Université du Québec
INRS-Géoressources

LE GÎTE DE COXHEATH: UN SYSTÈME HYDROTHERMAL MAGMATIQUE À Cu-Mo-Au D'ÂGE PROTÉROZOÏQUE TARDIF DANS LA ZONE D'AVALON DES APPALACHES DU NORD.

par
Jorge Ortega

Mémoire
présenté
pour l'obtention
du grade de Maître ès sciences (M.Sc.)

Août 1996

© droits réservés de Jorge Ortega 1996

A Yolanda y German

RÉSUMÉ

Les roches volcaniques et plutoniques d'âge Protérozoïque tardif (ca 620 Ma) de Coxheath, au SE de l'île du Cap-Breton, forment une ceinture SW-NE d'environ 10 km de longueur et s'étend sur une superficie d'environ 50 km^2. Les roches volcaniques de la région correspondent à des coulées et des roches pyroclastiques de composition mafique à felsique et sont reliées à la mise en place d'une suite plutonique qui affleure dans la partie SW de la région. Les roches volcaniques et plutoniques de Coxheath sont typiques de la zone d'Avalon des Appalaches du nord, elles ont une affinité calco-alcaline et se sont formées dans un contexte d'arc volcanique. Le système hydrothermal relié à l'évolution magmatique du pluton de Coxheath s'étend sur tout l'ensemble de roches protérozoïques et présente une zonation où l'on peut reconnaître différents styles de minéralisation et d'altération hydrothermale. Les caractéristiques minéralogiques des différentes zones d'altération hydrothermale ont permis de reconnaître deux différents domaines à l'intérieur du même système hydrothermal magmatique. Le coeur du système correspond à un domaine porphyrique marqué par le développement d'une zone d'altération potassique entourée par un halo de nature propylitique. Alors qu'une zone d'altération sodique se superpose partiellement à la zone d'altération potassique. En contraste avec le domaine porphyrique, le domaine épithermal est mis en évidence par la présence de zones extensives d'altération de nature phyllique et argilique dans les roches de la séquence volcanique.

Les effets de l'altération potassique sont intenses et ont modifié profondément la texture ignée des roches du pluton de Coxheath. La minéralisation et l'altération se retrouvent essentiellement le long des systèmes très denses de veinules parallèles. Plusieurs paragenèses d'altération potassique et assemblages métalliques ont été reconnues en association à des hautes teneurs en Cu-Mo-Au, dont l'association chalcopyrite-bornite-molybdénite-magnétite communément observée à Coxheath se serait formée sous des conditions semblables à celles qui caractérisent les gîtes de cuivre porphyrique de nature aurifère. La zone d'altération sodique est caractérisée par la présence d'un stockwerk de veines de tourmaline avec ou sans quartz qui montrent le développement de bordures d'albite rose. Une minéralisation à haute teneur en cuivre connue depuis le siècle dernier

de la tourmaline du gîte de Coxheath suggère un lien génétique étroit entre les zones d'altérations sodique et potassique. La zone d'altération phyllique représente le genre d'altération hydrothermale le plus répandu dans les roches de la séquence volcanique de Coxheath. La minéralogie de la zone phyllique est simple et forme un assemblage paragénétique composé de quartz, de séricite et de pyrite. La zone d'altération argilique est marquée par une intense silicification des roches de la séquence volcanique. La présence de la kaolinite et de la pyrophyllite dans les secteurs fortement silicifiés permet la définition d'une paragenèse d'altération à caractère argilique formée de quartz, de kaolinite et de pyrophyllite.

La détermination des caractéristiques de la minéralisation et de l'altération hydrothermale du gîte de Coxheath contribue à l'identification de la zone d'Avalon comme un important métallotèque cible pour l'exploration de gîtes porphyriques et épithermaux.

JORGE ORTEGA PINEDA GREG LYNCH MICHEL MALO

REMERCIEMENTS

Je tiens à remercier Greg Lynch de la Commission Géologique du Canada (CGC) / Centre Géoscientifique de Québec (CGQ) pour son encadrement ainsi que pour l'aide académique et financière qu'il m'a accordé tout au long de ce projet. Je remercie aussi Michel Malo pour son aide et son appui dans mes démarches lors de mon arrivée à Québec ainsi que pour ses conseils et commentaires constructifs durant la réalisation de ce mémoire. Je désir aussi remercier les professeurs-chercheurs, le personnel et les étudiants du Centre Géoscientifique de Québec avec qui j'ai pu travailler et échanger sur différents sujets, je pense plus particulièrement à Benoît Dubé pour ses encouragements et son intérêt soutenu pour mes travaux de maîtrise. Finalement, j'aimerais tout spécialement remercier David Morin et Nathalie Fagnan pour leur grande disponibilité et leur support moral qu'ils m'ont accordé durant ces deux années.

TABLE DES MATIÈRES

RÉSUMÉ V

REMERCIEMENTS VII

TABLE DES MATIÈRES IX

LISTE DES TABLEAUX XI

LISTE DES FIGURES XI

LISTE DES PLANCHES PHOTOS XIII

CHAPITRE 1
INTRODUCTION 1
1.1 Généralités 1
1.2 Objectifs 2
1.3 Méthodologie 3
1.4 Travaux antérieurs 4
1.5 Histoire minière 4

CHAPITRE 2
Géologie régionale 7
2.1 Généralités 7
2.2 Les limites de la zone d'Avalon 8
2.3 Lithostratigraphie générale 10
2.3.1 La terrane de Mira au sud-est de l'île du Cap-Breton 13

CHAPITRE 3
GÉOLOGIE LOCALE 19
3.1 Généralités 19
3.2 La séquence volcanique de Coxheath 20
3.2.1 Basaltes porphyriques, aphanitiques et amygdalaires 21
3.2.2 Andésites porphyriques 23
3.2.3 Rhyolites et dacites 23
3.2.4 Tufs à lapillis et coulées andésitiques 24
3.2.5 Brèches volcaniques et coulées andésitiques 25
3.3 Le pluton de Coxheath 26
3.3.1 Diorites 26
3.3.2 Monzonites 27
3.3.3 Granodiorites et granites 28
3.4 Les séquences sédimentaires d'âge Paléozoïque 29

CHAPITRE 4
LE SYSTÈME HYDROTHERMAL MAGMATIQUE DE COXHEATH 33
4.1 Généralités 33
4.2 Le domaine porphyrique 35
4.2.1 La zone d'altération potassique 35
4.2.1.1 L'altération potassique dans les monzonites 36
4.2.1.2 L'altération potassique dans les diorites 41
4.2.2 La zone d'altération sodique 44
4.2.2.1 La paragenèses d'altération sodique 45
4.2.2.2 Caractérisation chimique de la tourmaline à Coxheath 46
4.3 Le domaine épithermal 49
4.3.1 Les zones d'altération phyllique et argilique 50
4.4 Les assemblages de nature propylitique 53
4.5 Paragenèse générale du gîte de Coxheath 54

CHAPITRE 5
DISCUSSION 57
5.1 La nature de la minéralisation hypogène à Cu-Mo-Au 57
5.1.1 L'évolution de la zone d'altération potassique à Coxheath 63
5.2 La place de l'altération sodique dans le système hydrothermal magmatique 72
5.2.1 La tourmaline comme indicateur des conditions de formation de la zone d'altération sodique 72
5.2.1.1 La stabilité de la tourmaline à l'intérieur de la zone d'altération sodique 76
5.2.2 La tourmaline dans les gîtes de cuivre porphyrique et sa place dans le système hydrothermal magmatique de Coxheath 79
5.3 L'évolution du domaine épithermal 80
5.4 Évolution tectonique et contexte métallogénique 83

