

ET 87-15

GITOLOGIE ET GENESE DU Cu-Ni DANS LA REGION DU LAC AULNEAU (FOSSE DU LABRADOR)

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.

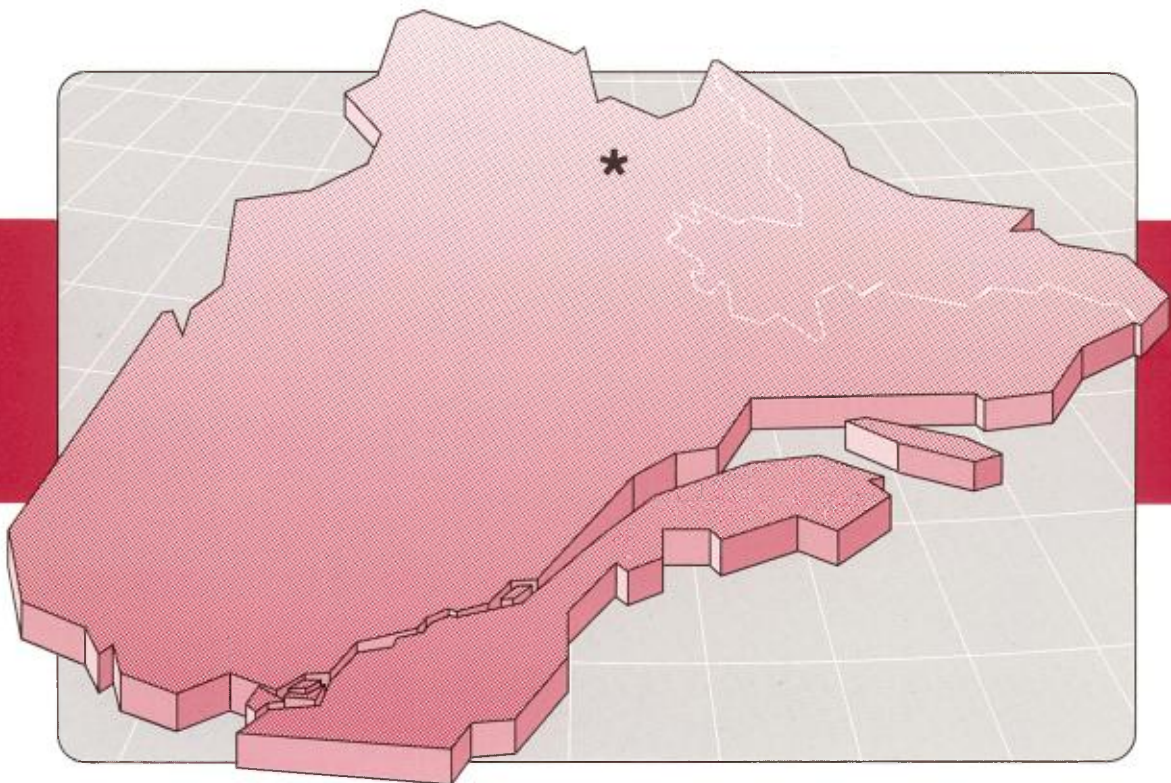
Énergie et Ressources
naturelles

Québec 

Gîtologie et genèse du Cu-Ni dans la région du lac Aulneau (Fosse du Labrador)

Sylvain Lacroix

ET 87-15



1990

Québec 

Gîtologie et genèse du Cu-Ni dans la région du lac Aulneau (Fosse du Labrador)

Sylvain Lacroix

ET 87-15

DIRECTION GÉNÉRALE DE L'EXPLORATION GÉOLOGIQUE ET MINÉRALE

Sous-ministre adjoint: R.Y. Lamarche

DIRECTION DE LA RECHERCHE GÉOLOGIQUE

Directeur: J.-L. Caty

SERVICE GÉOLOGIQUE DE QUÉBEC

Chef: J. Cimon

Manuscrit soumis le: 87-04-03

Accepté pour publication le: 88-04-03

Lecteurs critiques

T. Clark

A. Brown

R. Darling

Éditeur

M. Van de Walle

Préparé par la Division de l'édition (Service de la géoinformation, DGEGM)

RÉSUMÉ

Le projet consiste en l'étude géologique de sept zones minéralisées en Cu-Ni-(Zn-Co-Au-Pd) dans la région du lac Aulneau située dans l'eugéosynclinal protérozoïque de la fosse du Labrador. Deux des sept zones affichent ensemble un tonnage de 1 088 000 tonnes métriques de minerai à 2,02 % en cuivre et 0,45 % en nickel; ceci en fait l'une des plus grosses concentrations cupro-nickélifères de la fosse.

Au cours de nos travaux, nous avons cherché à préciser l'origine de la minéralisation (ségrégation magmatique vs remplacement hydrothermal) afin d'en dégager les principaux métallotectes. Pour ce faire, nous avons dû discerner l'importance des remobilisations tectoniques (modes de déformation) avant de déterminer les modes de formation de la minéralisation.

Afin d'atteindre ces objectifs, nos travaux de terrain ont consisté en la cartographie détaillée (échelle 1:500) des gîtes affleurant à la surface, la description des carottes de forage ainsi qu'en une étude de la déformation de lapilli à proximité des gîtes. Pour préciser les relations spatiales entre la minéralisation et les roches encaissantes, nous avons établi une succession lithologique (échelle 1:10 000) et plusieurs coupes géologiques (échelle 1:3000 et 1:1500) sur chacun des sept gîtes ainsi que quelques colonnes stratigraphiques détaillées (échelle 1:300) centrées sur un des gîtes, celui de Lepage. Ce gîte a également fait l'objet d'une étude minéralogique et géochimique de la minéralisation et des roches encaissantes. Quelques déterminations isotopiques du soufre ont finalement permis de préciser sa source.

Au cours de nos travaux, nous avons fait une étude sommaire de la géologie générale de la vallée Aulneau-Redcliff qui est le site des sept zones minéralisées. Celle-ci se compose principalement de roches pyroclastiques, de roches sédimentaires détritiques fines, de basaltes et de sept filons-couches de gabbro appartenant tous à la Formation de Murdoch. Des sédiments indurés détritiques fins, des formations de fer (corrélées avec la Formation de Baby) et les gabbros du Groupe de Murdoch forment les crêtes qui dominent la vallée Aulneau-Redcliff. Nous proposons que la vallée Aulneau-Redcliff est le site d'un anticlinal isoclinal puisque toutes les lithologies et la schistosité S_1 sont orientées NNW et pendent vers le nord-est. Nous suggérons que l'anticlinal a évolué ensuite en une faille de chevauchement. Des lapilli déformés en galettes et en cigares témoignent de l'intensité de la déformation dans la vallée. Une seconde phase de déformation a créé une schistosité S_2 (orientée E-W et pendant vers le nord) et réorienté quelques lapilli à l'intersection des deux schistosités (linéation $L_{2,1}$). Le métamorphisme régional est représentatif du faciès des schistes verts.

Les sept zones minéralisées sont associées aux sept filons-couches de gabbro le long de la vallée Aulneau-Redcliff; quatre de ceux-ci sont sous-jacents à des basaltes alors que les trois autres sont plutôt encaissés dans des roches sédimentaires et pyroclastiques. Les zones minéralisées possèdent toutes une forme de galette allongée et plongent, tels les lapilli, vers le nord-est. La minéralisation est typiquement centrée sur les filons-couches mais elle déborde latéralement dans les roches encaissantes (argillites, pyroclastites) qui ceinturent ceux-ci.

Nos travaux géologiques ont permis de discerner deux types de minéralisation dans chacune des sept zones:

TYPE 1: Une minéralisation magmatique se compose de pyrrhotite, de pentlandite, de magnétite et de chalcopryrite et est associée avec un faciès pyroxénitique central dans les filons-couches qui contiennent également des passages de gabbro glomérophyrique. Celle-ci est issue d'une ségrégation magmatique, mais une partie a subi des remobilisations à l'état solide et fluide lors des déformations souples et cassantes de l'orogénie hudsonienne.

TYPE 2: Une minéralisation hydrothermale d'origine tectono-métamorphique se compose surtout de pyrite et de chalcopryrite et est associée avec des veines de quartz-carbonates et une propylitisation dans des zones de cisaillement formées à l'intérieur et aux contacts des filons-couches lors des deux phases de déformation.

Par la même occasion, la minéralisation magmatique a été intensément pyritisée par le même fluide métamorphique qui a concentré l'or et altéré les roches encaissantes avec formation de stilpnomélane.

Table des matières

	Page
INTRODUCTION	1
Situation et accès	1
Description géographique de la région	1
Nature du projet	1
Travaux antérieurs	1
Travaux de la présente étude	1
Remerciements	4
 GÉOLOGIE GÉNÉRALE	 5
Contexte régional	5
Contexte local	5
Description lithologique	5
Formation de Murdoch	5
Les agglomérats	5
Les tufs à lapilli	5
Les tufs	6
Les basaltes	6
Les filons-couches gabbroïques	6
Les roches sédimentaires	6
Formation de Baby	6
Groupe de Montagnais	6
Les roches gabbroïques	6
Les roches ultramafiques	7
Stratigraphie	7
Commentaires généraux	7
Secteur nord	7
Secteur sud	8
Structures	8
Épisodes tectoniques	8
Tuf à lapilli: macrofabrique	9
Collecte des mesures	9
Forme des lapilli	9
Orientation de la déformation	10
Métamorphisme	11
 GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE	 13
Localisation de la minéralisation	13
Minéralisation à la surface	13
Zone Island	13

Zone Lepage	13
Zone Redcliff	15
Autres minéralisations	15
Minéralisation sous la surface	17
Caractéristiques externes des zones minéralisées	17
Positions stratigraphiques	17
Morphologies et orientations	17
Caractéristiques internes des zones minéralisées	22
Similitude des sept zones minéralisées	22
Classification typologique	24
Zonalités internes	24
Zonalité latérale	24
Zonalité verticale	24
Description des types de minéralisation	26
Minéralisation de type 1	26
Minéralisation disséminée dans le gabbro	26
Minéralisation semi-massive dans la pyroxénite	26
Minéralisation massive	28
Minéralisation déformée par fluage mécanique	28
Minéralisation associée aux veines	30
Minéralisation de type 2	30
Minéralisation associée aux veines	30
Minéralisation de type 2 associée au type 1	32
Géochimie de la minéralisation et des roches encaissantes	35
Éléments majeurs	35
Éléments mineurs	36
Iridium, palladium et or	36
Isotopes du soufre	39
SYNTHÈSE GÉOLOGIQUE	41
Phase de rifting	41
Localisation de la minéralisation de type 1	41
Localisation temporelle	41
Localisation spatiale	41
Emplacement des filons-couches gabbroïques	42
Relations entre la minéralisation de type 1 et les filons-couches	43
Composition de la minéralisation de type 1 et des filons-couches	43
Le rôle du faciès gloméroporphyrrique (à plagioclase)	43
Le rôle du faciès pyroxénitique	44
Modèle pétrogénétique	44
Phase tectonique hudsonienne	46
Épisode tectonique principal	46
Déformation souple	46
Pli principal	46
Orientation de la déformation	47
Déformation des filons-couches gabbroïques	47

Mécanisme de déformation	47
Déformation cassante	47
Faille de chevauchement	47
Orientation de la déformation	48
Épisode tectonique tardif	48
Épisode cassant final	48
Déformation de la minéralisation de type 1	48
Formation de la minéralisation de type 2	49
CONCLUSION	51
RÉFÉRENCES	53
ANNEXES	
1 - Analyse à la microsonde	57
2 - Analyse pour l'or (en ppb)	59
3 - Analyses chimiques des lithologies de la zone Lepage (surface)	61

Situation et accès

La région du lac Aulneau est située dans la fosse du Labrador (figure 1). Sur les feuillets SNRC 24C/15, 16 et 24F/2, elle se présente dans un rectangle délimité par les latitudes 56°53'N et 57°00'N et les longitudes 68°26'W et 68°36'W.

On y accède par avion nolisé équipé de flotteurs à partir de Schefferville, à 275 km au sud-est, ou de Kuujuaq, à 125 km au nord.

Description géographique de la région

La topographie de la région reflète assez fidèlement la géologie. Les gabbros forment des crêtes allongées de 300 à 385 m d'altitude et d'orientation NNW-SSE qui dominent la région avoisinante. Le fond des vallées, de 200 à 225 m d'altitude, se compose de roches sédimentaires et pyroclastiques qu'occupent typiquement des lacs allongés dans la direction NNW-SSE. La vallée Aulneau-Redcliff (hôte de la minéralisation (figure 2) est occupée principalement par trois lacs (du SSE au NNW : Redcliff, Adet et Aulneau) reliés entre eux par des ruisseaux et drainés vers le nord.

Une forêt de type subarctique (épinette, mélèze) couvre la majeure partie de la vallée et passe à une toundra forestière (mousse de caribou) en altitude avant de laisser la place au roc nu au sommet des crêtes. L'exposition de la roche de fond, malgré une distribution hétérogène, ne dépasse guère une moyenne de dix pour cent d'affleurement.

L'ours, les canards, les huards ainsi que le caribou vers la fin de la saison estivale, ont été observés. En ce qui a trait à la pêche, on y note la présence de truites grises et rouges. Le brouillard, le vent, les basses températures et les averses fréquentes donnent tout son charme à la région mais diminuent parfois l'efficacité du travail de terrain.

Nature du projet

La plupart des dépôts de nickel associés à des roches mafiques ou ultramafiques sont depuis longtemps considérés comme la conséquence de la séparation et de la concentration par gravité d'un liquide sulfuré immiscible dans un magma silicaté. Néanmoins, plusieurs doutes quant à l'origine de certains dépôts de nickel ont favorisé la formulation d'hypothèses génétiques telles le remplacement hydrothermal, un processus volcanique exhalatif ou encore une concentration par métamorphisme d'un dépôt initialement magmatique. Il semble cependant que l'origine de la plupart des dépôts de nickel soit reliée à la ségrégation magmatique et qu'un dynamométamorphisme ait modifié l'empreinte magmatique primaire. Ainsi, la minéralisation de Cu-Ni du lac Aulneau

ne se présente pas comme une concentration magmatique classique. La présence de la minéralisation dans plusieurs lithologies (les gabbros, les tufs, les argilites...), le contrôle important de la structure sur la distribution de la minéralisation et une intense altération hydrothermale ont fait en sorte que le remplacement hydrothermal ait été proposé pour expliquer la présence de Cu-Ni dans la région. Notre travail comprenait une étude géologique et visait à préciser le(s) mode(s) de formation et de déformation de la minéralisation. Nos résultats confirment que la minéralisation appartient à la catégorie des gîtes de Cu-Ni concentrés par ségrégation magmatique mais ils précisent qu'elle a été considérablement modifiée durant l'orogénie hudsonienne.

Travaux antérieurs

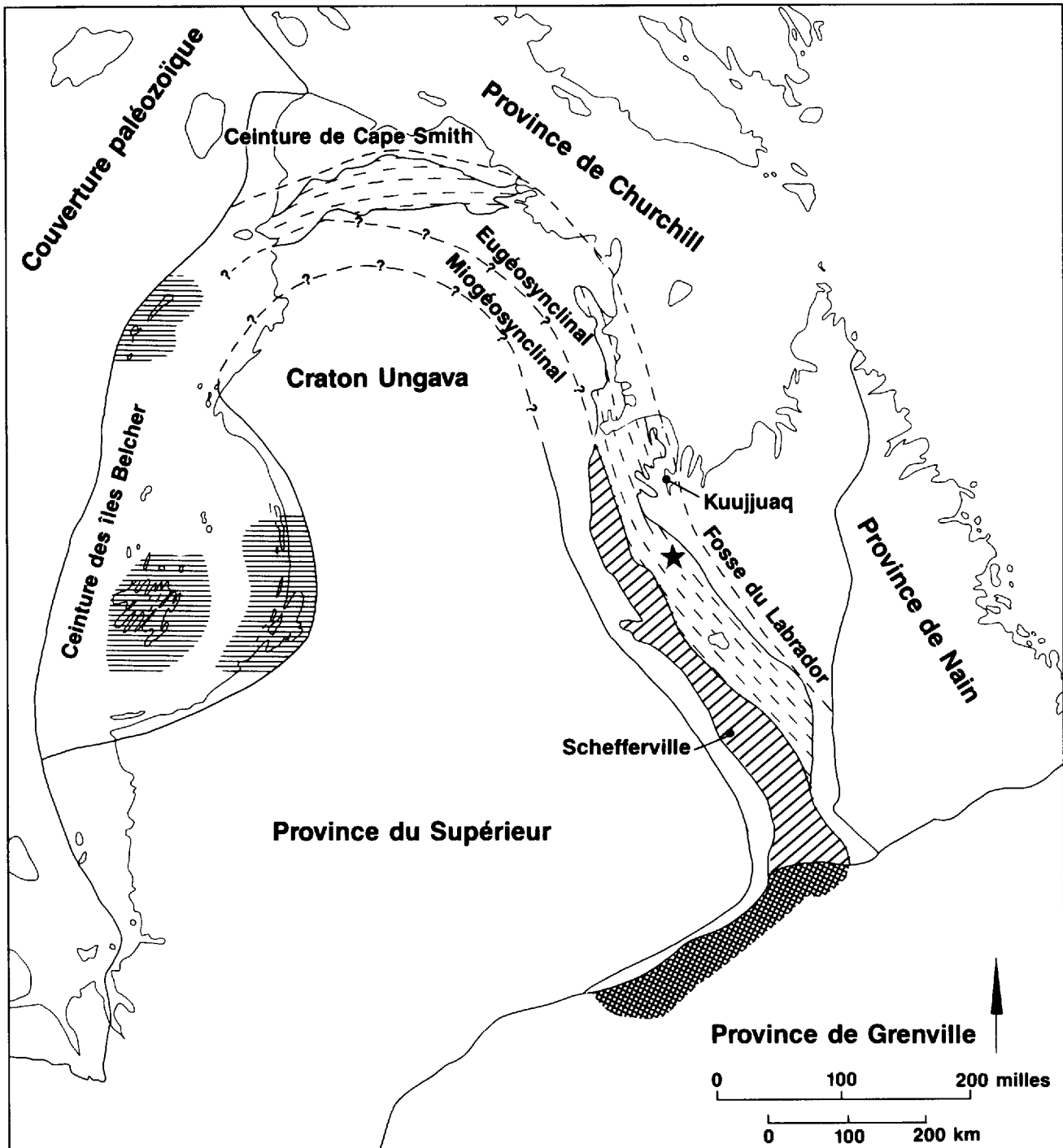
Fahrig (1956) et Roscoe (1957), de la Commission Géologique du Canada, ont dressé les premières cartes géologiques de la région à une échelle approximative de 1:250 000 (1 po. = 4 milles). De 1971 à 1974, Dressler (1979), du ministère des Richesses naturelles du Québec, réalisa la cartographie à l'échelle de 1:50 000 d'une grande partie de la fosse incluant la région du lac Aulneau.

Les compagnies privées Holannah Mines (1952-55) et Hollinger North Shore (HNS) (1972-81) ont prospecté cette partie de la fosse et mis à jour la totalité de la minéralisation connue à ce jour dans la région. La liste de leurs travaux effectués dans la région est détaillée au tableau 1. Slipp (1957) et Fournier (1983), qui ont effectué des études géologiques et géologiques dans la fosse du Labrador, ont décrit brièvement la minéralisation dans la région du lac Aulneau.

Travaux de la présente étude

Notre étude a inclus six semaines de travaux de terrain répartis sur deux étés (1983 et 84) et deux ans de travaux en laboratoire. La liste des travaux effectués est la suivante :

- Une cartographie et un échantillonnage des trois affleurements minéralisés (les zones Island, Lepage et Redcliff) dans la vallée Aulneau-Redcliff. L'échantillonnage a permis une étude minéralogique et géochimique de la minéralisation et des roches encaissantes
- La reconnaissance de sept successions lithologiques (échelle 1:10 000), à la hauteur des sept zones minéralisées, à partir des cartes géologiques (échelle 1:4800) de la compagnie HNS.
- La réalisation de coupes géologiques (échelle 1:3000 et 1:1500) pour chacune des sept zones minéralisées par le biais des journaux de forage de la compagnie HNS.
- Plusieurs mesures de l'intensité et de l'orientation de la déformation sur des lapilli dans la vallée Aulneau-Redcliff.



★ Localisation du secteur étudié



Roches sédimentaires et volcaniques aphébiennes



Roches volcaniques mafiques
aphébiennes



Gneiss et granites



Roches sédimentaires aphébiennes



Métasédiments aphébiens métamorphisés
durant l'orogénèse grenvillienne

FIGURE 1 - Localisation du secteur du lac Aulneau dans le géosynclinal circum-Ungava (carte adaptée de Stockwell, 1965).

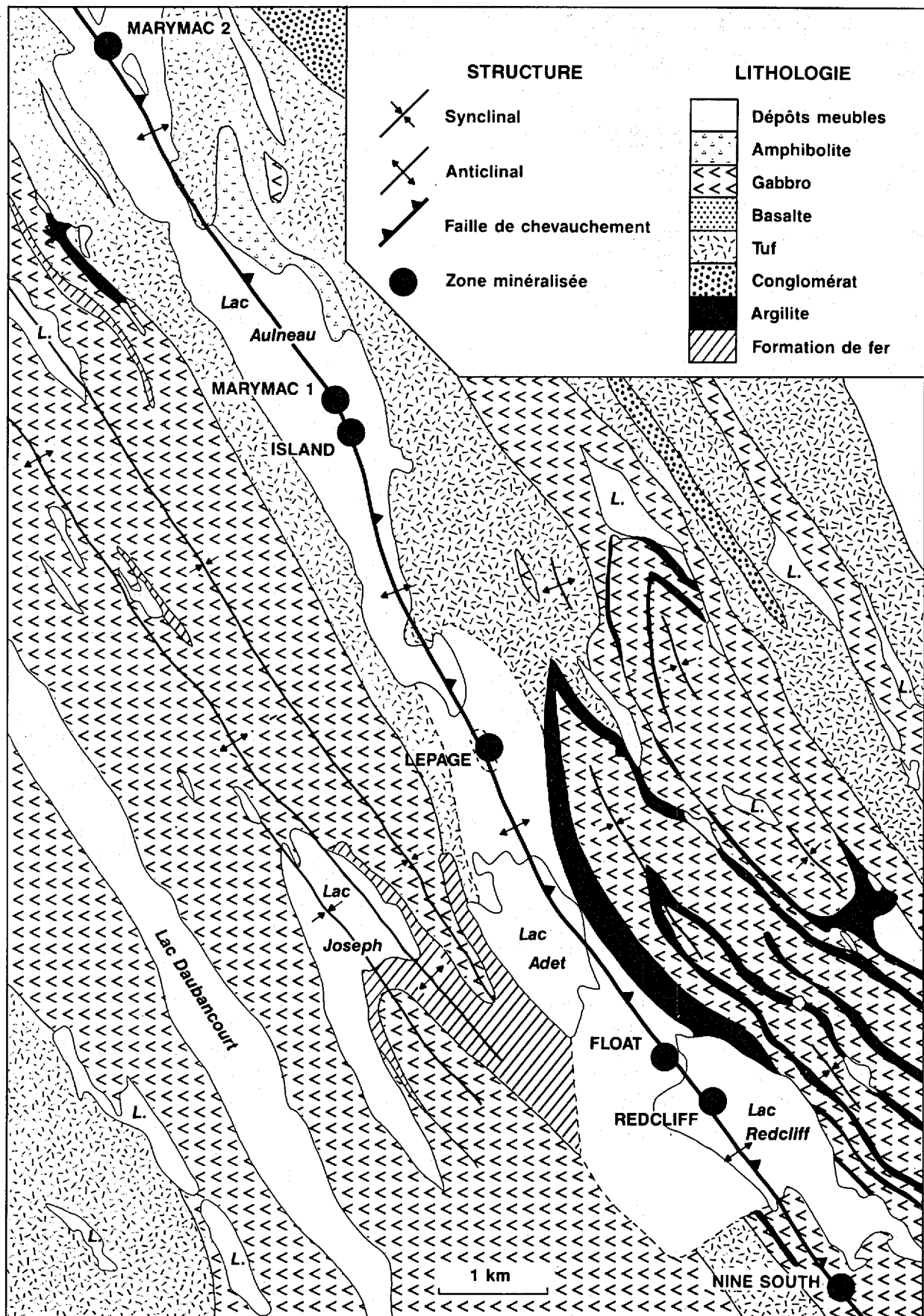


FIGURE 2 - Localisation des sept zones minéralisées en Cu-Ni (carte géologique modifiée de Dressler, 1979).

TABLEAU 1 – Travaux antérieurs effectués par les compagnies Holannah Mines et Hollinger North Shore dans la région du lac Aulneau.

ANNÉE	COMPAGNIE	NATURE DES TRAVAUX
1954-55	Holannah Mines	- carte géologique (R.M. Slipp); échelle = 1:12 000 - levés magnétiques et électromagnétiques - forages
1972	Hollinger North Shore (HNS)	- levés géophysiques aériens
1973-74	HNS	- forages (337 m)
1975	HNS	- levés magnétiques et électromagnétiques - forages (37 trous – 4184 m)
1976	HNS – Imperial Oil Joint Venture	- forages (18 trous – 2815 m)
1977	" "	- forages (13 trous – 1575 m) - 55 trous de forage (redécrits)
1979	" "	- forages (24 trous – 4591 m)
1980	" "	- forages (32 trous – 4794 m)
1976-80	" "	- cartes géologiques; échelle = 1:4 800 - levés électromagnétiques divers
1981	" "	- forages (13 trous – 2120 m)

La zone Lepage a fait l'objet d'une étude plus détaillée, qui a consisté en:

- L'élaboration de nombreuses coupes géologiques (échelle 1:3000) à partir des journaux de forage de la compagnie HNS.
- L'établissement de plusieurs colonnes stratigraphiques détaillées (échelle 1:300) à partir des carottes de forage de la compagnie HNS.
- Une étude minéralogique de la minéralisation et des roches encaissantes rencontrées à la surface et dans des forages.
- Diverses analyses géochimiques effectuées à partir d'échantillons de surface:
 - Éléments majeurs et mineurs
 - Iridium, palladium et or
 - Isotopes de S (aussi à la zone Redcliff)

Remerciements

Nous désirons remercier ici toutes les personnes qui ont rendu ce projet de recherche possible en y apportant leur aide et leur collaboration.

Nous tenons d'abord à exprimer notre gratitude envers le professeur R. Darling, qui a accepté de diriger notre projet de maîtrise à l'École Polytechnique de Montréal à la suite du présent travail effectué pour le compte du ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec. Nos remerciements

s'adressent ensuite à T. Clark, J. Cimon, C. Hébert et B. Warren du ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; le ministère a défrayé tout nos coûts de terrain et de laboratoire. Nous remercions également le professeur J. Béland, de l'Université de Montréal, qui nous a conseillé sur la partie structurale de notre étude, le professeur J. Guha de l'Université du Québec à Chicoutimi pour la détermination des isotopes de soufre; le docteur T. Clark du ministère de l'Énergie et des Ressources et les docteurs A. Brown et P. Sauvé de l'École Polytechnique de Montréal pour la lecture critique du mémoire; le docteur M. Tanner, de l'École Polytechnique, pour les discussions et les conseils de nature pétrographiques; G. Gélinas et L. Evrard pour la préparation des lames minces; Paul Samson pour les analyses à la microsonde et Yves Joncas pour le dessin technique.

Nous exprimons notre gratitude envers T. Avison, H. Simpsons et P. Poisson, de la compagnie Labrador Mining; nous avons profité de plusieurs discussions avec eux ainsi que de leur hospitalité à Schefferville et aux camps du lac Aulneau. Nous avons également eu accès aux carottes de forage et à plusieurs documents géologiques de la compagnie.

Nos remerciements s'adressent finalement à nos assistants sur le terrain (L. Corriveau, A. Cumming et B. Roy) ainsi qu'à nos compagnons et compagnes de l'Université de Montréal et de l'École Polytechnique avec qui nous avons partagé les années 1984 et 1985.

Contexte régional

La fosse du Labrador s'étend sur une distance de plus de 900 km dans une direction générale NNW-SSE de Wabush jusqu'à la partie ouest de la baie d'Ungava. La fosse de l'Ungava (ceinture Cape Smith-Wakeham Bay) et la ceinture des îles Belcher constituent les autres sections du géosynclinal circum-Ungava (figure 1).

Les roches de la fosse reposent en discordance à l'ouest sur l'avant-pays constitué par le craton de l'Ungava (Sauvé et Bergeron, 1965; Dimroth, 1978); celui-ci se compose de gneiss quartzofeldspathique et de roches granitiques ayant subi l'orogénie kénozoïque (2480 Ma selon Stockwell, 1982) associée à la province du Supérieur. La fosse est bordée à l'est par l'arrière-pays composé de diverses roches granitiques et métasédimentaires équivalentes en partie aux sédiments de la fosse (Dimroth, 1978; Fournier, 1985).

La fosse du Labrador consiste en une succession de roches sédimentaires, volcaniques et intrusives aphébiennes (2500-1755 Ma) formant le Super-Groupe de Kaniapiskau (Dimroth, 1978). Le bassin de la fosse est interprété comme un rift embryonnaire (Wardle et Bailey, 1981). Une zonalité intérieure du bassin est visible à la figure 1 : le miogéosynclinal à l'ouest se compose en grande partie de roches sédimentaires alors que l'eugéosynclinal à l'est se caractérise par sa forte composante en roches ignées essentiellement mafiques. La région du lac Aulneau est située à l'intérieur de l'eugéosynclinal.

Toutes les roches de la fosse furent déformées et métamorphosées lors de l'orogénie hudsonienne (1755 Ma) marquée par la collision continentale des provinces tectoniques du Supérieur et du Churchill (Baragar et Scoates, 1981). L'intensité de la déformation et le degré de métamorphisme augmentent généralement dans la fosse de l'ouest vers l'est (Dimroth, 1978; Dressler, 1979).

Contexte local

DESCRIPTION LITHOLOGIQUE

Les roches de la région ont déjà été décrites par Dressler (1979) et Fournier (1983). Nous nous contenterons ici de décrire les lithologies rencontrées à l'intérieur de et avoisinantes à la vallée Aulneau-Redcliff (figure 2). Cette description se base sur les travaux antérieurs des auteurs cités, sur la cartographie géologique (échelle 1:4 800) et les forages effectués par la compagnie HNS (Avison, 1980) et sur nos observations personnelles des affleurements et des carottes de forage. Les descriptions seront faites de bas en haut en suivant la succession lithostratigraphique proposée par Fournier (1983). Les roches détritiques fines et roches

ferrifères situées au sommet de la Formation de Murdoch par Dressler (1979) sont incluses dans la Formation de Baby (telles que corrélées par Fournier, 1983).

Formation de Murdoch

Cette formation se compose de roches pyroclastiques (agglomérats, tufs à lapilli et tufs), de basaltes massifs et coussinés et de roches sédimentaires interlitées. Sept filons-couches de gabbro se sont introduits dans cet ensemble qui occupe le sous-sol de la vallée Aulneau-Redcliff.

Les agglomérats

Ils ont tous été observés à la surface et dans les forages. Leur seule différence avec les tufs à lapilli réside dans la dimension des fragments (7-8 cm); leurs autres caractéristiques sont celles des tufs à lapilli.

Les tufs à lapilli

Au nord de l'extrémité sud du lac Aulneau, les lapilli (1-6 cm) dans la vallée sont généralement de composition felsique (figure 3). Ils sont vert pâle, gris ou blanchâtres; certains fragments sont vésiculaires et se composent d'une mosaïque de grains de quartz équi-granulaires dans une matrice mafique de couleur vert pâle. Cette lithologie est décrite dans les journaux de forage comme métasédiments fragmentaires.

Dans les forages de la zone Lepage, les rares unités de tuf à lapilli montrent une composition variant de mafique à intermédiaire. Les fragments se composent de chlorite (50%), de quartz (40%) et par endroits d'épidote (10%); d'autre part, la matrice se compose de longs feuillets de



FIGURE 3 – Lapilli déformés en forme de cigare près de la zone Marymac 2.

séricite (40 %) ou d'amphiboles vertes (5 %), de quartz équi-granulaire (30 %) et à quelques occasions d'épidote (10 %) et de chlorite (15 %) (Avison, 1980).

Au sud du lac Redcliff, les fragments vert foncé sont surtout de composition mafique. La matrice est mafique, aphanitique et de couleur légèrement plus pâle; elle se compose de chlorite, de quartz, de séricite et d'amphibole.

Les tufs

Les tufs contiennent par endroits des cristaux (1-2 mm) de feldspath et de quartz dans une matrice aphanitique de couleur vert foncé. Comme ils sont de composition mafique, on les distingue des basaltes avec lesquels ils sont interlités par leur schistosité bien développée. Ils se composent de quartz, de plagioclase, d'épidote, de hornblende verte et de chlorite dans des proportions très variables; la granulométrie des minéraux est inférieure à 0,1 mm. Les petits bâtonnets de plagioclase et les aiguilles d'amphibole verte se sont développés dans une direction préférentielle qui forme une linéation dans la schistosité. Des veines sont à plusieurs endroits insérées à l'intérieur de la schistosité; elles sont constituées d'un enchevêtrement de quartz équi-granulaire, de petites paillettes de chlorite et d'épidote. Les carbonates forment la bordure des veines mais diminuent en pourcentage en s'éloignant des veines.

Les basaltes

Les basaltes se présentent surtout en coulées massives et coussinées (moins de 1 m d'épaisseur) intercalés dans les roches pyroclastiques et en coulées plus puissantes près des gabbros formant des crêtes. Nos observations de quelques lames minces du basalte échantillonné près du gabbro indiquent une composition minéralogique relativement simple composée de pyroxène ouralitisé, de plagioclase saussuritisé et de titanomagnétite.

Les filons-couches gabbroïques

Sept filons-couches de gabbro (dont troisaffleurent à la surface) sont distribués sur près de 13 km dans la vallée Aulneau-Redcliff. Ils sont dans la plupart des cas associés spatialement avec les basaltes et se distinguent des gabbros formant les crêtes (voir plus loin Groupe de Montagnais) par leurs faibles puissances (moins de 50 m), par leurs formes lenticulaires et par plusieurs faciès différenciés. Leur granulométrie est généralement constante (3-4 mm) mais leur aspect varie beaucoup à cause de l'altération hydrothermale d'intensité variable (chloritisation surtout) qui les a affectée. Ils contiennent des zones de pyroxénite (granulométrie: 4 à 8 mm) et de gabbro gloméroporphyrique contenant des mégacristaux (5-30 mm) agglomérés de plagioclase dans une matrice mafique à grain fin (1-2 mm). Le faciès pyroxénitique est rencontré dans chaque zone alors que le gabbro gloméroporphyrique n'a été observé que dans les quatre zones les plus au sud (figure 2: les zones Lepage, Float, Redcliff et Nine South). Les gabbros sont décrits plus en détail au chapitre sur la minéralisation.

Les roches sédimentaires

Ce sont essentiellement des roches détritiques fines (argilites et un peu de siltite). Leur couleur varie de noir à gris ou vert pâle alors que leur composition peut être localement graphitique, carbonatée ou pyriteuse. Plusieurs veines de quartz de 1 à 2 mm d'épaisseur sont insérées localement dans la schistosité qui est bien développée; elles montrent par endroits de petits plis isoclinaux.

Quelques rares lentilles décamétriques de dolomie à grain fin et de couleur grisâtre en cassure fraîche ont été observées; elles montrent une patine brunâtre et contiennent de nombreuses veines de quartz (1-5 mm d'épaisseur).

Formation de Baby

Une formation de fer au faciès sulfuré est observée au milieu des crêtes qui dominent toute la vallée Aulneau-Redcliff. Ce sont des argilites et des siltites finement litées, grisâtres, à altération rouille. Des sulfures (pyrite, pyrrhotite et un peu de chalcoppyrite) se retrouvent disséminés dans les sédiments ainsi qu'en lits massifs de plus de 1 m d'épaisseur (figure 4). Nous avons observé sur la rive est du lac Redcliff quelques lits de chert blanc de quelques centimètres d'épaisseur interlités avec les sulfures. Dans la partie nord du lac Aulneau, une formation de fer au faciès oxyde-silicate est corrélable au faciès sulfuré (Dressler, 1979).



FIGURE 4 - Lit de pyrite massive appartenant à la Formation de Baby observé dans les falaises à l'est du lac Redcliff.

Groupe de Montagnais

Ce groupe n'est pas une unité stratigraphique au sens propre mais le terme est généralement utilisé pour grouper les roches ignées intrusives concordantes de la fosse.

Les roches gabbroïques

Le gabbro, qui forme la majeure partie des crêtes de la région, conserve uniformément sa granulométrie (3-5 mm), sa composition minéralogique (pyroxène-plagioclase) et sa texture ophitique sur de grandes distances. Le contact inférieur du gabbro avec les roches sédimentaires de la

Formation de Baby montre une bordure de trempe de quelques centimètres généralement altérée et localement faiblement minéralisée en pyrite et pyrrhotite.

Les roches ultramafiques

De grosses masses intrusives d'amphibolites (interprétées comme des roches ultramafiques intensément altérées) ont été introduites à la bordure nord-est de la vallée vis-à-vis de la partie sud du lac Aulneau. Ces roches montrent un spectaculaire débit colonnaire; elles se composent de chlorite, de biotite, de carbonate, d'amphiboles primaires et secondaires et de rares feldspaths (Avison, 1980). Ses contacts avec les autres roches sont nets ou graduels s'il y a assimilation partielle de l'encaissant. La tourmaline et la cordiérite ont été observées dans les roches encaissantes à proximité des roches ultramafiques (Avison, 1980).

