pour 1. Les inclusions à liquide-vapeur-halite (type IV) sont aussi présentes dans la majorité des échantillons et représentent généralement de 10 à 30% de la population. On reconnaît aisément la halite à ses cristaux cubiques, isotropes et de forme et taille plus ou moins régulières. Les inclusions fluides de type V contenant plus d'un minéral-fils, n'ont été observées jusqu'ici que dans les filons des stades 1 et 2 et y comptent pour moins de 5%. La plupart des inclusions de ce type contiennent de la halite et un autre minéral-fils mais quelques-unes en renferment jusqu'à trois autres.

Dans la plupart des cas, le second minéral-fils semble être de la sylvite. Ce dernier se présente en cubes isotropes plus petits et de plus faible relief que la halite. Dans certains cas, le second minral-fils a une forme tabulaire, un relief plus marqué que la halite, une forme birefringence et une extinction parallèle. Il est identifié comme de

l'anhydrite jusqu'à preuve du contraire. Des inclusions du type III ont été observées dans tous les filons sauf les plus tardifs à quartz-ankérite-calcite. Elles sont présentes dans environ le tiers des échantillons examinés et n'excèdent jamais 5% de leur population d'inclusions. Elles sont particulièrement rares dans les filons du stade 3.

DÉTERMINATIONS MICROTHERMOMÉTRIQUES

On a soumis à des tests microthermométriques six specimens de quartz filonien, dont 3 filons du stade 1 et un de chacun des stades 3a, 3b et 4. Au total, 150 inclusions furent examinées à basse température.

Jusqu'à présent, seulement 45 inclusions primaires/pseudosecondaires, soumises au chauffage, ont fourni des renseignements utiles.

Une proportion importante a décrépité avant d'atteindre la température d'homogénéisation. Le corpus de données disponibles est donc très réduit, particulièrement pour les stades tardifs d'altération. Les conclusions possibles restent donc préliminaires. Les résultats furent recueillis pour des coupes de roches doublement polies, d'une épaisseur de 100 µm, à l'aide d'un S.G.E., modèle III à platine chauffante et refrigérante, préalablement calibré de -90 à 500°C par fusion d'une sélection de composés organiques et d'éléments natifs dont les points de fusion sont précisément connus.

Tests de chauffage

La plupart des inclusions de type I, IV et V des filons du stade 1 ont atteint l'homogénéisation des phases liquide et vapeur entre 300° et 400°C (Table 1). Seulement quelques-uns se sont homogénéisés au-delà de 450°C. L'halite des inclusions de type IV se dissout sur un intervalle de température allant de 210 à 380°C. Celle des inclusions de type V à halite et sylvite se dissout entre 395 à 405°C et la sylvite entre 245 à 290°C. Certains solides ne se sont pas dissouts, même à des températures excédant 700°C. Ce fait suggère qu'il ne s'agit pas de minéraux-fils mais de cristaux piégés avec le fluide. Mentionnons également qu'un certain nombre de minéraux communs, particulièrement l'anhydrite, montrent une solubilité variant en raison inverse de la température. Des données fiables n'ont pas encore été obtenues des inclusions de type II, qui décrépitent généralement avant d'atteindre l'homogénéisation. Les inclusions de type III atteignent l'homogénéisation des deux phases liquides entre 20° et 30°C mais décrépitent avant l'homogénéisation des phases liquide et vapeur.