CHAPITRE 6
CONCLUSIONS 89
6.1 Modèle d'évolution 89

APPENDICE A 107

APPENDICE B 113

RÉFÉRENCES 137

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1. Composition des feldspaths des paragenèses d'altération potassique à Coxheath 115

Tableau 2. Composition des chlorites de la paragenèse PMA 117

Tableau 3. Composition des amphiboles de la paragenèse PMB 119

Tableau 4. Composition des épidotes de la paragenèse PMB 123

Tableau 5. Teneurs moyennes des intervalles montrant la minéralisation la plus importante dans le trou de forage MM-25 42

Tableau 6. Composition des chlorites de la paragenèse PDA 125

Tableau 7. Composition des épidotes de la paragenèse PDA 129

Tableau 8. Composition chimique des tourmalines à Coxheath 133

Tableau 9. Caractéristiques de quelques gîtes de cuivre porphyrique à caractère aurifère 60

Tableau 10. Caractéristiques des zones d'altération de quelques gîtes de cuivre porphyrique de nature aurifère 62

LISTE DES FIGURES

Figure 1. Carte de localisation de la région de Coxheath 1

Figure 2. Les principales divisions tectonostratigraphiques de l'orogène appalachien au Canada 7

Figure 3. La zone d'Avalon au Canada, montrant les limites des différentes régions qui contiennent des roches du Protérozoïque tardif 9

Figure 4. Géologie générale de la partie sud-est de l'île du Cap-Breton 14

Figure 5. Carte Géologique de la région de Coxheath 109

Figure 6. Représentations stéréographiques des différentes familles de fractures dans la région de Coxheath 21

Figure 7. Différents niveaux d'exposition répertoriés à l'intérieur du système hydrothermal magmatique de Coxheath 34

Figure 8. Carte des zones d'altération hydrothermale dans la région de Coxheath 111

Figure 9. Classification des chlorites et des épidotes des paragenèses d'altération potassique à Coxheath 39

Figure 10. Classification des amphiboles de la paragenèse PMB 40

Figure 11. Composition chimique des tourmalines à Coxheath 48

Figure 12. Spectre de diffraction de rayons X d'un échantillon représentatif de la zone d'altération argilique. 52

Figure 13. Distribution temporelle des différentes phases minérales reconnues au sein du système hydrothermal magmatique de Coxheath 55

Figure 14. Teneurs en cuivre et en or de quelques gîtes de cuivre porphyrique à caractère aurifère 61

Figure 15. Valeurs typiques de température et de la salinité des fluides hydrothermaux associés à la formation des divers types de gîtes minéraux d'origine hydrothermale 64

Figure 16. Diagramme des rapports des activités (aNa^{+}/aH^{+}) vs. (aK^{+}/aH^{+}) 65

Figure 17. Diagramme des rapports des activités ($aCa^{+2}/a^{2}H^{+}$) vs. ($aMg^{+2}/a^{2}H^{+}$) 66

Figure 18. Diagramme des rapports des activités aS_2 vs. aO_2 67

Figure 19. Diagramme fO_2 vs. T°C 69

Figure 20. Diagramme Fe_{Total}-Al-Mg des tourmalines provenant de différents environnements géochimiques 74

Figure 21. Diagramme des rapports des activités aNa^{+}/aH^{+} vs. $aB(OH)_3$ 76

Figure 22. Comportement physico-chimique du bore dans les systèmes hydrothermaux d'origine magmatique 78

Figure 23. Carte de localisation des principaux indices de minéralisation du type porphyrique et épithermal répertoriés dans la zone d'Avalon des Appalaches du nord 86

Figure 24. Modèle idéalisé pour l'évolution du système hydrothermal magmatique de Coxheath 90

Figure 25. Évolution des conditions physico-chimiques au sein du système hydrothermal magmatique de Coxheath 92

LISTE DES PLANCHES PHOTOS

Planche 1. Photos 1 et 2 97

Planche 2. Photos 3 et 4 99

Planche 3. Photos 5 et 6 101

Planche 5. Photos 7 et 8 103

Planche 7. Photos 9 105

CHAPITRE 1
INTRODUCTION

1.1 Généralités

Les roches volcaniques et plutoniques d'âge Protérozoïque tardif affleurant dans la région de Coxheath, au sud-est de l'île du Cap-Breton, en Nouvelle-Écosse forment une ceinture SW-NE d'environ 10 kilomètres de longueur. S'étendant sur une superficie d'approximativement 50 km^2, la zone étudiée est localisée à environ 16 kilomètres au sud-ouest de la ville de Sydney (figure 1). Cette portion de la Nouvelle-Écosse se retrouve sur la carte de Sydney 11 K/1 (1:50000). La région d'étude est limitée par les coordonnées géographiques UTM 5,101,000 et 5,110,000 de latitude nord, et 701,000 et 712,000 de longitude ouest. La zone est accessible à partir de l'autoroute provinciale no. 125 qui joint la ville de Sydney à l'autoroute transcanadienne 105. Les accès routiers menant aux anciens sites miniers de Coxheath sont reliés à l'autoroute 125 par un chemin pavé à partir de la sortie Frenchvale.