STRATIGRAPHIE

Commentaires généraux

La figure 2 résume la cartographie géologique de la région selon Dressler (1979). La compagnie HNS a effectué de 1976 à 1980 une cartographie à l'échelle de 1:4800 de la vallée Aulneau-Redcliff. Les projections à la surface des lithologies rencontrées par forage ont montré que les formations de la vallée pendent toutes vers le NE. La figure 5 illustre les sept successions lithologiques que nous avons mesurées à la

hauteur des sept zones minéralisées à partir des cartes géologiques de la compagnie HNS. Celles-ci ne représentent pas des colonnes stratigraphiques à cause des répétitions de la stratigraphie dues à des plis et/ou des failles de chevauchement (voir la section STRUCTURE).

Dans les quatre zones les plus au sud (Lepage à Nine South), les lithologies de la Formation de Murdoch sont circonscrites de part et d'autre par les roches détritiques et roches ferrifères de la Formation de Baby et les gabbros du Groupe de Montagnais. Pour les trois zones les plus au nord (Marymac 2 à Island), les successions lithologiques mesurées ne représentent que la partie centrale de la vallée (donc de la Formation de Murdoch) qui s'élargit vers le nord. Quelques contacts entre les lithologies sont approximatifs puisque plusieurs zones ne présentent pas d'affleurements et n'ont fait l'objet d'aucun forage. Le tableau 2 présente l'importance relative des différentes lithologies dans les sept successions lithologiques. À l'observation de la figure 5 et du tableau 2, l'on note que, malgré de larges variations lithologiques peu corrélables, le secteur des quatre gisements les plus au sud (4, 5, 6 et 7) se distinguent par des épisodes basaltiques plus importants.

Secteur nord

Ce secteur inclut les trois zones les plus au nord, soient Marymac 2, Marymac 1 et Island. Pour ces trois zones, les basaltes constituent moins de 10 % des successions mesurées tandis que les pyroclastites et les roches sédimentaires

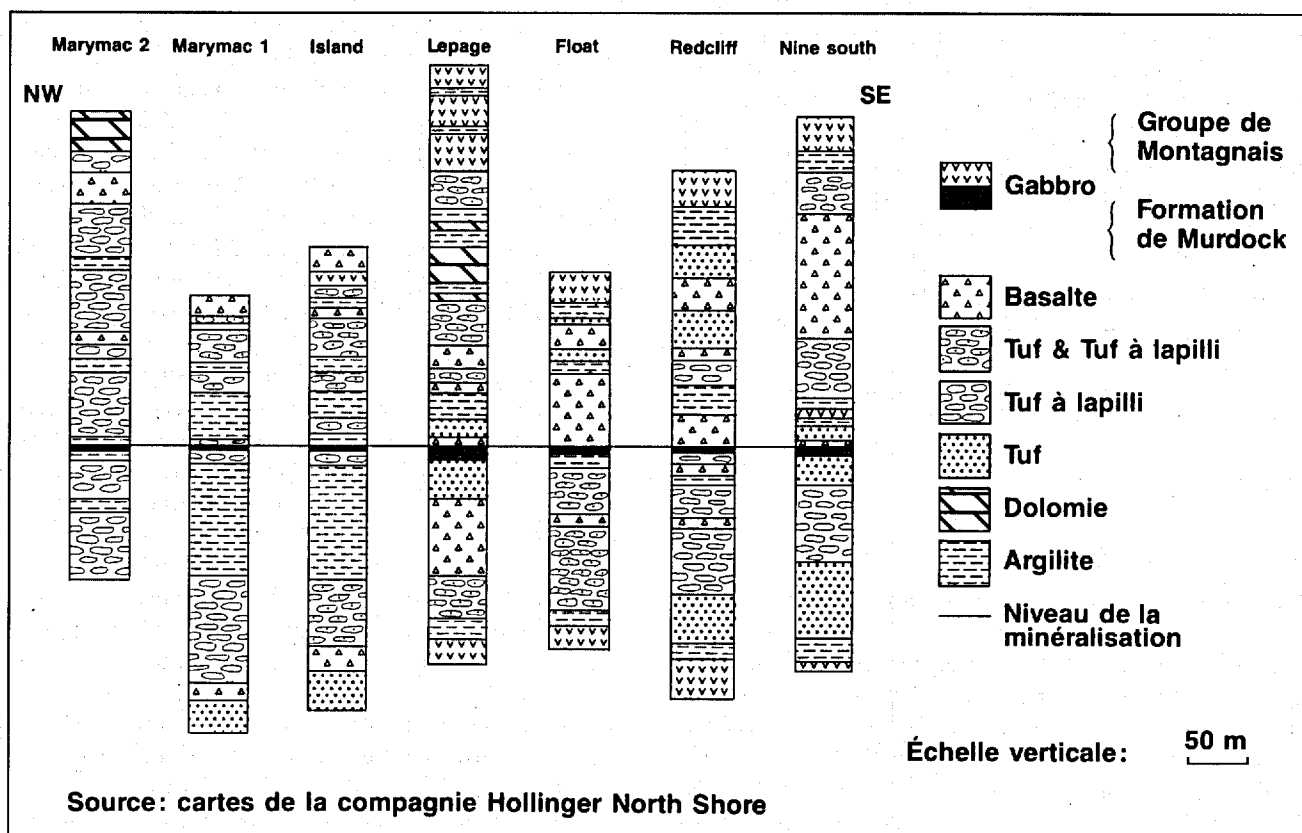


FIGURE 5 - Sept successions lithologiques mesurées à la hauteur des sept zones minéralisées dans la vallée Aulneau-Redcliff.

TABEAU 2 – Importance relative des différentes lithologies dans les sept successions lithologiques de la vallée Aulneau-Redcliff.

ZONES	1	2	3	4	5	6	7
Épaisseur totale de la succession mesurée (m)	1510	1440	1370	1520	1030	1480	1640
Pyroclastites	72%	41%	53%	44%	46%	52%	61%
Sédiments détritiques	10%	48%	35%	15%	15%	28%	10%
Basaltes	9%	10%	9%	25%	38%	19%	26%
Dolomie	8%	-	- 1 - %	13%	-	-	-
Gabbros	1%	1%	2%	3%	1%	1%	3%

Zones: 1- Marymac 2, 2- Marymac 1, 3- Island, 4- Lepage, 5- Float, 6- Redcliff, 7- Nine South

détritiques composent plus de 80 % de celles-ci. De plus, les filons-couches de gabbro se sont introduits dans des roches sédimentaires et/ou des pyroclastites. Malgré la présence de gabbro à proximité d'une lentille de basalte à la zone Marymac 1, les filons-couches de gabbro ne sont pas associés aux unités basaltiques; aucun faciès de gabbro gloméroporphyrique n'a d'ailleurs été observé dans ce secteur. Les pyroclastites les plus fréquemment rencontrées sont des tufs à lapilli felsiques dans une matrice mafique. La présence des roches sédimentaires (argilite et siltite) est également plus importante que dans le secteur sud.

Secteur sud

Ce secteur englobe les quatre zones les plus au sud, à savoir Lepage, Float, Redcliff et Nine South. Les basaltes y représentent 19 à 38 % des successions lithologiques alors que les pyroclastites et les roches détritiques représentent 70 % en moyenne. Les filons-couches de gabbro se rencontrent à la base d'une unité basaltique corrélable entre les quatre zones. La roche encaissante inférieure du filon-couche se compose surtout de pyroclastites et parfois de roches sédimentaires. Ces gabbros ne représentent donc pas des centres de coulées basaltiques à granulométrie plus grossière. Les contacts basalte-gabbro observés sur les carottes de forage de la zone Lepage montrent par endroits des bordures de trempe alors qu'en d'autres endroits ils semblent plus graduels. Il convient de préciser que l'altération souvent intense du gabbro obscurcit les relations entre les deux unités lithologiques. Les filons-couches présentent des passages de gabbro gloméroporphyrique.

STRUCTURES

Épisodes tectoniques

Les épisodes tectoniques décrits ici s'inspirent principalement de l'étude de Fournier (1983). L'épisode tectonique nommé ici P_1 et qui est l'épisode tectonique prédominant de la fosse du Labrador correspond à l'épisode tectonique P_3 de la partie nord de la fosse (N. Goulet, 1985; communication personnelle). Il est possible que des épisodes tectoniques antérieurs à cette phase tectonique n'aient pas été notés dans le secteur du lac Aulneau; ceci nous est indiqué vraisemblablement par l'ondulation des axes de pli P_1 qui plongent jusqu'à 20° vers le nord et vers le sud. Une phase tectonique

antérieure à P_1 dont les axes de pli seraient est-ouest auraient pu former initialement des plis très ouverts; la surimposition orthogonale de la phase tectonique P_1 pourrait être à l'origine du patron polyphasé en forme de canot (dôme et bassin très allongé) visible dans les gabbros et formations de fer de part et d'autre de la vallée.

Une seconde hypothèse pour ce patron en canot et pour cette ondulation des axes de pli serait une phase tectonique P_1 décomposable en mécanisme de flexion suivi d'un aplatissement; cette succession de mécanisme peut former des plis non-cylindriques monophasés donnant un patron semblable à un patron polyphasé en canot. Notre étude dans la région ne nous a pas permis de confirmer ou d'infirmer la validité de l'une ou l'autre hypothèse ou de la surimposition possible des deux.

L'épisode tectonique principal (P_1) est caractérisé par des plis serrés à isoclinaux dont l'axe de pli est de direction N270 à N330, et déversés vers le SW. Une schistosité S_1 de même orientation est associée à cet épisode; des failles de chevauchement qui décrochent les flancs normaux des anticlinaux accompagnent les plis. Fournier (1983) a dressé deux coupes structurales (d'après une cartographie à l'échelle de 1:25 000) qui donne une idée du style tectonique dans la région (figure 6). La surface inférieure des gabbros des crêtes représente une surface de glissement. Nous pensons que les failles de chevauchement indiquées par Fournier (1983) sont des cisaillements peu importants en terme de déplacement entre des lithologies de compétence différente. Dans le prolongement de la vallée au nord du lac Aulneau, l'axe des synclinaux dans les gabbros et formations de fer (faciès à oxydes) plonge de 20° vers N355 (Dressler, 1979). Entre ceux-ci, des failles de chevauchement marquent la position des anticlinaux. Le seul axe de pli (antiforme isoclinal) que nous avons mesuré dans la vallée entre les zones Redcliff et Nine South plonge de 17° vers N135. Selon nous, la vallée Aulneau-Redcliff est donc le site d'un anticlinal isoclinal dont la charnière dans les tufs est maintenant érodée. Cette hypothèse se base notamment sur les 9 critères de polarité recueillis dans la vallée par Avison (1980); sept indiquent un sommet vers l'est en position normale et deux un sommet vers l'ouest en position inversée. Ce pli se révèle être la continuité vers le sud d'un anticlinal tracé sur plus de 60 km (Dugas, 1970). De plus, il est probable qu'une ou plusieurs failles de chevauchement aient joué dans la vallée (voir la carte no 1917 de Dressler, 1979).

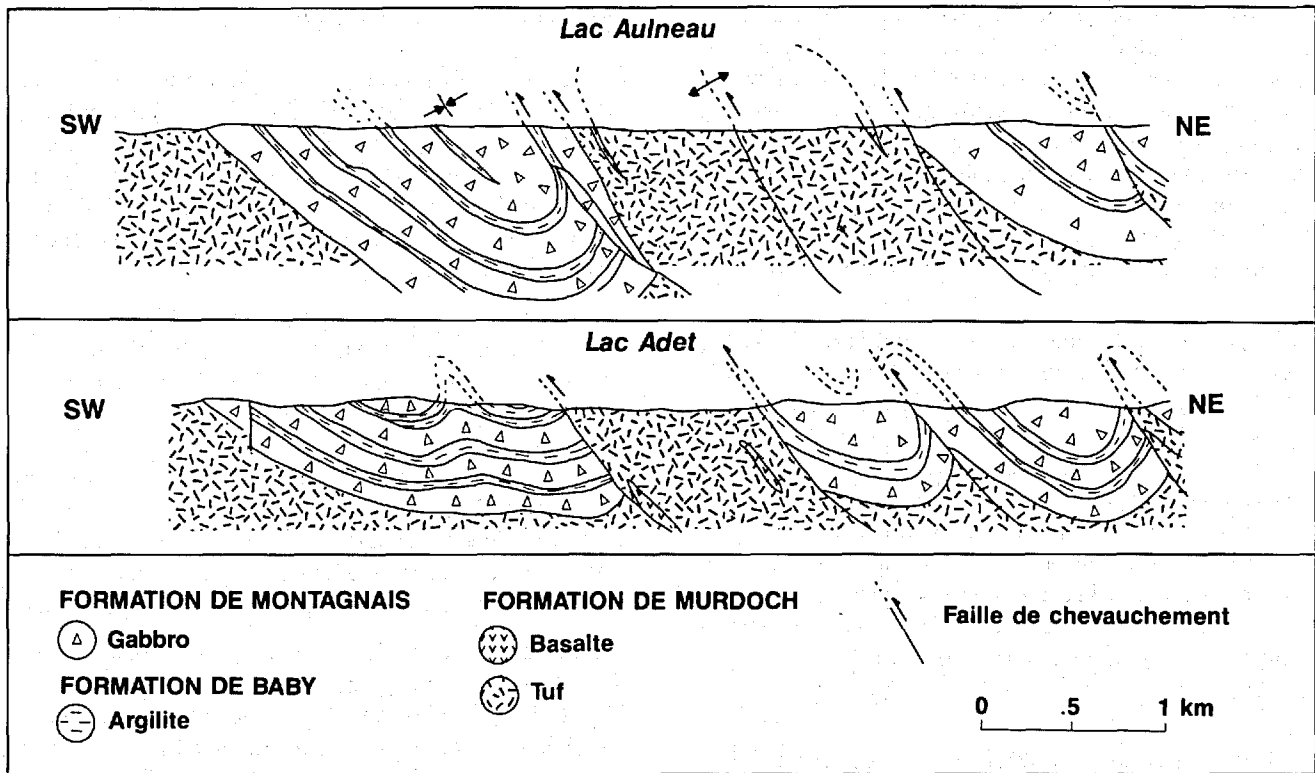


FIGURE 6 – Deux coupes structurales illustrant le style tectonique dans la région du lac Aulneau (modifié de Fournier, 1983).

Un second épisode tectonique (P_2) a déformé les structures reliées au premier épisode. Ainsi, les axes de pli P_1 et la schistosité S_1 sont ondulés dans un plan horizontal à une échelle kilométrique dans la vallée. Des zones cisailées (direction N260 à N300; pendage de 50 à 70° vers le NE) sont rencontrées de façon espacée dans la vallée; ces zones montrent un clivage de crénulation (schistosité S_2) qui déplace la schistosité principale. Dans les forages, des veines sigmoïdales et des passages cisailés et altérés (jusqu'au schiste à chlorite) ont été rencontrés.

Fournier (1983) a noté quatre failles tardives verticales d'orientation N30 et N60 dans la région. Nous appuyons son commentaire selon lequel celles-ci rendent peu compte de l'activité tardive dans ce secteur. Dans les forages, des veines de tension recoupent à l'occasion les deux schistosités.

Tuf à lapilli: macrofabrique

Collecte des mesures

Nous avons relevé des mesures de dimension et d'orientation sur des lapilli déformés dans deux secteurs où des tufs à lapilli affleurent particulièrement bien. Le secteur nord est

situé à proximité de la zone Marymac 2 alors que le secteur sud inclut tous les affleurements au SW des zones Redcliff et Nine South. Nous avons relevé les mesures d'une trentaine de lapilli dans le secteur nord et de plus de cinquante lapilli dans le secteur sud.

Forme des lapilli

Dans ce rapport, les trois axes principaux des lapilli sont nommés X, Y, Z où $X \geq Y \geq Z$. Les lapilli sont allongés et aplatis; ils ont la forme de cigares à section elliptique. Les dimensions des lapilli (et blocs) varient de 10 à 70 cm selon X, de 5 à 20 cm selon Y et de 2 à 40 mm selon Z. Les rapports unitaires moyens X, Y, Z ainsi que les rapports moyens X/Y, X/Z, Y/Z sont inscrits pour les deux secteurs dans le tableau 3.

Les lapilli représentent une tectonite SL, soit une déformation intermédiaire entre les types galettes (S) et les types cigares (L). Les lapilli du secteur sud représentent une tectonite SL , c'est-à-dire qu'ils ont subi un aplatissement ($X/Y < Y/Z$) (Flinn, 1962). Les lapilli mesurés dans le secteur nord diffèrent de ceux du secteur sud avec une tecto-

TABLEAU 3 – Orientations et rapports des axes des lapilli déformés dans la vallée Aulneau-Redcliff.

SECTEURS	ORIENTATIONS		RAPPORT DES AXES					
	Axes X (directions et plongement)	Axes Y (direction)	Unitaires			Axes/axes		
			X	Y	Z	X/Y	X/Z	Y/Z
Nord	070°/44°	342°	10	2.3	1	4.4	10	2.3
Sud	050°/44°	317°	9	4.2	1	2.1	9	4.2

nite S_L , c'est-à-dire qu'ils ont plutôt subi une constriction ($X/Y > Y/Z$). Sur le terrain, ils ont un axe X nettement plus grand (par rapport aux axes Y et Z) que les autres lapilli de la vallée (figure 3). Tous les lapilli des deux secteurs montrent une symétrie orthorhombique. Ils montrent également un écart semblable à la sphéricité originale ($X/Y - Y/Z - 1$), c'est-à-dire de 5,7 et de 5,3 pour les secteurs nord et sud (Park, 1983). Nous supposons que la sphéricité des lapilli au moment de leur dépôt ne variait pas dans le tuf.

La similarité de la symétrie et de l'écart à la sphéricité dans les deux secteurs nous laisse croire que la déformation a été causée par les mêmes contraintes mais que l'expression de celles-ci diffère dans les deux secteurs à cause des propriétés physiques des matériaux. Flinn (1956) a déjà montré dans un cas semblable que si les masses de roches adjacentes ne sont pas déformées autant qu'un conglomérat (contenant des cailloux déformés), un mouvement aura tendance à se développer aux contacts du conglomérat. Il mentionne alors que la friction qui restreint le mouvement aux contacts du conglomérat peut faire en sorte que les cailloux ne peuvent qu'être aplatis.

Dans notre cas, il est possible que ce mécanisme ait joué dans le secteur sud où les basaltes compétents représentent en moyenne 27 % de l'épaisseur des successions lithologiques mesurées. La composition moins felsique des lapilli dans une matrice de composition plus ou moins semblable a également pu favoriser une déformation de type aplatissement. Dans le secteur nord, les basaltes compétents et les roches relativement incompetentes (argilites et pyroclastites) composent respectivement 10 % (et moins) et plus de 85 % des successions lithologiques mesurées. Il est possible que la plus grande aisance des roches incompetentes à être déformées associées à des lapilli plus compétents (felsiques) ait permis un allongement plus marqué des lapilli selon l'axe X dans le secteur nord.

Si l'hypothèse des plis non-cylindroïdes ou de la tectonique polyphasée (pré- P_1 et P_1) est valable, alors le secteur nord de la vallée Aulneau-Redcliff représente une zone de culmination. Le plongement vers le sud des axes de pli P_1 entre les zones Redcliff et Nine South et celle vers le nord des axes de pli P_1 à 5 km au nord de la zone Marymac 2 appuie également cette hypothèse. Le manque d'affleurement dans la vallée nous a empêché de trouver des lapilli déformés en galettes au nord de la zone Marymac 2.

L'intensité de la déformation à l'extérieur de la vallée Aulneau-Redcliff n'a pu être précisée. Quelques tufs à lapilli retrouvés localement au nord-est de la vallée expriment cependant une déformation moins intense. Il est probable que les contraintes exprimées sur les lithologies incompetentes de la vallée et qui a résulté en un plissement isoclinal aient déformé d'une façon moins intense les lithologies plus compétentes plissées de façon serrées de part et d'autre de la vallée.

Orientation de la déformation

L'axe long (X) des lapilli est toujours orienté dans le sens du pendage de la schistosité S_1 , alors que l'axe intermédiaire (Y) a toujours été mesuré de façon horizontale. Les orientations moyennes (direction et plongement) des axes X et Y sont indiquées pour les deux secteurs au tableau 3. Le plan qui contient les axes X et Y est parallèle à la schistosité S_1 ; l'axe Z est normal à ce plan.

Il est présumé que la symétrie (orthorhombique) des objets déformés représente la symétrie de la déformation causée par l'épisode tectonique principal (P_1). Nous déduisons que le mécanisme principal de déformation est le cisaillement pur (déformation co-axiale) et nous plaçons alors les axes des contraintes principales a, b, c parallèlement aux axes principaux X, Y, Z de la déformation. La contrainte maximale a est parallèle à l'axe court Z des lapilli, la contrainte minimale c est parallèle à l'axe long X et la contrainte intermédiaire b est parallèle à l'axe intermédiaire Y (Ramsay, 1967).

Dans le secteur sud, les lapilli ont subi un aplatissement. Il y a donc eu un allongement selon l'axe intermédiaire Y. Le plan contenant les axes X et Y (plan de la schistosité S_1) est donc un plan d'allongement alors que l'axe Z est l'axe de compression normal à ce plan. Dans le secteur nord, les lapilli ont subi une constriction, donc il y a eu un allongement selon l'axe long X alors que les axes Y et Z représentent des axes de compression.

À l'affleurement de la zone Redcliff, nous avons noté exceptionnellement des lapilli avec une symétrie monoclinique. La figure 7 montre les orientations moyennes respectives des axes longs X des lapilli dans les deux secteurs (nord et sud) ainsi qu'à la zone Redcliff où la schistosité espacée

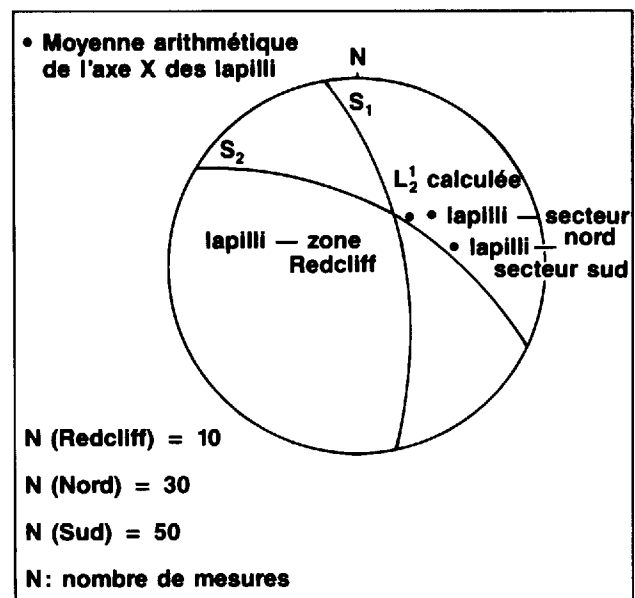


FIGURE 7 – Projection stéréographique équiangle montrant la relation entre l'axe X des lapilli et l'intersection des deux schistosités à la zone Redcliff; pour comparaison l'orientation des lapilli dans les secteurs nord et sud est aussi représentée.

S_2 a été observée. On note que l'axe X de la déformation des lapilli de la zone Redcliff est près de l'intersection des schistosités S_1 et S_2 et représentent donc une linéation L_2^1 . Selon nous, la déformation associée à la phase tectonique P_2 a modifié la forme des lapilli et réorienté ceux-ci à l'intersection des deux schistosités.

MÉTAMORPHISME

Le degré de métamorphisme du secteur étudié se situe dans le faciès des schistes verts. Dressler (1979) fait passer un isograde séparant les subdivisions chlorite-stilpnomélane et chlorite-(stilpnomélane)-biotite par le lac Aulneau.

Géologie économique

Localisation de la minéralisation

Les minéralisations principales se retrouvent en sept zones distribuées sur une distance de 13 km dans la vallée Aulneau-Redcliff. Elles sont alignées dans un axe parallèle à celui de la fosse (figure 2). Quelques autres minéralisations observées dans la région sont également décrites. D'après les renseignements disponibles au MER, les réserves de la zone Lepage et de la zone Island ont été évaluées globalement sous le nom de gîte de Marymac (à ne pas confondre avec les zones de Marymac 1 et 2). Elles affichent ensemble un tonnage (non-officiel) de 1 088 000 tonnes métriques de minerai à 2,02 % de cuivre et 0,45 % de nickel; on y signale également la présence de zinc, de cobalt et d'or (Bélangier, Clark, Hébert et Marcoux, 1982).

Minéralisation à la surface

Trois des sept zones minéralisées (Island, Lepage et Redcliff) affleurent à la surface. Les relations et descriptions de terrain sont résumées ici pour chacune des zones. Pour éviter des répétitions, les descriptions microscopiques seront incluses dans celles des différents faciès de minéralisation rencontrés par forage à la zone Lepage.

ZONE ISLAND

Deux petites îles dans la partie sud du lac Aulneau constituent l'affleurement de la zone Island. La figure 8 illustre la cartographie géologique que nous y avons effectuée. On note à l'extrémité ouest de la grosse île une unité pyroxénitique sus-jacente (?) à un lit de sulfures massifs (épaisseur minimum de 1,5 m) riche en pyrrhotite visible sous la surface de l'eau. Dans la pyroxénite, les sulfures (5 à 15 %) composés surtout de pyrrhotite sont en intercumulus autour des grains de pyroxène (figure 9).

Nous avons également noté quelques passages de gabbro intensément chloritisé contenant jusqu'à 10 % de sulfures (9 % pyrite, 1 % chalcopryrite) disséminés et en filonnets. Des passages de gabbro montrent un cisaillement qui indique un mouvement horizontal dextre (figure 10); ils contiennent de 10 à 40 % de sulfures (pyrite et chalcopryrite) en filonnets. Quelques veines de quartz essentiellement stériles sont rencontrées à proximité des zones minéralisées.

ZONE LEPAGE

La zone Lepage affleure sur une colline située légèrement au sud-est du lac Aulneau. Nous avons reproduit aux figures 11 et 12 la cartographie détaillée ainsi qu'une coupe SW-NE de cette zone, réalisées toutes les deux par Fournier

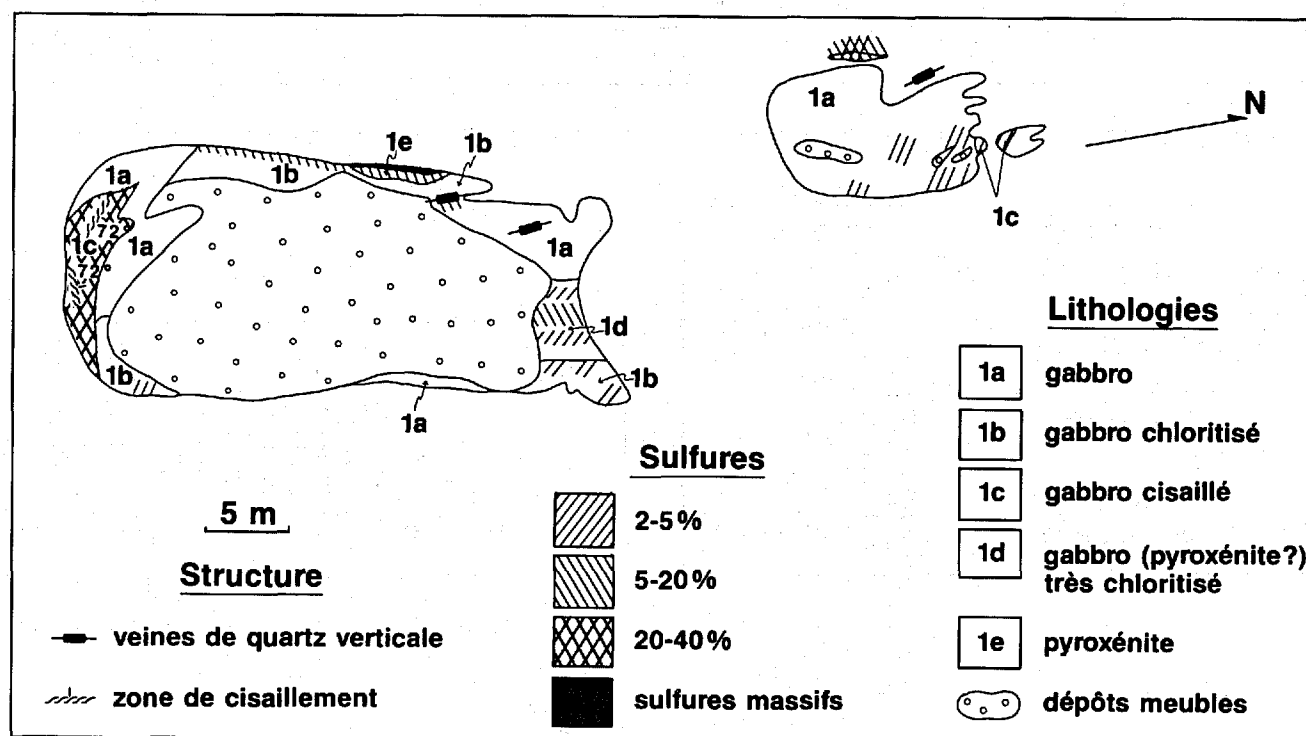


FIGURE 8 - Carte géologique de la zone Island.

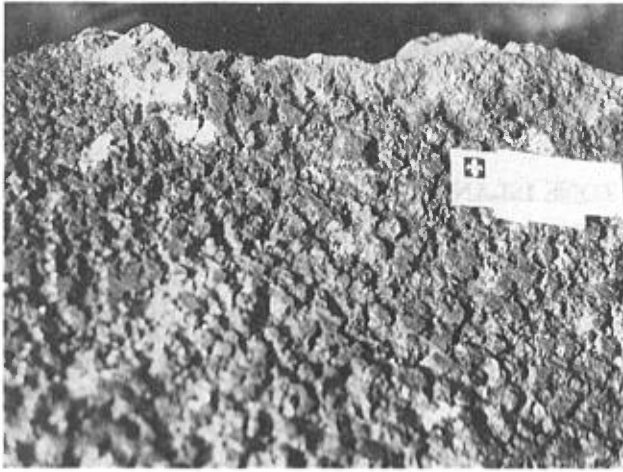


FIGURE 9 – Faciès pyroxénitique à la surface de la zone Island. Les grains de pyroxène sont en relief positif par rapport à la matrice riche en sulfures.



FIGURE 10 – Gabbro cisailé à la surface de la zone Lepage : les blocs de section losangique indiquent un mouvement horizontal dextre (Échelle : la règle a 10 cm de long).

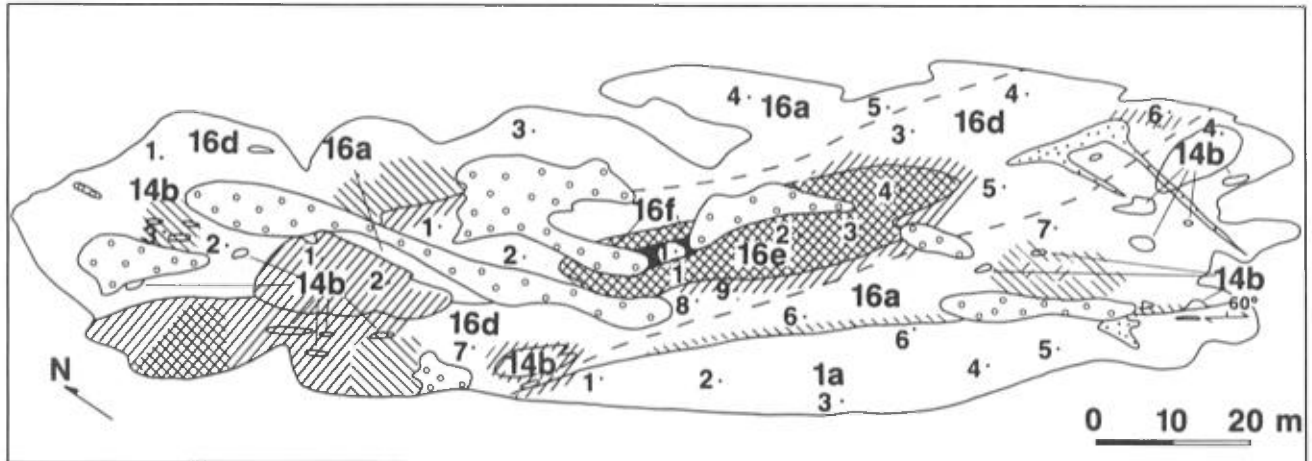


FIGURE 11 – Carte géologique de la zone Lepage (tiré de Fournier, 1983) et localisation des échantillons analysés (voir analyses chimiques à l'annexe 3).

Lithologies		LÉGENDE	
16f	pyroxénite feldspathique		
16e	pyroxénite		
16d	gabbro chloritisé		Sulfures
16a	gabbro		2-5%
14b	gabbro léopard		5-10%
1a	tuf		20-40%
	veines de quartz		sulf. massifs
	dépôts meubles		

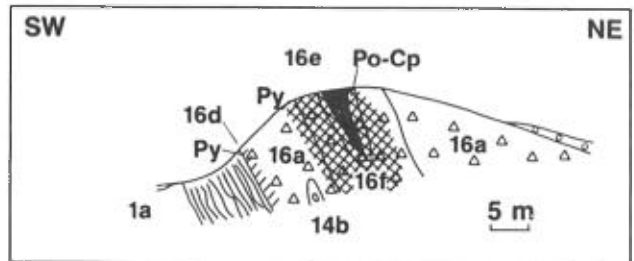


FIGURE 12 – Coupe géologique de la zone Lepage, selon Fournier (1983).

(1983). On note une lentille de sulfures massifs (pyrrhotite, pentlandite, magnétite et chalcopryrite) associée à une pyroxénite au centre d'un passage de gabbro fortement chloritisé et pyritisé. Dans la pyroxénite, nous avons observé des textures en filet (figure 13). On remarque également des passages altérés et minéralisés plus faiblement dans du gabbro glomérporphyrique ainsi qu'une forte chloritisation et pyritisation à son contact inférieur concordant avec le tuf sous-jacent. Le tuf n'est pas minéralisé mais nous avons noté des minces filons de quartz et carbonate secondaires insérés dans la schistosité. Un fragment de gabbro glomérporphyrique aux contacts nets a été observé dans le gabbro (figure 14). Quelques veines de quartz recoupent la partie sud de l'affleurement et contiennent localement des « poches » à grains de pyrite automorphe.



FIGURE 13 – Pyroxénite minéralisée provenant de la surface de la zone Lepage. Les grains de pyroxène sont entourés par les sulfures et intercumulus (texture en filet).



FIGURE 14 – Fragment de gabbro glomérporphyrique aux contacts nets observé dans le gabbro à la surface de la zone Lepage.

ZONE REDCLIFF

La zone Redcliff affleure à l'ouest du lac du même nom ; la carte géologique de ces affleurements est présentée à la figure 15. Toutes les formations pendent vers l'est. Ce sont

du SW au NE des tufs à lapilli (10 m), du basalte (3 m), des tufs (15 m), du gabbro (12 m) et des tufs à lapilli (5 m). Aucune polarité n'est observable. Des interlits de tuf et tuf à lapilli d'épaisseur décimétrique sont aussi notés. Ces derniers contiennent des fragments de composition felsique dans une matrice mafique aphanitique par endroits, très schisteuse et intensément altérée. Le basalte est aphanitique, vert foncé et d'aspect massif. Le gabbro est frais sur les affleurements au sud-est ; on y note une texture ophitique grossière. Sur l'affleurement central, le gabbro est très chloritisé. Des enclaves dans le gabbro et quelques contacts tuf-gabbro (épaisseur maximale de 30 cm) se composent essentiellement de talc et de séricite ; ceci est probablement l'expression d'un métamorphisme de contact.

La zone Redcliff est le seul endroit dans la vallée où nous avons observé la stratification et la présence de deux schistosités. La schistosité S_1 est sub-parallèle à la stratification alors que la schistosité S_2 la recoupe nettement (figure 16). Plusieurs lapilli déformés plongent de 40° vers le nord-est ; ceux-ci sont à l'intersection des schistosités S_1 et S_2 et représentent une linéation L_2 . Une minéralisation disséminée (0-2 % pyrite) est observée aux contacts altérés du gabbro et parfois du basalte à l'affleurement central. Une lentille de sulfures massifs entourée d'une zone d'altération (jusqu'à 20 cm d'épaisseur) à stilpnomélane est observée dans le tuf de l'affleurement au NNW. Les sulfures comprennent la pyrrhotite, la pentlandite et la chalcopryrite avec un pourcentage très variable de grains automorphes de pyrite de néoformation (figure 17).

AUTRES MINÉRALISATIONS

Quelques autres aires d'affleurements révèlent la présence de sulfures dans la région.

La minéralisation stratiforme de pyrite-pyrrhotite associée aux argilites et siltites de la Formation de Baby a été décrite comme une formation de fer au faciès sulfuré (Dressler, 1979). Les horizons ferrugineux que l'on observe sous les gabbros du Groupe de Montagnais dans la vallée Aulneau-Redcliff et autour du lac Joseph sont de ce type. Nous avons observé à l'est de la pointe sud du lac Joseph (figure 2) une zone de silicification de 30 m d'épaisseur dans le gabbro sus-jacent à la roche ferrifère. La silicification se présente sous forme d'yeux de quartz gris (de 3 à 6 mm) qui composent jusqu'à 30 % de la roche. La silicification augmente en s'approchant du contact inférieur du gabbro et de la pyrite est aussi notée dans les fractures à moins de 5 m du contact.