Les inclusions de type I et IV des échantillons filoniens 3a et 3b se sont homogénéisées à des températures similaires à chacun des stades: entre 285° et 310°C. La halite des inclusions de type IV des deux stades s'est dissoute entre 230° et 300°C. Aucune inclusion de type III et

TABLE 1

Résultats microthermométriques des inclusions fluides des stades 1, 3 et 4

Stage	Échantillon N°	Type d'inclusions	N° d'inclusions	Th min.max	Th moyenne	TS_1 min.max	TS_1 moyen.	TS_1 min.max	TS_2 moyenne
1	U 39109A	II	1	247	247				
		IV	4	283-349	326	249-255	252		
		V	3	271-325	306	233-248	243	401-406	403-5
	S 58328	I	2	356-458.1	407				
		IV	6	215-456	321.3	271.0-377.2	306.3		
		V	1	373.1	373.1	275.1	275.1		
	U 896	IV	7	338-378	357	213-293.7	263.7		
		V	1	368.3	368.3	287.2	287.2	394	394
3a	S 43549	I	1	283.9	283.9				
		IV	4	268.0-312.1	296.8	251.4-298.8	277.5		
3b	U 8134	IV	4	289.8-299.7	294.7	229.0-286.1	260.1		
4	U 39294	I	5	210.1-250.6	227.9				

Th : Température d'homogénéisation.
TS_1: Température de la dissolution de la halite.
TS_2: Température de la dissolution des autres minéraux-fils.

V n'a été observée et les inclusions de type II n'ont pas fournies de données fiables.

Seules les données d'homogénéisation ont été recueillies pour les inclusions de type I du filon de stade 4. L'homogénéisation s'est produite entre 210 et 250°C.

Température

Les résultats précédents permettent d'estimer les températures minimales au cours des différents stades de filons. En résumé, on peut conclure qu'elles atteignaient 300 à 450°C au stade 1, environ 280°C au stade 3 et environ 240°C au stade 4.

L'approximation des conditions de pression est plus délicate. Tel que noté plus tôt, les filons du système contiennent de nombreuses inclusions riches en vapeur et moins fréquemment riches en CO_2. L'homogénéisation à une température donnée d'un couple d'inclusions biphasées coexistantes (l'une riche en vapeur, l'autre riche en liquide) correspondrait à l'ébullition et fournirait une pression raisonnablement précise. Malheureusement, cette méthode n'a pu être appliquée, aucune donnée fiable n'ayant encore été recueillies pour les inclusions riches en vapeur. Si l'ébullition était constatée, on pourrait en déduire des pressions relativement basses. A 450°C, la pression serait de 425 bars (Sourirajan et Kennedy, 1962). De façon similaire,

la coexistence d'inclusions riches en CO_2 et H_2O pourrait, selon la méthode d'intersection des isochores, être utilisée pour déterminer assez exactement la pression. La méthode n'a pu être utilisée jusqu'ici à case de la décrépitation des inclusions riches en CO_2 avant leur homogénéisation.

L'homogénéisation des phases vapeur et liquide fournit un estimé minimal de la pression. Pour les inclusions de type I du stade 1, l'estimé le plus élevé obtenu selon cette méthode atteignait 395 bars (une courbe liquide-vapeur pour une salinité de 25% éq.poids NaCl fut utilisée, cf. Roedder et Bodnar, 1980). Pour les stades 3 et 4, les estimés minimaux les plus élevés se chiffraient respectivement à 65 et 50 bars. La possibilité de valeurs plus élevées est indiquée par les inclusions de type IV et V où l'halite se dissout à des températures excédant le point d'homogénéisation des phases liquide et vapeur. Ce fut malheureusement le cas de seulement trois inclusions, l'une de type IV (S58-328) et deux de type V (U8-96, U39-109A) provenant d'échantillons filoniens différents du stade 1. Les pressions obtenues furent traitées par ordinateur selon la méthode décrite par Roedder et Bodnar (1980) et sont de 405 bars (S58-328), 305 bars (U8-96) et 550 bars (U39-109A).

Une valeur-limite supérieure de pression peut être grossièrement estimée d'après la présence de plusieurs inclusions fluides dépassant 30 µm et de l'observation de

Leroy (1976) que les inclusions fluides d'un diamètre excédant 10 µm dans le quartz se décrépitent quand la différence des pressions interne et externe sur les parois du cristal excède environ 885 bars (de très petites inclusions peuvent supporter des différences de pressions interne et externe dépassant 3000 bars). L'évidence abondante de décrépitation naturelle semble toutefois supporter une pression modérément élevée lors de la formation des filons de Madeleine.