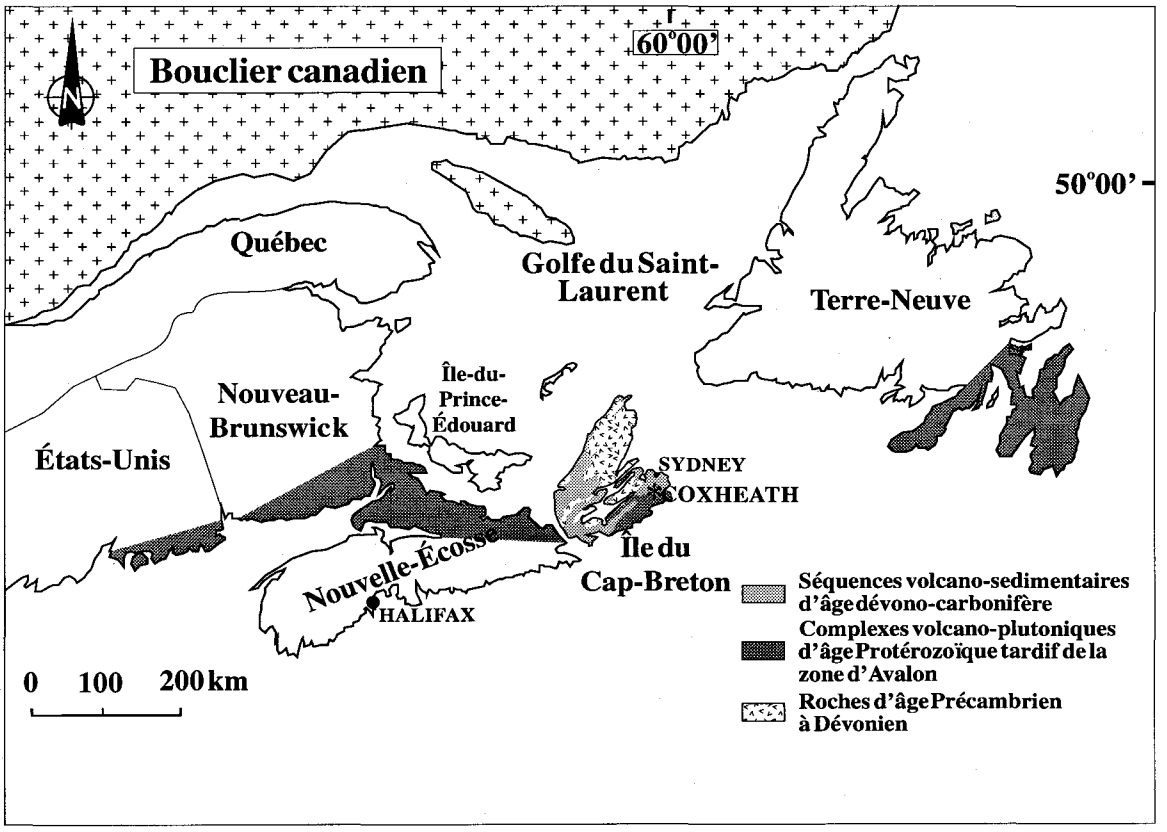


Figure 1. Carte de localisation de la région de Coxheath

Les roches volcaniques à Coxheath correspondent à des coulées et des roches pyroclastiques qui varient en composition de mafique à felsique (Thicke, 1987; Barr et al., 1988; Barr, 1993). Ces roches datées à environ 620 Ma sont reliées à la mise en place d'une suite plutonique affleurant au sud-ouest de la région (Bevier et al., 1993; Barr, 1993). Les roches protérozoïques sont recouvertes en discordance par des roches sédimentaires d'âge cambro-ordovicien et dévono-carbonifère. Les séquences sédimentaires d'âge Paléozoïque entourent le complexe plutono-volcanique de Coxheath et le séparent des autres complexes du même genre d'âge Protérozoïque tardif présents dans ce secteur de l'île du Cap-Breton.

Des occurrences de cuivre-molybdène contenant des teneurs en or ont été rapportées dans la région de Coxheath depuis le siècle dernier, cependant la plupart des articles et documents parus à ce sujet ne comprennent que des descriptions incomplètes d'un système hydrothermal d'origine magmatique plus large qui s'étend pratiquement sur tout l'ensemble des roches volcaniques et plutoniques d'âge Précambrien.

Les roches volcaniques et plutoniques dans la partie sud-est de l'île du Cap-Breton correspondent aux roches de la zone d'Avalon appartenant à la chaîne appalachienne (Barr et Raeside, 1989). Les processus géologiques qui ont donné lieu à la formation du système hydrothermal magmatique de Coxheath ne sont pas uniques. La reconnaissance des différentes caractéristiques de la minéralisation à Coxheath, la caractérisation de ce gîte à partir de ses teneurs en cuivre, en molybdène et en or, ainsi que la définition d'un modèle général d'évolution génétique, ont des implications métallogéniques régionales.

1.2 Objectifs

La présente étude vise: (1) à réévaluer la géologie des roches de la région de Coxheath; (2) à présenter les caractéristiques de l'altération hydrothermale associée à la formation du système hydrothermal magmatique de Coxheath; (3) à caractériser les conditions physico-chimiques qui ont mené à la formation des différentes paragenèses d'altération; et (4) à proposer un modèle d'évolution génétique pour le système hydrothermal magmatique de Coxheath.

1.3 Méthodologie

Les travaux de terrain ont eu lieu à l'été 1994 et ont duré 7 semaines, ces travaux ont inclu la cartographie (1:50000) des différentes unités lithologiques ainsi qu'un relevé structural de la région. Une emphase a été mise sur la reconnaissance des assemblages minéralogiques représentant les différentes zones d'altération hydrothermale.

Les informations de terrain ont été compilées de façon systématique dans une base de données (fieldlog) pour, par la suite, être représentées sur des cartes digitalisées à l'aide du logiciel AutoCAD. Cette compilation a permis, à la fin de l'été, la production d'une carte lithologique et une autre des différentes zones d'altération hydrothermale (figures 5 et 8 (Appendice A)).

Un grand nombre d'échantillons ont été récoltés lors des travaux de terrain. Quarante-cinq lames minces ont été étudiées au microscope polarisant et minéragraphique. Six préparations de poudres de roche non-orientées ont été utilisées dans la détermination qualitative des phyllosilicates par diffraction des rayons X. Alors que cent-dix analyses des minéraux ont été effectuées à l'aide de la microsonde électronique (microsonde Cameca de la C.G.C.) dans le but d'obtenir une meilleure caractérisation chimique de certaines phases minéralogiques.

Les carottes provenant de dix-huit forages interceptant le coeur du système porphyrique pour un total de 2498.4 mètres ont été décrites. L'échantillonnage de ces forages a été très limité suivant les règles pour la préservation du matériel de la bibliothèque provinciale des carottes de forage à Stellarton, Nouvelle-Écosse. Les journaux des campagnes de forages ainsi que les programmes d'exploration des compagnies Mariner Mines (Quinn, 1965) et Aquitaine Co. (Pollock, 1977) ont été consultés et, lorsque possible, les forages ont été localisés sur les cartes géologique et des zones d'altération hydrothermale (figure 5 et 8 (Appendice A)).

Les descriptions de la géologie et de la minéralisation à Coxheath se basent sur les caractéristiques lithologiques (autant macroscopiques que microscopiques), texturales, d'altération hydrothermale et des éléments structuraux des roches qui affleurent aux environs du système hydrothermal magmatique. L'information générée dans le cadre de cette étude a été

complétée avec des travaux antérieurs décrivant la géologie locale et régionale de cette partie de la Nouvelle-Écosse (e.g. Thicke, 1987; Barr et al., 1988; Barr, 1993).

1.4 Travaux antérieurs

Des travaux décrivant la géologie à Coxheath incluent des descriptions régionales de Weeks (1954), Barr et al. (1988) et Barr (1993). Cette dernière présenta une révision des caractéristiques géochimiques des roches d'âge Protérozoïque de la partie sud-est de l'île du Cap-Breton, proposant une interprétation du régime tectonique prévalant lors de la formation des différentes ceintures de roches volcaniques et plutoniques affleurant dans la région.

Des études géologiques locales ont été présentées par Beaton et Sugden (1930), Quin (1965), Pollock (1977), Oldale (1967), Chatterjee et Oldale (1980) et Thicke (1987). La plupart de ces travaux présentent un résumé de la géologie locale ainsi que les caractéristiques générales de la minéralisation à Coxheath. Le travail de Thicke (1987) comprend une interprétation de la géologie de la région et une description détaillée des unités lithologiques reconnues lors de son étude. Ce travail (Thicke, 1987) inclut aussi une caractérisation géochimique des roches volcaniques et plutoniques de Coxheath et une description très générale de la nature de la minéralisation dans la région.

1.5 Histoire minière

La découverte des premiers indices de minéralisation dans la région de Coxheath date de 1875 lors des travaux régionaux de la Commission géologique du Canada dans la région de Sydney et l'histoire minière du gîte de Coxheath est décrite en détail par Beaton et Sugden (1930) et Oldale (1967).

Les travaux de prospection minière ont débuté dans la décade de 1880 et avaient pour objet principal de définir des zones à hautes teneurs en cuivre marquées par le contact entre les roches volcaniques et intrusives de la région (Oldale, 1967). En 1891, trois puits d'extraction ont été construits dans le but d'explorer quatre zones tabulaires à hautes teneurs en cuivre. Des réserves atteignant 50,000 tonnes ont été identifiées alors que seulement 3,000 tonnes ont été

extraites ayant une teneur en cuivre d'environ 5% (Oldale, 1967). En 1893, une tonne de minerai avec une teneur en cuivre de 10% a été exhibée à l'Exposition Mondiale de Chicago (Oldale, 1967). Dans les années postérieures (1893-1901), les travaux d'exploration superficielle se sont poursuivis et deux autres puits d'extraction ont été construits. À la fin de cette période (1901), des réserves de minerai contenant des teneurs en cuivre entre 3 et 5% et totalisant 50,000 tonnes avaient été estimées (Oldale, 1967). De plus, durant cette période, une quantité variant entre 3,000 et 5,000 tonnes avaient déjà été extraites (Oldale, 1967). Le développement des travaux miniers dans un des puits d'extraction (puits No. 2) a amené la construction de plus de 790 mètres de galeries sur cinq niveaux (Oldale, 1967). Puis, pour des raisons jusqu'à ce jour inconnues, les travaux ainsi que l'exploration à Coxheath furent interrompus.