À 1 km au nord-est de la zone Lepage (figure 2), nous avons visité une zone faiblement minéralisée dans un gabbro près d'une roche argileuse et ferrifère (pyrite-pyrrhotite). Cette zone est caractérisée par le patron prismatique des fractures du gabbro (figure 18). Les fractures sont altérées et contiennent ici et là de 1 à 2 % de pyrite à grain fin. On observe également dans ces fractures du matériel felsique grisâtre à grain fin. À l'est du lac Adet, nous avons également observé des globules de pyrrhotite (1 cm) à l'intérieur du gabbro surmontant des horizons ferrifères interlités avec de l'argilite.

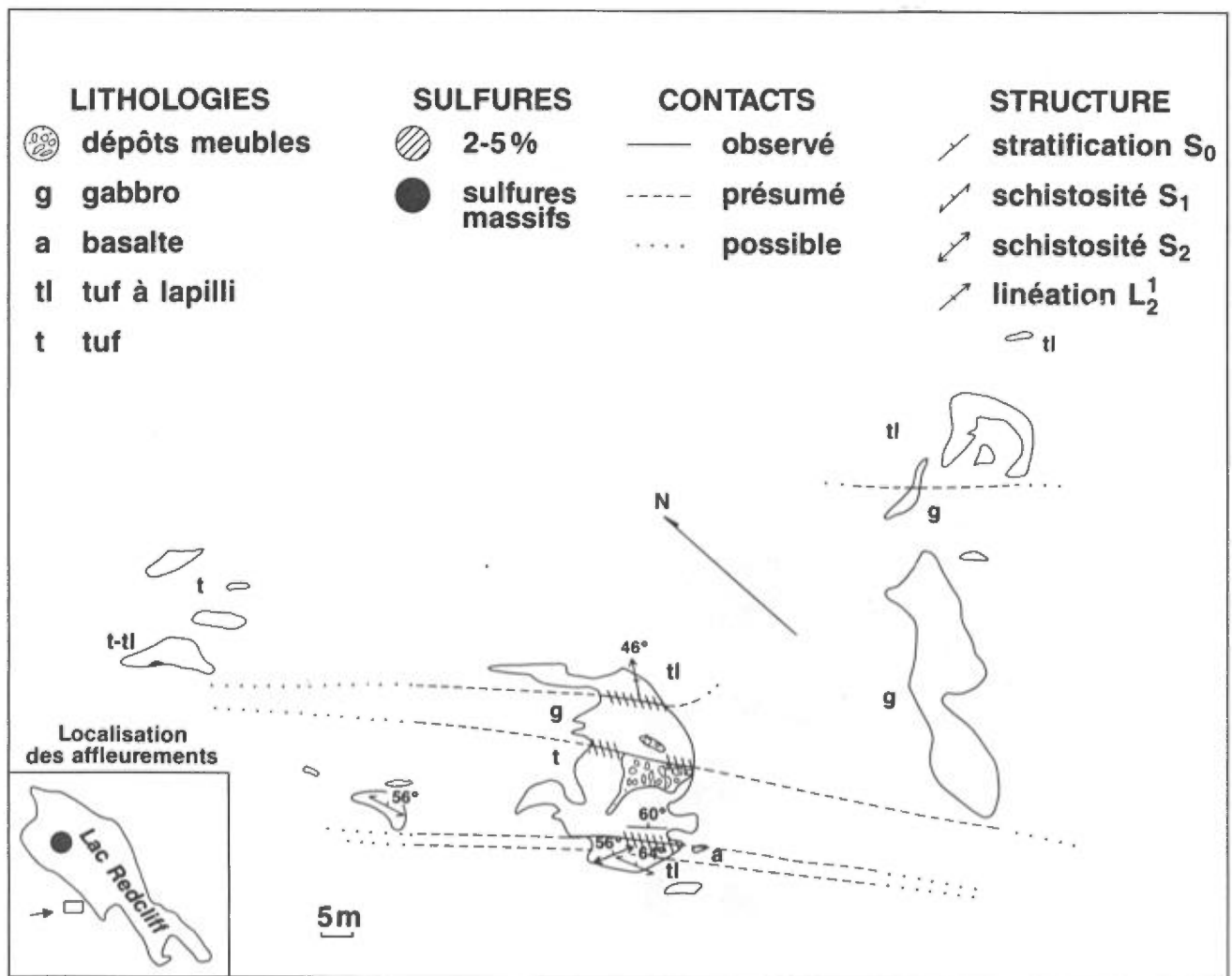


FIGURE 15 - Carte géologique de la zone Redcliff.

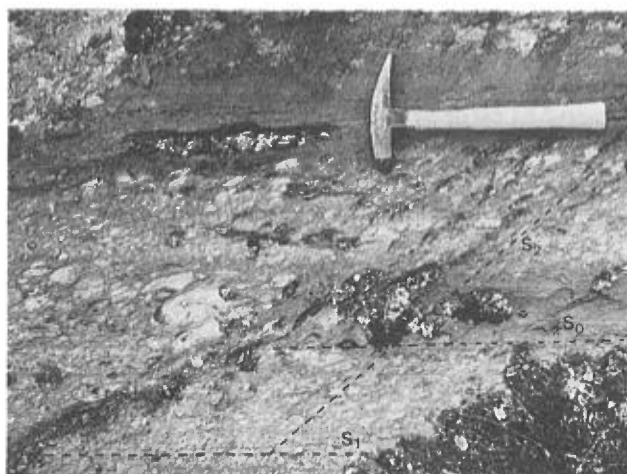
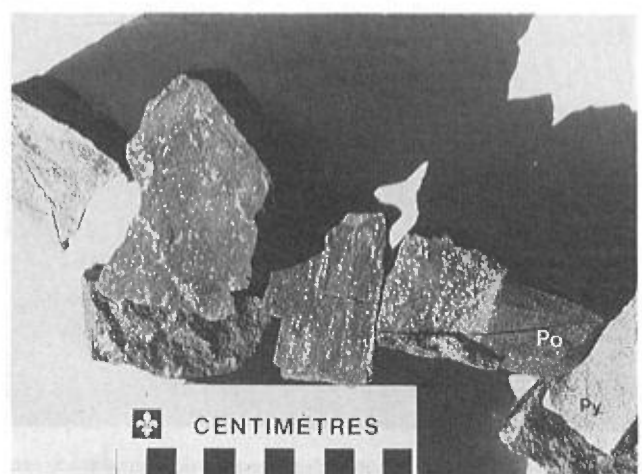
FIGURE 16 - Des niveaux de tufs et de tufs à lapilli à la surface de la zone Redcliff montrent les orientations respectives de S_0 (stratification) et des deux schistosités S_1 et S_2 .

FIGURE 17 - Séquence de remplacement graduel de la minéralisation de type 1 par la pyrite (zone Redcliff).



FIGURE 18 - Du matériel felsique et des sulfures remplissent le réseau polygonal de fractures à la zone East Lepage.

Tous ces indices sulfurés (relativement stériles en métaux de base) témoignent, selon nous, de remobilisations d'origine tectonométamorphique de la minéralisation stratiforme ferrifère (Formation de Baby) et d'une reprécipitation à l'intérieur du gabbro sus-jacent (Groupe de Montagnais). Aucune des analyses pour l'or que nous avons effectuées à ces indices n'ont donné de résultats supérieurs à 15 ppb.

Minéralisation sous la surface

CARACTÉRISTIQUES EXTERNES DES ZONES MINÉRALISÉES

Positions stratigraphiques

La figure 5 montre que les sept zones minéralisées sont localisées au niveau stratigraphique des sept filons-couches gabbroïques alignés qui se sont introduits au centre de la vallée Aulneau-Redcliff. Plusieurs forages ont été effectués par les compagnies entre les filons-couches à ce niveau stratigraphique. Aucune minéralisation n'a été intersectée. La minéralisation montre donc une association spatiale convaincante avec chacun des sept filons-couches gabbroïques.

Morphologies et orientations

La morphologie des zones minéralisées a pu être défini à l'aide de nombreuses coupes géologiques réalisées grâce aux journaux de forage de la compagnie HNS. Nous présentons une coupe verticale perpendiculaire à la vallée au niveau de chacune des sept zones minéralisées aux figures 19 à 25. De plus, une coupe longitudinale parallèle à la vallée est également présentée. Elle relie les zones Lepage et Float et

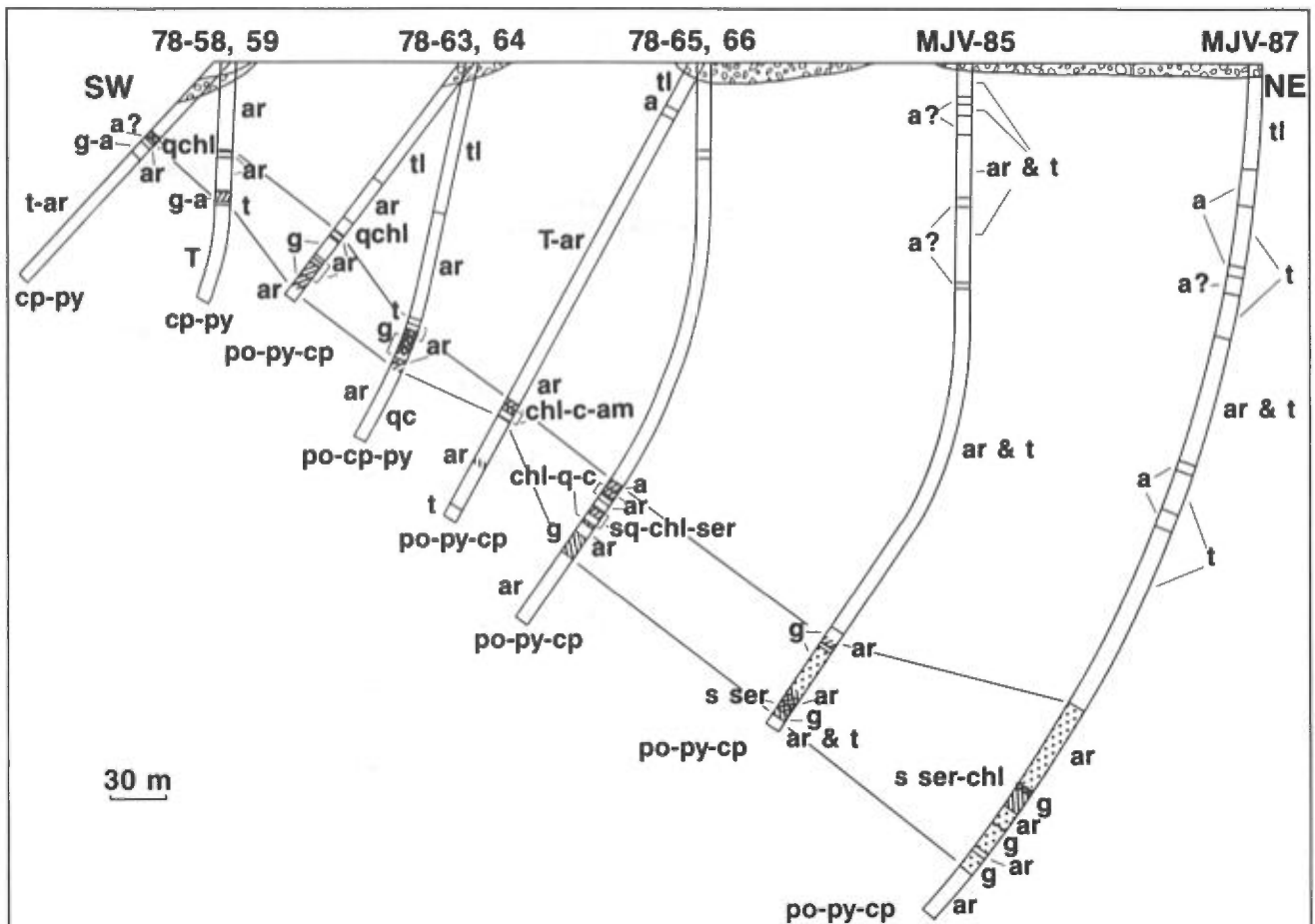


FIGURE 19 - Zone Marymac 2 - Coupe géologique (transversale).

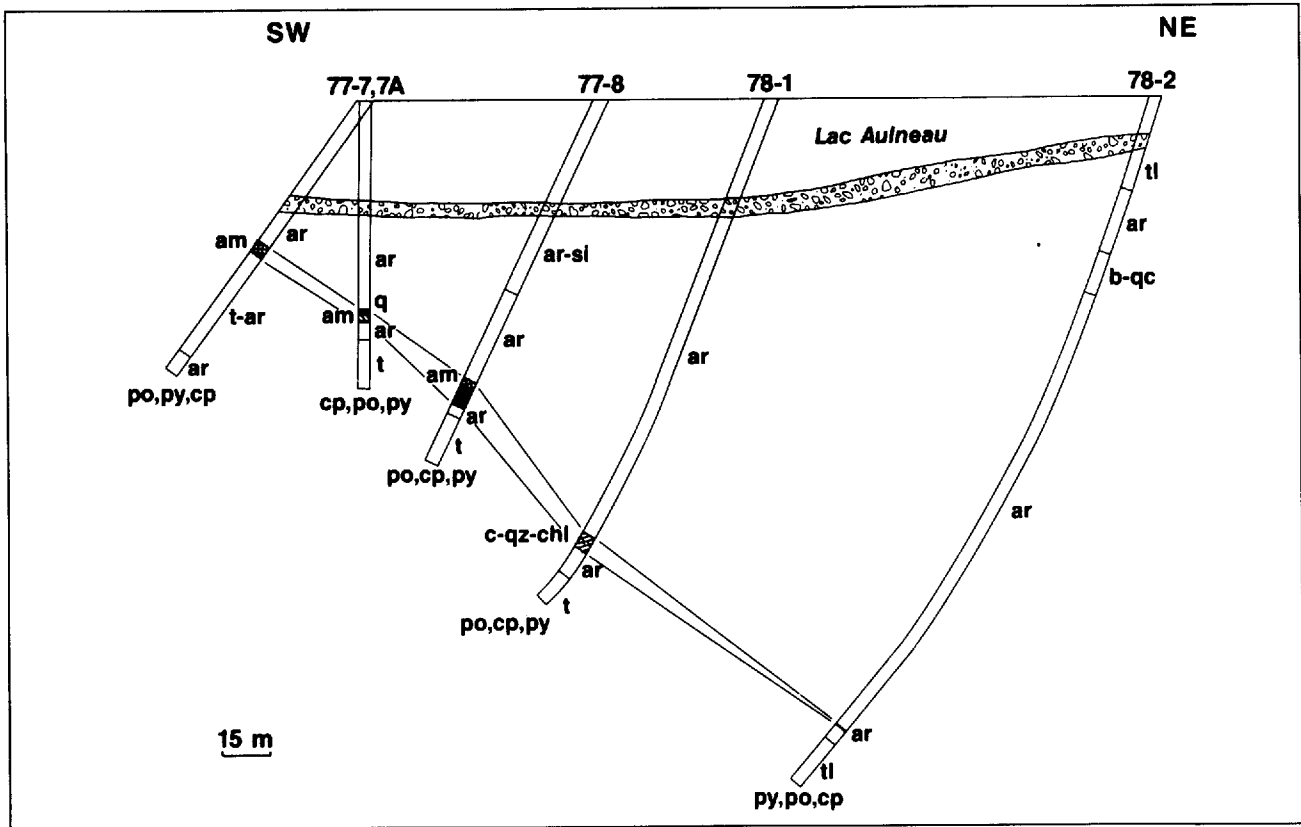


FIGURE 20 - Zone Marymac 1 - Coupe géologique (transversale).

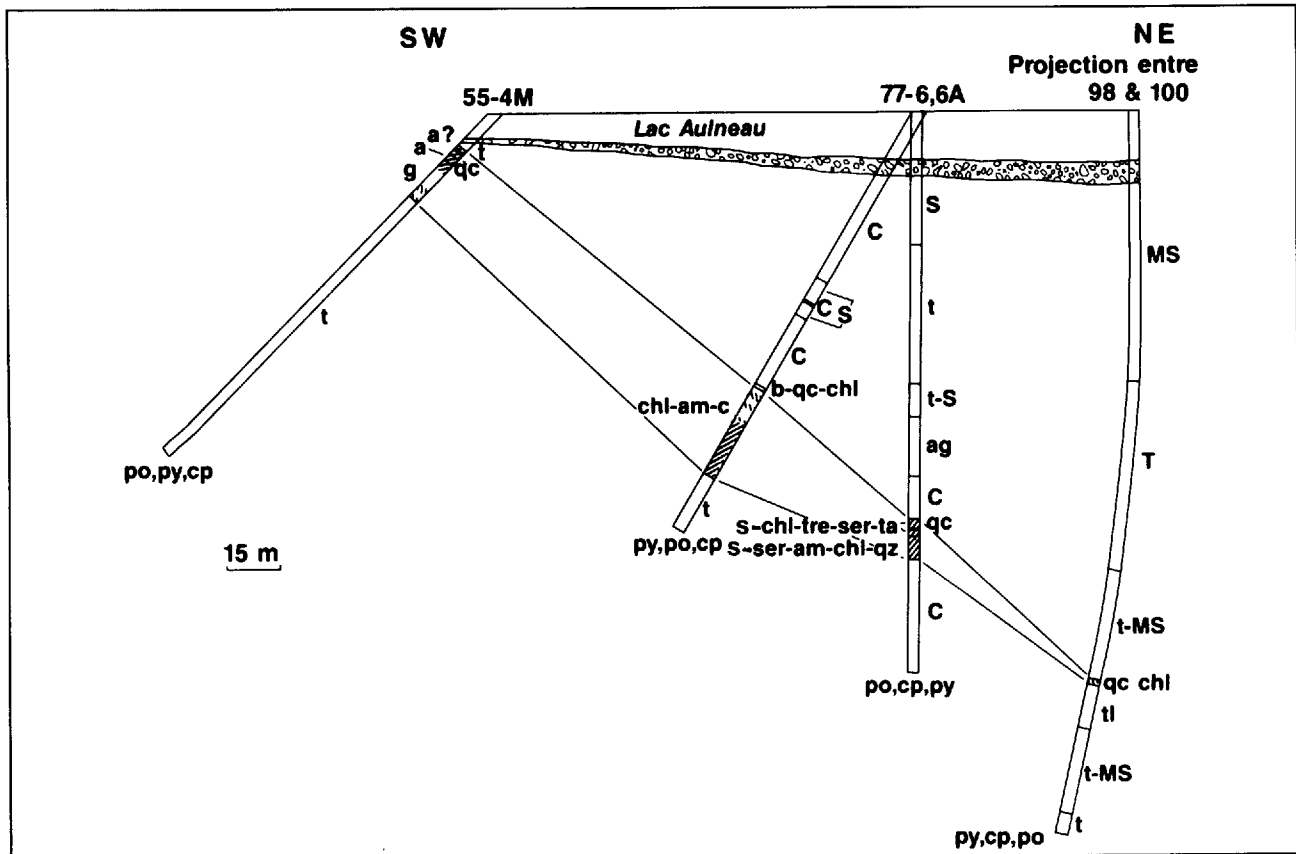


FIGURE 21 - Zone Island - Coupe géologique (transversale).

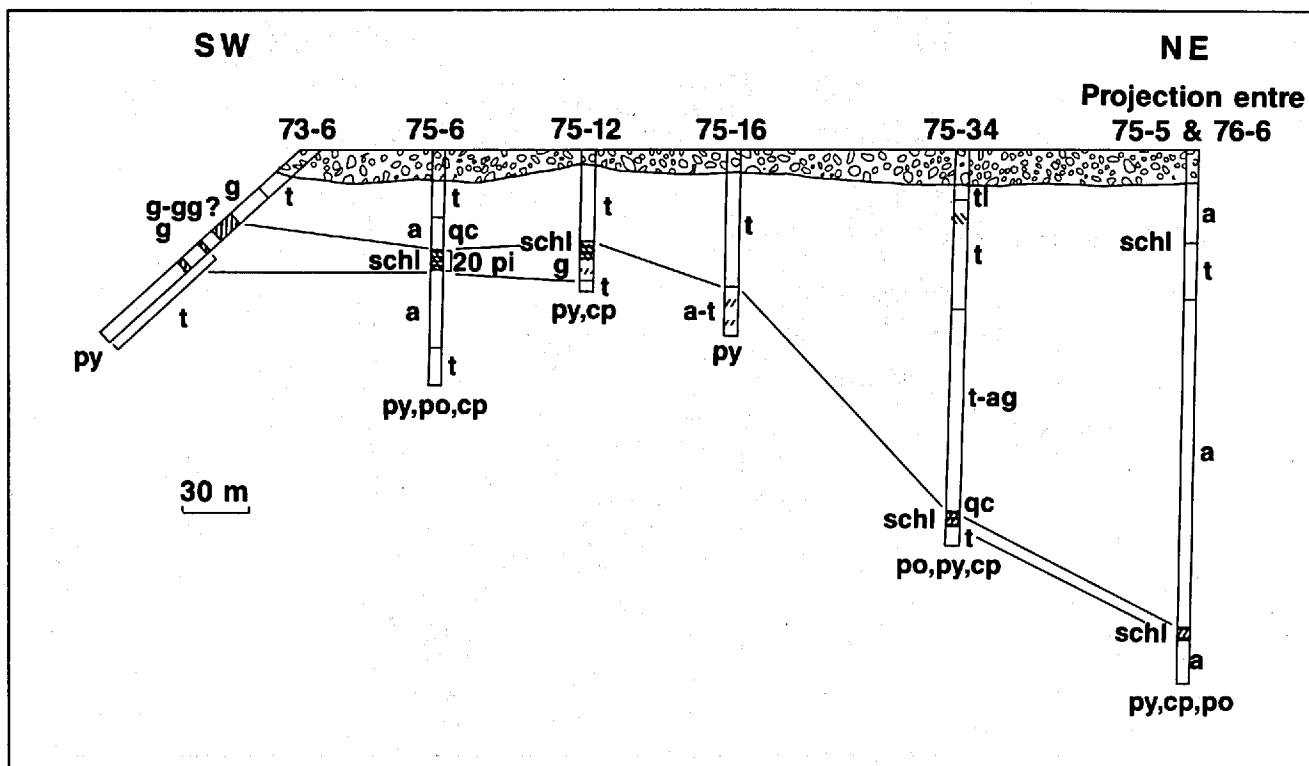


FIGURE 22 - Zone Lepage - Coupe géologique (transversale).

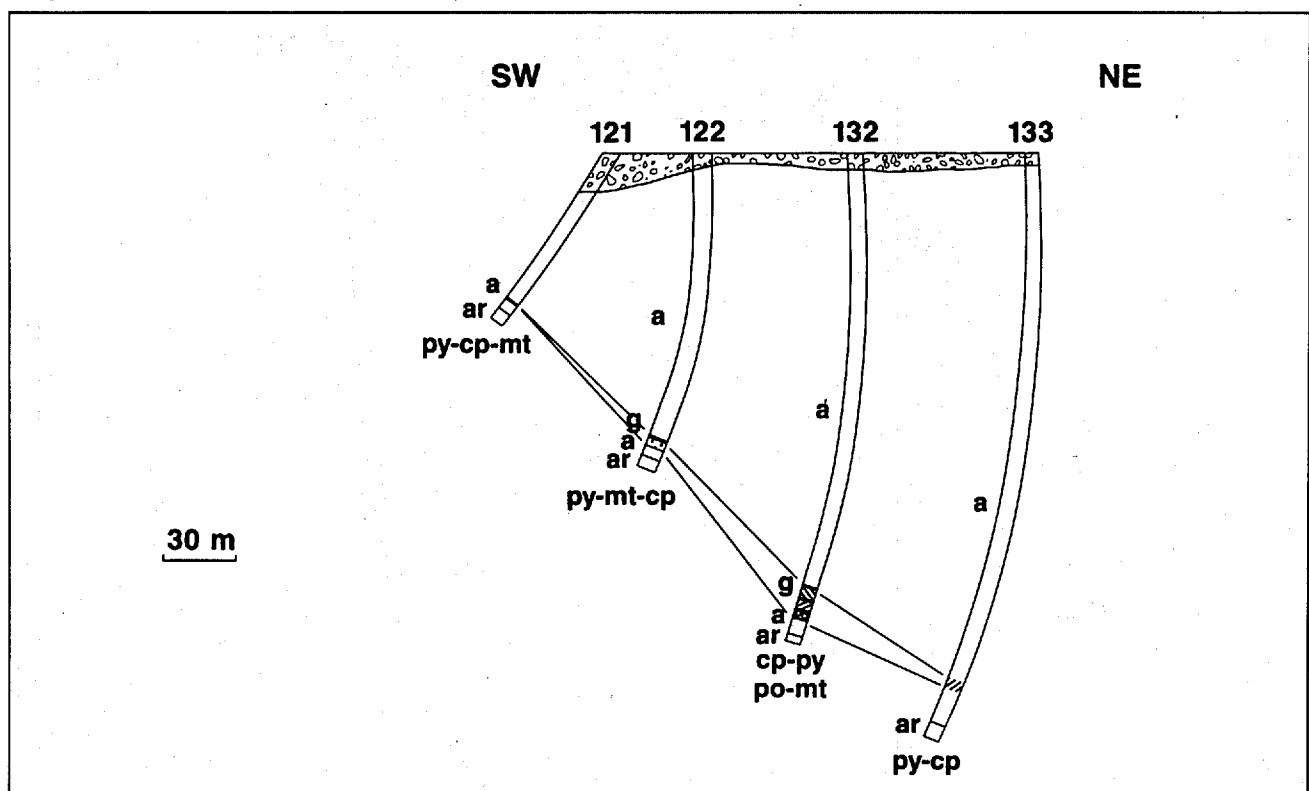


FIGURE 23 - Zone Float - Coupe géologique (transversale).

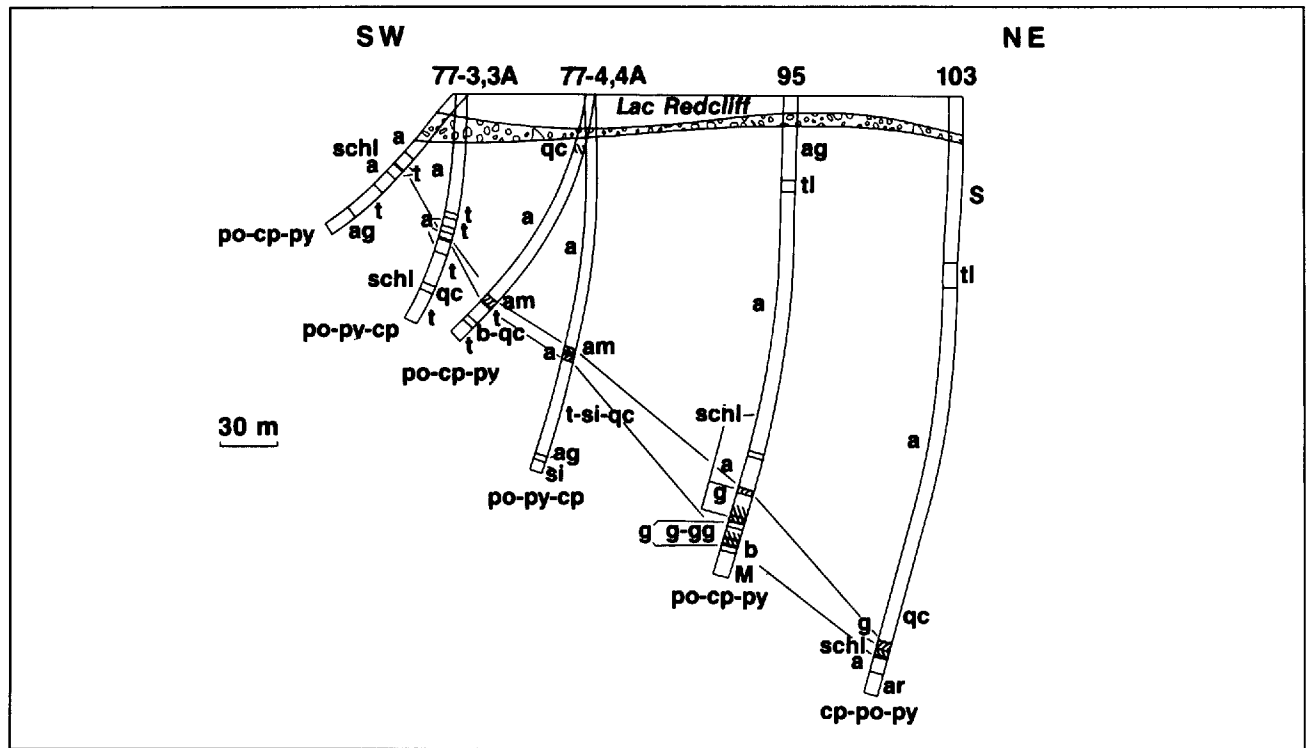


FIGURE 24 - Zone Redcliff - Coupe géologique (transversale).

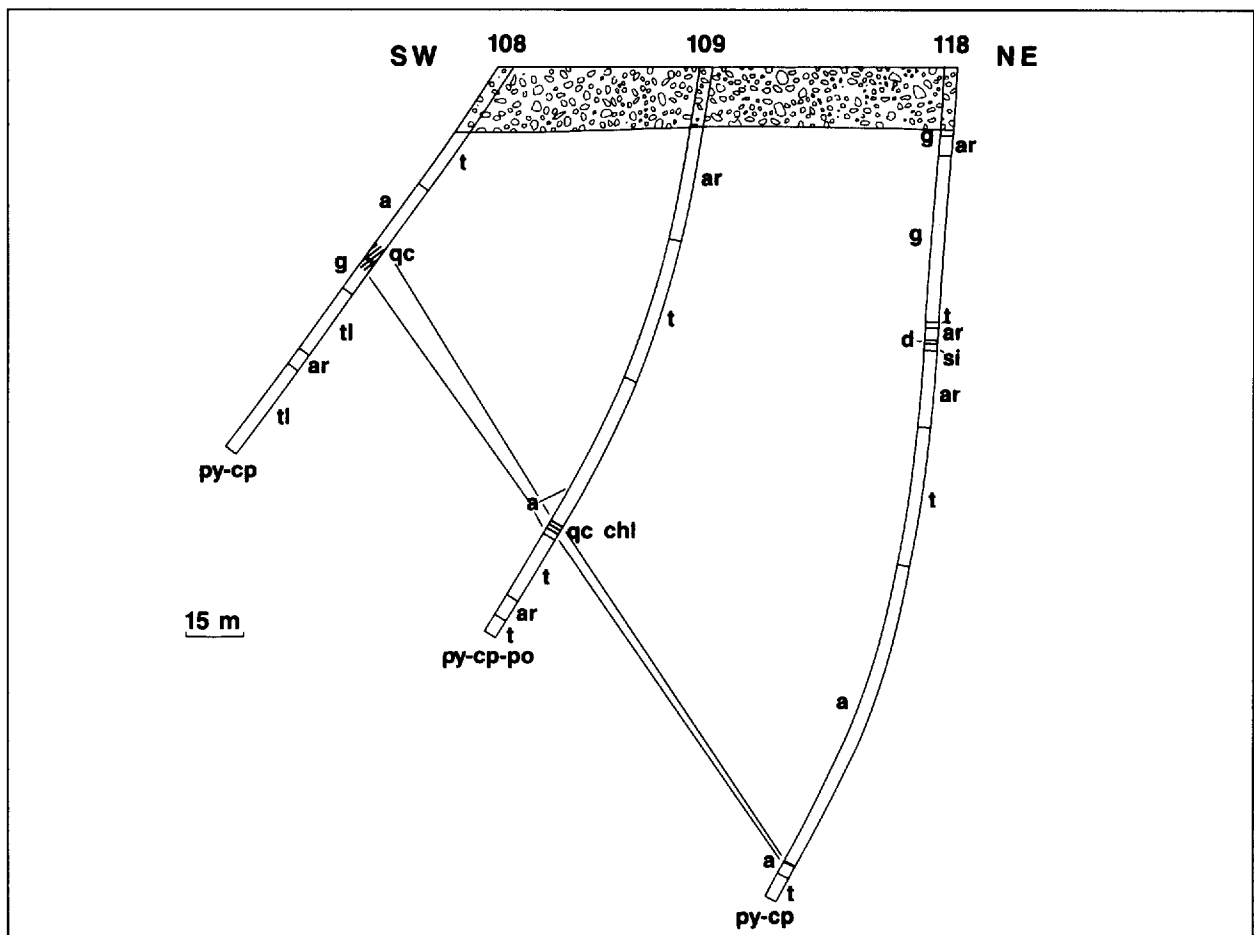


FIGURE 25 - Zone Nine South - Coupe géologique (transversale).

intersecte à 90° les strates (figures 26 et 27). Une légende générale pour ces coupes est donnée au tableau 4. Les sept zones minéralisées suivent la structure isoclinale des couches lithologiques dans la vallée, c'est-à-dire qu'elles possèdent une direction NW à NNW et un pendage variant de 25° à 55° vers le nord-est.

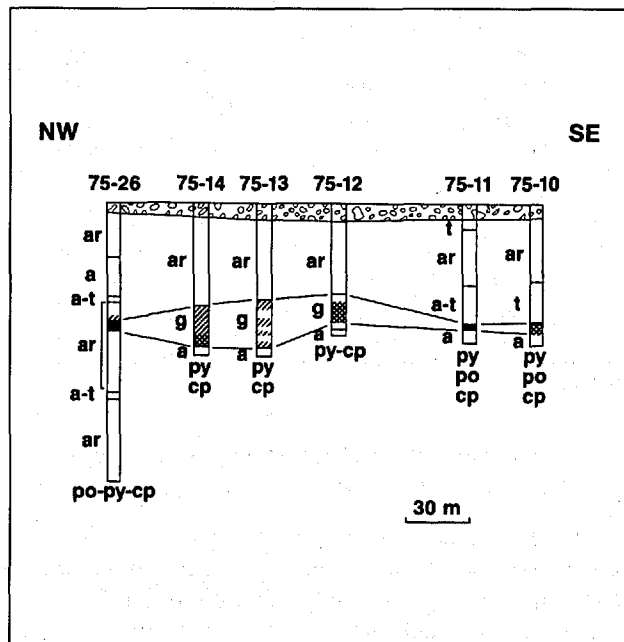


FIGURE 26 - Zone Lepage - Coupe géologique (longitudinale).

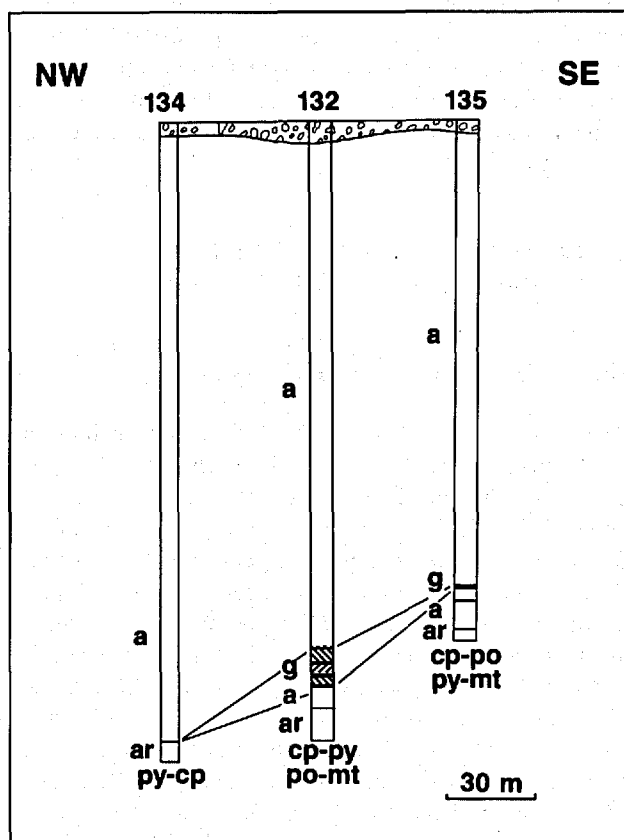


FIGURE 27 - Zone Float - Coupe géologique (longitudinale).

TABLEAU 4 - Légende des coupes géologiques

Roches sédimentaires		Roches volcaniques	
a argillite		a andésite-basalte	
d dolomie		ag agglomérat	
si siltstone		C pyroclastique	
S roches sédimentaires		t tuf	
MS métasédiments		tl tuf à lapilli	
		T ag-t-tl	
Roches intrusives		Veines et roches altérées	
a(a?) andésite-basalte (probable)		c carbonates	
g gabbro		chl chlorite	
gg gabbro gloméroporphyrique		q quartz	
		sp stilpnomélane	
		ser séricite	
		t talc	
		tre trémolite	
		am amphibolite	
		b brèche	
		s schiste	
Minéralisation*			
(Minéralogie)			(Pourcentages)
cp chalcopyrite			0-2%
mt magnétite			2-5%
po pyrrhotite			5-20%
py pyrite			20-40%
pn pentlandite			sulfures massifs
Autres			
		dé pôts-meubles	

* Les sulfures observés dans les différents forages sont indiqués en ordre décroissant d'importance au bas de ceux-ci.