Nous concluons donc provisoirement que la formation des filons a pris place sous une pression maximale comprise entre 550 et 850 bars, et à des températures qui, corrigées pour ces pressions, s'élèvent à 50°C à 75°C de plus que les approximations minimales mentionnées plus haut.

Il est possible que les pressions réelles aient été plus basses, particulièrement si la pression précédente représente approximativement la pression lithostatique. Les pressions hydrostatique correspondantes seraient d'environ 185 à 285 bars.

Tests de refrigération.

Des données de refrigération ont été recueillies pour les inclusions de type I et III des stades 1, 2 et 3. La bulle de vapeur des inclusions de type I s'est généralement rétrécie à température décroissante mais s'est maintenue ou a

pris de l'ampleur dans d'autres cas. La plupart des inclusions de type I contiennent donc du H_2O et des quantités négligeables de gaz incondensables. Certaines contiennent toutefois des gaz incondensables. Les inclusions de type I de tous les échantillons sans phase gazeuse incondensable donnent généralement des résultats similaires, soit une entrée en fusion entre des température de -65° à -40°C et finissant entre -23° et -32°C. Les inclusions de type I avec gaz condensables ont donné des températures de fusion finales jusqu'à 7°C, indiquant présumément la formation de clathrates. La phase liquide interne des inclusions de type III est entrée en fusion à des températures de -56° à -57°C, confirmant la présence de CO_2 et l'absence de contribution appréciable de toute autre composante.

Teneur en sels dissous

Les résultats de solution des sels des inclusions de type du stade 1 - lorsque comparées aux données de solubilité de Ravich et Borovaya (1949) et Linke (1965) indiquent des teneurs combinées en KCl et NaCl d'environ 65% (par poids) et des rapports K/K+Na compris entre 0.56 et 0.59. La teneur en NaCl des inclusions fluides de type IV peuvent être estimées d'après Linke (1965) à 32 à 44% (par poids). Il faut noter que la valeur réelle pourrait être appréciablement abaissée sur la présence d'autres sels dissouts tel KCl. Les teneurs

en NaCl des inclusions de type IV d'échantillons de stade 3 peuvent être estimées entre 32 et 35% (par poids). Les salinités des inclusions de type I à tous les stades peut être estimée d'après la dépression du point de congélation et la fonction empirique de Potter et al. (1978) entre 24 et 26% en eq. poids NaCl (des salinités excédant 26% eq. poids NaCl devrait permettrent l'apparition d'halite comme minéral-fils, à la température de la pièce). Les très bas points d'entrée en fusion de ces inclusions suggèrent la présence d'autres sels que KCl.

Parmi les cations d'éléments courant, seul Ca sous forme de chlorure peut abaisser le point eutectique aux niveaux observés. (Le point eutectique du système $NaCl-CaCl_2-H_2O$ est à -53°C, Des composantes supplémentaires l'abaisseraient davantage).

En résumé, on peut conclure au sujet de la composition des fluides que:

1) tous les fluides étaient très salins;
2) les fluides initiaux (stade 1) étaient en majeure partie potassiques;
3) le calcium était probablement une composante additionnelle importante du fluide à tous les stades.
4) le CO_2 était une composante importante du système durant les premiers stades.

DISCUSSIONS

Les données et conclusions présentées jusqu'ici fournissent des éléments nécessaires à la reconstitution de la genèse du gisement Madeleine. Des travaux considérables sur les minerais, l'altération, la structure (Procyshyn en préparation), et les roches ignées associées sont encore nécessaires avant qu'un modèle complet ne puisse être proposé.