Les activités d'exploration ont repris en 1928 lorsque des travaux de forages et de tranchées ont été entrepris. Les résultats obtenus durant cette période ont, par la suite, mené à la construction d'une usine de traitement de minerai (Beaton et Sugden, 1930; Oldale, 1967). Les travaux d'exploitation souterraine atteignirent alors 800 mètres de construction. Les structures minéralisées reconnues (structures B et C) correspondaient à des zones de dimensions irrégulières qui variaient de 0.2 à 4.9 mètres de largeur et jusqu'à 36.5 mètres de longueur. Par la suite, la découverte d'une nouvelle structure de grand tonnage a élargi énormément les possibilités du gisement (Beaton et Sugden, 1930). Cependant la période de récession est venue affecter les opérations et conséquemment la mine fut abandonnée jusqu'aux années soixante.

La compagnie Mariner Mines a réalisé des travaux d'exploration à partir de 1963 (Oldale, 1967). Ces travaux, autour des anciens ouvrages miniers, ont permis de reconnaître cinq structures majeures minéralisées de direction NE-SW comprises dans un périmètre approximatif de 6 km^2. Durant la même période, des travaux de prospection et de cartographie préliminaire indiquèrent la présence d'une minéralisation de cuivre disséminée à l'intérieur du pluton de Coxheath (Oldale, 1967). Dans les années suivantes des travaux de cartographie détaillée et de prospection géochimique ainsi que de géophysique ont eu lieu menant à la

définition de fortes anomalies en cuivre et en molybdène. En 1965, un programme intensif d'exploration débuta et pendant cette période quarante forages, pour un total de 6466.6 mètres, furent complétés. Le programme de forage incluait l'exploration des zones à hautes teneurs en cuivre (zone de la mine, 1111.3 mètres) ainsi que de la minéralisation disséminée en cuivre et en molybdène (zone centrale, 4066.6 mètres). La profondeur maximale atteinte dans les forages fut de 243.8 mètres et plus de 4267.2 mètres de carottes dans les forages ont été prélevées pour la définition de leurs teneurs en cuivre et en molybdène (Quinn, 1965; Odale, 1967). La géométrie irrégulière et le manque de continuité des corps minéralisés ont provoqué la cessation des travaux d'exploration à la fin de 1966 (Odale, 1967).

Les derniers travaux d'exploration dans la région ont été effectués en 1977 par la compagnie Aquitaine (Pollock, 1977). Durant cette période huit forages totalisant 1014.9 mètres ont été réalisés, dans le but de tester des anomalies géophysiques antérieurement reconnues. La minéralisation a été intersectée dans chacun des forages mais dans des proportions considérées comme étant de nature non-économique, ce qui conduisit à l'interruption des travaux de prospection à la fin de 1977 (Pollock, 1977).

CHAPITRE 2
GÉOLOGIE RÉGIONALE

2.1 Généralités

La terrane composite d'Avalon (e.g. Keppie, 1989, Keppie et al., 1991) aussi connue comme la terrane d'Avalon (e.g. Nance, 1986) ou la zone d'Avalon (e.g. O'Brien et al., 1983, 1990) correspond à une des cinq principales zones tectonostratigraphiques qui forment l'orogène appalachien au Canada (figure 2).

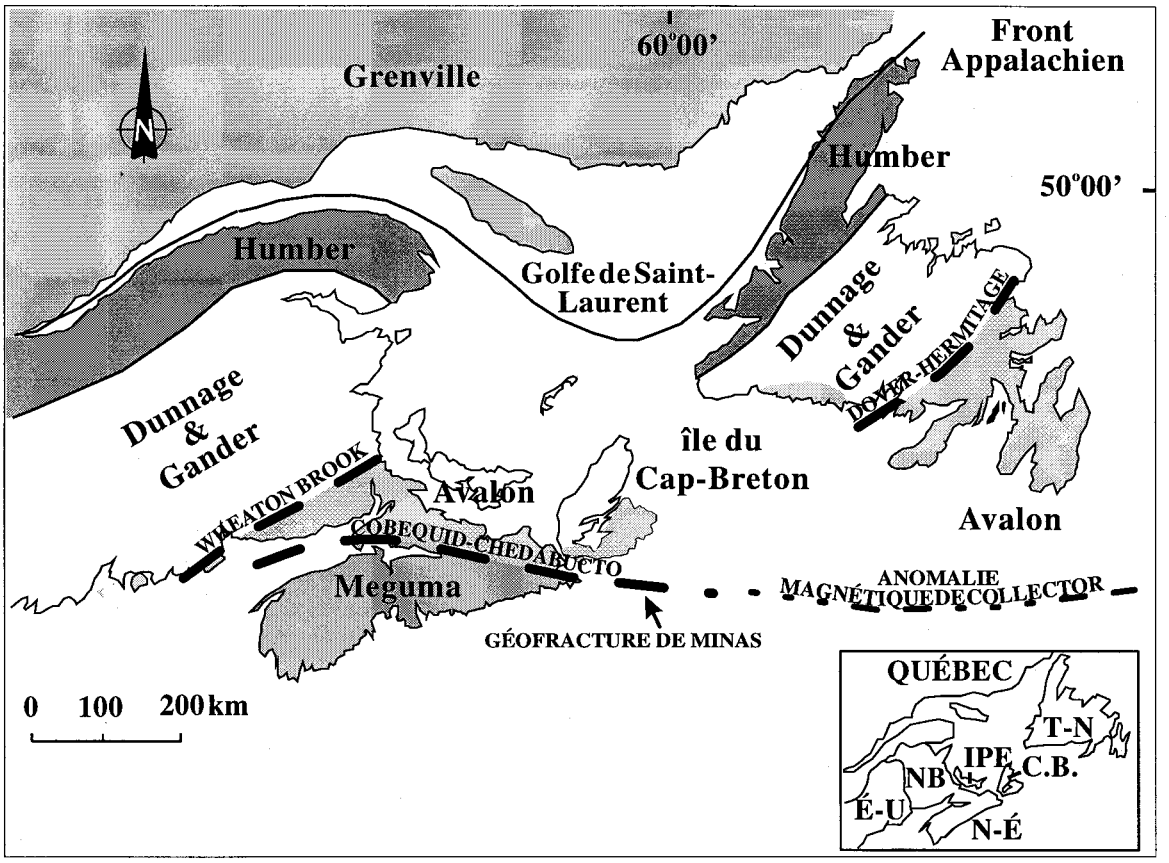


Figure 2. Les principales divisions tectonostratigraphiques de l'orogène appalachien au Canada. Modifiée de Barr et Raeside (1989).

La terrane d'Avalon forme une ceinture tectonostratigraphique caractérisée par la présence de roches volcaniques, sédimentaires et intrusives d'âge Protérozoïque tardif dont le socle demeure dans la plupart des cas indéterminé. Les complexes plutono-volcaniques sont recouverts par des roches sédimentaires d'origine marine et continentale d'âge Paléozoïque

précoce et moyen (O'Brien et al., 1983; Nance, 1986; Keppie et al., 1991). Les roches du Paléozoïque précoce, caractérisées par une faune Acado-Baltique, sont distinctives de cet assemblage et c'est à l'aide de la distribution de ces roches que la délimitation de la terrane composite d'Avalon est effectuée le long de la chaîne appalachienne (Keppie, 1989; Keppie et al., 1991).