Le tableau 5 présente les dimensions des sept zones minéralisées et de leur filon-couche associé. La longueur X représente la plus grande dimension des zones minéralisées (et des filons-couches); elle se situe dans une direction nord-est et a donc été mesurée dans le sens du pendage (coupes perpendiculaires à la vallée). La largeur Y représente la seconde dimension; elle est mesurée dans la direction variant du NO au NNO (coupes parallèles à la vallée). L'épaisseur Z est obtenue directement dans les journaux de forage ou sur les coupes géologiques. Les dimensions obtenues sont approximatives et peuvent dépendre dans une certaine mesure de la grille de forage de chaque zone.

Les coupes géologiques font bien ressortir que les zones minéralisées sont centrées sur les filons-couches de gabbro même si elles peuvent les déborder latéralement dans leur plan XY. Le tableau 5 montre d'une façon quantitative qu'il existe une relation directe entre les dimensions des zones minéralisées et celles des filons-couches. On note aussi que les longueurs X des zones minéralisées sont constamment supérieures à celles des filons-couches alors que leurs largeurs Y (malgré des variations) et leurs épaisseurs Z sont relativement semblables à celles des filons-couches. Une

TABLEAU 5 – Orientations, dimensions et formes des filons-couches de gabbro et des zones minéralisées dans la vallée Aulneau-Redcliff

ZONES	1	2	3	4	5	6	7
ORIENTATIONS							
– directions	N338	N330	N315	N325	N318	N325	N315
– pendages	40°	40°	40°	25°	45°	45°	55°
DIMENSIONS ET FORMES							
a) zones minéralisées							
– longueur (X)(m)	600	215	230	554	246	354	185
– largeur (Y) (m)	385	95	190	206	105	120	145
– épaisseur (Z)	46	8	31	31	13	31	8
– rapport X:Y:Z	13:8:1	27:12:1	7:6:1	18:7:1	19:8:1	11:4:1	23:18:1
b) filons-couches							
– longueur (X)(m)	>540	>150	>180	360	210	270	> 60
– largeur (Y) (m)	450	100	200	150	90	?	150
– épaisseur (Z)(m)	40	8	20	30	15	30	> 8
– rapport X:Y:Z	14:11:1	19:13:1	9:10:1	12:5:1	14:6:1	9:?:1	8:19:1

Zones: 1– Marymac 2, 2– Marymac 1, 3– Island, 4– Lepage, 5– Float, 6– Redcliff, 7– Nine South)

esquisse en trois dimensions d'une zone minéralisée complète typique (ex. : Float) est présentée à la figure 28; celle-ci a la forme d'une galette allongée.

Le tableau 5 indique également les orientations des sept zones minéralisées (et des sept filons-couches de gabbro) dans la vallée Aulneau-Redcliff. La figure 29 illustre la correspondance de l'orientation de la longueur X des zones minéralisées avec celle de l'axe long X des lapilli. De même, la direction de la largeur Y des zones se confond avec la direction de la schistosité S_1 . Le plan XY des lapilli et des zones minéralisées est donc parallèle à la schistosité S_1 .

La figure 30 montre ensuite la disposition des sept zones minéralisées. On note la correspondance d'orientation des dimensions X, Y, Z des zones minéralisées avec les axes principaux de la déformation hudsonienne obtenues à l'aide des lapilli déformés. Les zones minéralisées sont donc en

«position d'équilibre» par rapport aux axes principaux de la déformation hudsonienne.

En connaissant la géométrie d'une zone minéralisée complète (Float), on peut estimer la partie des zones minéralisées qui a été tronquée par le niveau d'érosion. Les zones Float et Redcliff semblent à peu près complètes alors que les zones Marymac 1, Island et Lepage ont probablement été tronquées de $\frac{1}{4}$ à $\frac{1}{3}$ de leurs longueurs X. La figure 25 ne montre plus que la queue de la zone Nine South; on peut estimer que celle-ci a été érodée de plus de 60 % de sa longueur X originale. On remarque que la zone Marymac 2 ne semble pas «fermer» en profondeur. La géométrie symétrique des autres zones nous porte à penser que celle-ci se continue en profondeur.

CARACTÉRISTIQUES INTERNES DES ZONES MINÉRALISÉES

Similitude des sept zones minéralisées

Une étude détaillée des journaux de forage de la compagnie HNS nous a permis de comparer la composition minéralogique et la lithologie des roches encaissantes des sept zones minéralisées. Il en ressort nettement que ces zones minéralisées sont tout à fait comparables à ces points de vue. La minéralisation se compose de pyrite, de pyrrhotite (et de pentlandite), de chalcoppyrite et de magnétite. On trouve rarement un peu de galène et de sphalérite associées. En ce qui concerne les roches encaissantes, les coupes géologiques illustrent l'association principale de la minéralisation avec les filons-couches de gabbro ainsi qu'avec les roches altérées équivalentes (amphibolites, schistes à chlorite...). La minéralisation est également localisée à l'intérieur et aux contacts des lithologies (argilites, andésites...) bordant les filons-couches.

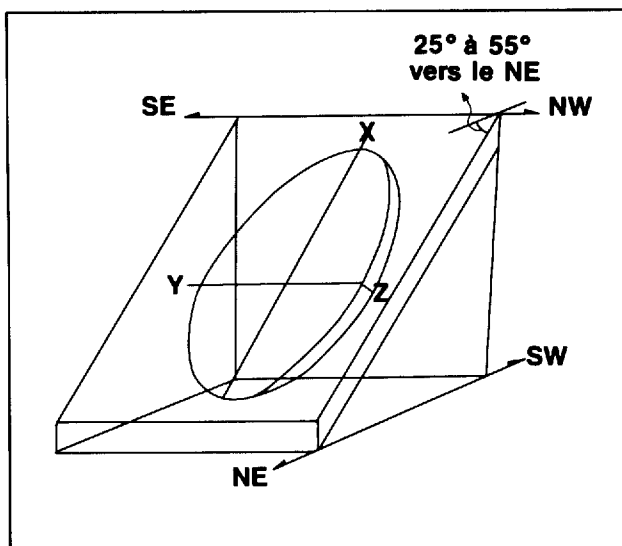


FIGURE 28 – Forme et orientation schématique d'une zone minéralisée typique dans la vallée Aulneau-Redcliff.

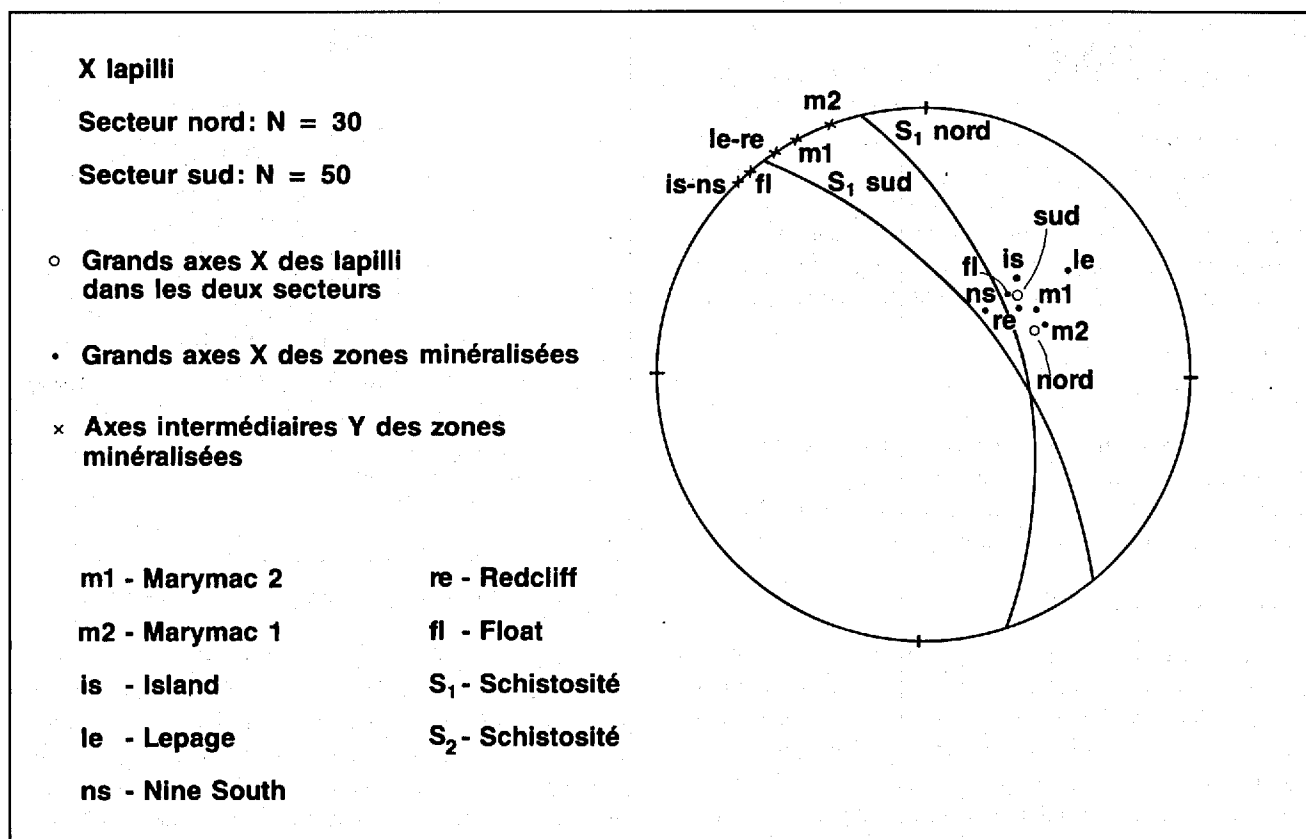


FIGURE 29 - Projection stéréographique équiangle montrant les relations entre l'orientation de la schistosité S₁ et celles des axes X et Y des zones minéralisées et des axes X des lapilli.

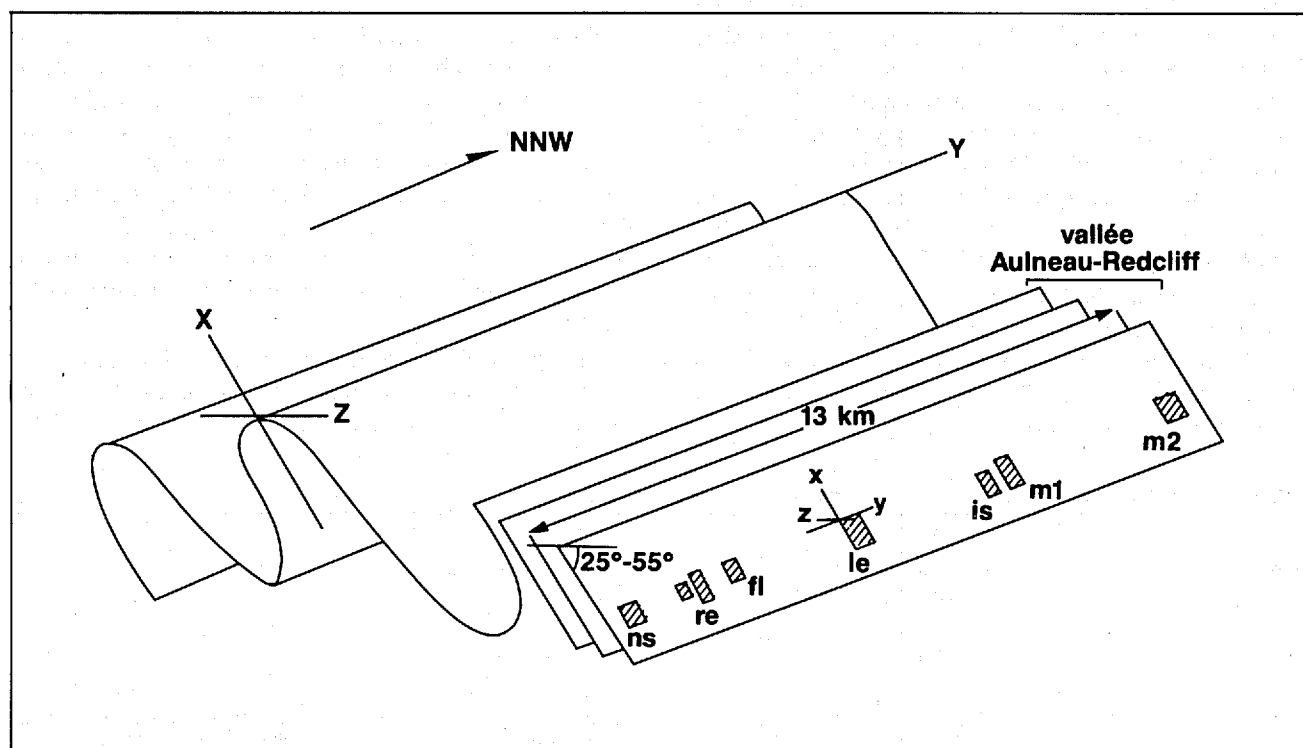


FIGURE 30 - Représentation schématique des relations entre les formes et les orientations des zones minéralisées et les axes principaux (XYZ) de la déformation hudsonienne dans la région du lac Aulneau.

Classification typologique

Dans un second temps, une étude détaillée des carottes de forage de la zone Lepage nous a permis de noter deux types de minéralisation (tableau 6) qui se distinguent à la fois par leur composition minéralogique et par leur mode d'occurrence. Ces distinctions ont déjà été identifiées par Slipp (1957), Avison (1980) et Fournier (1983). L'examen des journaux et carottes de forage des autres zones indique que ces deux types sont présents dans toutes les zones minéralisées.

Zonalités internes

Le tableau 6 résume les caractéristiques de deux types de minéralisation en fonction de la minéralogie et des roches encaissantes ; nous allons montrer ici que ceux-ci sont zonés à l'intérieur d'une zone minéralisée.

Zonalité latérale

Toutes les zones minéralisées montrent une distribution interne semblable des roches encaissantes. Ainsi, les coupes géologiques permettent de constater que la roche encaissante centrale est toujours un filon-couche et que les argilites, les tufs et les andésites ceignent celui-ci latéralement. La zone Marymac 2 diffère cependant des autres zones en ce qu'elle présente une alternance verticale de couches d'argilites et de filons-couches de gabbro sur toute sa longueur et sa largeur. Les sulfures observés dans les différents forages sont indiqués, en ordre décroissant d'importance, au bas de ceux-ci. Ceci nous permet de noter que la minéralisation de type 2 se retrouve dans la plupart des cas dans les roches encaissantes en bordure des filons-couches tandis que ces derniers contiennent plus typiquement une minéralisation de type 1. Les coupes géologiques révèlent donc une zonalité des types de minéralisation. Le type 1 occupe surtout le centre de la zone minéralisée alors que la bordure est le plus souvent représentative du type 2. La figure 31 illustre cette zonalité latérale typique observée à l'échelle d'une zone minéralisée.

Nous avons examiné de façon détaillée les carottes des sections minéralisées de la coupe NE-SW de la zone Lepage. Nos observations sont résumés sous forme de colonnes stratigraphiques à la figure 32. Celle-ci montre que les forages qui ont intersecté le filon-couche (73-3, 74-5 et 75-15)

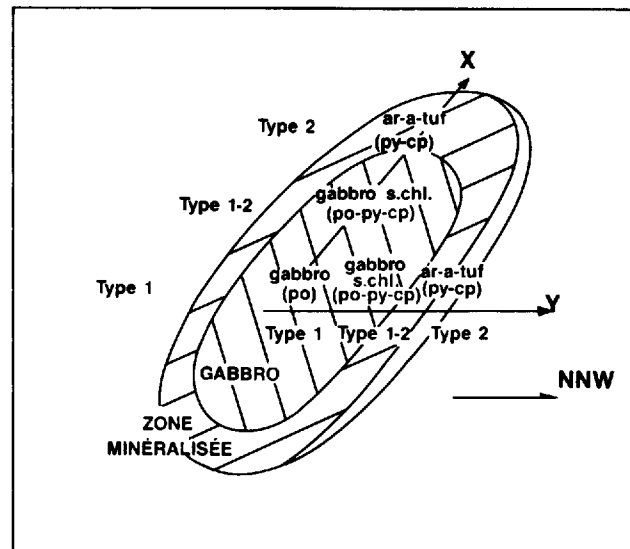


FIGURE 31 - Représentation schématique de la zonalité symétrique des deux types de minéralisation dans une zone minéralisée.

contiennent une minéralisation riche en pyrrhotite alors que les forages qui ne l'ont pas intersecté (75-4 et 76-6) montrent une minéralisation en pyrite (et chalcopyrite). Le forage 74-6 montre un assemblage minéralogique intermédiaire entre les deux types de minéralisation. La zonalité latérale observée à l'échelle d'une zone minéralisée est donc également valable à l'intérieur de celle-ci.

Zonalité verticale

Toutes les zones minéralisées montrent une variation verticale dans la distribution interne de la minéralisation, c'est-à-dire une alternance d'horizons minéralisés de façon massive, disséminée et d'horizons altérés stériles. Ces horizons ne montrent généralement pas de continuité latérale alors qu'on ne peut habituellement pas suivre ceux-ci entre les différents forages (espacés de moins de 100 m). La zone Marymac 1 est la seule où une certaine continuité latérale des horizons minéralisés est observée (figure 20 : forages 77-7 à 77-8).

La figure 32 illustre la distribution verticale de la minéralisation dans six trous de forage le long d'une coupe géologique à travers la zone Lepage. Ainsi, les forages 75-4, 74-6

TABLEAU 6 - Caractéristiques principales des deux types de minéralisation.

	TYPE 1	TYPE 2
Minéralogie	Pyrrhotite-chalcopyrite pentlandite-(magnétite)	Pyrite-chalcopyrite (sphalérite)-(galène)
Métaux	Cu-Ni-(Co)	Cu-(Zn)-(Au)-(Pb)
Association	Filons-couches de gabbro	Veines de quartz-carbonates et altération en quartz-carbonates-stilpnomélane dans des zones cisillées et/ou schisteuses
Mode d'occurrence	Disséminée (rare) Semi-massive Massive	Filons de sulfures-quartz-carbonates Schistes à sulfures

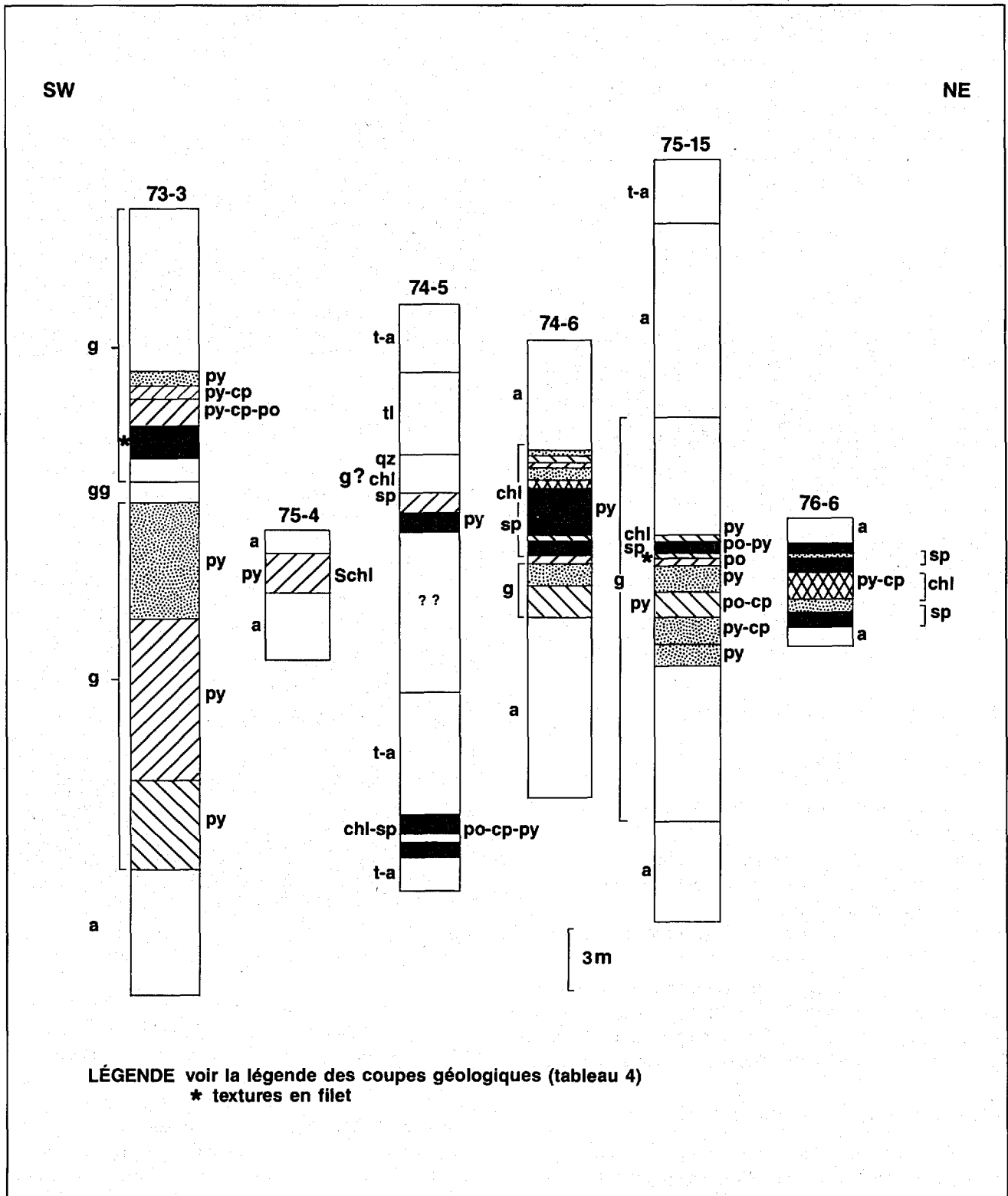


FIGURE 32 - Colonnes stratigraphiques détaillées des forages d'une coupe géologique de la zone Lepage (parallèle à celle présentée à la figure 21).

et 76-6 montrent une alternance d'horizons minéralisés et altérés du second type. Dans les forages 73-3 et 75-15, on note que le type 1 de minéralisation est bordée de part et d'autre (75-15) ou d'un côté (73-3) par le type 2. Cette distribution du type 1 dans la partie centrale entourée par le type 2 a été rencontrée à plusieurs échelles; la figure 33 ainsi que l'affleurement de la zone Lepage illustrent cette relation entre les deux types.

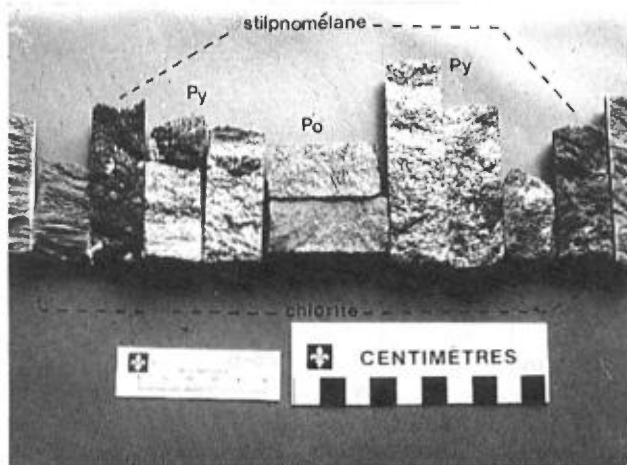


FIGURE 33 – Des sulfures massifs de type 1 sont entourés par des sulfures massifs de type 2, puis par un schiste à stipnomélane – sulfures et enfin par un schiste à chlorite (Zone Lepage, forage JV-76-6, 219 m).

Description des types de minéralisation

Minéralisation de type 1

La minéralisation de type 1 est caractérisée par les cinq faciès suivants :

- Minéralisation disséminée dans le gabbro
- Minéralisation semi-massive dans la pyroxénite
- Minéralisation massive
- Minéralisation déformée par fluage mécanique
- Minéralisation associée aux veines

Le passage graduel entre les trois premiers faciès de minéralisation est visible à quelques occasions à l'échelle d'un forage (figure 32 : forage 73-3); on peut par endroits visualiser la même relation sur quelques centimètres de carotte.

Minéralisation disséminée dans le gabbro

Ce faciès de minéralisation, qui n'a été rencontré qu'à quelques occasions dans le gabbro, peut prendre plusieurs aspects. Une première variété se caractérise par des grains isolés de sulfures (et d'oxydes) dans le gabbro; cette minéralisation passe graduellement à un faciès semi-massif lorsque la minéralisation devient plus importante. Une deuxième variété présente une texture de gouttes de section elliptique (1 cm) et/ou de gouttelettes agglutinées (1-2 mm) à l'intérieur du gabbro (figure 34). Dans les deux cas, l'axe long des gouttes de sulfures et le rubanement formé par l'agglutination des gouttelettes est parallèle à la schistosité S_1 . Une

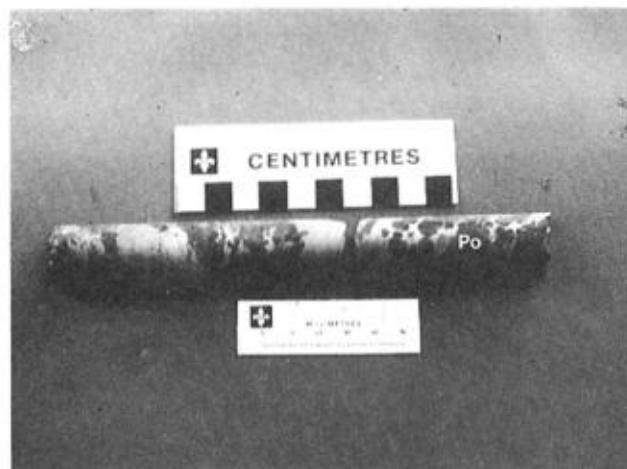


FIGURE 34 – Agglutination de gouttes et de gouttelettes de sulfures de type 1 parallèlement à la schistosité S_1 , dans une matrice gabbroïque altérée (Zone Lepage, forage JV-75-7, 49 m).

troisième variété de minéralisation disséminée a été rencontrée une seule fois entre les grains agglomérés (donc dans la partie mafique) du gabbro glomérporphyrique (figure 35).

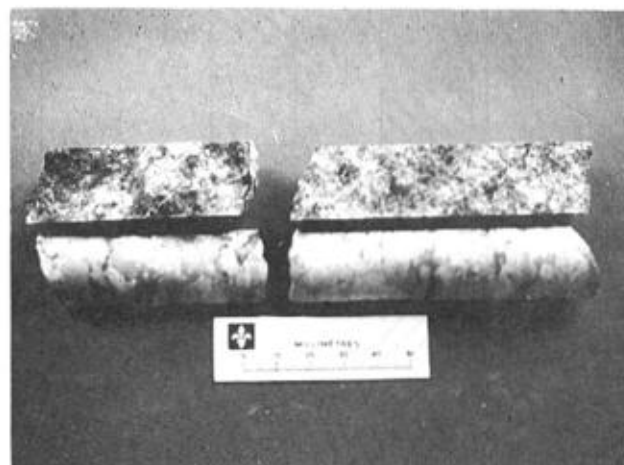


FIGURE 35 – Sulfures disséminés de type 1 dans la matrice mafique du gabbro glomérporphyrique (Zone Lepage, forage JV-75-7, 49,5 m).

Minéralisation semi-massive dans la pyroxénite

Ce faciès marque la transition graduelle entre les faciès disséminé et massif. Les grains de sulfures sont isolés entre eux dans le faciès disséminé alors qu'ils forment une trame jointive autour des silicates dans le faciès semi-massif. L'épaisseur vraie de ce faciès semi-massif varie de quelques centimètres (dans les forages) à quelques mètres (à la surface des zones Island et Lepage). Ce faciès présente une texture en filet typique (« net-texture ») (voir figure 13); les sulfures (30 à 60 %) sont en intercumulus autour des grains de silicates à texture de cumulats. Une variété plus riche en sulfure ne contient du matériel mafique que sous forme d'inclusions arrondies (figure 36).

Du fait de leurs similitudes, les descriptions minéralogiques des faciès disséminés et semi-massifs seront faites ensemble. Les sulfures et oxydes comprennent la pyrrhotite, la pentlandite, la chalcopirite et la titanomagnétite.

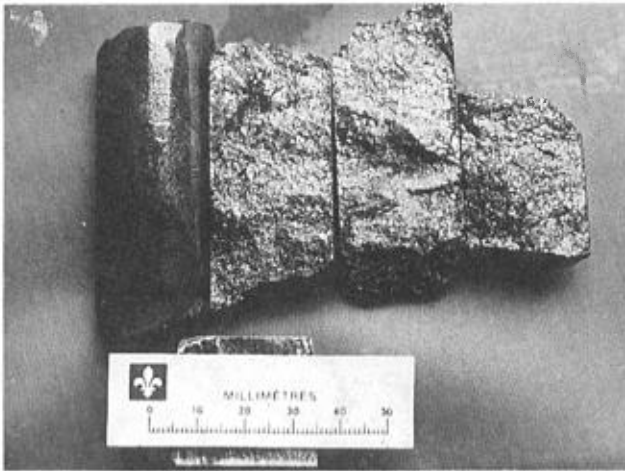


FIGURE 36 – Sulfures semi-massifs de type 1 : quelques inclusions mafiques arrondies flottent dans la matrice sulfurée (Zone Lepage, forage JV-74-5, 76,9 m).

Pyrrhotite : Elle représente le principal sulfure et compose respectivement 5 à 30 % et 30 à 70 % de la roche dans les faciès disséminés et semi-massif (figure 37). Le minéral se présente en grains fins (0,1 à 0,4 mm) de forme polygonale (points triples et angles omniprésents de 120°).

Pentlandite : On trouve typiquement la pentlandite en grains automorphes (0,03 mm) entre les grains polygonaux de pyrrhotite. Elle peut composer jusqu'à 2 % de la roche même si son importance est généralement de 0,5 %.

Chalcopyrite : La chalcopyrite peut composer de 0 à 15 % de la roche. On l'observe en plages xénomorphes interstitielles de granulométrie variable présentant de nombreux arcs concaves entre les cristaux polygonaux de pyrrhotite.

Titanomagnétite : La titanomagnétite n'est pas directement associée à la minéralisation sulfurée alors qu'elle est présente partout dans le gabbro (et le basalte), même stérile en sulfures (figure 38). Son importance tourne constamment autour de

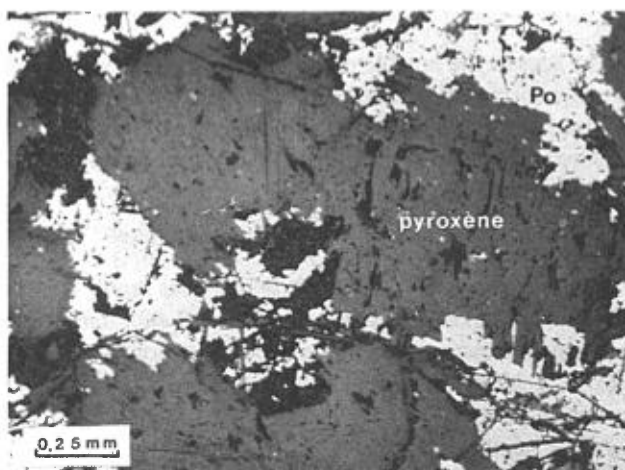


FIGURE 37 – Photomicrographie de sulfures semi-massifs de type 1 : les sulfures sont en intercumulus autour des grains trapus d'amphiboles qui sont des pseudomorphes du pyroxène (lumière réfléchiée) (Zone Lepage, affleurement, pyroxénite).

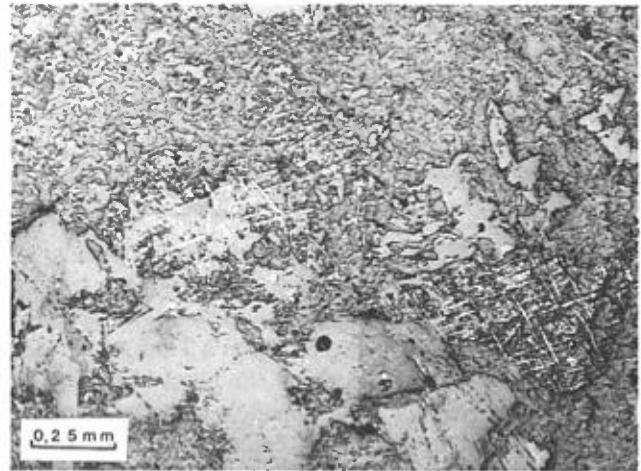


FIGURE 38 – Photomicrographie des exsolutions de l'ilménite dans la magnétite altérées en rutile et leucoxène (lumière réfléchiée) (Zone Lepage, affleurement, gabbro chloritisé).

2 % de la roche. Les grains présentent des lamelles d'exsolution d'ilménite qui sont la plupart du temps altérés en rutile et leucoxène.

Le matériel de gangue des faciès semi-massif et disséminé demeure une roche de composition gabbroïque même si les proportions variables de plagioclase et de pyroxène peuvent donner un gabbro glomérophyrique (en moyenne : 60 % plagioclase et 40 % pyroxène), un gabbro (30-70 %) ou une pyroxénite (10-90 %).

Pyroxène : Nous n'avons noté que des pseudomorphes de pyroxène (figure 39). Celui-ci est entièrement ouralitisé en amphibole verte dont les propriétés optiques varient de celles de la trémolite à celles de la hornblende verte. Cette dernière se présente en grains trapus de 1 à 4 mm montrant souvent deux clivages à sections losangiques. Les amphiboles vertes sont de plus partiellement chloritisées aux contours et dans les clivages ; le pourcentage de chlorite varie fortement et

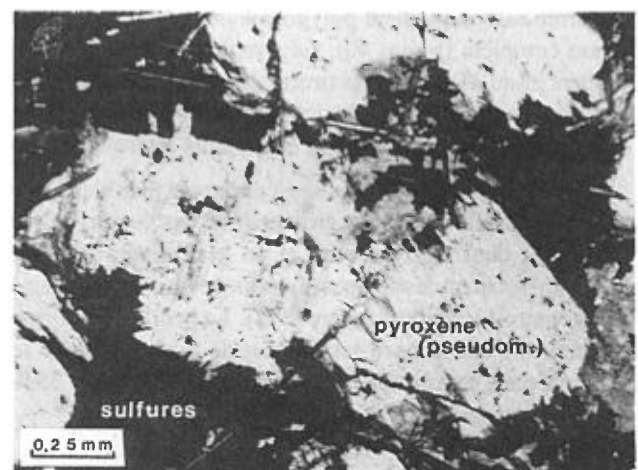


FIGURE 39 – Photomicrographie de sulfures semi-massifs de type 1 : les sulfures sont en intercumulus autour des grains trapus d'amphibole qui sont des pseudomorphes du pyroxène (lumière transmise polarisée) (Zone Lepage, affleurement, pyroxénite).

on ne retrouve parfois que de petits grains d'amphiboles inférieurs à 1 mm dans une matrice à plages feutrées de chlorite à grain fin (0,02-0,05 mm). Les amphiboles vertes observées dans le gabbro gloméroporphyrrique sont de taille plus petite (1 à 1,5 mm). Elles gardent rarement les contours pseudomorphes du pyroxène. L'agglomération de plusieurs grains de pyroxènes donne une texture de cumulats à la pyroxénite.

Plagioclase : Habituellement absents dans la pyroxénite, le plagioclase est parfois rencontré localement en agrégats plurigranulaires (0,5-1 mm). Dans le gabbro, le plagioclase a été observé en lattes allongées (jusqu'à 3 mm) englobant les pyroxènes (texture ophitique). Le plagioclase dans le gabbro et la pyroxénite est la plupart du temps entièrement saussuritisé en albite (0,1 mm) et épidote (0,01 mm, surtout en clinozoisite); on en rencontre également par endroits qui sont damouritisés en hydromuscovite (0,07 mm). Dans le gabbro gloméroporphyrrique, les plagioclases ont une forme arrondie et présentent par l'agglomération de plusieurs phénocristaux (0,1 à 5 cm) une texture cumulative. Ceux-ci sont entièrement damouritisés en albite hypidiomorphe (0,03 mm), en agrégats plurigranulaires de clinozoisite (0,01 mm) et de petites paillettes d'hydromuscovite (0,02-0,04 mm).

Minéralisation massive

Les sulfures (et oxydes) massifs sont rencontrés par forage en plusieurs lits dont l'épaisseur moyenne est de 50 cm. La composition typique de ceux-ci est 80 % pyrrhotite, 2 % pentlandite, 10 % magnétite et 8 % chalcopryrite; la proportion de chalcopryrite peut cependant varier de 0 à 40 %. L'orientation préférentielle de la chalcopryrite et sa distribution en bandes plus ou moins riches en magnétite définissent parfois un rubanement centimétrique. La granulométrie des sulfures massifs est fine et constante (0,3 à 0,5 mm). Les sulfures suivants méritent une description détaillée.

Pyrrhotite : De couleur beige pâle et légèrement magnétique, elle se présente en grains fins homogènes (0,3 mm) de forme essentiellement polygonale due à une recristallisation complète (figure 40). Légèrement nickéifère (elle contient jusqu'à 0,76 % en pourcentages-poids de nickel, voir annexe 1, elle forme la matrice des sulfures massifs. Elle s'altère aisément en marcasite et produits intermédiaires.