Le travail déjà mené sur le gisement démontre clairement sa nature épigénétique et la complexité de son histoire qui implique plusieurs stades d'activité hydrothermale.

RELATIONS CHRONOLOGIQUES

L'événement hydrothermal le plus ancien reconnu à Madeleine a produit des filons et des filonnets à sulfures, quartz, biotite et feldspath potassique (ce dernier en quantités mineures) et est responsable de l'altération en biotite. Plusieurs éléments suggèrent que cet événement a procédé ou chevauché le développement de l'auréole thermale: en majeure partie, la minéralisation suit la foliation principale du plissement transversal de McGerrigle défini par la

biotite des cornéennes (la mise en place des cornéennes a dû accompagner la déformation); des filons discordants sont plissés autour de cette foliation; des filonnets à sulfures concordant sont aplatis contre des porphyroblastes de cordiérite; une minéralisation significative a été introduite le long du litage (elle n'aurait pas survécu à la mise en place des cornéennes). On considère aussi que ce premier événement fut le plus important en volume, malgré la difficulté de le prouver à cause de la superposition de l'altération chloritique tardive. Mais surtout, on croit qu'il aurait introduit la majeure partie de la minéralisation qui allait être remobilisée par la suite. Cette hypothèse s'appuie principalement sur l'observation de la zonation des sulfures dans le gisement indépendemment du stade des filons examinés ou du type d'altération associé. De plus, il y a évidence texturale généralisée de remobilisation (p.18 et 19).

Stade 1

Les données des inclusions fluides montrent que cet événement à biotite a eu lieu à des températures modérément élevées et a impliqué un fluide très salin (mais non saturé) dont les rapports K/K+Na atteignaient 0.53 (rapport atomique). Le rapport K/K+Na est particulièrement élevé et plus que suffisant pour expliquer l'altération potassique observée

(Lagache et Weisbrod, 1977). C'est un argument très important à l'appui d'une origine orthomagmatique des fluides. La salinité élevée n'est pas en soi un critère fiable.

Des saumures s'obtiennent aussi à partir d'évaporites, d'eaux souterraines ou de formation (voir pour exemple, Frape, 1982). De tels fluides cependant n'ont généralement pas des rapports K/K+Na élevés. D'un autre côté des inclusions fluides de salinité et de rapport K/K+Na très proches de ceux déjà décrits ont été rapportés pour les stades à hautes températures (>500°C) et les stades présumément orthomagmatiques d'un certain nombre de gisements porphyriques (e.g., Granisle (Wilson et al., 1980), Bingham (Roedder, 1971) et Sierrita (Denis et al., 1980). Des inclusions fluides similaires aux températures d'homogénéisation modérées (300-400°C) ont été décrites par Ramboz (rapporté par Weisbrod, 1981) dans des phénocristaux de quartz du prospect porphyrique du Tintic Sud-Ouest. Weisbrod les considère comme des saumures immatures, très immiscibles, coexistant avec un magma granodioritique sous des pression de 1,5 Kb à 2 Kb. Notre compréhension de la nature des fluides qui peuvent se séparer des magmas est encore pauvre. Klinic et Burnham (1972) et Holland (1972) ont montré expérimentalement que malgré leur teneur plutôt basse en chlore, des magmas peuvent exsolver des fluides hydrothermaux atteignant 25% eq. poids NaCl. Ryabchikov (1975) a montré qu'un tel fluide coexistant

avec un magma granodioritique aura un rapport K/K+Na de 0,35. La salinité et le rapport K/K+Na prédits sont inférieurs à ceux observés dans les stades initiaux à Madeleine ou dans les gisements porphyriques mentionnés plus haut. Les deux cependant sont augmentés par ébullition, un phénomène communément rapporté pour les systèmes porphyriques et apparemment actifs à tous les stades à Madeleine (voir Lagache et Weisbrod (1980) pour l'effet d'ébullition sur le rapport K/K+Na du liquide). L'information disponible permet de conclure que les filons et l'altération les plus anciens à Madeleine ont été le résultat de fluides orthomagmatiques.