2.2 Les limites de la zone d'Avalon

La zone d'Avalon inclut, au Canada (figures 2 et 3), la partie orientale de Terre-Neuve, une portion de l'île du Cap-Breton, la partie nord de la Nouvelle-Écosse ainsi que le sud du Nouveau-Brunswick (e.g. Keppie et al., 1991; O'Brien et al., 1983; Nance, 1986; Barr et Raeside, 1989). Dans les Appalaches canadiennes, les régions et les limites (figures 2 et 3) de la zone d'Avalon peuvent être résumées de la façon suivante:

-À Terre-Neuve, cette zone comprend la portion orientale limitée au nord-ouest par la zone de faille de Dover-Hermitage (Nance, 1986; O'Brien et al., 1983, 1990). Cette zone de faille a été interprétée (e.g. Nance, 1986) comme une suture crustale majeure qui s'étend jusqu'au manteau supérieur, séparant ainsi la zone d'Avalon, à l'est, de la zone de Gander, à l'ouest (Nance, 1986; O'Brien et al., 1983, 1990). Étant interprétée comme une faille acadienne, son mouvement est limité en âge par la présence du granite postectonique d'Ankley daté à environ 360 Ma qui recoupe la zone de faille (O'Brien et al., 1990).

-À l'île du Cap-Breton, en Nouvelle-Écosse, il existe une controverse au sujet des limites de la zone d'Avalon. L'île du Cap-Breton a traditionnellement été incluse au sein de la terrane composite d'Avalon (e.g. Keppie et al., 1990, 1991; O'Brien et al., 1983). Cependant Barr et Raeside (1989) présentent une division de l'île du Cap-Breton en quatre différentes terranes tectonostratigraphiques, dont seulement la terrane de Mira est considérée comme appartenant à la zone d'Avalon. Cette division effectuée en fonction des contrastes entre les assemblages lithologiques pré-carbonifères est encore un sujet de débat (e.g. Keppie, 1990; Lynch et Tremblay, 1992; Miller et al.,1996)). Dans la partie sud-est de l'île du Cap-Breton plusieurs ceintures de roches volcaniques et plutoniques

d'âge Protérozoïque tardif affleurent et dans le cadre de ce mémoire seulement cette partie de l'île du Cap-Breton est considérée comme faisant partie de la zone d'Avalon. Cette portion de l'île du Cap-Breton correspond à la terrane de Mira, telle que définie par Barr et Raeside (1989). De cette façon, la marge nord de la zone d'Avalon dans l'île du Cap-Breton peut être tracée le long de la partie centrale de l'île, au nord de la ceinture volcanique de Coxheath, continuant en dessous du lac Bras-d'Or et finalement au nord-est de la ceinture volcanique de Sporting Mountain (Barr et Raeside, 1989; Barr et al., 1990).

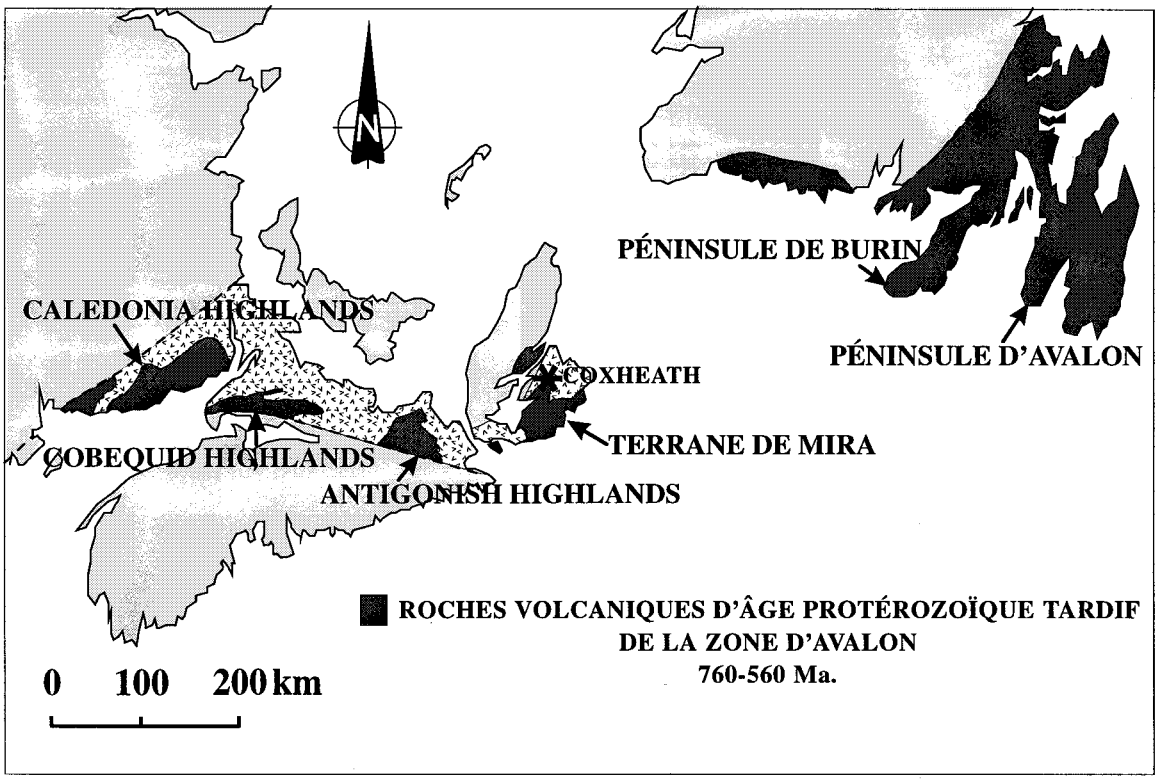


Figure 3. La zone d'Avalon au Canada, montrant les limites des différentes régions qui contiennent des roches du Protérozoïque tardif.

-Dans la partie continentale de la Nouvelle-Écosse, la zone d'Avalon est limitée au sud par la zone de faille de Cobequid-Chedabucto (Mawer et White, 1987; O'Brien et al., 1983), connue aussi comme la géofracture de Minas (e.g. Nance, 1986) où comme la zone de faille de Minas (Keppie et al., 1991). Cette faille sépare la zone d'Avalon, au nord, de celle de Meguma, au sud. Le système de failles de Cobequid-Chedabucto a été interprété

comme étant d'âge acadien (Mawer et White, 1987). Dans la région d'Antigonish, la limite nord de la zone d'Avalon est marquée par la faille de Hollow (Keppie et al., 1990), alors que dans la région de Cobequid la limite nord de cette zone est recouverte par des roches dévono-carbonifères (Keppie et al., 1990).

-Au Nouveau-Brunswick, la zone d'Avalon est limitée au nord par la faille de Wheaton Brook séparant la zone de Gander au nord des roches avaloniennes au sud (O'Brien et al., 1983). La limite sud, entre les zones d'Avalon et de Meguma pourrait être tracée quelque part dans la Baie de Fundy.

La zone d'Avalon à Terre-Neuve et au Nouveau-Brunswick s'étend en haute mer et sa limite orientale correspond à l'anomalie magnétique de Collector (figure 2) localisée à environ 250 à 400 km de la marge continentale (O'Brien et al., 1983, 1990; Nance, 1986).