Pentlandite : De couleur beige légèrement plus claire que la pyrrhotite, elle se présente en lamelles d'exsolution (0,01 à 0,04 mm) dans la pyrrhotite et en grains automorphes (0,1 mm) formant des chaînes discontinues autour des grains polygonaux de pyrrhotite (figure 41). La pentlandite forme par endroits une texture réticulée et de la chalcopryrite se retrouve dans ses clivages. Elle contient en moyenne 35 % en pourcentages-poids de nickel (annexe 1).

Chalcopryrite : On l'observe en plages xénomorphes interstitielles de granulométrie très variable (figure 41). Elle tend à entourer les grains de magnétite, de pentlandite (et par endroits de pyrrhotite) et à remplir les fractures et clivages de ces derniers.

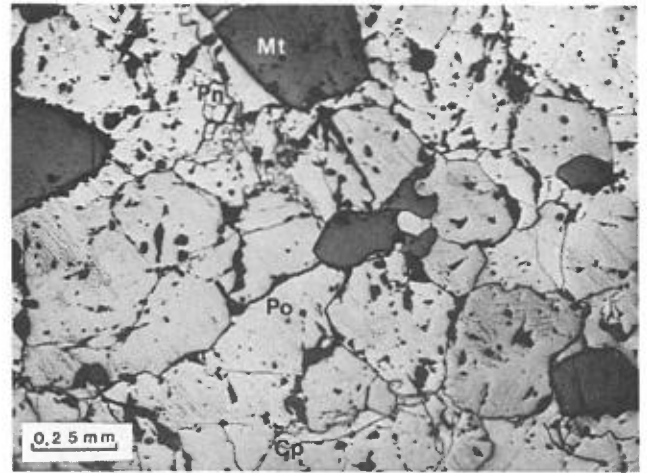


FIGURE 40 - Photomicrographie de sulfures massifs de type 1: la chalcopryrite remplit les fractures dans les grains de magnétite et est interstitielle avec la pentlandite dans une matrice constituée de grains polygonaux de pyrrhotite (lumière réfléchie) (Zone Lepage, affleurement, sulfures massifs).

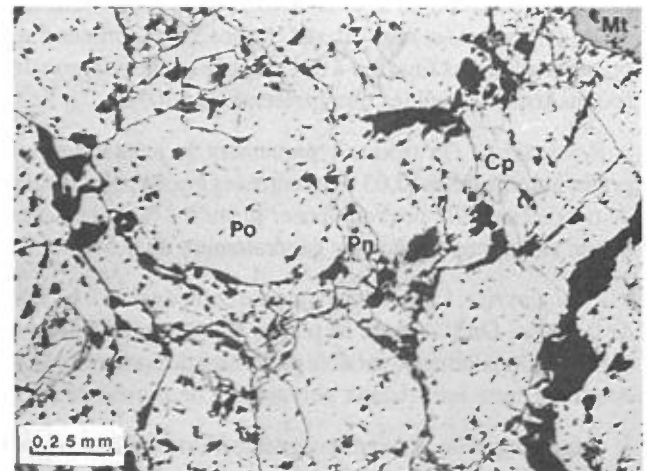


FIGURE 41 - Photomicrographie de sulfures massifs de type 1: les grains de pentlandite forment des chaînes discontinues autour des grains de pyrrhotite (lumière réfléchie) (Zone Lepage, affleurement, sulfures massifs).

Le seul oxyde notable est la *magnétite*. On l'observe en gros grains (0,4-0,5 mm) de forme équidimensionnelle hypidiomorphe. Elle contient à quelques endroits des inclusions arrondies (0,02 mm) de pyrrhotite et de chalcopryrite.

Minéralisation déformée par fluage mécanique

Nous avons déjà montré par le biais des lapilli que les différentes lithologies de la vallée avaient subi une déformation de flanc intense lors de l'épisode tectonique P_1 . Les textures observées sur le type 1 de minéralisation semblent montrer que celle-ci a subi les mêmes contraintes régionales que les lithologies de la vallée.

Nos observations macroscopiques et microscopiques nous portent à penser que la minéralisation de type 1 a subi dans la majeure partie des cas, une déformation à l'état plastique (fluage mécanique) hétérogène, c'est-à-dire qu'elle varie de

légère à très accentuée selon les structures et textures observées. Cette déformation a été facilitée par la forte proportion en pyrrhotite et chalcopryrite (plus de 80 % ensemble) de la minéralisation qui permettent un fluage mécanique important (Vokes, 1969). À l'exception de rares endroits, la minéralisation présente une texture de recristallisation accentuée, sinon complète. L'étude des macrofabriques confirme les effets de cette déformation. Nous avons déjà décrit la forme elliptique des gouttes de sulfures et le rubanement formé par l'agglutination de gouttelettes sulfurées dans le faciès disséminé. Ces textures témoignent d'une légère déformation plastique. La minéralisation semi-massive présente aussi une texture de fluage des sulfures autour des grains trapus des pyroxènes; cette texture indique une déformation plastique d'intensité moyenne (figure 42). La minéralisation massive présente une orientation préférentielle de la chalcopryrite et des bandes plus ou moins riches en magnétite; un rubanement centimétrique chalcopryrite-pyrrhotite ainsi que l'absence de matériel de gangue témoignent d'une ségrégation minéralogique causée par une déformation plastique d'intensité moyenne à forte. L'intensité de la déformation augmente généralement avec le pourcentage de sulfures et de l'intérieur vers la bordure des filons-couches comme si ces derniers avait protégé les sulfures d'une déformation aussi intense que dans les roches moins compétentes. Toutes ces fabriques présentent une déformation de type aplatissement où les orientations préférentielles créées correspondent à celle de la schistosité S_1 dans les roches encaissantes.

À l'échelle d'une zone minéralisée, une minéralisation de type 1 a été rencontrée dans des lithologies telles que des tufs, des andésites et des argilites; ces lithologies minéralisées se trouvent toujours dans la continuité latérale (dans le plan XY) des filons-couches. Cette minéralisation consiste alors en minces microfilonnets boudinés insérés dans la schistosité S_1 de l'argilite (figure 43). En d'autres cas, elle forme un rubanement millimétrique avec du matériel tufacé parallèle

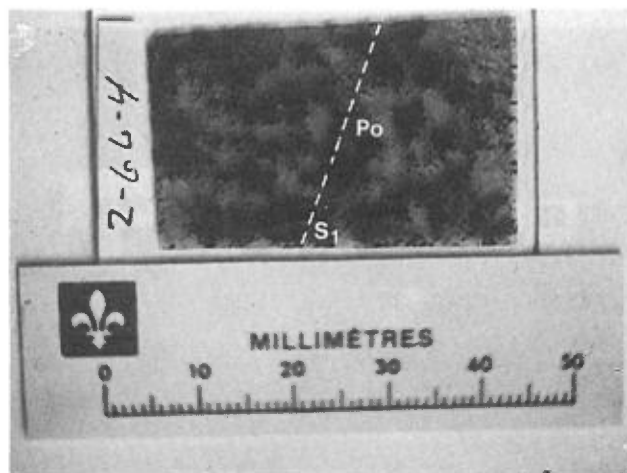


FIGURE 42 – Sulfures semi-massifs de type 1: on note une orientation préférentielle ondulante des sulfures autour des grains de pyroxène (texture en filet et de fluage mécanique) (Zone Lepage, affleurement, pyroxénite).

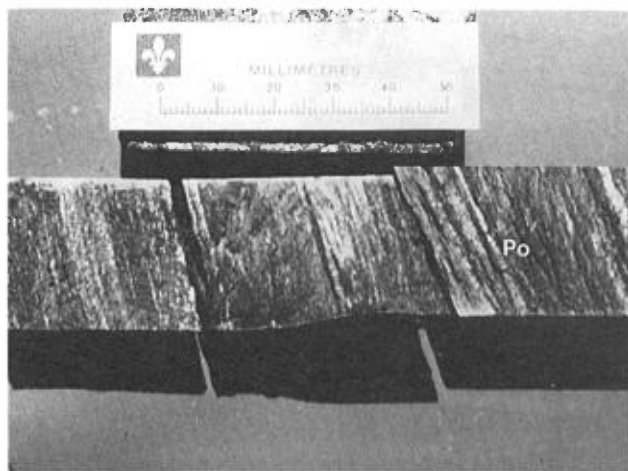


FIGURE 43 – Microfilonnets boudinés de sulfures de type 1 insérés dans la schistosité S_1 de l'argilite (Zone Marymac 2, forage JV-75-26, 53,9 m).

à la schistosité S_1 (figure 44). Quelques brèches sulfurées (figure 45) remplissent des fractures centimétriques à décimétriques et contiennent quelques fragments centimétriques de quartz et de roches métamorphiques.

Les microfabriques révèlent les mêmes effets de déformation. À l'exception de quelques endroits, toutes nos observations microscopiques des minéralisations du type 1 ont montré une recristallisation complète de celles-ci. Ainsi, la forme polygonale (angles de 120° et points triples) des grains de pyrrhotite témoigne d'une économie d'espace suite à un recuit complet de la minéralisation.

L'orientation préférentielle des plages de chalcopryrite formant un rubanement microscopique est commune; Slipp (1957) a noté qu'un léger allongement des grains de pyrrhotite est parallèle à l'allongement des lentilles de sulfures massifs. La remobilisation de la chalcopryrite dans les clivages de la pentlandite, dans les fractures de la magnétite et autour de ces deux minéraux témoigne de sa faible compétence.

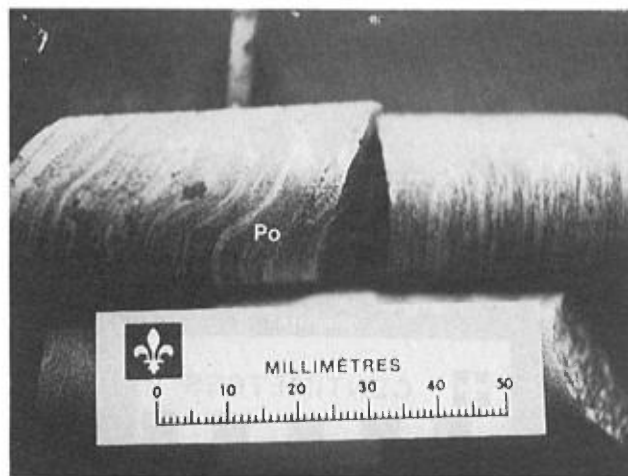


FIGURE 44 – Rubanement de sulfures de type 1 et de matériel tufacé parallèle à la schistosité S_1 (Zone Marymac 2, forage JV-75-10, 55,4 m).

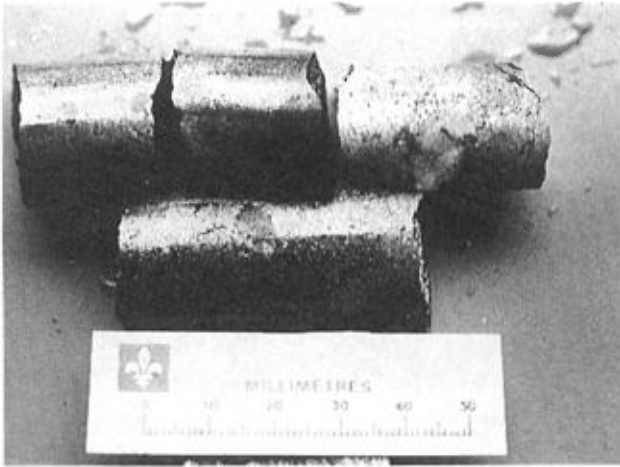


FIGURE 45 – Brèche sulfurée de type 1 contenant des fragments anguleux de quartz (Zone Lepage, forage JV-75-8, 60 m).

D'après nos observations microscopiques, l'ordre décroissant de compétence des sulfures (et oxydes) primaires est le suivant : magnétite, pentlandite, pyrrhotite et chalcoppyrite.

Minéralisation associée aux veines

La minéralisation de type 1 montre finalement un faciès mineur où elle est associée à des veines de quartz-carbonates (ankérite – calcite) et chlorite (figure 46). La zone Marymac 2 est le seul endroit où nous avons observé couramment une minéralisation de type 1 associée à des filonnets de quartz et carbonate dans le « Marymac gabbro ». Ce dernier consiste typiquement en 20 à 60 % d'ankérite rhomboédrique (2-5 mm) et 10 % de quartz et feldspath (1-2 mm) dans une matrice de chlorite et d'actinote à grain fin. Seule la transition graduelle et locale du « Marymac gabbro » à un gabbro (forages MJV-85 & 87) a permis de reconnaître que l'un était le faciès intensément altéré de l'autre.

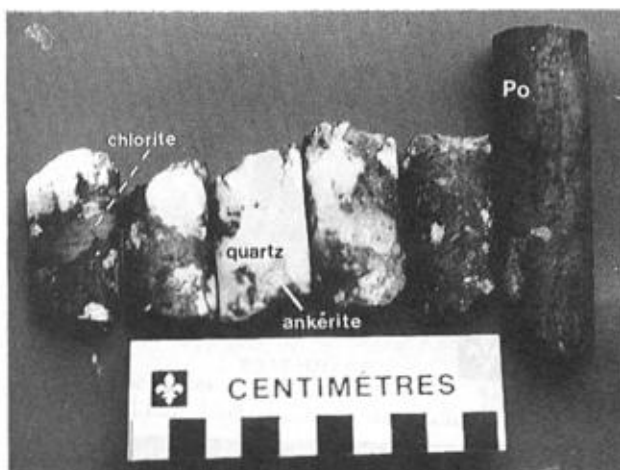


FIGURE 46 – Minéralisation de type 1 associée à des veines de quartz-ankérite-chlorite (Zone Lepage, forage JV-73-4, 33,9 m).

Minéralisation de type 2

La minéralisation de type 2 se compose essentiellement de pyrite et de chalcoppyrite mais la sphalérite et la galène ont également été rencontrées en traces. Les analyses chimiques (annexe 2) montrent que de l'or est associé à ce second type de minéralisation. Celle-ci est associée à une intense altération hydrothermale et à de nombreuses veines essentiellement quartzifères. Son aspect peut varier à cause de sa superposition partielle sur la minéralisation de type 1 ; le forage 73-3 (figure 32) illustre bien ce fait. Nous avons donc choisi de décrire la minéralisation du type 2 en deux parties selon que celle-ci a été déposée dans des roches initialement stériles (minéralisation associée aux veines) ou dans des roches déjà minéralisées (minéralisation du type 2 associée au type 1).

Minéralisation associée aux veines

– Description macroscopique

À l'échelle du forage, cette minéralisation est associée aux zones riches en veines de quartz et fortement chloritisées (figure 47). Ces zones d'altération se concentrent à l'intérieur ou aux contacts des filons-couches mais sont à quelques endroits retrouvées dans les lithologies encaissantes des filons-couches. Les minéraux du gabbro sont remplacés en partie ou totalement par la chlorite, le quartz, les carbonates et l'épidote. Cette altération est une propylitisation comme l'avait déjà notée Fournier (1983) à l'affleurement de la zone Lepage. La présence de la séricite, du talc et de la fuchsite (zone Marymac 2 : forage 78-58) a été notée localement. Les veines se composent surtout de quartz ; les carbonates (ankérite et calcite), la chlorite et l'amphibole verte complètent l'assemblage minéralogique des veines.

L'attitude des veines nous renseigne sur la situation chronologique de celles-ci, ainsi que sur celle de l'altération et de la minéralisation de type 2 par rapport aux épisodes tectonique déjà décrits. La majorité des veines étroites (d'une

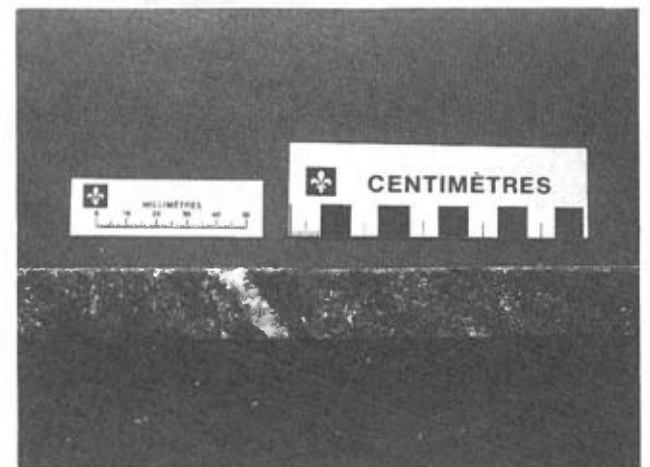


FIGURE 47 – Minéralisation de type 2 disséminée et associée à des veines de quartz insérées dans la schistosité S₁ (Zone Lepage, forage JV-73-4, 40 m).

épaisseur inférieure à 1 cm) sont insérées dans la schistosité S_1 ; elles montrent à l'occasion une forme sinueuse ou sigmoïdale. À plusieurs occasions, nous avons noté que le quartz se trouve dans les ombres de pression formées par les cubes de pyrite selon l'orientation de la schistosité S_1 (figure 48). Certaines veines montrent des plissements isoclinaux de l'ordre du centimètre de longueur d'onde. Nous croyons que cette première génération de veines (de loin la plus importante et à laquelle est associée principalement l'altération et la minéralisation de type 2) a été formée dans des zones de cisaillement associées à la phase tectonique P_1 . D'autres veines recourent et déplacent la schistosité S_1 ainsi que les veines et sulfures insérés dans celle-ci (figure 49). Ces caractéristiques nous portent à associer celles-ci avec le clivage de crénulation de la phase tectonique P_2 . Finalement, d'autres veines (d'une épaisseur de 1 à 20 cm) recourent la schistosité S_1 ; elles remplissent des fractures de tension tardives et les contacts irréguliers des veines ne montrent aucune orientation préférentielle (figure 50).

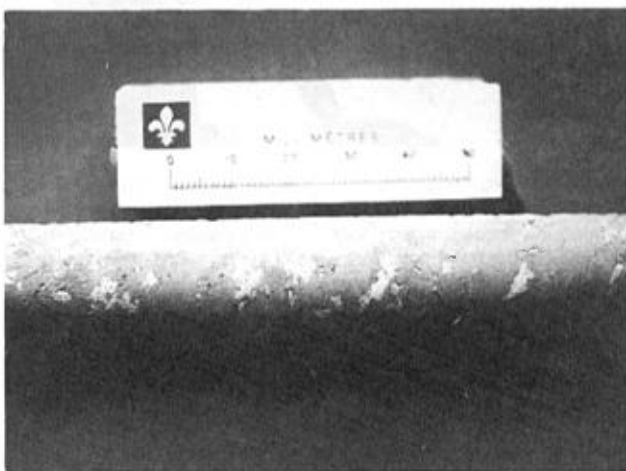


FIGURE 48 – Minéralisation de type 2 disséminée où le quartz se trouve parfois dans les ombres de pression de la pyrite et allongé dans la schistosité S_1 (Zone Lepage, forage JV-73-4, 41,5 m).



FIGURE 49 – Veine de quartz remplissant une zone de cisaillement transverse à la schistosité S_1 , qui est légèrement déplacée (Zone Lepage, forage JV-74-6, 51,4 m).



FIGURE 50 – Veine de quartz et de pyrite suivant et recoupant de façon irrégulière la schistosité S_1 (Zone Lepage, forage JV-75-6, 47,1 m).

La minéralisation associée à l'altération et aux veines peut se présenter sous plusieurs aspects. Une faible partie est filonienne et constituée de grains généralement idiomorphe de pyrite (0,5 à 20 mm) et de rares grains (0,5 mm) xénomorphes de chalcopryrite. Une partie plus importante de la minéralisation est constituée de grains idiomorphes et disséminés de pyrite dans les zones altérées de la roche qui conserve néanmoins la texture gabbroïque. Lorsque le degré de déformation de la roche est plus intense, on note une orientation préférentielle des sulfures en filonnets dans la roche qui prend alors l'aspect d'un schiste à chlorite. La minéralisation massive de ce type est constituée d'aggrégats de grains idiomorphes (généralement de 2 à 4 mm) de pyrite en contact les uns avec les autres (figure 51); la chalcopryrite, la chlorite ou le quartz servent de ciment en comblant les espaces entre les grains de pyrite.

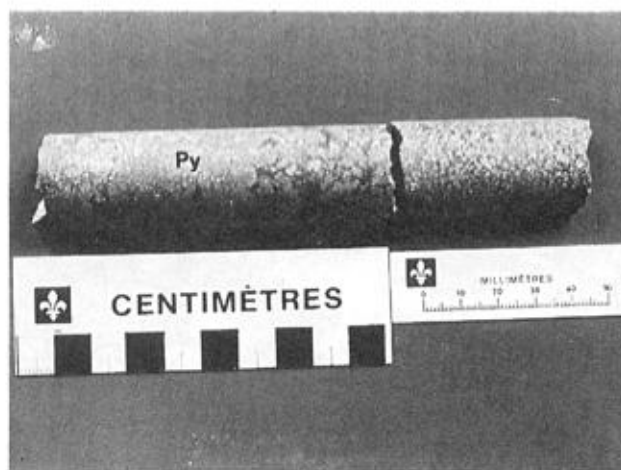


FIGURE 51 – Minéralisation massive de type 2: la chalcopryrite remplit les interstices entre les grains automorphes de pyrite (Zone Lepage, forage JV-75-6, 47,7 m).

- Description microscopique

Les sulfures sont représentés seulement par la pyrite et la chalcopryrite.

Pyrite : De couleur jaune clair, on l'observe en grains isolés ou en agrégats plurigranulaires. Elle forme des cristaux généralement cubiques parfois fracturés. Sa granulométrie peut varier de 0,1 mm à 1 cm (figure 52).

Chalcopryrite : De couleur jaune foncé, elle se présente en inclusions (0,04 mm) dans la pyrite ou en plages xénomorphes entre les grains de pyrite. Lorsqu'elle se présente en plus grande quantité, elle sert de ciment entre les grains de pyrite (figure 53).

La gangue comprend surtout les minéraux d'altération des roches. Ce sont surtout la chlorite et le quartz qui forment généralement une enveloppe (de quelques millimètres) à granulométrie plus grossière (0,3 à 0,7 mm) autour des sulfures.

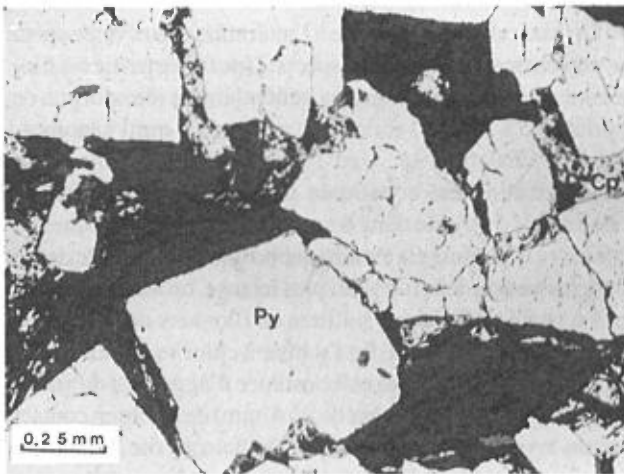


FIGURE 52 - Photomicrographie d'une minéralisation de type 2 : la chlorite et la chalcopryrite remplissent les interstices entre les grains automorphes de pyrite (lumière réfléchie) (Zone Lepage, forage JV-75-6, 49,9 m).

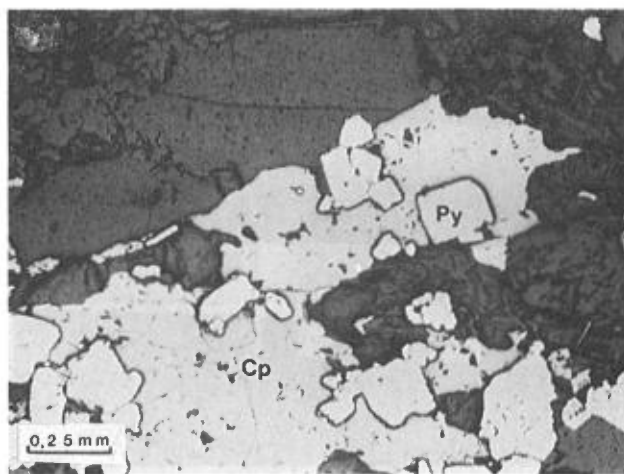


FIGURE 53 - Photomicrographie d'une minéralisation de type 2 : la chalcopryrite sert de ciment aux grains automorphes de pyrite. (Zone Lepage, affleurement, gabbro chloritisé).

Quartz : Celui-ci compose généralement plus de 70 % du matériel de gangue des veines et plus de 30 % des minéraux d'altération des roches. Sa granulométrie varie de 0,01 à 0,5 mm. Dans les veines, il présente de nombreuses jonctions triples (figure 54) ainsi que des textures d'accrétion de plusieurs grains. Dans les roches altérées, il remplace généralement les grains de plagioclases en partie ou en totalité ; il montre alors une texture en mosaïque équi-granulaire à grain fin (0,03 mm).

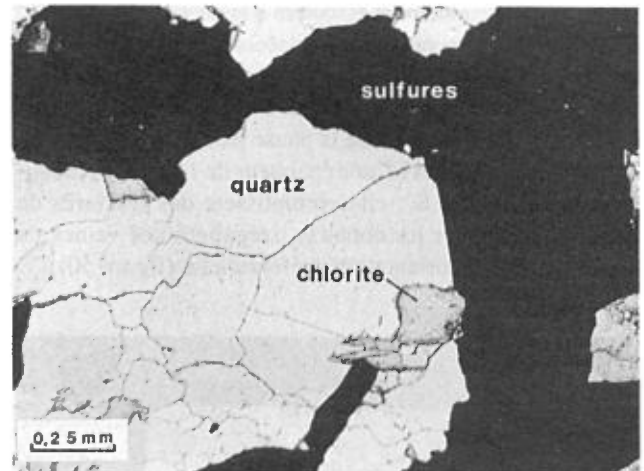


FIGURE 54 - Photomicrographie du matériel de veine accompagnant les sulfures de type 2 : la chlorite se présente en feuillets grossiers non orientés alors que le quartz montre des formes polygonales de recrystallisation (lumière transmise polarisée) (Zone Lepage, affleurement, veine de quartz-sulfures).

Chlorite : La chlorite compose généralement jusqu'à 20 % du matériel de veine et plus de 50 % des minéraux d'altération des roches. Dans les veines et les enveloppes d'altération, elle se présente en courts feuillets idiomorphes (0,3 mm) non-orientés. Dans les roches altérées, elle remplace en partie ou totalement les amphiboles vertes (pyroxènes ouralitisés) par les clivages et les contours. Elle forme alors de grandes plages à texture feutrée composée d'une multitude de petits grains d'environ 0,05 mm.

Carbonates : Ils se présentent en grains de section généralement losangique. Ses caractéristiques macroscopiques (couleur brun-rose ou blanche et le test à l'HCl froid) nous indiquent qu'il s'agit à 90 % d'ankérite et de 10 % de calcite. Ils composent moins de 10 % du matériel de veine et pas plus de 5 % des minéraux d'altération des roches.

Épidotes : Les espèces identifiées sont la zoïsite, la clinozoïsite et la pistachite. Les deux premières espèces semblent en grande partie d'origine métamorphique mais la pistachite d'après ses grains idiomorphes (0,05 mm) et son association avec les autres minéraux d'altération est nettement d'origine hydrothermale. Les épidotes ne représentent qu'un pour cent du matériel de veine et des minéraux d'altération.

Minéralisation de type 2 associée au type 1

Ce second faciès de minéralisation de type 2 présente essentiellement la même composition minéralogique que

celle associée aux veines. Cependant elle a la particularité de s'être développée aux mêmes sites que la minéralisation de type 1 qu'elle a remplacée en partie, sinon en entier selon les endroits.

- Description macroscopique

La minéralisation de type 2 s'est superposée à toutes les variétés de minéralisation de type 1 déjà décrites. Ainsi, des assemblages minéralogiques hybrides sont couramment rencontrés dans les forages. Ils se caractérisent par la croissance de grains idiomorphes (0,2 à 1 cm) de pyrite sur les faciès de minéralisation de type 1. Les textures de type 1 de minéralisation sont alors généralement remplacées par d'autres textures du type 2. En quelques cas, nous avons observé que la texture en filet du type 1 est préservée parfaitement même si l'assemblage primaire a été converti à 95 % en pyrite (figure 55).

Parallèlement à la transformation des sulfures, le matériel de gangue a subi une altération hydrothermale identique à celle déjà décrite pour la minéralisation de type 2 associée aux veines. Le degré de pyritisation des sulfures primaires est généralement proportionnel au degré d'altération des silicates (surtout la chloritisation).

La transformation de la minéralisation de type 1 au type 2 est plus remarquable sur les sulfures massifs. Ceux-ci peuvent montrer un pourcentage très variable de grains de pyrite idiomorphe (figures 56-57). Tous les degrés de remplacement ont été observés en passant par les grains de pyrite entourés par la minéralisation de type 1 résiduelle jusqu'à la pyrite massive contenant de rares inclusions de pyrrhotite. Durant cette transformation de la pyrrhotite en pyrite, la chalcopyrite semble être conservée même si son mode d'occurrence passe des plages xénomorphes et orientées du type 1 à la position interstitielle entre les grains de pyrite. Les contacts des sulfures massifs semblent être un site privilégié pour la précipitation de la minéralisation de type 2 ; en effet, les contacts des sulfures massifs de type 1 sont souvent

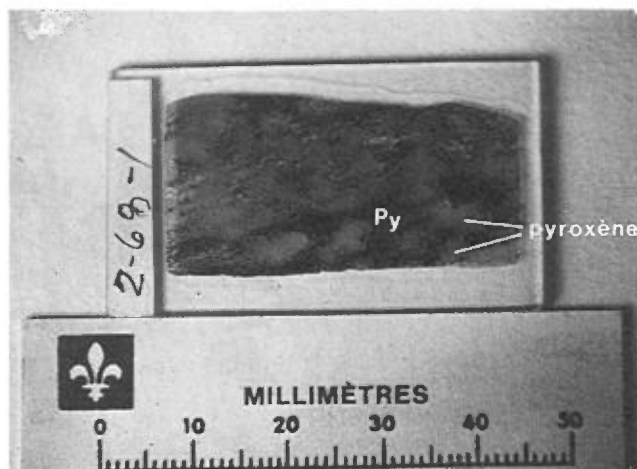


FIGURE 55 - Minéralisation semi-massive de type 2 ayant remplacé la minéralisation de type 1 qui montre néanmoins une relique de texture en filet (Zone Lepage, affleurement, pyroxénite).

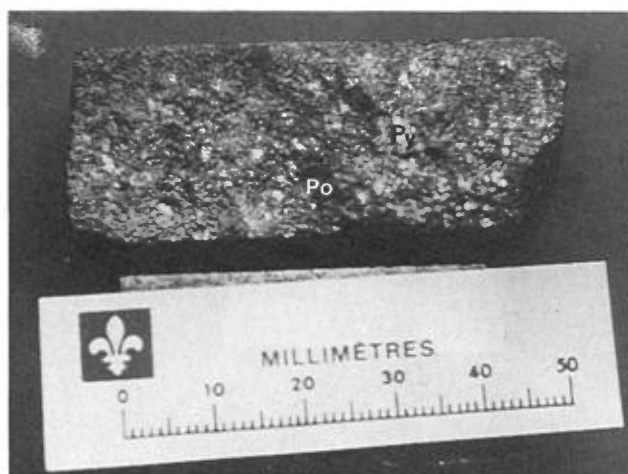


FIGURE 56 - Minéralisation massive de type 1 remplacée partiellement par des grains automorphes et disséminés de pyrite (Zone Lepage, forage JV-75-15, 73,7 m).

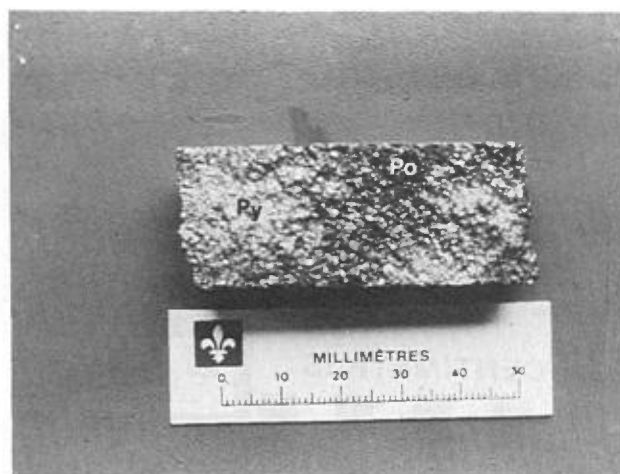


FIGURE 57 - Minéralisation massive de type 1 remplacée presque entièrement par des grains automorphes de pyrite (Zone Lepage, forage JV-75-15, 73,9 m).

pyritisés et quelques veines de quartz et chlorite accompagnent parfois cette transformation (figure 58). Les sulfures disséminés de type 1 semblent également un site privilégié de ces réactions.

Une altération particulière s'est développée à proximité (sur près de 20 cm) des horizons de sulfures massifs de type 1 lors de leur remplacement par le type 2. La figure 32 l'illustre : un niveau central de sulfures massifs de type 1 est entouré par les sulfures de type 2 ; ceux-ci passent ensuite à un schiste à stilpnomélane, puis à un schiste à chlorite ferrugineuse. Les analyses de ces deux minéraux d'altération effectuées à la microsonde électronique sont présentées à l'annexe 1. Celles-ci ont notamment permis la distinction de deux types de stilpnomélane, la ferro-stilpnomélane (schiste à stilpnomélane) et la ferri-stilpnomélane (schiste à chlorite ferrugineuse). Cette succession minéralogique indiquerait une altération hydrothermale de plus en plus forte en s'approchant des sulfures. Une carbonatation est également associée à cette altération en stilpnomélane (figure 59).

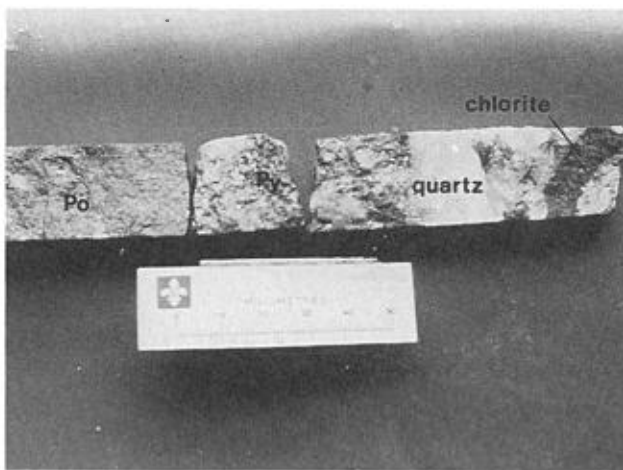


FIGURE 58 – Minéralisation massive de type 1 remplacée par la pyrite idiomorphe au contact avec une veine de quartz et chlorite. (Zone Lepage, forage JV-73-3, 33,2 m).

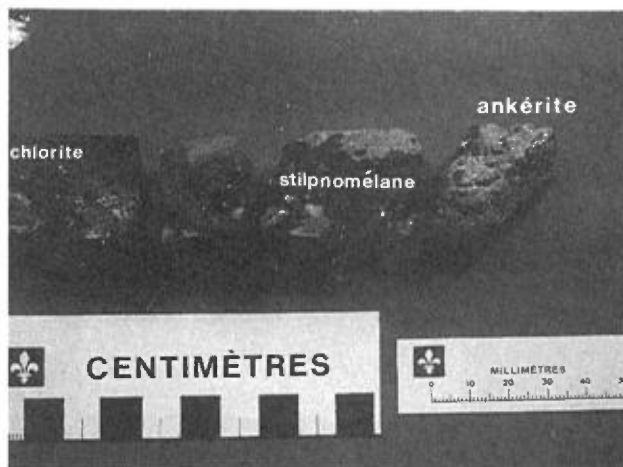


FIGURE 59 – Gabbro altéré intensément en stilpnomélane, ankérite, chlorite et pyrite (Zone Lepage, forage JV-74-5, 63,1 m).

À quelques occasions, la présence de grains octaédriques de magnétite a été notée aux contacts des sulfures de type 2 et des silicates d'altération.

Afin de préciser l'importance et les relations de l'or avec les différents types de minéralisation, plusieurs analyses pour l'or ont été effectuées (annexe 2). Il ressort de ces analyses que l'or dans la vallée Aulneau-Redcliff, est lié à la minéralisation de type 2 lorsqu'associée au type 1. En effet, seuls les sulfures de type 1 pyritisés ont donné des valeurs détectables (> 15 ppb). Nous retenons particulièrement que les trois plus hautes valeurs (220, 620 et 420 ppb) ont été obtenues dans les assemblages minéralogiques contenant la pyrite et la stilpnomélane. Les deux meilleures valeurs contiennent de la sphalérite. Quelques analyses chimiques du « Marymac gabbro » ont également donné des valeurs anormales en or (295 et 67 ppb).

– Description microscopique

La description microscopique des sulfures (pyrite, chalcoppyrite) et des minéraux d'altération (chlorite, quartz,

carbonate, épidote) de ce faciès est similaire à celle du type 2 associée aux veines. Nous ne décrivons ici que les deux seules particularités de ce faciès, soient les textures de remplacement et l'altération en stilpnomélane.

Les textures de remplacement présentent invariablement le développement de grains de pyrite sur les sulfures et oxydes primaires (figure 60) où seule la chalcoppyrite est généralement conservée. Seul le mode d'occurrence de cette dernière est modifié par le fait qu'il devient interstitiel entre les grains de pyrite. Une partie de la chalcoppyrite est nettement tardive puisqu'elle remplace par endroits la pyrrhotite. Une magnétite tardive est parfois déposée au contact entre les minéraux d'altération et les sulfures de type 2 ou sur ces derniers (figure 61).