Il est fort probable que le fluide orthomagmatique décrit plus haut a été modifié même au stade à biotite initial. La présence de calcium, déduite des eutectiques très bas des inclusions de types I, IV et V, de l'existence d'inclusions à CO_2 et de la présence de lits calco-silicatés intercalés avec les cornéennes encaissantes et une unité à calco-silicate mauve stratigraphiquement sous-jacente, suggèrent fortement une telle modification. L'interaction des fluides orthomagmatiques salins et des sédiments-précurseurs aurait induit une réaction métamorphique locale dissolvant à leur tour certains minéraux, notamment la calcite. Tout le CO_2 produit par de telles réactions sauf quantités mineures, aurait été immiscible dans les fluides salins et piégé comme

une phase distincte (Naumov et al., (1974) ont montré que l'activité maximale possible en CO_2 (XCO_2) d'une saumure contenant 26% eq. poids NaCl est 0.03 à 400°C et 1 Kb).

En outre, les fluides du stade 1 ont aussi évolué sous l'influence du remplacement des roches encaissantes par la biotite et la précipitation des sulfures et silicates (surtout du quartz) filoniens. Quelques-uns des changements probables sont illustrés par les réactions idéalisées commentées ci-dessous.

1) L'altération de l'hôte sédimentaire peut probablement être représenté par la réaction chlorite à biotite:

$$(MgFe)_{10}Al_4Si_6O_{20}(OH)_{16} + O_2 + 6SiO_2 + 2(MgFe)Cl_2$$

$$Si_6O_{20} + 4\ KCl$$

$$= 4KAl(MgFe)\ 3Si_3O_{10}(OH)_2 + 4HCl + 2H_2O)$$

(balancée pour conserver l'alumine).

2) La précipitation de la silice est probablement contrôlée par la réaction d'un complexe alcalino-silicaté au quartz:

$$(Na,K)_2O.nSiO_2 + 2HCl = nSiO_2 + NaCl + KCl + H_2O$$

3) La précipitation des sulfures peut probablement être représentée par une réaction à la chalcopyrite de la forme:

$$4CuCl + 4FeCl_2 + O_2 = 8H_2S = 4CuFeS_2 + 12HCl + 2H_2O$$

Comme on peut le voir, l'effet de telles réactions, outre l'accroissement de l'activité ionique du calcium serait de modifier les fluides vers des pH et des Eh plus bas. La baisse du pH serait evidemment favorisée par une association décroissante de HCl avec la baisse des températures.

Stade 2

Il semble d'après les données d'inclusions fluides que nous ayons eu affaire à des saumures potassiques au stade 2, probablement reliées à celles du stade 1. Cependant il semble qu'elles aient évolué considérablement. Plus précisément, les activités ioniques du calcium ont atteint au cours des interactions avec des strates calcaireuses des niveaux assez élevés (à noter l'abondance d'inclusions fluides contenant du CO_2) pour causer la précipitation de minéraux calco-silicatés dans les filons et induire une altération de l'hôte immédiat en calco-silicates. La zonation depuis l'épidote en marge des veines en passant vers l'extérieur à trémolite-épidote, trémolite et chlorite est conforme à la baisse postulée d'activité ionique du calcium. Celle-ci n'était pas uniformément élevée dans les saumures de ce stade. En effet, l'épidote est absente de certaines enveloppes d'altération associées aux filons à calco-silicatés et d'autres ne contiennent que de la chlorite.