2.3 Lithostratigraphie générale

L'évolution de la zone d'Avalon s'étend sur une période de plus de 700 millions d'années, débutant approximativement au Protérozoïque moyen et allant se terminer au Triassique. Même si l'évolution et les dépôts post-siluriens présents dans cette zone sont parallèles à ceux de l'orogène appalachien au Canada, l'évolution précambrienne et paléozoïque inférieure de la zone d'Avalon est unique (O'Brien et al., 1983), et peut être résumée de la façon suivante:

(1) Les roches plus anciennes dans la zone d'Avalon sont représentées par des ortho et paragneiss, ainsi que des amphibolites d'âge Protérozoïque moyen (Keppie et al., 1991). Cependant la nature et l'âge de ces complexes gneissiques sont controversés (e.g. Keppie et al., 1991; Barr et al., 1990). Le complexe de Great River and Mount Thom dans les Highlands de Cobequid paraît être la seule unité qui pourrait correspondre au socle de la zone d'Avalon au Canada. Ce complexe a été approximativement daté à 934±82 Ma (Rb-Sr roche totale) (Keppie et al., 1991). En général, la géochimie des roches volcaniques du

Protérozoïque tardif (e.g. Terrane de Mira à l'île du Cap-Breton, Groupe de Coldbrook au Nouveau-Brunswick, région d'Antigonish en Nouvelle-Écosse) indique la présence d'un socle continental lors de leur formation (e.g. Keppie et al., 1990; Barr et White, 1988; Barr, 1993). Cependant l'identification de ce socle demeure incertain.

(2) Le socle de la zone d'Avalon serait couvert par des dépôts metasédimentaires de plate-forme d'âge Protérozoïque moyen. Ces dépôts incluent des quartzites, des carbonates, des grauwackes et des phyllades (Keppie et al., 1991; Nance, 1986). La Formation de Gamble Brook dans la région de Cobequid et le Groupe de Green Head au Nouveau-Brunswick (Keppie et al., 1991) représentent ces séquences dans les Appalaches du nord. À Terre-Neuve, un dépôt d'olistostromes calcaires contenant des stromatolites est présent près de la base du Groupe de Burin (O'Brien et al., 1983). Ces roches peuvent être correlées avec les roches du Groupe de Green Head à partir de la présence des stromatolites dans les deux séquences (O'Brien et al., 1983). Les stromatolites, du Groupe de Green Head, ont été assignés à un âge Riphéen moyen (Keppie et al., 1990, 1991) qui correspond approximativement à 1000 Ma. Si la corrélation entre les stromatolites présents à Terre-Neuve et au Nouveau-Brunswick est correct, l'âge de ca 760 Ma assigné au Groupe de Burin à Terre-Neuve marquerait la limite supérieure pour la déposition des séquences sédimentaires du Protérozoïque moyen (O'Brien et al., 1983).

(3) Les roches du Protérozoïque tardif de la zone d'Avalon correspondent principalement à des roches volcaniques et plutoniques qui sont en général affectées par un faible métamorphisme. Ces roches sont abondamment représentées dans toutes les régions appartenant à la zone d'Avalon au Canada (figure 3) et leur corrélation a surtout été basée sur leurs similarités lithologiques, plutôt qu'à partir de données stratigraphiques, pétrochimiques et d'âges précises (e.g Nance, 1986; Strong, 1979; O'Brien et al., 1983, 1990; Krogh et al., 1988). Ainsi, ce n'est qu'à partir de la publication d'un grand nombre de nouvelles données originant d'études pétrologiques et géochronologiques que l'on a pu déterminer que les variations dans les caractéristiques de ces roches sont dues, en grande partie, aux différents types de magmatisme produits à l'intérieur de plusieurs

environnements tectoniques qui se sont succédés durant un grand intervalle de temps. Dans ce contexte, les complexes de roches volcaniques et plutoniques du Protérozoïque tardif représentent divers événements orogéniques qui peuvent être suivis le long de la zone d'Avalon dans les Appalaches du nord.

Des roches sédimentaires d'origine marine du Protérozoïque tardif ont seulement été reconnues dans la zone d'Avalon de Terre-Neuve (O'Brien et al., 1983). Ces roches sont bien préservées dans la péninsule d'Avalon où elles couvrent en conformité ou en discordance les roches volcaniques de l'Hadrynien (O'Brien et al., 1983; Nance, 1986). Le Groupe de la Conception forme une séquence de 3 à 5 km d'épaisseur, constituée de sédiments marins finement lités (O'Brien et al., 1983; Krogh et al., 1988). Ces roches sont dominées par la présence de dépôts marins, turbiditiques et volcanoclastiques correspondant à une séquence de type flysh. Les sédiments contiennent une faune de type *Ediacara* bien préservée au sommet du groupe ainsi qu'une unité de tillite près de la base de la séquence (O'Brien et al., 1983; Krogh et al., 1988). Le Groupe de la Conception est surmonté en concordance par des roches sédimentaires du Groupe de Hodgewate dans la partie centrale de la péninsule d'Avalon, ainsi que par les groupes de St. John's et de Signal à l'est de la péninsule (O'Brien et al., 1983; Nance, 1986). Les roches de ces trois derniers groupes représentent des dépôts marins et continentaux. Ces dépôts sont interprétés comme constituant une succession turbiditique, suivie par une sédimentation progressive deltaïque et finalement par le développement de conditions de sédimentation alluviale (Nance, 1986; O'Brien et al.,1983).

(4) En général, les roches volcaniques, plutoniques et sédimentaires du Protérozoïque tardif sont recouvertes en discordance par une séquence de roches marines formées dans des conditions de plate-forme d'âge cambro-ordovicien. Ces séquences contiennent une faune Acado-Baltique, caractéristique de la zone d'Avalon (O'Brien et al., 1983; Nance, 1986; Keppie et al., 1991). À Terre-Neuve, les roches paléozoïques représentées à la base par des orthoquarzites sont séparées des roches du Protérozoïque tardif par une discordance d'érosion (O'Brien et al., 1983). Les séquences paléozoïques au Nouveau-

Brunswick et en Nouvelle-Écosse représentent un événement transgressif (Nance, 1986). Leur partie inférieure est constituée par des formations rouges non-fossilifères, suivies par des orthoquartzites d'âge Cambrien, ainsi que des shales et des calcaires du Cambrien moyen, et finalement par des shales noirs d'âge Cambrien tardif (Nance, 1986). Les séquences de Terre-Neuve, du Nouveau-Brunswick et de la Nouvelle-Écosse sont associées à des roches volcaniques peu abondantes d'âge Cambrien moyen (Nance, 1986; O'Brien et al., 1983). En contraste, localement, les complexes de roches volcaniques et plutoniques d'âge Hadrynien sont recouverts par de rares séquences continentales représentées par les formations de Morrison River et Ratcliffe dans l'île du Cap-Breton et au Nouveau-Brunswick respectivement (Nance, 1986).

2.3.1 La terrane de Mira au sud-est de l'île du Cap-Breton

Les roches volcaniques et plutoniques d'âge Protérozoïque tardif de la terrane de Mira au sud-est de l'île du Cap-Breton sont regroupées à l'intérieur de cinq ceintures différentes, séparées par des roches sédimentaires d'âge Cambrien et/ou Ordovicien (Bevier et al., 1993; Barr, 1993) (figure 4). Ces ceintures ont été regroupées par différents auteurs dans le Groupe de Fourchu (e.g. Barr et al., 1988). Cependant des études pétrologiques et de datation isotopique (Barr, 1993; Bevier et al., 1993) détaillées ont permis la subdivision du Groupe de Fourchu en différents assemblages lithologiques. En général, les roches du Protérozoïque tardif présentes au Cap-Breton ont été métamorphisées aux faciès de schiste vert inférieure à schiste vert (Barr et al., 1988, Barr, 1993). Les effets du métamorphisme et de la déformation suivent des patrons irréguliers, exposant ainsi des zones de roches bien préservées, où ces effets sont peu appréciables. Barr (1993) indique que le clivage dans la région montre une direction préférentielle NE parallèle à la direction que présentent les différentes ceintures de roches volcaniques et plutoniques.