Les premiers signes de l'altération en stilpnomélane ont été observés sur les sulfures semi-massifs de type 1; les feuillets allongés (0,02 à 0,2 mm) de stilpnomélane semblent commencer à croître dans la partie sulfurée de la roche en

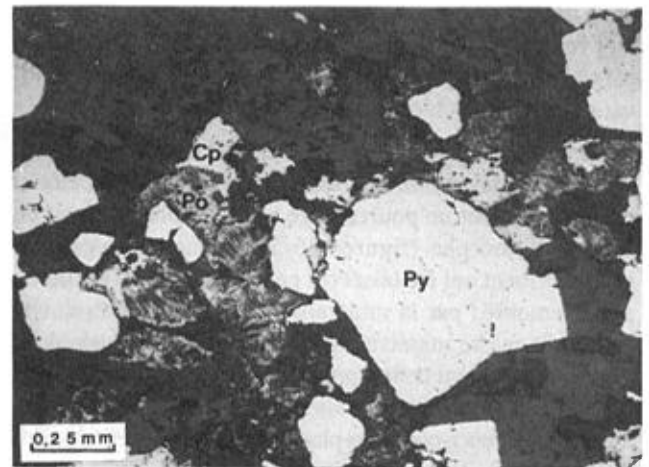


FIGURE 60 – Photomicrographie montrant le remplacement de sulfures de type 1 (pyrrhotite) par les sulfures de type 2 (pyrite et chalcoppyrite) (lumière réfléchie) (Zone Lepage, affleurement, gabbro chloritisé).

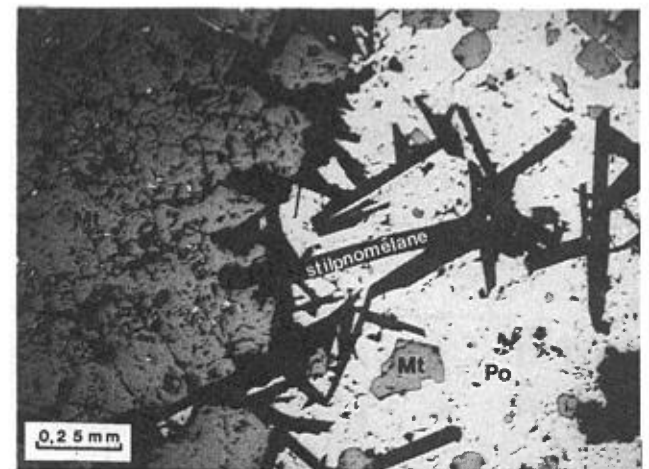


FIGURE 61 – Photomicrographie illustrant la présence de la magnétite en inclusions dans la pyrrhotite et au contact avec le stilpnomélane (lumière réfléchie) (Zone Lepage, forage JV-73-3, 32,3 m).

recoupant les sulfures du type 1. En fait, les feuillets de stilpnomélane ont probablement remplacé une partie des silicates qui baignaient dans la matrice sulfurée. Il semble que la force de cristallisation de la stilpnomélane soit suffisante pour lui permettre de développer sa forme en feuillets aux dépens des sulfures lors de leur recristallisation métamorphique (figure 62). Lorsque la partie silicatée est partiellement transformée en stilpnomélane (0,5 à 20 m), la pyrite commence à se développer en grains idiomorphes aux dépens des sulfures du type 1 (figure 63). La texture finale observée (après altération complète) montre des grains de pyrite idiomorphe dans une matrice de feuillets sans orientation préférentielle de stilpnomélane; la chalcopysite demeure interstitielle (figures 64-65).

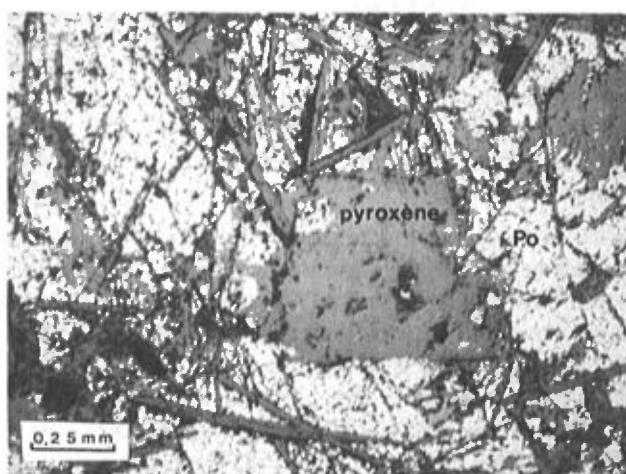


FIGURE 62 – Photomicrographie de la minéralisation semi-massive de type 1 : des feuillets non orientés de stilpnomélane ont cristallisé aux dépens des sulfures de type 1 (pyrrhotite) et des silicates (pyroxène ouralitisé) (lumière réfléchie) (Zone Lepage, forage JV-73-3, 31,7 m).

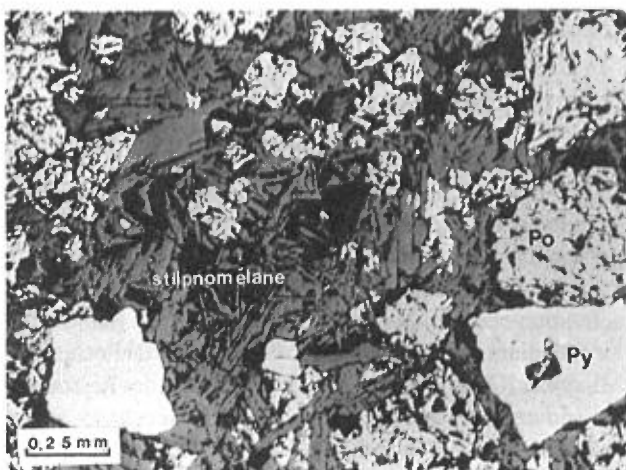


FIGURE 63 – Photomicrographie d'un assemblage de pyrite et de stilpnomélane qui remplace les sulfures de type 1 (pyrrhotite, pentlandite) et les silicates du métamorphisme (amphiboles) (lumière réfléchie) (Zone Lepage, forage JV-74-5, 63,1 m).

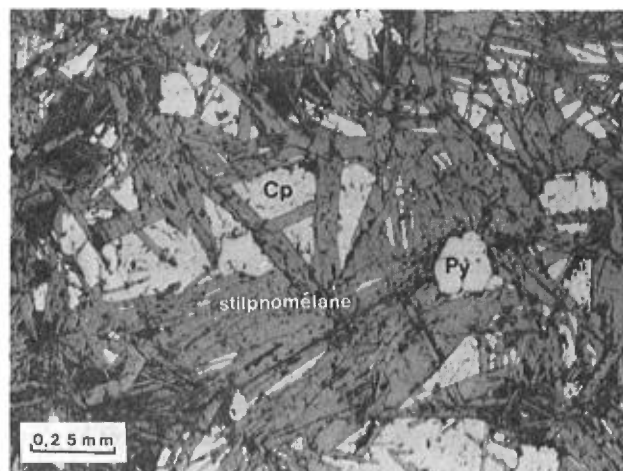


FIGURE 64 – Photomicrographie de la minéralisation de type 2 associée au type 1 : la pyrite et la chalcopysite sont interstitielles entre les feuillets non orientés de stilpnomélane (Zone Redcliff, affleurement, bordure des sulfures massifs). (Lumière réfléchie).

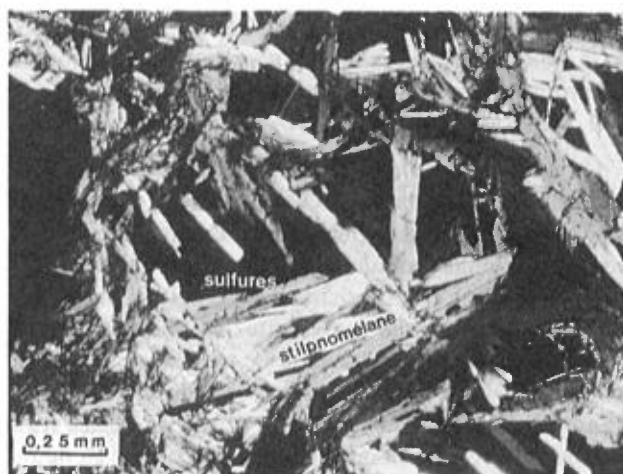


FIGURE 65 – Photomicrographie de la minéralisation de type 2 associée au type 1 : la pyrite et la chalcopysite sont interstitielles entre les feuillets non orientés de stilpnomélane (Zone Redcliff, affleurement, bordure des sulfures massifs) (lumière transmise, nicol croisé).

Géochimie de la minéralisation et des roches encaissantes

Diverses analyses géochimiques (éléments majeurs ; éléments mineurs ; Ir, Pd, Au) ont été effectuées à partir d'échantillons recueillis à la surface de la zone Lepage. Notre objectif était de préciser la dispersion des éléments chimiques associés à la minéralisation.

ÉLÉMENTS MAJEURS

L'affleurement de la zone Lepage a déjà été décrit (figure 11). Celui-ci montre essentiellement une minéralisation massive dans une pyroxénite entourée par un gabbro chloritisé, puis par un gabbro mégascopiquement frais. L'annexe 3 contient les analyses chimiques des différentes lithologies rencontrées à la surface de la zone Lepage ; quelques analyses de gabbro standard (Wedepohl, 1978), du

gabbro normal de la fosse (Dressler, 1979) et du gabbro gloméroporphyrrique du nord de la fosse (Sauvé, 1957) sont également citées pour fins de comparaison.

Le gabbro normal de la fosse est d'affinité tholéiitique (Dressler, 1979). Baragar (1967) et Dimroth (1978) ont décrit son chimisme de façon détaillée. Par rapport au gabbro standard, le gabbro normal (Groupe de Montagnais) de la fosse montre un léger appauvrissement en Al_2O_3 , en CaO, en K_2O et en P_2O_5 , compensé par un léger enrichissement en Fe total et en PAF.

Afin de comparer nos analyses chimiques sur une base uniforme, nous avons soustrait de la quantité totale de Fe la quantité qui s'est combinée avec le soufre pour former la pentlandite ($Fe, Ni)_9S_8$, la chalcopyrite ($CuFeS_2$) et selon le cas, la pyrrhotite ($Fe_{1-x}S$) ou la ou la pyrite (FeS_2). Les valeurs des éléments exprimés en oxydes ont ensuite été recalculés à 100 % en poids (Mt'). La figure 66 montre les variations chimiques des éléments majeurs entre le gabbro normal de la fosse et le gabbro, le gabbro chloritisé et la pyroxénite observés dans le filon-couche de la zone Lepage. Le gabbro de la vallée Aulneau-Redcliff montre ainsi, par rapport au gabbro normal de la fosse, un appauvrissement en TiO_2 , P_2O_5 , SiO_2 , Al_2O_3 , CaO et Na_2O .

Un enrichissement en Fe, MgO, MnO, PAF (et en S) ainsi qu'un appauvrissement en SiO_2 , Al_2O_3 , CaO, Na_2O , TiO_2 , K_2O et P_2O_5 caractérise globalement le passage du gabbro vers la pyroxénite centrale. On remarque notamment que le gabbro chloritisé est plus riche en MgO et légèrement plus riche en Al_2O_3 que la pyroxénite. De même, on peut préciser que l'enrichissement du Fe total de la pyroxénite par rapport au gabbro chloritisé est dû à un enrichissement en sulfures de fer alors que le fer dans les silicates reste constant. La composition chimique du gabbro gloméroporphyrrique minéralisé du lac Aulneau est également enrichi en MgO, K_2O , Fe total, PAF (et en S) et appauvri en SiO_2 , Al_2O_3 , CaO et Na_2O par rapport au même gabbro du nord de la fosse (Md). Un seul des six échantillons de tufs analysés sur le même affleurement est minéralisé (analyse #6, annexe 3). Si on compare sa composition en éléments majeurs à celle des cinq autres tufs (Mt''), on observe un enrichissement en Al_2O_3 , MgO, Fe total (et en S) ainsi qu'un appauvrissement conséquent en SiO_2 , CaO, Na_2O , TiO_2 et P_2O_5 .

En résumé, il ressort de ces analyses que des variations positives de Fe total, de MgO, de PAF (et de S) et des variations négatives de SiO_2 , de CaO et de Na_2O caractérisent l'altération accompagnant la présence et l'enrichissement de la minéralisation de type 2. Les valeurs en K_2O , Al_2O_3 et TiO_2 peuvent également varier faiblement mais de façon positive ou négative. Nous pouvons corrélérer les variations positives de Fe total, de MgO, de PAF et de S avec la chloritisation intense des matériaux de gangue et des roches encaissantes proximales de la minéralisation. Les variations négatives de SiO_2 , de CaO et de Na_2O indiquent les principaux éléments lessivés au point de dépôt de la minéralisation et redéposés dans des veines et dans un grand volume de

roches altérées qui encaissent la minéralisation. La chloritisation intense du gabbro explique notamment l'enrichissement en MgO du gabbro chloritisé par rapport à la pyroxénite.

La composition primaire du gabbro ne peut être précisée à cause de l'altération intense associée à la minéralisation de type 2. De plus, la composition de celui-ci devrait varier à cause des textures porphyriques (plagioclase, pyroxène) rencontrées à l'intérieur du même filon-couche. L'étude pétrographique a montré que le faciès pyroxénitique avait subi une faible altération. On peut donc estimer que le pourcentage poids de 9 % en MgO de la pyroxénite constitue un pourcentage légèrement supérieur ou égal à celui du cumulat pyroxénitique primaire. Le reste du gabbro devait initialement avoir un pourcentage de MgO nettement inférieur à 9 %.

ÉLÉMENTS MINEURS

Les plus fortes valeurs en Cu (1,71 %) et Ni (1,06 %) ont été obtenues à partir d'un échantillon de sulfure massif; les valeurs pour le Co (0,1 %) et le Zn (310 ppm) ont été maximales respectivement dans la pyroxénite et le gabbro chloritisé.

Nous avons ensuite comparé, de la même façon que pour les éléments majeurs les variations des éléments mineurs dans les différentes lithologies de l'affleurement. Pour ce faire, nous avons converti (étant donné les faibles valeurs) les pourcentages-poids dans chacune des lithologies en poids d'un élément par unité de volume afin de compenser pour la variation de densité des diverses lithologies (Babcock, 1973; Gresens, 1967; Robert, 1983). Les valeurs obtenues pour les éléments Ni, Cu, Co et Zn ont été portées avec le soufre à la figure 67.

On observe que les éléments Cu, Ni et Co montrent une bonne corrélation entre eux et avec le comportement du soufre. À l'opposé, le Zn ne semble se corrélérer avec aucun des éléments cités. Cette corrélation du Cu, du Ni et du Co mais pas celle du Zn avec le soufre est typique de plusieurs gîtes de Cu-Ni (Wilson et Anderson, 1959; Naldrett, 1981).

IRIDIUM, PALLADIUM ET OR

Ces trois éléments ont été analysés afin d'obtenir un complément d'information sur la composition chimique de la minéralisation. Les sulfures massifs, la pyroxénite, le gabbro chloritisé et le gabbro gloméroporphyrrique de l'affleurement de la zone Lepage ont chacun été analysés par activation neutronique pour ces trois éléments (tableau 7). Le palladium et l'or ont été analysés au Centre de Recherches Minérales (CRM) du ministère de l'Énergie et des Ressources et l'iridium a été analysé au laboratoire de Géochimie analytique de l'École Polytechnique de Montréal.

L'intérêt de l'analyse spécifique de ces trois éléments repose sur le fait que l'iridium est pratiquement insoluble en solution aqueuse par rapport aux deux autres éléments; les rapports entre ces trois éléments peuvent donc servir de

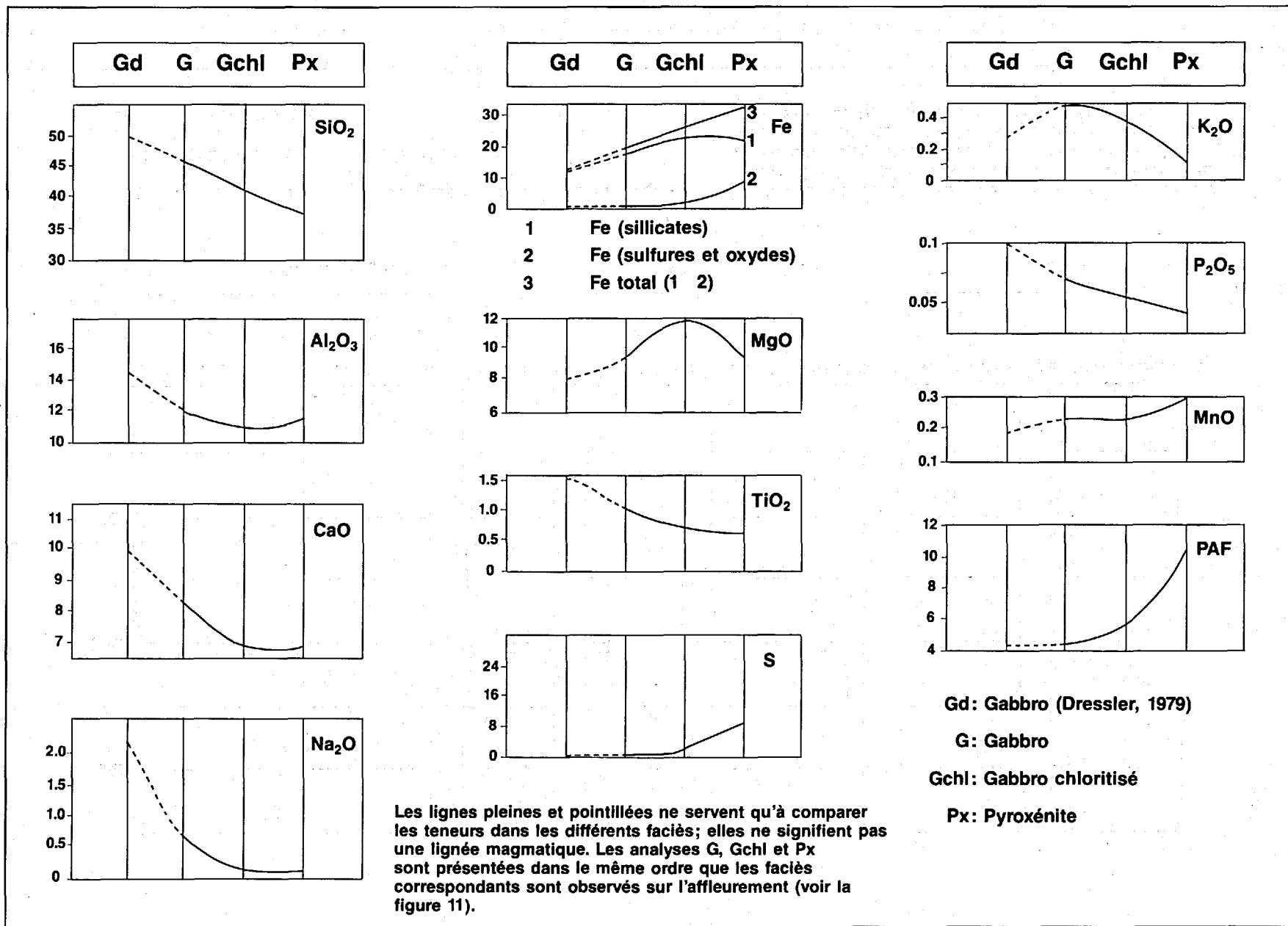
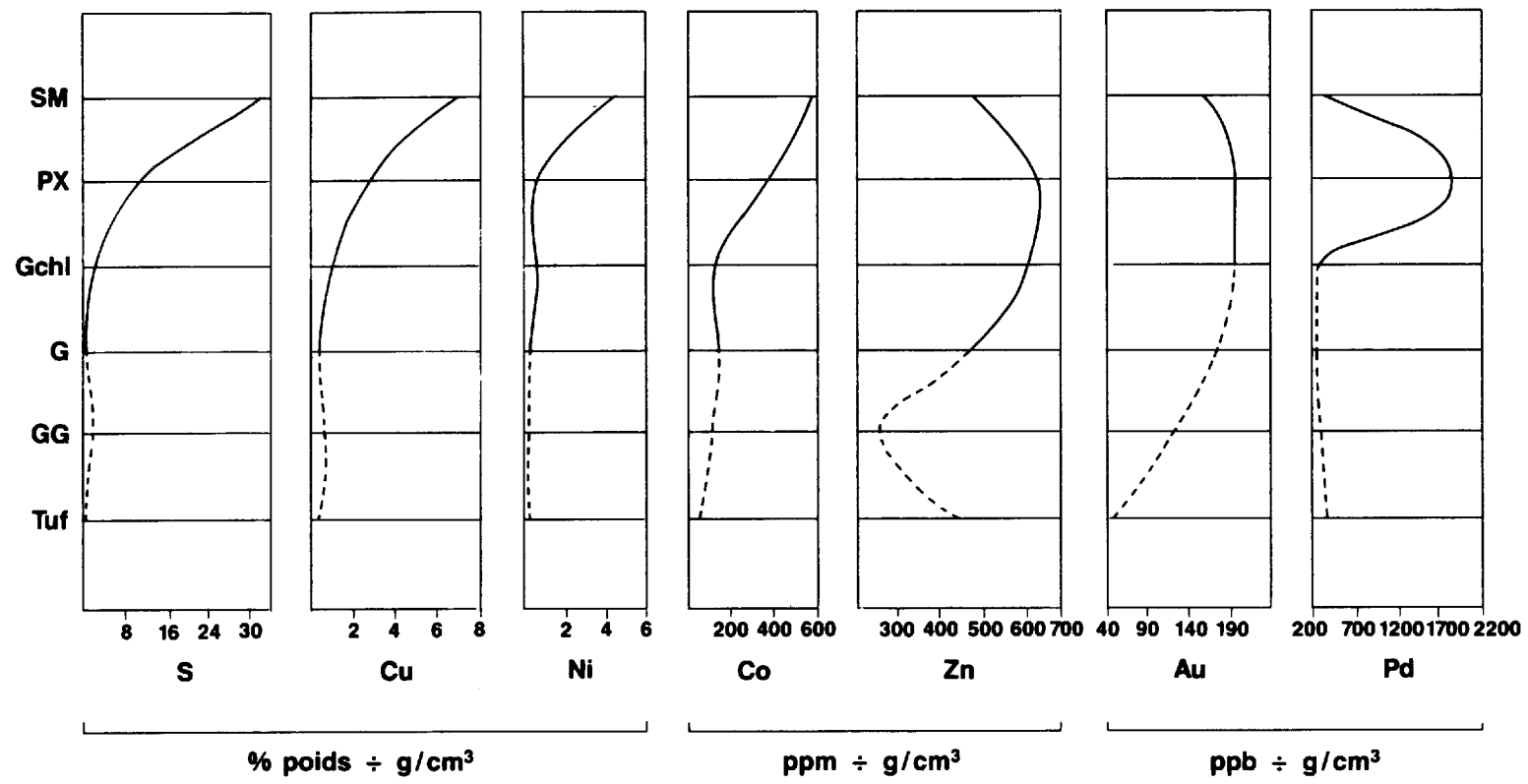


FIGURE 66 - Variation du pourcentage-poids des éléments majeurs (Mt) dans les différents faciès lithologiques du filon-couche de la zone Lepage.



SM: sulfures massifs GG: gabbro gloméroporphyrique
 PX: pyroxénite G: gabbro
 Gchl: gabbro chloritisé

Les lignes pleines et pointillées ne servent qu'à comparer les teneurs dans les différents faciès; elles ne signifient pas une lignée magmatique. Les analyses SM, PX, Gchl et G sont présentées dans le même ordre que les faciès correspondants sont observés sur l'affleurement (voir la figure 11).

FIGURE 67 - Variation en poids des éléments mineurs par unité de volume dans les différents faciès lithologiques de la zone Lepage.

TABLEAU 7 - Teneur en Iridium, en palladium et en or de plusieurs lithologies à la surface de la zone Lepage.

LITHOLOGIES	MINÉRALISATION	Au(ppb)	Pd(ppb)	Ir(ppb)
Sulfures massifs	1 Po-Pn-Cp-Mt	60	100	<10
	2 Po-Pn-Cp-Mt	20	100	<10
	3 Po-Pn-Cp-Mt	<15	100	<10
Pyroxénite	4 Po-Pn-Cp-Mt-II	85	600	<10
	5 Po-Pn-Cp-Mt-II	45	600	<10
Gabbro gloméroporphyrique	6 Py-Cp-Mt-II	20	200	<10
	7 Py-Cp-Mt-II	<15	200	<10
	8 Py-Cp-Mt-II	15	100	<10
Gabbro chloritisé	9 Py-Cp-Mt-II	55	< 70	<10
	10 Py-Cp-Mt-II	75	< 70	<10

discriminant en ce qui concerne le mode de formation (ségrégation magmatique vs remplacement hydrothermal) et de remobilisation (état plastique vs état fluide) d'une minéralisation de Cu-Ni (Keays *et al.*, 1982; Lesher et Keays, 1982).

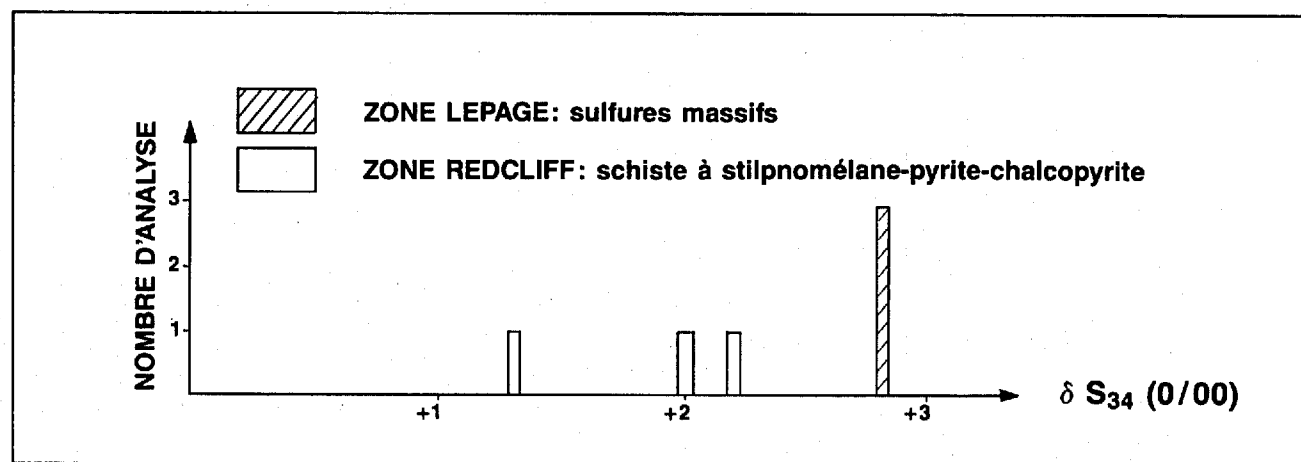
Dans le cas de l'iridium, le seuil de détectabilité n'a pu être atteint; les analyses ne pourront donc pas servir à préciser l'origine de la minéralisation. Néanmoins, les deux autres éléments ont été placés à la figure 67 afin de voir leur comportement dans les différentes lithologies. Les éléments Pd et Au ne peuvent apparemment pas se corrélérer avec le S et les éléments Cu, Ni et Co; ils montrent une corrélation positive possible avec le Zn.

ISOTOPES DU SOUFRE

Des analyses isotopiques du soufre ont été entreprises afin de préciser la source du soufre de la minéralisation. Les

sulfures massifs à la surface de la zone Lepage ont d'abord été échantillonnés. Klotsman *et al.*, (1963) mentionnent que les effets du fractionnement isotopique primaire sont bien préservés dans les sulfures massifs à cause de l'effet tampon des sulfures et de la faible diffusion du soufre dans ceux-ci. Les autres analyses ont été effectuées à partir d'échantillons prélevés dans un schiste à stilpnomélane-pyrite-chalcopyrite entourant des sulfures massifs de type 1 pyritisés à la surface de la zone Redcliff (figure 15).

Un broyage suivi d'une séparation manuelle, puis magnétique et finalement au binoculaire a permis d'isoler dans chaque cas une poudre de chalcopyrite estimée pure à 95%. Les échantillons ont ensuite été analysés au Centre de Recherche Nucléaire de l'Université de McMaster. La figure 68 présente les résultats obtenus sous forme d'histogramme.



$$\delta^{34}\text{S} = \frac{[^{34}\text{S}/^{32}\text{S} (\text{échantillon}) - ^{34}\text{S}/^{32}\text{S} (\text{standard})] \times 1000}{^{34}\text{S}/^{32}\text{S} (\text{standard})}$$

FIGURE 68 - Histogramme des rapports isotopiques du soufre pour la chalcopyrite dans la région du lac Aulneau.

Synthèse géologique

Notre étude visait à préciser l'origine jusqu'à présent controversée (ségrégation magmatique vs remplacement hydrothermal) de la minéralisation de Cu-Ni-(Zn-Co-Au) du lac Aulneau. Nos travaux ont permis de distinguer deux types distincts de minéralisation; il convient à présent d'associer chacun des deux types de minéralisation avec les événements géologiques auxquels ils sont liés. La figure 69 résume la chronologie des événements géologiques dans la vallée Aulneau-Redcliff.

Phase de rifting

LOCALISATION DE LA MINÉRALISATION DE TYPE 1

Localisation temporelle

La détermination de la géométrie et de l'orientation des zones minéralisées, la comparaison de celles-ci avec des

lapilli déformés ainsi que les textures mégascopiques et microscopiques ont montré que la minéralisation de type 1 porte l'empreinte tectonique et métamorphique de l'orogénie hudsonienne. Cette minéralisation de type 1 est donc antérieure à l'orogénie hudsonienne, c'est-à-dire pré-tectonique.

Localisation spatiale

Nous avons antérieurement montré que les sept zones minéralisées sont spatialement associées à sept filons-couches semblables de gabbro dans la vallée Aulneau-Redcliff. De plus, les zonalités verticales et latérales de l'ensemble des zones minéralisées ont permis d'illustrer que la minéralisation de type 1 est centrée dans l'espace sur les filons-couches. Il convient donc à présent d'explicitier l'association primaire entre cette minéralisation de type 1 et les intrusions gabbroïques.

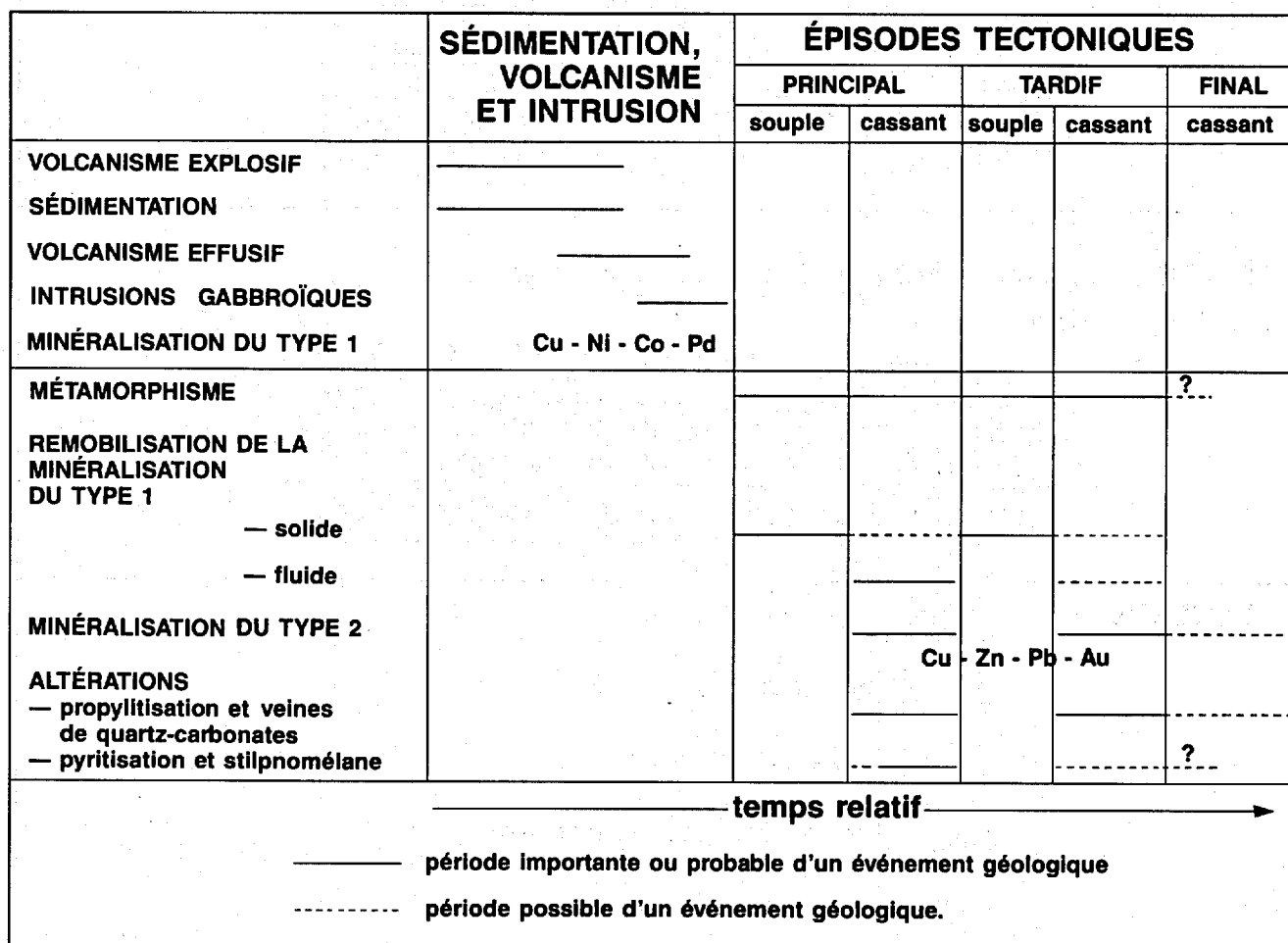


FIGURE 69 - Séquence chronologique des différents événements géologiques dans la vallée Aulneau-Redcliff.

EMPLACEMENT DES FILONS-COUCHES GABBROÏQUES

Nous avons reconstitué schématiquement à la figure 70 les différentes étapes de la sédimentation et du volcanisme dans la vallée Aulneau-Redcliff. La première étape consiste en l'alternance d'un volcanisme essentiellement explosif

(pyroclastites fines à grossières) avec des périodes moins importantes d'une sédimentation marine en milieu profond (argilites, siltites). Des laves basaltiques (massives, coussinées) se sont également épanchées dans ce milieu marin à la faveur probable d'une zone de tension. Les filons-couches de gabbro se sont insérés sous la surface inférieure des laves

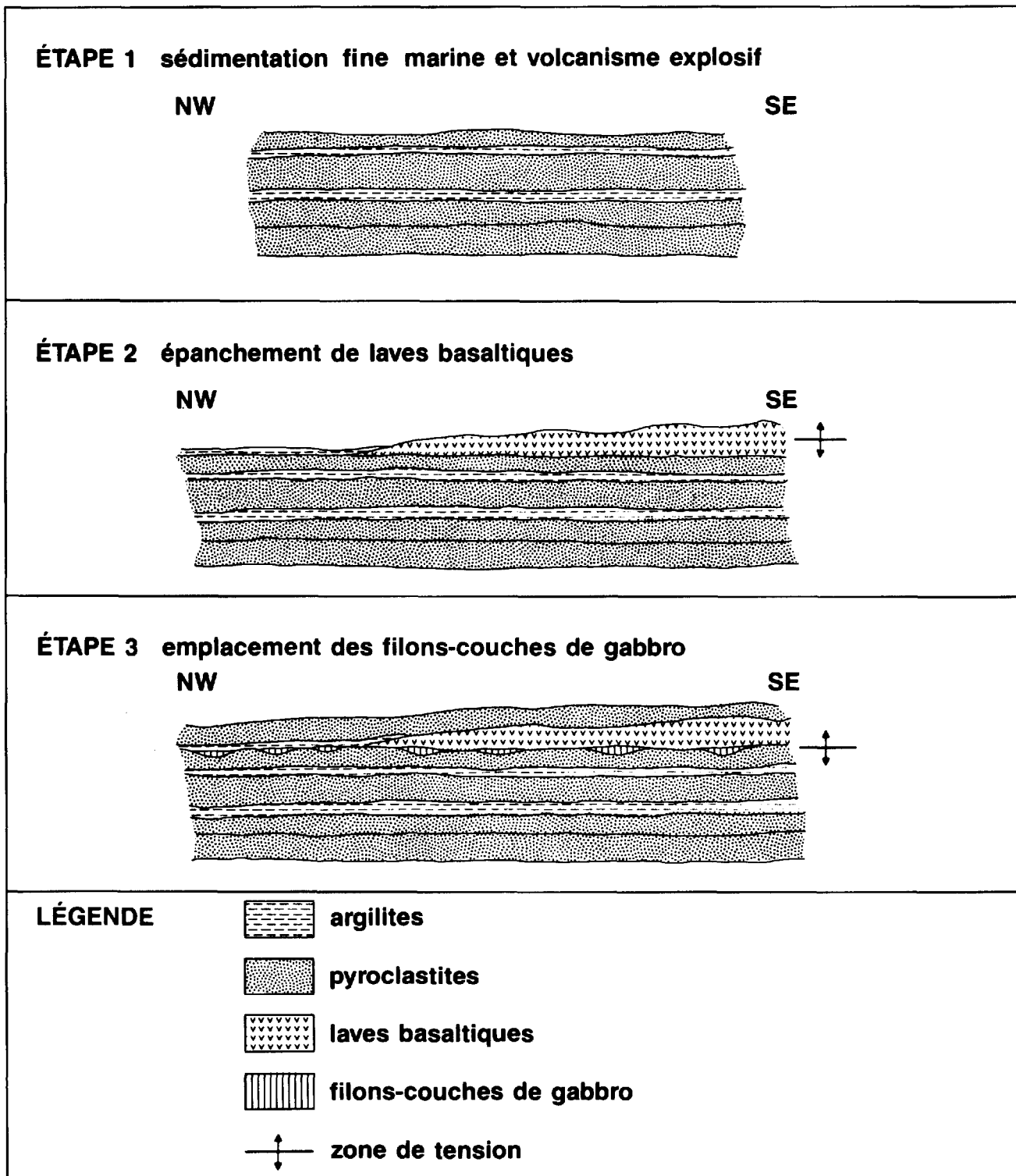


FIGURE 70 - Reconstitution schématique des différentes étapes d'intrusion des filons-couches, du volcanisme et de l'intrusion des filons-couches dans la vallée Aulneau-Redcliff.

basaltiques dans les quatre zones les plus au sud. Les contacts basaltes-gabbros (parfois graduels, par endroits à bordures de trempe) nous portent à proposer que les gabbros se sont insérés tardivement sous les basaltes alors que ceux-ci étaient déjà partiellement refroidis. Pour les trois zones les plus au nord, les filons-couches de gabbro sont encaissés dans les pyroclastites et les sédiments.