Une conséquence importante de l'altération déjà décrite est la hausse supplémentaire de l'acidité des fluides. Ceci est illustré par la réaction suivante:

4) biotite à épidote et trémolite/actinolite.

$$6KAl(MgFe)\,3Si_3O_{10}\,(OH)_2 + 8H_2O + 10CaCl_2 + O_2 + 2(MgFe)Cl_2 + 20\,SiO_2 = 2Ca_2Al_3Si_3O_{12}(OH) + 4Ca_2(MgFe)_5Si_8O_{22}(OH)_2 + 6KCl + 18\,HCl.$$

Stade 3

Très peu de travaux ont été consacrés aux inclusions fluides de la muscovite et aux stades de filons à chlorite-calcite. On peut pourtant noter la rareté des inclusions fluides du type III contenant du CO_2, observation conforme à des stades apparemment postérieurs au métamorphisme thermique, la plupart de la calcite de sédiments précurseurs ayant été consommée par la formation de cornéennes calco-silicatées. Il est aussi significatif que ces filons soient dépourvus des inclusions de type V à sylvite qui caractérisent les filons antérieurs et que leurs inclusions de type III donnent des températures de solution beaucoup plus basses que celles des stades précédents, indiquant des rapports K/K+Na et des salinités beaucoup moins élevées.

Dérivées elles aussi de saumures, elles sont probablement reliées aux stades antérieurs. L'explication la plus probable de leur salinité et leur rapport K/Na+K beaucoup plus bas est une dilution par un influx substantiel d'eaux météoriques. La minéralogie de ce stade est directement

déterminée par cet influx. Une activité plus basse de K^+ associée, à une hausse probable de l'acidité, due aux altérations antérieures, a réduit le rapport K^+/H^+ et favorise ainsi la muscovite plutôt que le feldspath potassique et la chlorite plutôt que la biotite.

Au cours de ce stade le trait dominant de l'évolution chimique de la saumure a été sa neutralisation, causée par l'altération profonde en séricite et chlorite. Ceci se représente par la réaction suggérée ci-dessous où la biotite se décompose en une mixture arbitraire de 3 chlorites pour 1 muscovite:

5) $15KAlMg_3Si_3O_{10}(OH)_2 + 44HCl = 3(MgFe)_{10}Al_4Si_6O_{20}(OH)_{16}$
$+ KAl_3Si_3O_{10} + 15\ (MgFe)Cl_2 + 24\ SiO_2 + 14KCl + 12H_2O$

(balancée pour conserver l'alumine)

Le maintien d'activités ioniques du calcium à un niveau raisonnablement élevé est démontré par la co-précipitation de chlorite et de calcite dans les filons de stade 3b. La précipitation de calcite suggère également le caractère plutôt alcalin des solutions.

Stade 4

Les filons tardifs du stade 4, quoiqu'ils se

distinguent des filons antérieurs par l'absence d'une altération associée et par leur caractère post-minéralisation semblent néammoins avoir été déposés par des fluides fort similaires à ceux des stades 3a et 3b. Leurs inclusions de type I tel que déjà noté sont très salines et leurs eutectiques sont bas. Des inclusions de type IV sont aussi présentes dans ces filons. Comme on doit s'y attendre, les inclusions de types III et V sont absentes. La présence de calcite indique de plus leur provenance de fluides alcalins. Il semble donc probable que les fluides du stade 4 soient dérivés des stades antérieurs et représentent simplement le point culminant d'un système hydrothermal ayant déposé des minerais tôt au cours de son histoire pour les remobiliser par la suite et déposer enfin des veines stériles.

MISE EN PLACE DE LA MINÉRALISATION

Le contrôle de la déposition des sulfures et en particulier leur distribution spatiale n'est pas clair. La zonation du minerai, à un noyau de bornite suivi vers l'extérieur par bornite-chalcopyrite, chalcopyrite et chalcopyrite-pyrrhotine représente des valeurs décroissantes des rapports Cu/Fe et Cu+Fe/S vers l'extérieur. Que ces