Les résultats des études de datation isotopique U-Pb ont permis de définir que la plupart des roches volcaniques sont d'âge Protérozoïque tardif mais aussi que celles-ci ne sont pas

toutes contemporaines. La formation de ces roches a eu lieu durant différentes étapes, échelonnées sur une période d'environ 120 Ma.

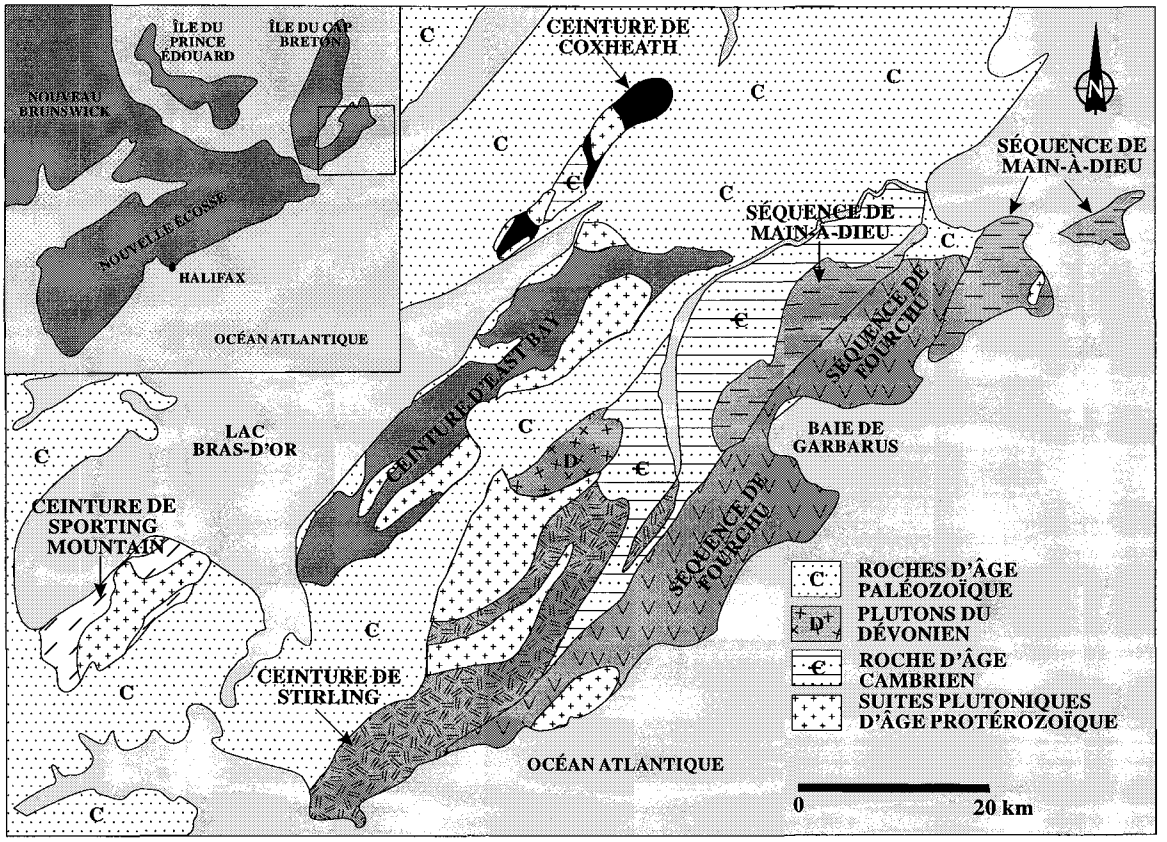


Figure 4. Géologie générale de la partie sud-est de l'île du Cap-Breton. La ceinture de Coastal Belt est divisée en deux séquences dénommées, respectivement, la séquence de Fourchu et la séquence de Main-à-Dieu. Modifiée de Bevier et al. (1993).

La ceinture de Stirling est constituée principalement par des tufs à lapillis de composition andésitique et basaltique, des grès volcanoclastiques, des siltstones laminés ainsi que des coulées et des brèches de composition basaltique, des tufs à lapillis de composition rhyolitique et des porphyres quartzo-feldspathiques (Barr, 1993). Ces roches ont été interprétées comme étant contemporaines sur la base de leur homogénéité stratigraphique et structurale (Barr, 1993). Leur âge correspond à 681 +6/-2 Ma à partir des déterminations U-Pb sur des zircons appartenant au porphyre quartzo-feldspathique (Bevier et al., 1993). Les dykes, sills et petites intrusions présents dans la séquence ont été interprétés comme contemporains aux roches volcaniques. Les roches de la ceinture de

Stirling sont recoupées par la suite plutonique de Chisholm Brook datée à 620 +3/-2 Ma (Barr et al., 1990).

Les ceintures volcaniques d'East Bay, de Coxheath et de Sporting Mountain sont composées principalement par des tufs à lapillis, des brèches volcaniques et des coulées de composition andésitique, basaltique et rhyolitique (Barr, 1993). Les roches des ceintures d'East Bay et de Sporting Mountain sont principalement de composition andésitique et dacitique (Barr, 1993). À Coxheath la composition des roches varie de basaltique à rhyolitique (Barr, 1993; Thicke, 1987).

Des études de datation U-Pb à partir de zircons provenant des rhyolites affleurant dans la portion nord-est de la ceinture de Coxheath, indiquent un âge maximal mal défini de 613±15 Ma (Bevier et al., 1993). Alors que pour le pluton de Coxheath Keppie et al., (1990) rapporte des âges Ar/Ar de 621.9 ±4.2 Ma et 620.6 ±4.7 Ma à partir de la datation des hornblendes provenant des roches de composition granodioritique retrouvées au coeur du pluton de Coxheath. Ces âges définissent donc approximativement l'âge de la mise en place de la suite plutonique de Coxheath, en même temps qu'ils représentent l'âge minimal des roches volcaniques hôtes (Keppie et al., 1990). Ainsi, les données des âges isotopiques U-Pb et Ar/Ar indiquent que la meilleure approximation de l'âge du complexe volcano-plutonique de Coxheath correspond à environ 620 Ma telle que défini par Keppie et al. (1990) et confirmé par Bevier et al. (1993).

Les roches de la ceinture d'East Bay ont été datées à 623±3 Ma (Bevier et al., 1993) alors que les roches de la ceinture de Sporting Mountain, sur la base de leurs caractéristiques pétrologiques, ont été corrélées aux roches des ceintures de Coxheath et d'East Bay (Barr, 1993). Des âges Ar-Ar de 618 et 631 Ma ont été définis pour le pluton de Huntington Mountain affleurant dans la ceinture d'East Bay (Keppie et al., 1990)

Les roches de la ceinture de Coastal Belt ont été divisées en deux séquences à partir de leurs contrastes lithologiques. La séquence de Fourchu au sud de la baie de Louisbourg

représente la majeure partie de cette ceinture. Cette séquence est principalement composée de tufs à lapillis ainsi que des tufs et des coulées de composition dacitique. Plusieurs plutons granitiques et une grande variété de dykes de composition mafique à felsique ont été emplacés dans les unités volcaniques de la séquence de Fourchu (Barr, 1993). Le plus important de ces plutons est celui de Capelin Cove daté à 574±3 Ma (Bevier et al., 1993).