L'alignement des sept filons-couches dont trois encaissés dans des roches sédimentaires et pyroclastiques (zones Marymac 2, 1 et Island) est une indication de la prépondérance d'un contrôle tectonique (de tension) pour l'injection des filons-couches. Cette zone de tension aurait également pu servir à l'ascension des amphibolites (interprétées comme des roches ultramafiques altérées) puisque celles-ci n'ont pas été rencontrées ailleurs dans la région (Dressler, 1979).

RELATIONS ENTRE LA MINÉRALISATION DE TYPE 1 ET LES FILONS-COUCHES

Nous nous proposons ici de décrire et d'interpréter les relations entre la minéralisation de type 1 et sa roche encaissante principale, soit les filons-couches de gabbro. Cette démarche nous a conduit à adopter un modèle génétique relié à la ségrégation magmatique.

Composition de la minéralisation de type 1 et des filons-couches

La minéralisation de type 1 se compose de pyrrhotite-magnétite-chalcopryrite-pentlandite. Les métaux d'intérêt associés à celle-ci sont le cuivre et le nickel (ainsi que le cobalt et le palladium). Le nickel est contenu à la fois dans la pentlandite et la pyrrhotite (annexe 1). Ceci ainsi que les textures typiques de la pentlandite en lamelles d'exsolution et en chaînes granulaires autour des grains de pyrrhotite indique une cristallisation contemporaine des deux minéraux. Le cuivre est contenu entièrement dans la chalcopryrite alors qu'on ignore la localisation minéralogique du cobalt et du palladium.

La composition chimique, minéralogique et isotopique de la minéralisation est typique d'une concentration produite par immiscibilité d'un magma mafique (Naldrett, 1981). La présence notable de la magnétite est, à ce propos, particulièrement significative puisqu'un liquide sulfuré qui se sépare d'un magma mafique doit détenir un pourcentage suffisant d'oxygène (Skinner et Peck, 1965). La démixion d'un liquide sulfuré explique également la présence sélective de la titanomagnétite dans les lithologies gabbroïques encaissantes et de la magnétite dans les sulfures massifs. En effet, le titane est un élément très peu chalcophile contrairement au fer, au cobalt, au nickel, au cuivre et au palladium; lors d'un phénomène d'immiscibilité, il devrait se retrouver dans la phase silicatée (Skinner et Peck, 1969).

Au lac Aulneau, la minéralisation dans son ensemble a un rapport Ni/Cu (0,45/2,02, soit 0,22) très faible; celui-ci ne représente pas un rapport Ni/Cu typique de la minéralisation de type 1 puisqu'une partie de la chalcopryrite appartient à la minéralisation du type 2 ultérieure. Le ratio

Ni/Cu noté dans le seul échantillon de sulfures massifs analysé à la surface de la zone Lepage (1,06/1,71, soit 0,62) reflète probablement mieux le rapport de la minéralisation du type 1. Un rapport de 0,62 est faible par rapport à celui qu'on devrait s'attendre à obtenir dans une pyroxénite; il est cependant raisonnable par rapport à celui qu'on devrait obtenir dans un gabbro (Wilson et Anderson, 1959).

Les plus hautes valeurs en palladium obtenues (jusqu'à 600 ppb) l'ont été dans la pyroxénite minéralisée. Le palladium est un élément chalcophile (Chyi et Crockett, 1976; Ross et Keays, 1979); il est normal qu'il soit associé avec les lithologies les plus riches en sulfures. Malgré un nombre insuffisant d'analyses, la corrélation apparente du palladium avec l'or et le zinc laissent à penser que celui-ci a pu être reconcentré lors de l'épisode de minéralisation de type 2. McCallum *et al.*, (1976) a décrit la mine New Rambler (Etats-Unis) qui est très similaire aux gîtes de la vallée Aulneau-Redcliff; les éléments du groupe du platine y sont également concentrés avec une phase tardive riche en cuivre.

La composition isotopique de 2,8‰ obtenu pour les sulfures massifs de la zone Lepage indique une source magmatique pour le soufre et représente surtout une valeur du manteau supérieur (Burnham, 1979; Ohmoto et Rye, 1979; Seccombe *et al.*, 1981). Elle est notamment similaire à celle obtenue pour les gîtes australiens de Kambalda (Donnelly *et al.*, 1978). Aucune évidence d'assimilation du soufre à partir des unités sédimentaires environnantes n'est notée; ce phénomène entraîne un fort enrichissement en ³⁴S donnant ainsi une composition isotopique élevée (Mainwaring et Naldrett, 1977). Nos trois résultats d'analyse isotopique des sulfures massifs à la surface de la zone Lepage témoignent plutôt d'une intrusion mixte d'un liquide silicaté gabbroïque et d'un liquide oxydo-sulfuré.

Le rôle du faciès gloméroporphyrique (à plagioclase)

L'association des quatre filons-couches contenant des faciès gloméroporphyrique à plagioclases avec le basalte sus-jacent laisse supposer une relation possible mais inexplicée entre la présence des laves basaltiques et le gabbro gloméroporphyrique.

La relation entre la minéralisation de type 1 et le gabbro gloméroporphyrique mérite d'être précisée. En effet, la minéralisation de Cu-Ni du lac Aulneau se situe dans l'alignement mais à 60 milles au SSE de la limite sud d'une ceinture métallogénique formée de 17 gîtes de Cu-Ni associés à des gabbros gloméroporphyriques (Slipp, 1957). L'origine de ces gîtes est également attribuée à la ségrégation magmatique (Fournier, 1983). Il est intéressant de noter que le gabbro gloméroporphyrique a également été observé sous la séquence basaltique de cette région (Sauvé, 1957).

Des distinctions importantes séparent néanmoins la minéralisation de Cu-Ni du lac Aulneau de celles du nord de la fosse. D'abord, la présence du gabbro gloméroporphyrique au lac Aulneau est très discrète. De plus, une minéralisation de type 1 associée à ce faciès n'a été rencontrée qu'à un seul

endroit (à l'exception de la titanomagnétite) au lac Aulneau. Celle-ci est plutôt associée à un faciès pyroxénitique mais la présence du gabbro gloméroporphyrrique, importante à l'échelle régionale, mérite d'être soulignée.

À cause de leurs dimensions (5 à 30 mm), il est logique de croire que les phénocristaux de plagioclase ont cristallisé dans la chambre magmatique. Une relation précoce pourrait alors expliquer la présence simultanée du gabbro gloméroporphyrrique et de la minéralisation de type 1. Ainsi il est possible que le gabbro gloméroporphyrrique indique des conditions physico-chimiques favorables à la différenciation d'une phase sulfurée dans la chambre magmatique. L'occurrence (la seule) de minéralisation du type 1 accompagnant le gabbro gloméroporphyrrique nous porte à penser que les deux processus sont reliés; il semble cependant que des événements géologiques subséquents (ségrégation à la base et au sommet de la chambre magmatique et/ou mode de mise en place) les auraient séparés ensuite à l'intérieur des mêmes filons-couches de gabbro.

Le rôle du faciès pyroxénitique

Dans la région du lac Aulneau, la minéralisation de Cu-Ni est associée avec un faciès pyroxénitique moyennement à grossièrement grenu (4 à 8 mm). Les textures des sulfures semi-massifs montrent particulièrement bien la relation intime existant entre les pyroxènes et les sulfures de type 1. Elles témoignent notamment du fait que des cristaux de pyroxènes ont flotté dans un liquide sulfuré qui a cristallisé en dernier lieu. D'une façon similaire aux phénocristaux de plagioclase, les cristaux de pyroxènes ont cristallisé bien avant la mise en place des filons-couches. L'association spatiale observée entre le faciès pyroxénitique (cumulat à pyroxènes) et la minéralisation de type 1 indique que ceux-ci ont probablement été concentrés ensemble à la base de la chambre magmatique pour cheminer ensuite ensemble lors de la montée du magma.

MODÈLE PÉTROGÉNÉTIQUE

L'histoire de la minéralisation de type 1 débute dans la chambre magmatique tel qu'indiqué par les isotopes du soufre. Le premier minéral à y cristalliser est le plagioclase; la séparation du plagioclase a laissé un magma enrichi en éléments ferro-magnésiens, en métaux chalcophiles et en soufre. La sursaturation en soufre a probablement facilité la démixion d'un liquide sulfuré sous forme de gouttelettes et la cristallisation de pyroxènes; les pyroxènes et les gouttelettes ont ensuite migré par ségrégation gravitationnelle vers la base de la chambre magmatique alors que les plagioclases auraient plutôt eu tendance à flotter dans la partie supérieure du liquide silicaté.

Une différenciation dynamique, lors de la montée du magma, pourrait ensuite expliquer la position centrale du faciès pyroxénitique et des sulfures massifs à la surface de la zone Lepage et dans la plupart des autres zones minéralisées. Les travaux expérimentaux de Bhattacharji et Smith (1964) ont confirmé que les particules solides dans un liquide

s'écoulant ont tendance à se concentrer au centre du conduit. Barrière (1976) a montré que ce phénomène se limite à des conduits d'écoulement d'une largeur inférieure à 10 m. Les largeurs des sept filons-couches dans la région du lac Aulneau varient de 8 à 40 m (tableau 5); il semble donc que la différenciation dynamique ait pu jouer un rôle important lors de la mise en place du filon-couche.

La différenciation dynamique lors d'une seule injection n'explique cependant pas la concentration centrale des pyroxènes et non celle des plagioclases. C'est pourquoi nous favorisons un phénomène d'injection multiple comme l'a fait Sauvé (1957) pour les filons-couches de gabbro gloméroporphyrrique du nord de la fosse. Le modèle que nous proposons est également inspiré en partie de celui proposé par Barnes *et al.*, (1982) pour le sill de Katiniq (fosse de l'Ungava); nous l'illustrons schématiquement à la figure 71. Il consiste essentiellement en quelques injections de magma dont la composition évolue avec le temps. Il a été formulé à partir des observations tirées des affleurements minéralisés (notamment la zone Lepage) et des coupes géologiques détaillées.

Les liquides magmatiques sans particules solides ont selon toute vraisemblance une vitesse de mise en place et une pression interne plus élevées que les liquides chargés de phénocristaux de plagioclase et encore plus élevées que les liquides chargés de pyroxènes et de gouttelettes de sulfures. Nous proposons donc, tout comme Fournier (1983), que les coulées basaltiques ont été émises avant l'intrusion des filons-couches (figure 70). La figure 71 montre qu'ensuite une première injection de magma gabbroïque enrichi en phénocristaux de plagioclase mais pauvre en gouttelettes de sulfures s'est mise en place au niveau approximatif du contact inférieur des laves basaltiques (étape 1). Ceci peut expliquer que seulement quelques venues de sulfures de type 1 ont été observées dans le gabbro (et à seulement un endroit dans le faciès gloméroporphyrrique). L'étape 2 de la figure 71 illustre une seconde injection de magma gabbroïque chargé de phénocristaux de pyroxènes et de gouttelettes de sulfures. Ceci peut expliquer le caractère généralement massif ou semi-massif de la minéralisation de type 1 associée avec le faciès pyroxénitique. Cette dernière injection a dû se faire au centre de la première injection encore en partie liquide comme le suggère l'absence de bordure de trempe et la position généralement centrale de la minéralisation de type 1 dans le filon-couche. La présence de fragments de gabbro gloméroporphyrrique au centre de la zone Lepage (figure 14) appuie cette hypothèse d'injection multiple. La seconde injection aurait alors emportée des parties déjà refroidies de la première injection.

Dans le cas de Katiniq (Barnes *et al.*, 1982), la grande épaisseur du filon-couche (150 m) a permis un refroidissement suffisamment lent pour permettre la concentration gravitationnelle des gouttelettes de sulfures dans des irrégularités topographiques de la roche sous-jacente. Au lac Aulneau, les filons-couches les plus épais ne dépassent pas 30 m (Lepage, Redcliff) ou 40 m (Marymac 2). De plus, le magma enrichi en sulfures a été introduit tardivement et déjà

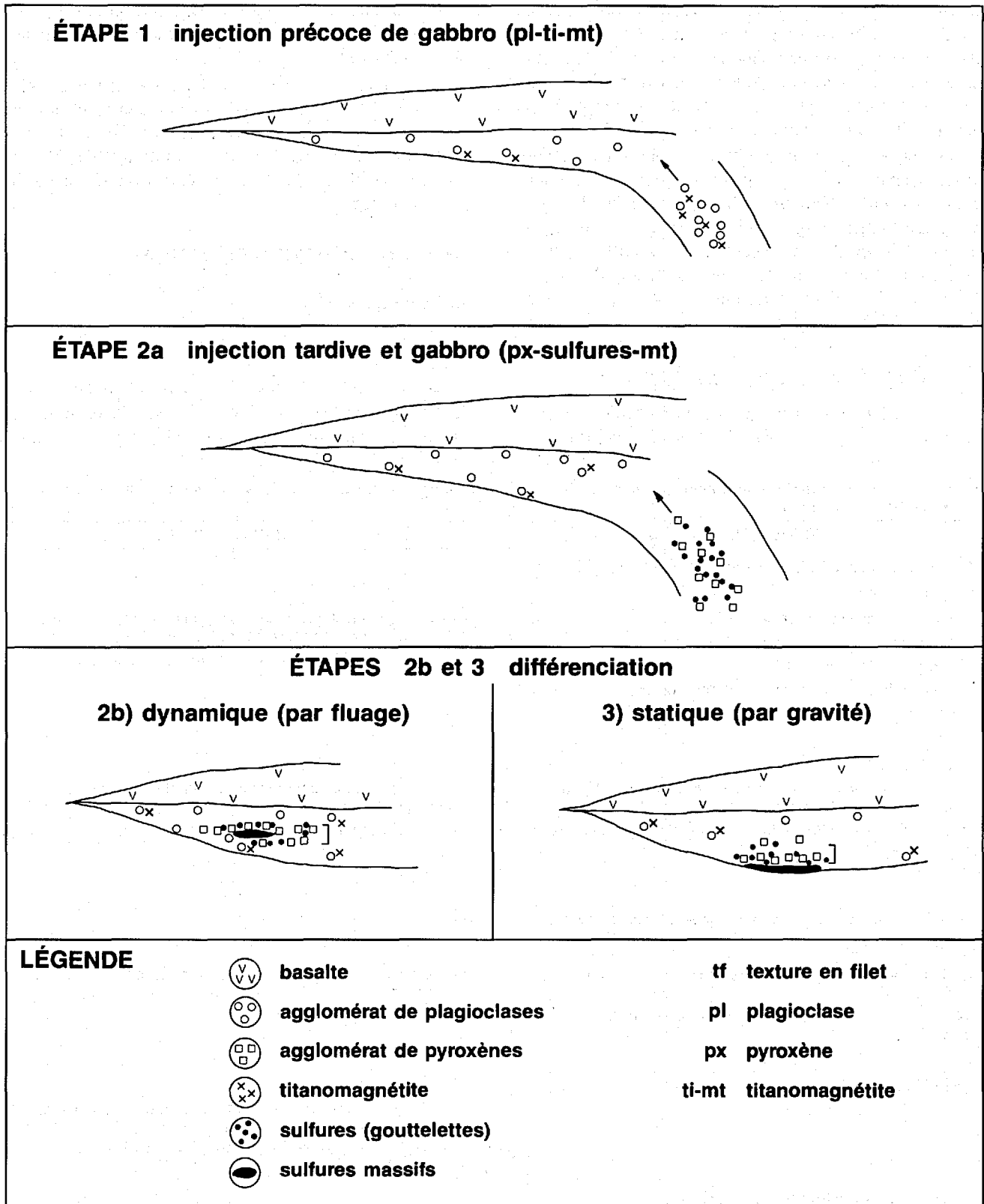


FIGURE 71 – Reconstitution schématique des différentes étapes d'intrusion des filons-couches gabbroïques dans la vallée Aulneau-Redcliff.

chargé de cristaux de pyroxènes alors que la bordure externe de la première injection devait être partiellement refroidie. Il s'en suit que les sulfures sont restés liés aux pyroxènes et qu'ils ont cristallisé autour de ceux-ci dans la partie centrale des filons-couches pour former surtout des concentrations massives et semi-massives (figure 71 : étape 2b).

À certains endroits, il semble néanmoins qu'une légère différenciation statique (par gravité) ait eu lieu à l'intérieur d'une injection tardive, comme l'indiquent la coupe de la zone Marymac 1 et les forages 73-3 et 75-15 de la zone Lepage (figure 71 ; étape 3). La concentration des sulfures y montrent une transition verticale depuis les sulfures disséminés à semi-massifs (« net-texture ») jusqu'aux sulfures massifs reposant sur un gabbro stérile.

Phase tectonique hudsonienne

La reconstitution des principaux événements de l'orogénie hudsonienne nous permettra d'associer les modifications

importantes de la minéralisation de type 1 et la genèse de la minéralisation de type 2 à des événements tectoniques précis (tableau 8).

La séquence des événements tectoniques et métamorphiques qui ont affecté les roches durant l'orogénie hudsonienne est complexe. L'influence possible d'une phase tectonique antérieure à la phase P_1 nous a semblé négligeable par rapport aux phases P_1 , P_2 et cassantes finales que nous avons décrites.

ÉPISODE TECTONIQUE PRINCIPAL

Déformation souple

Pli principal

La cartographie détaillée de la compagnie HNS a permis de définir, sur la base de 9 critères de polarité un anticlinal principal dans la vallée Aulneau-Redcliff. Le seul axe de pli

TABLEAU 8 – Séquence des déformations et des phases de minéralisation associées aux différents épisodes tectoniques dans la vallée Aulneau-Redcliff

LITHOLOGIES SILICATÉES	MINÉRALISATION
Épisode tectonique principal (syn- à tardi-métamorphique)	
<u>Déformation souple</u>	
<ul style="list-style-type: none"> - plissement isoclinal et schistosité S_1 - métamorphisme (schistes verts) - déformation de flanc: <ul style="list-style-type: none"> • boudinage et fracturation des roches compétentes • déformation plastique des roches incompétentes 	<ul style="list-style-type: none"> - déformation plastique intense de la minéralisation de type 1 dans un plan XY parallèle à la schistosité S_1 - recristallisation complète de la minéralisation de type 1
<u>Déformation cassante</u>	
<ul style="list-style-type: none"> - glissement entre les lithologies de compétence différente (filons-couches et roches encaissantes) - chevauchement probable du flanc normal sur le flanc inverse de l'anticlinal - propylitisation intense 	<ul style="list-style-type: none"> - remobilisation métamorphique et hydrothermale de la minéralisation de type 1 - essentiel de la minéralisation hydrothermale de type 2
Épisode tectonique tardif (syn- à tardi-métamorphique)	
<u>Déformation souple</u>	
<ul style="list-style-type: none"> - ondulation des structures antérieures (axe de pli P_1 et schistosité S_1) - réorientation locale des lapilli à l'intersection des schistosités S_1 et S_2 	<ul style="list-style-type: none"> - remobilisation plastique faible à l'état solide de la minéralisation de type 1
<u>Déformation cassante</u>	
<ul style="list-style-type: none"> - schistosité espacée S_2 	<ul style="list-style-type: none"> - remobilisation métamorphique hydrothermale modérée de la minéralisation de type 1 - minéralisation hydrothermale modérée de type 2
Épisode (syn- à tardi-métamorphique)	
<ul style="list-style-type: none"> - altération des roches en chlorite ferrugineuse, en stilpnomélane et en ankérite 	<ul style="list-style-type: none"> - réactions de sulfuration dans la minéralisation de type 1 - reconcentration importante de l'or
Épisode tectonique final	
<u>Déformation cassante</u>	
<ul style="list-style-type: none"> - relachement des contraintes orogéniques de compression 	<ul style="list-style-type: none"> - minéralisation hydrothermale faible de type 2

antiforme que nous avons rencontré dans la vallée appuie cette interprétation. Les contacts stratigraphiques et la schistosité y pendent toutes vers le nord-est. Nous en avons déduit que la vallée est le site principal d'un anticlinal isoclinal dont la charnière est maintenant érodée.

Nous n'avons noté aucune répétition stratigraphique simple dans les nombreuses coupes géologiques. Le passage latéral des pyroclastites aux argilites sans division nette (Avison, 1980), le cisaillement et l'altération hydrothermale intense de plusieurs lithologies ainsi qu'une absence presque totale d'affleurement rend difficile la tentative de situer la surface axiale de l'anticlinal. Nous présumons que les filons-couches gabbroïques représentent la situation approximative de la zone axiale de ce pli. On ne peut exclure définitivement la possibilité que la vallée soit le site de plusieurs plis isoclinaux séparés par des failles de chevauchement tel qu'indiqué dans le prolongement au nord de la vallée Aulneau-Redcliff (Dressler, 1979).

Orientation de la déformation

Le (ou les) pli(s) isoclinal(aux) de la vallée Aulneau-Redcliff, les plis serrés de part et d'autre de celle-ci, la schistosité S_1 et la déformation orientée des lapilli sont des éléments structuraux produits par la phase plicative principale. Les lapilli sont les marqueurs d'une déformation qui les a orientés et allongés dans la direction de contrainte minimale. Nous avons montré que les lapilli ont été généralement raccourcis selon l'axe Z (contrainte maximale a) et allongés selon les axes X (contrainte minimale c) et Y (contrainte intermédiaire b). Le grand axe X des lapilli plonge moyennement vers le nord-est (dans le sens du pendage) alors que l'axe intermédiaire Y est horizontal et correspond à la direction de la schistosité. Le plan XY est donc parallèle à la schistosité S_1 et représente le plan d'allongement des lapilli mesurés; l'axe Z normal à ce plan représente l'axe de compression (figure 72).

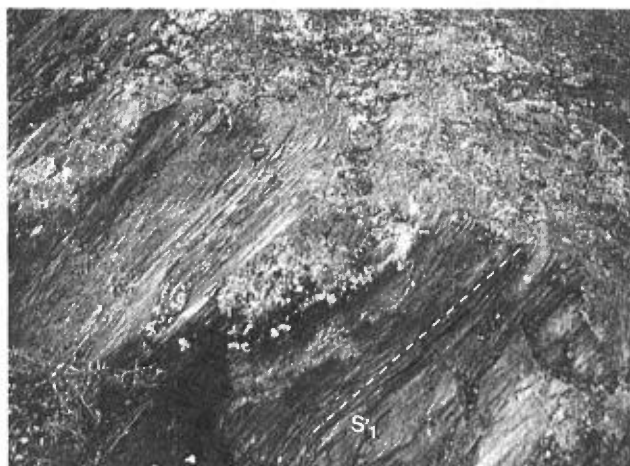


FIGURE 72 - Le plan d'allongement des lapilli déformés est parallèle à la schistosité S_1 près de la zone Marymac 2.

Déformation des filons-couches gabbroïques

Les filons-couches de gabbro encaissés dans des roches moins compétentes ont été déformés d'une façon similaire aux lapilli dans leur matrice. Néanmoins, la forme tabulaire à section elliptique des filons-couches est probablement en grande partie d'origine syn-volcanique. Des fractures de tension perpendiculaires aux directions d'allongement des filons-couches ont cependant pu être créées et être remplies par du matériel de veine et par la minéralisation de type 1 remobilisée. Quelques lapilli montrent à une plus grande échelle ce même phénomène (figure 73).

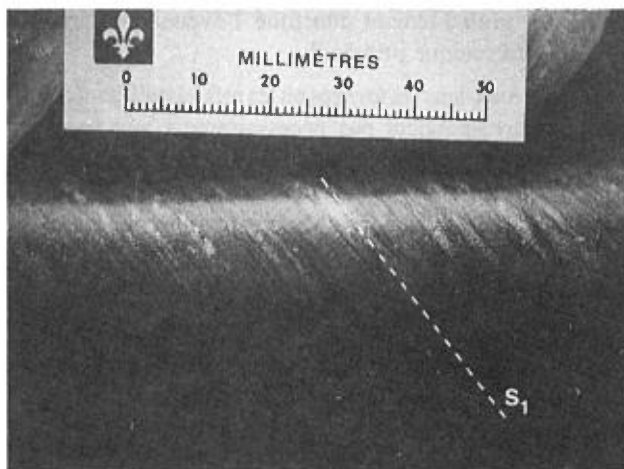


FIGURE 73 - Lapilli intenses étirés dans la schistosité S_1 ; quelques lapilli présentent des veines de tension perpendiculaires à la direction de l'allongement principal (Zone Lepage).

Mécanisme de déformation

Nous pensons que les roches de la vallée (incluant les lapilli et la minéralisation de type 1) ont été déformées par fluage. Le processus le plus communément invoqué pour le fluage est la déformation plastique. Une déformation triaxiale est habituellement expliquée par une combinaison de mécanismes (Flinn, 1956). La déformation triaxiale de lapilli de différente compétence (compositions intermédiaires à felsiques) dans une orientation commune à l'intérieur d'un plan parallèle à la schistosité S_1 et leur symétrie orthorhombique nous porte à croire que le cisaillement pur (déformation non-rotationnelle) est le mécanisme principal de cette déformation. La matrice, moins compétente que les lapilli dans le tuf, a flué dans les directions d'allongement déjà décrites tout comme les roches encaissantes de la vallée le long des filons-couches de gabbro. Ce phénomène associé au développement de phyllosilicates métamorphiques dans le plan d'allongement est à l'origine de la schistosité S_1 .

Déformation cassante

Faïlle de chevauchement

Trois failles de chevauchement sont visibles à l'extrémité nord du lac Aulneau (Dressler, 1979); celles-ci devraient selon toute vraisemblance se continuer sous le lac Aulneau. Une faille de chevauchement a déjà été présumée par la

compagnie HNS sous les lacs Aulneau, Adet et Redcliff (Avison, 1980). Dans les forages, des zones bréchiques altérées ainsi que les contacts cisailés et altérés des gabbros appuient cette hypothèse.

Nous pensons qu'une déformation souple de flanc a résulté par la suite en des mouvements importants de glissement dans le plan XY; les mouvements les plus importants semblent s'être faits entre les roches encaissantes incompétentes (tufs et argilites) et les filons-couches gabbroïques plus compétents. Nous avons déjà mentionné que les filons-couches se situaient environ dans la zone axiale du pli. Nous suggérons donc qu'un décrochement du flanc normal du flanc inverse a probablement constitué l'événement final de l'épisode tectonique principal.

Les endroits dans les forages où les tufs à lapilli sont déformés ne correspondent pas nécessairement aux passages cisailés. Il est cependant bien reconnu que des éléments géologiques primaires (coussins, cailloux, lapilli...) montrent une déformation très accentuée à proximité des zones de failles (Dimroth *et al.*, 1983). La forme des lapilli est probablement le reflet des contraintes totales subies par les roches de la vallée durant les déformations souples, puis cassantes.

Orientation de la déformation

Les structures formées lors des événements cassants (zones de cisaillement, veines sigmoïdes, schistes à sulfures) s'expliquent plus aisément par un cisaillement simple (Ramsay et Graham, 1970). Les zones de cisaillement se sont développées perpendiculairement à la contrainte maximale (i.e. perpendiculaire à l'axe court Z de l'ellipsoïde de déformation). Le changement de déformation (du type fluage au type cisaillement) est conséquent d'un changement de mécanisme de déformation. Ce changement peut s'expliquer par une accélération de la déformation ou par une baisse de la température et de la pression (Flinn, 1956). Nous favorisons la première alternative parce que la température et la pression semblent avoir été suffisantes pour permettre le remplissage des veines et l'altération hydrothermale associée à la minéralisation de type 2.

ÉPISODE TECTONIQUE TARDIF

La schistosité S_2 et la réorientation locale des lapilli à l'intersection des schistosités S_1 et S_2 sont dues à des mouvements de compression postérieurs à l'épisode tectonique principal (P_1). La direction des contraintes durant cet épisode est probablement légèrement différente de celles du premier épisode parce que la schistosité S_2 est transverse à la schistosité S_1 et parce que les lapilli ont été réorientés. La symétrie monoclinique des lapilli réorientés (zone Redcliff) montre que le mécanisme de déformation est différent de l'épisode plicatif P_1 . Les structures formées (zones de cisaillement, clivages de crénulation) durant l'épisode cassant s'expliquent plus aisément par un cisaillement simple (Cosgrove, 1976).

ÉPISODE CASSANT FINAL

Un relachement des contraintes orogéniques de la compression a causé des failles de gravité dans la vallée Aulneau-Redcliff. Dans les forages, des fractures de tension associées à cet épisode final recoupent toutes les structures antérieures.

DÉFORMATION DE LA MINÉRALISATION DE TYPE 1

Dans la littérature géologique, la déformation de gîtes de sulfures a fait l'objet de nombreuses études (Kalliokoski, 1965; McDonald, 1967 et 1970; Vokes, 1969 et 1971; Groves *et al.*, 1976a et 1976b). La majorité de ces études a porté sur la déformation à l'état solide (fluage, déformation plastique) de la minéralisation. Quelques études récentes ont cependant mis en évidence une remobilisation à l'état fluide (ségrégation métamorphique hydrothermale) de la minéralisation (Guha et Koo, 1975; Barret *et al.*, 1977; Leshner et Keays, 1982; Maiden, 1982; Guha *et al.*, 1983). Les observations à diverses échelles que nous avons faites de la minéralisation de type 1 montrent que celle-ci a subi un fluage durant la déformation souple et cassante ainsi qu'une remobilisation à l'état fluide au cours de la déformation cassante.

La minéralisation sulfurée de type 1, circonscrite dans la séquence lithologique hétérogène de la vallée, a subi les mêmes contraintes régionales que celle-ci. La réponse à ces contraintes par le biais de la déformation souple, dépend de la compétence du matériel impliqué. Il est communément accepté que les sulfures, à cause de leur faible compétence, peuvent être remobilisés à l'état solide à des températures et pressions relativement faibles (Stanton et Gorman, 1968; Gill, 1969; Graf et Skinner, 1970; Clark et Kelly, 1973).

À l'échelle du forage, il est possible de rencontrer une minéralisation de type 1 dans des lithologies telles que des tufs et des argilites. Les coupes géologiques ont cependant montré que cette minéralisation est constamment rencontrée à la périphérie des filons-couches. Lors de la phase plicative de l'épisode tectonique principal, la déformation de flanc de l'anticlinal a donc provoqué une remobilisation à l'état solide des sulfures de type 1 à l'extérieur des filons-couches dans le plan d'allongement XY. Une diminution de l'épaisseur originale de la minéralisation est requise durant une déformation de ce type; un enrichissement en sulfures a pu se produire suite à cet aplatissement tectonique (Groves *et al.*, 1976b). Les nombreuses textures et fabriques tectoniques décrites précédemment indiquent les effets de ce premier mécanisme de déformation. Ce type de déformation a dû se poursuivre tout au long de la déformation souple, puis cassante. Quelques observations de sulfures massifs laissent croire qu'une partie de ceux-ci ont été remobilisés durant la déformation cassante. Ainsi, des brèches de sulfures presque massifs contiennent des fragments de quartz et de roches encaissantes. Des sulfures de type 1 ont donc probablement été remobilisés dans des fractures avec des fragments de roches encaissantes durant la déformation cassante.

Le second mécanisme de déformation de la minéralisation est associé à la déformation cassante. Il consiste en une remobilisation à l'état fluide. Ce mécanisme est invoqué essentiellement pour expliquer la présence de minéralisation de type 1 dans des veines de quartz, de chlorite et d'ankérite. Il semble que ce mécanisme ait été particulièrement important à la zone Marymac 2 puisque des filons de ce genre composent une partie importante de la minéralisation. Dans les autres zones, nous pensons que ce type de processus est plutôt restreint par rapport à la minéralisation primaire remobilisée à l'état solide.

Les effets des deux mécanismes de remobilisation de la minéralisation de type 1 (état solide, état fluide) ont donc dû se succéder au cours des deux types de déformation (souple, cassante) qui ont affecté les roches de la vallée. Les distances de transport total peuvent être estimées dans chacune des zones minéralisées à l'aide des coupes géologiques et en acceptant comme hypothèse de base une minéralisation de Cu-Ni de type 1 circonscrite dans les filons-couches. Les études antérieures sur la déformation de gîtes sulfurées s'entendent généralement pour accepter une remobilisation à l'état solide sur une échelle métrique à décimétrique. Peryery *et al.*, (1982) a cependant décrit pour les gisements de Thompson, situés également dans le contexte géotectonique du circum Ungava-Supérieur (Baragar et Scoates, 1981), une migration des sulfures à l'échelle kilométrique. En gardant à l'esprit l'intensité de la déformation illustrée par les lapilli et les lithologies formant l'anticlinal isoclinal, puis faillé de la vallée, nous pensons raisonnable d'expliquer la partie distale d'une partie de la minéralisation primaire par rapport aux filons-couches par l'action cumulée des deux types de remobilisation sur une distance variant de quelques dizaines à quelques centaines de mètres.

FORMATION DE LA MINÉRALISATION DE TYPE 2

L'histoire de la minéralisation de type 2 est longue et complexe tout comme celle de l'histoire tectonique dans la vallée Aulneau-Redcliff. La minéralisation secondaire est d'origine hydrothermale et s'est développée à la faveur de plusieurs épisodes tectoniques qui ont créé des structures favorables et une augmentation de la perméabilité des roches.

L'épisode tectonique principal a créé quelques fractures de tension durant la déformation souple ainsi que de nombreuses zones de cisaillement aux contacts des filons-couches de gabbro avec les roches encaissantes moins compétentes durant la déformation souple, puis cassante. Le développement d'une grande partie de la minéralisation de type 2 au contact entre le gabbro et les roches encaissantes dans les sept zones minéralisées met en lumière l'importance des compétences contrastées des lithologies en contact. Le développement de ces zones de cisaillement, orientées NNW et pendant dans le sens des couches est probablement associé à la faille de chevauchement dont la vallée Aulneau-Redcliff est le site. Nous avons déjà mentionné qu'à l'extérieur de la vallée une faible minéralisation similaire au type 2 (voir

chapitre précédent) a également été déposée près des ou aux contacts entre les gabbros des crêtes (Groupe de Montagnais) et les argilites de la Formation de Baby. Il est reconnu que les mouvements tectoniques actuels contrôlent le mouvement des fluides hydrothermaux (Sibson *et al.*, 1975). Des mouvements de glissement sur une surface irrégulière peuvent former des ouvertures qui permettront le mouvement de fluides et le dépôt de concentrations minérales dans les zones de dilatation ainsi créées (Guha *et al.*, 1983).

Les roches encaissantes des zones de cisaillement ont ainsi été intensément altérées. L'altération a provoqué la disparition consécutive de plusieurs minéraux du métamorphisme (les amphiboles vertes, l'épidote, puis l'albite) alors que la silice et les alcalis ont été généralement lessivés (et redéposés dans des veines) à la faveur de la précipitation du fer, du magnésium et du soufre. Un schiste composé strictement de chlorite et de quartz représente l'état d'altération ultime de la roche. Cette altération est syn- à tardi-métamorphique et les assemblages minéralogiques de celle-ci témoignent d'un rapport eau/roche élevé (Gélinas, 1982; Mottl, 1983) soutenu localement par le développement de structures favorables durant l'épisode tectonique principal. La source des fluides est probablement métamorphique et provient vraisemblablement des sédiments de la vallée qui ont subi un aplatissement intense lors du plissement isoclinal, puis du chevauchement. Une minéralisation en métaux de base (Fe-Cu ± Zn ± Pb), surtout à pyrite et à chalcopyrite, a été alors déposée dans les fractures créées à ce moment. La remobilisation à l'état fluide d'une faible partie de la minéralisation de type 1 doit être contemporaine de cet épisode minéralisant pour expliquer les cas de minéralisation hybride (types 1 et 2) rencontrés.