variations reflètent fidèlement celles de la solution est moins évident. On pourrait postuler que le soufre et le fer proviennent du sédiment auquel cas le système devrait s'enrichir de ces éléments près de ses marges. D'un autre côté, la zonation pourrait être fonction d'un pH variant du noyau en bordure. L'inspection des données de solubilité (Helgeson, 1971) indique que des solutions saturées de bornite, chalcopyrite et pyrrhotite précipiteront de la bornite si le pH est accrû et de la chalcopyrite et pyrrhotite (dans cet ordre) s'il diminue. Un pH plus élevé au centre du système aurait pu résulter de températures plus élevées (donc une baisse de la constante de dissociation des fluides) ou de rapports eau/roche plus élevés, réduisant les effets des réactions initiales d'altération acide. La température a probablement été le contrôle déterminant de la déposition des sulfures. A cet égard, notons l'importance particulière de l'observation par Barnes (1979) que les sulfures de cuivre et de fer montrent une chute abrupte de solubilité en-deçà de 350°C. Enfin, la fréquente présence d'inclusions fluides riches en vapeur aux premier stades suggère qu'une phase d'ébullition ait joué un role significatif.

RÉSUMÉ ET CONCLUSIONS

Les paragraphes précédents ont montré que les différentes générations de filons et d'altérations observées à Madeleine sont probablement dues à un seul système hydrothermal. Le fluide d'origine orthomagmatique et à caractère initialement potassique a évolué en interaction avec les sédiments calcaires pour devenir localement plus calcique. Pendant ces stades initiaux, il s'est probablement acidifié sous l'effet de l'altération et de la température décroissante. Après le point culminant du métamorphisme, un influx de fluides météoriques s'est produit ainsi qu'une hausse progressive du pH des fluides, déterminée par l'altération profonde en chlorite et séricite. On croit que seuls les stades initiaux introduisirent d'importants volumes de sulfure et que les stades ultérieurs (3a et 3b) ont simplement remobilisés des sulfures antérieurs. La minéralisation aurait été l'effet d'une température décroissante et possiblement d'une phase d'ébullition. La zonation observée chez les sulfures est possiblement le résultat d'une baisse du pH du centre du système vers ses marges suivant le rapport eau-roche.

En résumé, les conclusions fournies par cette étude sont:

1) que la déposition initiale du gisement de cuivre de Madeleine précéda ou chevaucha le développement de l'auréole des monts McGerrigle.

2) que le minerai fut déposé par des fluides hydrothermaux orthomagmatiques, exsolvés lors d'un stade initial du pluton des monts McGerrigle.

3) que la déposition du minerai fut principalement le résultat d'une baisse de température et possiblement d'une phase d'ébullition.

4) que la zonation observée chez les sulfures fut possiblement causée par des variations interdépendantes du pH et du rapport eau/roche décroissants et possiblement par une phase d'ébullition.

5) que le système hydrothermal persiste après la culmination du métamorphisme, évoluant par interaction avec les sédiments et les cornéennes

et par addition d'eau météorique.

6) que les stades tardifs du système n'introduisirent pas d'importants suppléments de cuivre mais remobilisèrent en partie le minerai déjà présent.

RÉFÉRENCES

BARNES, H.L. (1979) Solubilities of ore minerals in Barnes H.L. Ed. Geochemistry of hydrothermal ore deposits. 2nd Ed. p. 404-460.

BRETT (1964) Experimental data on the system Cu-Fe-S and their bearing on exsolution textures in ores: Econ. Geol.,. V. 59, pp. 1241-1269.

DE ROMER, H.S. (1977) Region des monts McGerrigle; Ministère des Richesses Naturelles; Rapport géologique 184; 233 pages.

DENIS, M., PICHAVANT, M., POTY, B., and WEISBROD, A. (1981). Le porphyre cuprifère de Sierrita-Esperanza, Arizona. U.S.A. Comparison avec quelques porphyres voisins. Bull. Mineral. V 103, p. 613-622.