Un second épisode d'activité hydrothermale similaire est contemporain de la formation des zones de cisaillement orientées est-ouest et associées à la schistosité S_2 . Les mécanismes invoqués pour sa formation sont les mêmes que pour le premier épisode puisque la minéralisation et l'altération sont identiques. Slipp (1957) a déjà mentionné qu'une partie des sulfures de fer (pyrite) et de cuivre (chalcopyrite) sont situés dans des structures qui recoupent la schistosité S_1 .

Ces deux épisodes hydrothermaux ont été contrôlés par la structure et sont à l'origine d'une altération et d'une minéralisation identique. On peut donc leur attribuer une même source (métamorphique) de fluides minéralisants. Ainsi des conditions similaires de métamorphisme prévalaient lors de la génération de ces deux épisodes minéralisants même s'ils sont séparés dans le temps (i.e. respectivement contemporains des déformations D_1 et D_2). La minéralisation associée à ces deux épisodes a été entièrement recristallisée par la suite comme l'indique plusieurs textures métamorphiques. La pyrite se présente habituellement sous une forme granoblastique dont les grains sont fréquemment fracturés. La chalcopyrite est interstitielle entre les grains de pyrite ou entoure ceux-ci. Les textures observées concordent avec les données expérimentales puisque la pyrite se fracture sous contrainte alors que la chalcopyrite peut subir un fluage plastique (Graf et Skinner, 1970; Clark et Kelly, 1973).

À l'intérieur des filons-couches, une grande partie de la minéralisation de type 1 a subi au même moment une pyritisation variant de légère à complète. Celle-ci se développe fréquemment aux contacts des sulfures primaires (figure 33) et est associée avec une altération en stilpnomélane et parfois en carbonate ferrifère (figure 59). Cette altération peut donc probablement être attribuée à des réactions métamorphiques entre les sulfures de type 1 et les silicates (Kullerud et Yoder, 1964). Nous pensons que cette altération et minéralisation sont également syn- à tardi-tectonique puisque les rhombèdres de carbonates, les feuilletés sans orientations préférentielles de stilpnomélane et les grains de pyrite recoupent les deux schistosités et se développent aux dépens de minéraux métamorphiques. La diffusion d'un fluide métamorphique a probablement été facilitée dans les gabbros par l'accroissement de la perméabilité suite à la contraction thermique des sulfures primaires lors de la baisse de température du métamorphisme (Barret *et al.*, 1977; Marston et Kay, 1982); ceci crée alors des zones propices à la circulation de fluides aux contacts des sulfures et des silicates. Cette minéralisation et altération hydrothermales sont donc contemporaines des deux autres événements minéralisants de type 2. Nous les avons décrits séparément jusqu'ici pour mettre en évidence la distinction entre la minéralisation de type 2 à contrôle structural (associée aux veines) et celle à contrôle chimique (associée à la minéralisation de type 1).

La nature du fluide hydrothermal responsable de la minéralisation de type 2 ne peut être défini précisément mais la comparaison de l'assemblage minéralogique avec ceux d'autres dépôts aurifères permet de préciser certains paramètres chimiques. La stilpnomélane peut se développer dans des assemblages riches en fer (Deer *et al.*, 1964; Feininger, 1984) où elle remplace fréquemment, comme la biotite, une chlorite ferrugineuse. La formation de la stilpnomélane traduit une pauvreté en alcalis du fluide et des roches encaissantes. L'association de carbonate ferrifère avec la stilpnomélane et la pyrite traduit la présence du CO₂ et du Fe dans le fluide. La pyritisation, qui représente la réaction principale, implique la circulation de fluides riches en soufre. La composition d'un fluide riche en H₂S, en CO₂, en Fe et pauvre en alcalis est consistante avec celle d'un fluide métamorphique (Kerrich, 1983). Henley (1984) a également noté

qu'un fluide de cette composition semblait privilégié pour la concentration de l'or. Kerrich (1983) a précisé que la formation d'une roche fortement alumineuse (contenant le chloritoïde, le stilpnomélane ou la muscovite) était généralement associée à une minéralisation aurifère par le biais de réactions entre des fluides à basse salinité et riche en CO₂ et des roches métamorphiques. Il est généralement entendu que l'or peut être transporté en complexe avec le soufre (probablement H₂Au(HS)₂) (Phillips et Groves, 1983). Il s'en suit que la sulfurisation des roches encaissantes réduit la solubilité de l'or en détruisant les complexes de soufre et provoquant alors sa précipitation.

À certaines occasions, la magnétite a été observée au contact des sulfures et des silicates d'altération. Celle-ci n'est pas anormale parce qu'une réaction d'oxydation de la pyrrhotite peut générer un assemblage de pyrite et de magnétite (Eckstrand, 1975; Barret *et al.*, 1977). Selon Marston et Kay (1980), cette réaction peut générer un excès de soufre qui peut diffuser dans les fractures et les roches encaissantes pour former d'autres sulfures. Cette réaction peut donc être la source d'une partie des sulfures de type 2 (pyrite-chalcoppyrite) qui recoupent les structures des deux épisodes tectoniques (c'est-à-dire associé à l'épisode tectonique cassant final). Les rapports isotopiques obtenus à partir de la chalcoppyrite provenant d'un schiste à stilpnomélane-pyrite-chalcoppyrite varient de 1,3 à 2,2‰ (moyenne: 1,8‰). Ces valeurs semblent représenter une source magmatique. En comparaison avec le rapport isotopique des sulfures de type 1 (2,8‰), ceux-ci montrent tous un enrichissement variable en ³²S. Nos observations minéralogiques indiquent une réaction principale de sulfurisation, soit la transformation de la pyrrhotite en pyrite par ajout de soufre. Celui-ci provient probablement du lessivage de l'empilement volcanique par les fluides hydrothermaux d'origine métamorphique puisque le ³²S est généralement lessivé préférentiellement. La valeur variable des rapports isotopiques indique probablement que l'équilibration isotopique n'a pas été achevée.

Une faible activité hydrothermale a également favorisé la formation de quelques veines faiblement minéralisées dans les structures de tension formées durant le relâchement des contraintes orogéniques (épisode cassant final).

Conclusion

Nos travaux géologiques dans la région du lac Aulneau suggèrent la présence de deux types de minéralisation :

TYPE 1 : une minéralisation tardi-volcanique (pré-tectonique) de Fe-Cu-Ni-(Co-Pd) issue d'une ségrégation magmatique dans des filons-couches de gabbro à faciès pyroxénitique et gloméroporphyrique à plagioclase. Cette minéralisation a été partiellement remobilisée durant la phase tectonique hudsonienne.

TYPE 2 : une minéralisation tectono-métamorphique (syn-à tardi-tectonique) de FeCu-(Zn-Au) issue d'épisodes hydrothermaux associés à des zones de cisaillement et à des réactions métamorphiques sulfures-silicates

Sept zones minéralisées sont associés à sept filons-couches de gabbro dans la vallée Aulneau-Redcliff ; chacune de ces zones contient les deux types de minéralisation. Quatre filons-couches se sont introduits sous les laves basaltiques de la vallée alors que les trois autres se sont insérés dans des pyroclastites et des argilites. L'alignement des sept filons-couches orientés NNW suggère qu'une zone de tension pré-orogénique a contrôlé l'intrusion d'au moins sept filons-couches gabbroïques dans la vallée. Une minéralisation sulfurée de Cu-Ni a accompagné une injection de magma gabbroïque enrichi en phénocristaux de pyroxène qui a suivi celle précoce de magma gabbroïque enrichi en phénocristaux de plagioclase.

Durant l'épisode tectonique principal de l'orogénie hudsonienne, les lithologies incompetentes de la vallée Aulneau-Redcliff ont été plissées en un anticlinal isoclinal. Cette déformation souple a probablement ensuite culminé en une faille de chevauchement. Ces déformations ont provoqué une remobilisation importante de la minéralisation magmatique à l'état solide dans les roches encaissantes

(argilites, pyroclastites) qui ceinturent latéralement les filons-couches. Cette remobilisation est une réponse aux contraintes principales de la déformation pour se placer en « position d'équilibre » par rapport à celles-ci. La correspondance de géométrie et d'orientation entre les zones minéralisées et les lapilli fait de ces derniers un outil précieux pour la détermination de la géométrie de zones minéralisées avant leur déformation.

Les contacts entre les filons-couches de gabbro et les roches sédimentaires ont été le lieu privilégié du développement de zones de cisaillement à l'intérieur desquelles une minéralisation hydrothermale d'origine métamorphique a été déposée. Une altération intense (propylitisation) des roches encaissantes ainsi qu'une remobilisation à l'état fluide de la minéralisation magmatique a également accompagné cet épisode. La déformation tardive (S_2) a également créé des zones de cisaillement orienté plus ou moins est-ouest dans lesquelles une minéralisation hydrothermale semblable a été déposée. Le métamorphisme a permis la circulation de fluides tardi-métamorphique qui ont concentré l'or et pyritisé intensément la minéralisation magmatique. Une altération en chlorite ferrugineuse, en ankérite et en stilpnomélane est intimement associée à cet épisode. Quelques fractures de tension contenant surtout du matériel filonien faiblement minéralisé ont finalement été créées lors du relâchement des contraintes orogéniques.

Les remobilisations tectoniques et la minéralisation hydrothermale ont transformé considérablement la minéralogie, les textures, la forme et les roches encaissantes de la minéralisation magmatique. En effet, la plupart des fabriques actuelles de la minéralisation sont tectoniques et d'affinité hydrothermale. Nos travaux illustrent l'importance d'étudier simultanément les modes de formation et de déformation des minéralisations alors que ce dernier aspect peut influencer directement la formulation des modèles génétiques.

Références

- AVISON, A. T., 1980 – The Geology of the Marymac Area. Hollinger North Shore Exploration Company Limited; internal report.
- BABCOCK, R. S., 1973 – Computational model of metasomatic processes. *Lithos*, Volume 6, pages 279-290.
- BARAGAR, W. R. A., 1967 – Wakuach Lake map area, Quebec-Labrador. Geological Survey of Canada; Memoir 344.
- BARAGAR, W. R. A. – SCOATES, R. F. J., 1981 – The circum-Superior belt: a Proterozoic plate margin? *In* Precambrian plate tectonics. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam; pages 297-330
- BARNES, S. J. – COATS, C. J. A. – NALDRETT, A. J., 1982 – Petrogenesis of a Proterozoic Nickel Sulfide-Komatiite Association: the Katiniq Sill, Ungava, Quebec. *Economic Geology*; Volume 76, 1982, pages 413-422.
- BARRET, F. M. – BINNS, R. A. – GROVES, D. I. – MARSTON, R. J. – McQUEEN, K. G., 1977 – Structural History and Metamorphic Modification of Archean Volcanic-Type Nickel Deposits, Yilgarn Block, Western Australia. *Economic Geology*; Volume 72, pages 1195-1223.
- BARRIÈRE, M., 1976 – Flowage differentiation: limitation of the «Bagnold Effect» to the narrow-intrusions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*; Volume 55, pages 139-145.
- BÉLANGER, M. – CLARK, T. – HÉBERT, C. – MARCOUX, P., 1982 – Plan d'exploration minière des fosses du Labrador et d'Ungava. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; rapport interne.
- BHATTACHARJI, S. – SMITH, C. H., 1964 – Flowage Differentiation. *Science*. Volume 145, pages 150-153.
- BURNHAM, C. W., 1979 – Magmas and hydrothermal fluids. *In* Barnes, H. L., ed. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. John Wiley and Sons Inc.; pages 71-136.
- CHYI, L. L. – CROCKET, J. H., 1976 – Partition of Platinum, Palladium, Iridium and Gold among Coexisting Minerals from the Deep Ore Zone. Strathcona Mine, Sudbury, Ontario. *Economic Geology*; Volume 71, pages 1196-1205.
- CLARK, B. R. – KELLY, W. C., 1973 – Sulfide Deformation Studies: Experimental Deformation of Pyrrhotite and Sphalerite to 2000 Bars and 500°C. *Economic Geology*; Volume 68, pages 332-352.
- COSGROVE, J. W., 1976 – The formation of crenulation cleavage. *Journal of Geological Society of London*; Volume 132, pages 155-178.
- DEER, W. A. – HOWIE, R. A. – ZUSSMAN, J., 1967 – An introduction to the Rock Forming Minerals; Volume 3, Sheet Silicates, John Wiley and Sons Inc.; pages 103-114.
- DIMROTH, E., 1978 – Région de la fosse du Labrador (54°30'-56°30'). Ministère des Richesses naturelles, Québec; RG-193.
- DIMROTH, E. – IMREH, L. – GOULET, N. – ROCHELEAU, M., 1983 – Evolution of the south-central part of the Archean Abitibi Belt, Quebec. Part II: Tectonic evolution and geomechanical model. *Canadian Journal of Earth Science*; Volume 20, pages 1355-1373.
- DONNELLY, T. H. – LAMBERT, I. B. – OEHLER, D. Z. – HALLBERG, J. A. – HUDSON, D. R. – SMITH, J. W. – BAVINTON, O. A. – GOLDING, L., 1978 – A reconnaissance study of stable isotope ratios in Archean rocks from the Yilgarn Block, Western Australia. *Journal of the Geological Society of Australia*; Volume 24, pages 409-420.
- DRESSLER, B., 1979 – Région de la fosse du Labrador (56°30'-57°15'). Ministère des Richesses naturelles, Québec; RG-195.
- DUGAS, J., 1968 – Minéralisation métallique dans une partie de la fosse du Labrador. Ministère des Richesses naturelles; étude spéciale 5.
- ECKSTRAND, O. R., 1975 – The Dumont Serpentinite: A Model for Control of Nickeliferous Opaque Mineral Assemblages by Alteration Reactions in Ultramafic Rocks. *Economic Geology*; Volume 70, pages 183-201.
- FAHRIG, W. F., 1956 – Lac Herodier (east half), New Quebec. Geological Survey of Canada; Paper 55-32.
- FEININGER, T., 1984 – Stilpnomelane in Metasomatic Rocks associated with Steatite and in Regional Schists, Quebec Appalachians. *Canadian Mineralogist*; Volume 22, pages 423-435.
- FLINN, D., 1956 – On the Deformation of the Funzie Conglomerate, Feltar, Shetland. *Journal of Geology*; Volume 64, pages 480-505.
- _____ 1962 – On Folding during Three-Dimensional Progressive Deformation. *The Quarterly Journal of the Geological Society of London*; Volume CXVIII, pages 385-428.
- FOURNIER, D., 1983 – Gîtes de Cu-Zn et de Cu-Ni de la fosse du Labrador, Quebec. Thèse de 3^e cycle, non publiée, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI; 209 pages.
- _____ 1985 – Minéralisations de la partie orientale du géosynclinal du Labrador (Groupe de Laporte). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 83-23.
- GÉLINAS, L. – MELLINGER, M. – TRUDEL, P., 1982 – Archean mafic metavolcanics from the Rouyn-Noranda district, Abitibi greenstone belt, Quebec. 1-Mobility of the major elements. *Canadian Journal of Earth Science*; Volume 19, pages 2258-2275.

- GILL, J.E., 1969 - Experimental Deformation and Annealing of Sulfides and Interpretation of Ore Textures. *Economic Geology*, Volume 64, pages 500-508.
- GRAF, J. - SKINNER, B.J., 1970 - Strength and Deformation of Pyrite and Pyrrhotite. *Economic Geology*; Volume 65, pages 206-215.
- GRESENS, R.L., 1967 - Composition-volume relationship of metasomatism. *Chemical Geology*; Volume 3, pages 47-67.
- GROVES, D.I. - BARRET, F.M. - BINNS, R.A. - MARSTON, R.J. - McQUEEN, K.G., 1976a - A possible volcanic-exhalative origin for lenticular nickel sulfide deposits of volcanic association, with special reference to those in Western Australia: Discussion. *Canadian Journal of Earth Science*; Volume 13, pages 1646-1653.
- GROVES, D.I. - BARRET, F.M. - McQUEEN, K.G., 1976b - The relative roles of magmatic segregation, volcanic exhalation and regional metamorphism in the generation of volcanic-associated nickel ores of Western Australia. *Canadian Mineralogist*; Volume 17, pages 319-336.
- GUHA, J. - KOO, J., 1975 - Role of Fluid State Modification during Metamorphism of the Henderson Ore Bodies, Chibougamau, Quebec, Canada. *Canadian Journal of Earth Science*; Volume 12, pages 1516-1523.
- GUHA, J. - ARCHAMBAULT, G. - LEROY, J., 1983 - A correlation between the Evolution of Mineralizing Fluids and the Geomechanical Development of a Shear Zone as illustrated by the Henderson 2 Mine, Quebec. *Economic Geology*; Volume 78, pages 1605-1618.
- HENLEY, R.W., 1984 - La structure des systèmes hydrothermaux actifs et leurs implications quant à l'origine de certains gisements hydrothermaux d'or. *Dans État actuel des connaissances en géochimie des gîtes minéraux*, édité par l'Institut de Recherche en Exploration Minérale de Montréal, pages 53-59.
- IRVINE, T.N. - BARAGAR, W.R.A., 1971 - A guide to the classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Science*; Volume 8, pages 523-549.
- KALLIOKOSKI, J., 1965 - Metamorphic features in north american massive sulfide deposits. *Economic Geology*; Volume 60, pages 485-505.
- KEAYS, R.R. - NICKEL, E.H. - GROVES, D.I. - McGOLDRICK, P.J., 1982 - Iridium and Palladium as Discriminants of Volcanic Exhalative, Hydrothermal and Magmatic Nickel Sulfide Mineralization. *Economic Geology*; Volume 77, pages 1535-1547.
- KERRICH, R., 1983 - Geochemistry of Gold Deposits in the Abitibi Greenstone Belt. *Canadian Institute of Mining and Metallurgy*; Special volume 27.
- KLOTSMAN, S.M. - TIMOFEYEV, A.N. - TRAKHTENBERG, I.S., 1963 - Investigation of the diffusion properties of the chalcogenides of transition metals IV. Temperature dependance of the anisotropy of nickel and sulphur self-diffusion in nickel monosulphide. *Physic, Metals Metallography*; Volume 16, pages 92-98.
- KULLERUD, G. - YODER Jr, H.S., 1969 - Sulfide-Silicate relations. *Sulfide-Silicate Reactions*. Carnegie Institution 1963-1694; pages 218-222.
- LESHER, C.M. - KEAYS, R.R., 1982 - Metamorphically and hydrothermally mobilized Fe-Ni-Cu sulphides at Kambalda, Western Australia *In Sulphide deposits in mafic and ultramafic rocks*, edited by D. L. Buchanan and M. J. Jones; Institute of Mining and Metallurgy (London); pages 62-69.
- MAIDEN, K.J., 1982 - Metamorphic features of stratiform gold ores in the Barberton greenstone belt, Eastern Transvaal *In Gold-82 Proceedings of the International Symposium Zimbabwe*. R.P. Foster-ed, A.A. Balkema Publishers, Rotterdam; pages 325-338.
- MAINWARING, P.R. - NALDRETT, A.J., 1977 - Country-Rock Assimilation and the Genesis of Cu-Ni Sulfides in the Water Hen Intrusion, Duluth Complex, Minnesota. *Economic Geology*; Volume 72, pages 1269-1284.
- MARSTON, R.J. - KAY, B. D., 1984 - The Distribution, Petrology, and Genesis of Nickel Ores at the Juan Complex, Kambalda, Western Australia. *Economic Geology*; Volume 75, pages 546-565.
- McCALLUM, M.E. - LOUCKS, R.R. - CARLSON, R.R. - COOLEY, E.F. - DOERGE, T.A., 1976 - Platinum Metals Associated with Hydrothermal Copper Ores of the New Rambler Mine, Medicine Bow Mountains, Wyoming. *Economic Geology*; Volume 71, pages 1429-1450.
- McDONALD, J.A., 1967 - Metamorphism and its Effects on Sulphide Assemblages. *Mineralium Deposita*; Volume 2, pages 200-220.
- _____ 1970 - Some effects of Deformation on Sulfide-Rich Layers in Lead-Zinc Ore Bodies, Mount Isa, Queensland. *Economic Geology*; Volume 65, pages 273-298.
- MOTTL, M. J., 1983 - Metabasalts, axial hot springs, and the structure of hydrothermal systems at mid-ocean ridges. *Geological Society of America Bulletin*; Volume 94, pages 161-180.
- NALDRETT, A.J., 1981 - Nickel Sulfide Deposits: Classification, Composition and Genesis. *Economic Geology*; 75th Anniversary Volume, pages 628-685.
- OHMOTO, H. - RYE, R.O., 1979 - Isotopes of sulfur and carbon, *In Barnes, H. L. ed. Geochemistry of hydrothermal ore deposits*: John Wiley and Sons Inc.; pages 509-567.
- PARK, R.G., 1983 - Foundations of Structural Geology. Chapman and Hall, 135 pages.
- PEREDERY, W.V. - Geological Staff, 1982 - Geology and Nickel Sulphide Deposits of the Thompson Belt, Manitoba *In Precambrian Sulphide Deposits*, Geological Association of Canada; Special Paper 25, pages 165-209.
- PHILLIPS, G.N. - GROVES, D.I., 1983 - The nature of Archean gold-bearing fluids as deduced from gold deposits of Western Australia. *Journal of the Geological Society of Australia*; Volume 30, pages 25-39.

- RAMSAY, J.G., 1967 - Folding and fracturing of rocks McGraw-Hill; 568 pages.
- RAMSAY, J.G. - GRAHAM, R.H., 1970 - Strain variation in shear belts. Canadian Journal of Earth Science; Volume 7, pages 786-873.
- ROBERT, F., 1983 - Étude du mode de mise en place des veines aurifères de la mine Sigma, Val d'Or, Québec. Thèse de Ph. D., École Polytechnique, 274 pages.
- ROSCOE, S.M., 1957 - Cambrian Lake, (east half), Quebec. Geological Survey of Canada, Paper 56-6.
- ROSS, J.R. - KEAYS, R.R., 1979 - Precious metals in volcanic-type nickel sulfide deposits in Western Australia. Part 1: Relationship with the composition of the ores and their host rocks. Canadian Mineralogist, Volume 17, pages 417-436.
- SAUVÉ, P., 1957 - The geology of the east half of Lake Gerido area, New-Quebec, Canada. Ph. D. Thesis, John Hopkins University, Baltimore, 231 pages.
- SAUVÉ, P. - BERGERON, R., 1965 - Région des lacs Gérido et Thevenet, Nouveau-Québec. Ministère des Richesses naturelles; RG-104.
- SECCOMBE, P.K. - GROVES, D.I. - MARSTON, R.J. - BARRET, F.M., 1981 - Sulfide Paragenesis and Sulfur Mobility in Fe-Ni-Cu Sulfide Ores at Lunnon and Juan Main Shoots, Kambalda: Textural and Sulfur Isotopic Evidence. Economic Geology, Volume 76, pages 1675-1685.
- SIBSON, R.H. - McMORE, J. - RANKIN, A.H., 1975 - Seismic pumping-a hydrothermal fluid transport mechanism. Journal of the Geological Society of London; Volume 131, pages 653-659.
- SKINNER, B.J. - Peck, D.L., 1969 - An Immiscible Sulfide Melt from Hawaii *In* Magmatic Ore Deposits: Economic Geology; A Symposium Monograph 4, pages 310-321.
- SLIPP, R.M., 1957 - Base Metals Deposits in the Labrador Trough between Lake Harveng and Aulneau, New Quebec. Ph. D. Thesis, Mc Gill University. 129 pages.
- STANTON, R.L. - GORMAN, H., 1968 - A phenomenological study of grain boundary migration in some common sulfides. Economic Geology; Volume 63, pages 907-923.
- STOCKWELL, C.H., 1982 - Proposals for Time Classification and Correlation of Precambrian Rocks and Events in Canada and Adjacent Areas of the Canadian Shield. Geological Survey of Canada; Paper 80-19.
- VOKES, F.M., 1969 - A Review of the Metamorphism of Sulphide Deposits. Earth Sciences Review Volume 5, pages 99-143.
- _____ 1971 - Some Aspects of the Regional Metamorphic Mobilization of Preexisting Sulphide Deposits. Mineralium Deposita; 6, pages 122-129.
- WARDLE, R.J. - BAILEY, D.G., 1981 - Early Proterozoic sequences in Labrador *In* Proterozoic Basins of Canada. Geological Survey of Canada; Paper 81-10, pages 331-359.
- WEDEPOHL, K.H., 1978 - Handbook of geochemistry, Springer Verlag, Berlin.
- WILSON, H.D.B. - ANDERSON, D.I., 1959 - The Composition of Canadian Sulphide Ore Deposits. Canadian Mining and Metallurgy Bulletin, Volume 52, No 570, pages 619-631.

Annexe 1

Analyse à la microsonde

	SILICATES					
	1-Ferro-stilpnomélane		2-Ferri-stilpnomélane		3-Chlorite (ferrugineuse)	
	%	%	%	%	%	%
MgO	5,6	5,84	5,07	5,17	9,07	8,90
Al ₂ O ₃	5,94	5,81	6,66	6,66	20,01	19,66
SiO ₂	44,41	44,71	45,68	46,42	25,25	25,00
K ₂ O	3,42	2,97	0,29	0,49	-	-
MnO	0,53	0,45	0,32	0,28	0,26	-
FeO	28,72	28,89	30,35	31,54	36,99	36,67
Total	88,62	88,67	88,37	90,57	91,58	90,24

	SULFURES		
	4-Pentlandite		5-Pyrrhotite
	%	%	%
S	48,68	48,01	51,46
Fe	23,62	23,26	47,93
Ni	27,70	28,73	0,60
Total	96,07	95,21	99,99

Source des échantillons:

- Nos 1 à 3 - Zone Redcliff - affleurement-bordure des sulfures massifs
- Nos 4 et 5 - Zone Lepage - affleurement-sulfures massifs

Analyse pour l'or (en ppb)

ÉCHANTILLON N ^o (1)	LOCALISATION	TENEUR(2)	DESCRIPTION MINÉRALOGIQUE(3)
Échantillons de surface			
R-5A	Zone Redcliff	93 ppb	Po-Py-Cp-Pn-Mt
2-82-1	Zone Lepage	20 ppb	Py-Qz-Chl-C
Zone Lepage (forages)			
JV-75-6-2	47,8 m	220 ppb	Py-Qz-C
JV-75-7-9	49,2 m	53 ppb	Py-Po-Cp-Mt
JV-75-11-7	57,9 m	620 ppb	Sp-Py-Mt-Cp
JV-75-11-9	58,2 m	420 ppb	Py-Mt-Sp-Cp
JV-78-62-1	121,5 m	55 ppb	Py-Chl-Qz
JV-78-65-7	207,2 m	295 ppb	Chl-C-Cp-Qz
JV-78-66-13	228,3 m	67 ppb	Chl-Qz-C-Py-Cp
Zone Marymac (forages)			
MJV-84-1	153,5 m	27 ppb	Qz-Chl-C-Py
MJV-85-11	310,8 m	240 ppb	Py-Po-Cp-Chl

(1) Pour les échantillons de forage, les codes alphanumériques correspondent à l'identification du trou de forage.

(2) Seuls les résultats analytiques au-dessus du seuil de détectabilité (15 ppb) ont été indiqués.

(3) Les symboles minéralogiques se réfèrent à la légende des coupes géologiques.

Analyses chimiques des lithologies de la zone Lepage (surface) (éléments majeurs et mineurs)

COMPOSITION DES GABBROS

Échantillon ⁽¹⁾	1	2	3	4	5	6	7	Mt	Mt'	Md	Mw
% du poids											
SiO ₂	33,6	43,3	42,4	52,7	47,9	47,5	46,8	45,8	46,1	48,2	48,4
Al ₂ O ₃	16,7	14,5	12,5	9,6	7,3	8,4	12,7	11,9	12,0	14,2	16,8
MgO	8,1	9,6	8,9	9,1	11,7	12,8	9,8	9,5	9,6	7,9	8,1
CaO	4,1	8,5	8,5	9,2	7,7	10,0	9,1	8,1	8,2	9,8	11,1
Na ₂ O	-	0,8	0,1	0,1	0,1	0,2	0,4	0,6	0,6	2,2	2,3
K ₂ O	0,1	0,9	0,2	0,8	-	0,6	1,3	0,5	0,5	0,3	0,6
TiO ₂	0,5	1,2	0,9	1,6	0,8	0,7	0,8	1,0	1,0	1,4	1,3
P ₂ O ₅	-	0,1	-	0,1	0,1	-	-	0,1	0,1	0,1	0,2
MnO	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
S	1,9	0,3	4,2	-	0,5	0,1	-	0,8	-	0,1	-
FeO _t	29,3	16,8	20,7	14,0	20,7	15,9	16,2	18,5	17,9	11,8	10,5
Fe ₂ O ₃ * ⁽²⁾									2,5	2,9	
FeO*									15,4	8,9	
PAF	7,4	3,8	5,7	2,8	3,7	3,0	3,5	3,6	4,0	4,0	0,6
Total	101,9	100,0	104,3	100,2	100,8	99,4	100,8	100,6	100,2	100,2	100,1
ppm (sauf indication)											
Cu	0,4%	83	0,5	270	0,2%	0,1%	30	937	937		20
Zn	170	160	160	160	150	170	140	157	157		100
Pb				2							
Ni	430	240	890	400	420	640	260	400	400		150
Co	330	52	160	54	31	41	41	87,9	87,9		50
Ni:Cu								0,4	0,4		

(1) Tous les échantillons de l'annexe 3 sont localisés à la figure 11.

(2) Fe₂O₃* et FeO* calculés selon les formules suivantes: Fe₂O₃* = TiO₂ + 1,5%; FeO* = FeO_t - Fe₂O₃* (Irvine et Baragar, 1971)

Abréviations utilisées dans l'annexe 3:

Mt: Moyenne arithmétique de la composition chimique des différentes lithologies cumulée à partir des échantillons numérotés

Mt': Moyenne arithmétique de la composition chimique des différentes lithologies (Mt) dont les sulfures ont été soustraits (S = 0) et les autres éléments recalculés pour un total de 100%

Md: Composition chimique moyenne du gabbro de l'eugéosynclinal de la fosse du Labrador (Dressler, 1979)

Mw: Composition chimique moyenne des gabbros (Wedepohl, 1978)

COMPOSITION DES GABBROS CHLORITISÉS

Échantillon	1	2	3	4	5	6	7	8	9	Mt	Mt'
% du poids											
SiO ₂	40,7	32,6	46,9	35,5	44,7	35,4	44,7	43,0	35,5	39,9	40,5
Al ₂ O ₃	9,4	10,7	13,9	12,2	7,0	12,7	13,3	7,3	8,6	10,6	10,7
MgO	16,6	8,4	9,7	11,7	14,2	11,4	9,8	14,6	9,9	11,8	12,0
CaO	7,8	3,3	8,4	4,9	8,9	6,1	8,6	9,0	4,7	6,8	6,9
Na ₂ O	-	0,1	0,5	0,1	0,4	0,1	0,1	0,2	0,1	0,2	0,2
K ₂ O	-	-	2,5	-	-	-	-	0,1	0,1	0,3	0,3
TiO ₂	1,3	0,6	1,1	0,6	0,4	0,6	0,5	0,7	0,5	0,7	0,7
P ₂ O ₅	0,2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0,3	0,2	0,2	0,3	0,2	0,3	0,2	0,3	0,2	0,2	0,2
S	-	7,5	-	0,8	0,6	2,0	0,5	0,3	4,4	1,8	-
FeO _t	18,4	32,9	13,5	29,9	20,2	28,0	19,5	21,2	31,8	23,9	22,8
Fe ₂ O ₃ ⁺											2,2
FeO ⁺											20,5
PAF	5,4	8,7	3,3	5,6	3,3	6,0	4,0	3,9	8,4	5,4	5,5
Total	100,1	105	100	101,6	99,9	102,6	101,2	100,6	104,2	101,6	99,8
ppm (sauf indication)											
Cu	0,1%	0,6%	40	0,2%	0,4%	0,3%	0,4%	460	0,6%	0,3%	0,3%
Zn	190	200	140	290	160	190	310	200	200	209	209
Pb	2										
Ni	560	850	280	0,1%	720	640	0,4%	760	0,3%	0,1%	0,1%
Co	39	240	53	47	20	66	37	36	180	80	80
Ni:Cu										0,3	0,3

COMPOSITION DES PYROXÉNITES

Échantillon	1	2	3	4	5	6	Mt	Mt'
% du poids								
SiO ₂	25,0	33,6	30,2	37,9	46,5	45,2	31,7	37,9
Al ₂ O ₃	7,7	8,1	8,8	13,3	11,9	14,8	9,5	11,3
MgO	7,2	8,9	8,2	7,5	6,9	7,0	7,9	9,5
CaO	3,3	5,5	3,7	10,6	4,2	6,4	5,8	6,9
Na ₂ O	-	0,2	0,1	0,1	-	2,3	0,1	0,1
K ₂ O	-	0,1	-	-	-	0,1	0,1	0,1
TiO ₂	0,5	0,6	0,5	0,5	0,9	2,5	0,6	0,7
P ₂ O ₅	-	-	-	-	0,1	0,5	-	-
MnO	0,2	0,3	0,2	0,3	0,2	-	0,3	0,3
S	18,5	5,6	9,7	3,3	1,1	-	9,3	-
FeO _t	40,7	31,6	36,6	23,4	23,3	-	33,1	22,4
Fe ₂ O ₃ ⁺						2,3		2,2
FeO ⁺						13,4		20,2
PAF	14,1	6,2	11,0	5,0	5,6	5,4	9,1	10,9
Total	117,3	100,8	109,2	102,0	100,8	99,8	107,3	100
ppm (sauf indication)								
Cu	0,9%	0,9%	1,6%	810	92	0,9%	0,9%	
Zn	180	170	270	180	290	200	200	
Ni	0,1%	340	0,2%	370	160	928	928	
Co	0,1%	150	340	32	58	381	381	
Ni:Cu						0,1	0,1	

Remarques : Les analyses numérotées 5 et 6 proviennent de Dressler (1979) ; elles n'ont pas été impliquées dans le calcul des compositions moyennes (Mt et Mt').

COMPOSITION DES GABBROS GLOMÉROPORPHYRIQUES

SULFURES
MASSIFS

Échantillon	1	2	3	4	5	Mt	Mt'	1
% du poids								
SiO ₂	40,8	40,9	42,9	47,2	54,5	43,0	43,7	
Al ₂ O ₃	22,4	22,8	22,6	19,2	25,7	21,8	22,1	
MgO	4,5	2,1	4,3	5,2	0,8	4,0	4,1	
CaO	12,4	9,9	7,5	3,6	9,6	8,3	8,5	
Na ₂ O	0,1	0,1	0,1	3,4	4,7	0,9	0,9	
K ₂ O	1,4	3,8	3,4	2,9	1,1	2,9	2,9	
TiO ₂	0,3	0,3	0,3	0,5	0,5	0,4	0,4	
P ₂ O ₅					0,1			
MnO	0,1	0,1	0,1	0,1	-	0,1	0,1	
S	0,2	4,6	0,2	0,6	-	1,4	-	
FeO _t	13,6	14,4	13,7	12,4	2,3	13,5	12,5	
PAF	4,2	5,7	4,6	4,2	0,6	4,7	4,8	
Total	100,0	104,7	99,7	99,3	99,9	101,0	100,0	

ppm (sauf indication)

Cu	0,2%	0,4%	650	0,1%		0,2%	0,2%	1,7%
Zn	66	45	150	88		87	87	110
Pb	8		1			5	5	-
Ni	570	360	300	620		463	463	1,1%
Co	15	240	28	26		77	77	580
Ni:Cu						0,23	0,23	0,6

Remarques: L'analyse numérotée 5 provient de Sauvé (1957); elle n'a pas été impliqu e dans le calcul des compositions moyennes (Mt et Mt').

COMPOSITION DES TUFES

Échantillon	1	2	3	4	5	6	Mt	Mt'
% du poids								
SiO ₂	47,6	45,5	54,2	47,8	52,3	36,4	47,3	49,5
Al ₂ O ₃	12,1	14,3	11,9	12,8	9,2	13,5	12,3	12,1
MgO	4,1	6,2	6,4	5,8	7,7	8,4	6,4	6,0
CaO	7,3	6,9	6,3	7,4	8,4	0,7	6,1	7,2
Na ₂ O	4,4	3,5	2,0	3,6	3,4	0,1	2,8	3,4
K ₂ O	1,7	0,1	0,4	0,1	0,2	0,1	0,4	0,5
TiO ₂	4,2	4,8	3,4	4,3	3,9	0,5	3,5	4,1
P ₂ O ₅	0,5	0,7	0,3	0,6	0,2	-	0,4	0,5
MnO	0,3	0,2	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
S	0,1	-	-	-	-	2,3	0,4	-
FeO _t	11,4	13,4	12,8	13,2	11,8	31,1	15,6	12,5
PAF	4,4	3,5	2,8	3,5	1,6	7,6	3,9	3,2
Total	98,0	99,0	100,6	99,2	98,8	100,9	99,4	99,1

ppm (sauf indication)

Cu	330	280	99	54	39	0,3%	584	160
Zn	170	110	120	130	120	230	176	130
Pb	2							12
Ni	85	50	85	430	100	0,1%	358	150
Co	35	35	36	31	32	93	44	34
Mo						19		
Ni:Cu							0,6	0,9

Remarques: Mt' représente la composition moyenne des analyses num rot es de 1   5.



Gouvernement du Québec
Ministère de l'Énergie et des Ressources (Mines)
Service de la géochimie et de la géophysique