FRAPE, S. (1982) The chemistry and isotopic composition of saline groundwaters. From the Sudbury Basin, Ontario. Can. Jour,. Earh Sci. V 19, pp. 645-661.

GIRARD, P. (1971) Les Mines de cuivre Madeleine Gaspé, Québec: un gisement hydrothermal. Thèse de doctorat, Université McGill, 243 pages.

HELGESON, H. (1970) A chemical and thermodynamical model of ore deposition in hydrothermal systems. In Fiftieth anniversary symposia B.A. Morgan Ed. Min. Soc. Am. Spec. Paper 3, pp 155-180.

HOLLAND (1972) Granites solutions and base metals deposits. Econ. Geol. V 67, pp. 281-301.

KLINIC, J.A. and BURNHAM, C.W. (1972) Partitioning of chloride between a silicate melt and a coexisting aqueous phase from 2 to 8 Kb. Econ. Geol. V 67, pp. 231-235.

LACHANCE, S. and DUQUETTE, G. (1977) Region de Boisbuisson (NW). Ministère des Richesses Naturelles, Québec, Rapport géologique 187, 78 pages.

LACACHE, M. and WEISBROD, A. (1977) The system: Two alkali feldspars KCl-NaCl-H_2O at moderate to high temperatures and low pressures. Contrib. Mineral. Petrol. V. 62, pp. 77-101.

LEROY, J. (1976) Contribution à l'étallonnage de la pression interne des inclusions fluides lors de leur décrépitation. Bull. Mineral., V 102, pp. 584-593.

LINKE, W. (1965) Solubilities of inorganic and metal organic compounds. 4th Ed. Publ. Van Nostrand, Priceton. 1407 pages.

NAUMOV, V.B., KHAKIMOV, A.K. and KHODAVSKIY, LK (1974). The solubility of Carbon dioxide in concentrated chloride solutions at high temperatures and pressures. Geochemistry Int. VII, p 31-41.

POTTER, R.W. II, CLYNNE, M.A and BROWN, D.L. (1978) Freezing point depression of aqueous sodium chloride solutions. Econ. Geol. V 73, pp 284-285.

RAVISH, M. and BOROVAYA, F.R. (1949) Equilibre de phases dans des systèmes ternaires eau-sels à températures élevées (en russe). Akad. Nauk. SSSR, IZVYESTIYA SYEKTORA FIZ-KHIM. ANALIZA, V. 19, p 69-81.

ROEDDER, E., (1980) Origin of fluid inclusions and changes that occur after trapping in Short course in fluid inclusion applications to petrology. Eds. Hollister, L.S. and Crawford, M.L., Mineral. Ass. Canada. Special Publication, pp. 101-137.

ROEDDER, E. (1971) Fluid inclusion studies on the porphyry type ore deposits at Bingham, Utah; Butte, Montana; and Climax, Colorado; Econ. Geol. V 66, p 98-120.

ROEDDER, E. and BODNAR, R.J. (1980) Geologic pressure determinations from fluid inclusion studies. Earth and Planetary Science. Ann. Rev. V 8, p 263-301.

RYABCHIKOV, I.D. (1975) Thermodynamique de la phase fluide de magmas granitoides (en russe) Moscow Izdatelstud "Nauka" 231 p.

SOURIRAJAN, S. and KENNEDY, G.C. (1962) The system H_2O-NaCl at elevated temperatures and pressures. Am. J. Sci. V 260, p 115-141.

WEISBROD (1981) Inclusions in shallow intrusives in short course in fluid inclusions applications to petrology. Ed. Hollister, L.S. and Crawford, M.L. Mineralogical Ass. Canada. Special Publication. pp. 241-271.

WILSON, J.W., KESLER, S.E., CLOKE, P.L. and VIEZLY, W.(1980) Fluid inclusion geochemistry of the Granisle and Bell porphyry copper deposits, British Columbia. Econ. Geol., V 75, pp 45-61.