L'autre séquence qui forme la ceinture de Coastal Belt, la séquence de Main-à-Dieu, est située au nord de la baie de Louisbourg (Barr, 1993). Cette séquence est formée par des roches sédimentaires tufacées et épiclastiques ainsi que par de rares coulées basaltiques et rhyolitiques. La séquence de Main-à-Dieu contient une plus grande abondance de roches épiclastiques que la séquence de Fourchu, et une grande variété de structures primaires ainsi qu'une foliation faiblement développée sont présentes (Barr, 1993).

Les séquences de Fourchu et de Main-à-Dieu sont considérées comme étant approximativement contemporaines, même si cette dernière pourrait être plus jeune, on considère que les deux séquences peuvent représenter différents faciès d'un même événement volcanique (Barr, 1993). La séquence de Main-à-Dieu a été datée à environ 563 Ma (âge U-Pb maximal) sur une unité rhyolitique (Bevier et al., 1993).

La compilation de données géochimiques des roches de la terrane de Mira (Barr, 1993) indique que :

(1) Les roches de composition mafique des cinq ceintures décrivent des trajectoires typiques des suites calco-alcalines dans les diagrammes AFM.

(2) Les échantillons des ceintures d'East Bay, de Coxheath et de Sporting Mountain, présentent dans les diagrammes Ti-Zr-Y une dispersion peu importante autour des champs

de basaltes de nature calco-alcaline, alors que les roches de la ceinture de Coastal Belt présentent un dispersion autour du champ des MORB.

(3) Les diagrammes multi-élémentaires normalisés aux MORB suggèrent une affinité avec les basaltes d'arc volcanique de nature calco-alcaline. En général, les roches de la ceinture de Coastal Belt paraissent être de nature plus tholéiitique et ont des teneurs de Nb et Zr moins élevées. Cependant le manque de trajectoires indiquant un enrichissement en Fe, dans les roches de toutes les ceintures volcaniques du sud-est de l'île du Cap-Breton, indique que ces roches ne possèdent pas une affinité tholéiitique.

(4) Les intrusions mafiques des ceintures de Coastal Belt et de Stirling montrent des compositions similaires à celles de leurs roches encaissantes. Les diagrammes de distinction de l'environnement tectonique pour les roches plutoniques felsiques (diagrammes de Pearce) indiquent aussi un contexte de formation dans un régime d'arc volcanique.

(5) Les variations de K_2O par rapport au SiO_2 suggèrent une affinité calco-alcaline pour les roches de toutes les ceintures, même si les données pour la ceinture de Coastal Belt définissent des trajectoires parallèles à la frontière entre les séries tholéiitiques (faible contenu de potassium) et calco-alcalines. Les roches d'East Bay, de Coxheath et de Sporting Mountain montrent des trajectoires qui se rapprochent de la frontière entre les séries calco-alcalines et calco-alcalines riches en potassium. Ces patrons sont, en général, considérés comme indicateurs d'une plus grande contribution de la croûte continentale dans leur pétrogenèse. Les roches de la ceinture de Stirling, particulièrement celles de composition mafique, montrent une grande variation des teneurs en K_2O. Cependant les roches felsiques de cette ceinture présentent des faibles teneurs en K_2O, se rapprochant ainsi des valeurs moyennes décrites pour les échantillons des séquences de Fourchu et de Main-à-Dieu. Les roches plutoniques présentent des patrons similaires à ceux de leurs roches encaissantes. Les intrusions d'environ 620 Ma décrivent des trajectoires calco-

alcalines caractérisées par un contenu élevé en K_2O, alors que les plutons d'environ 575 Ma ont des faibles contenus en K_2O.

La présence de roches volcaniques de composition basaltique à rhyolitique, l'abondance de roches pyroclastiques ainsi que les signatures géochimiques, indiquent que les roches du sud-est de l'île du Cap-Breton ont été formées dans un contexte d'arc volcanique (Barr, 1993). Les roches de la ceinture de Stirling (ca 680 Ma) ont été interprétées comme s'étant formées dans un arc volcanique sous-marin (Barr, 1993). Alors que les roches de ca 620 Ma des ceintures de Coxheath, d'East Bay et de Sporting Mountain ont des signatures géochimiques indiquant des suites calco-alcalines riches en K_2O, et peuvent ainsi être interprétées comme s'étant formées dans la marge continentale d'une zone de subduction. (Barr, 1993). En contraste, les roches de ca 575 Ma ont des caractéristiques transitionnelles entre des affinités chimiques de nature calco-alcaline et tholéiitiques (Barr, 1993), qui pourraient répresenter une activité volcanique associée à un régime en extension dans une contexte d'arc volcanique. Ainsi les roches des séquences de Main-à-Dieu et de Fourchu représenteraient des dépôts d'un bassin intra-arc et les vestiges des stratovolcans respectivement (Barr, 1993).

CHAPITRE 3
GÉOLOGIE LOCALE

3.1 Généralités

Les travaux de Thicke (1987) et de Barr et al. (1988) ont mené à la division des roches volcaniques de Coxheath en trois unités lithologiques. Celles-ci regroupent respectivement les coulées et les roches pyroclastiques de composition basaltique, andésitique et rhyolitique. De plus, le pluton de Coxheath fut décrit comme étant une intrusion composite comprenant des unités variant du gabbro au granite.

Dans le cadre de cette étude, les roches de la séquence volcanique et du pluton de Coxheath ont été divisées en cinq et trois unités lithologiques respectivement (figure 5 (Appendice A)). La description suivante de ces unités est basée sur la cartographie détaillée de la zone étudiée, les observations de terrain et l'analyse de plusieurs échantillons à l'aide de la microscopie optique. Aucune analyse chimique n'ayant été faite, la nomenclature des roches de la séquence volcanique et du pluton de Coxheath correspond dans la plupart des cas à des appellations de terrain basées sur les caractéristiques minéralogiques et texturales de ces roches. Les classifications de terrain ont par la suite été corroborées par l'étude pétrographique des lames minces en lumière transmise. De plus, les termes felsique et mafique sont utilisés en référence à la proportion prédominante de quartz et de feldspaths (felsique) ou de minéraux ferromagnésiens (mafique) constituant les roches de la région de Coxheath.

En général, les roches affleurant à Coxheath présentent une faible déformation, montrant de légers, sinon nuls, effets du métamorphisme. Par contre, une grande partie de ces roches présentent d'importants vestiges d'altération hydrothermale associés à l'évolution magmatique de l'intrusion de Coxheath. La description suivante des unités de la séquence volcanique et du pluton de Coxheath est basée, autant que possible, sur les caractéristiques des roches fraîches ou bien sur la nature des textures reliques préservées dans les roches altérées.

Les relations stratigraphiques entre les différentes unités qui forment la séquence volcanique de Coxheath sont difficiles à reconnaître étant donné la nature volcanique des roches et les effets

intenses de l'altération hydrothermale. La rareté de litages ignées rend difficile la reconnaissance des contacts entre les différentes unités. Dans la plupart des cas, ces contacts ne sont pas exposés.

À l'échelle régionale, les structures dans les roches du Groupe de Fourchu présentent des orientations préférentielles de direction nord-est (Barr et al. 1988), cependant la géologie structurale de ces roches demeure dans la plupart des cas mal comprise. Les travaux géologiques et géophysiques réalisés dans les années soixante à Coxheath ont souligné l'existence d'une série de plis ouverts exerçant un contrôle sur la géologie de la région (Oldale, 1967). Les informations obtenues dans le cadre de cette étude ont permis de suggérer la présence d'un synclinal qui contrôlerait la disposition des différentes unités lithologiques reconnues dans la séquence volcanique. L'axe de cette structure plongerait vers le nord-est et pourrait être suivi le long de la partie centrale de la zone étudiée (figure 5 (Appendice A)).

Le principal réseau de fractures qui affecte les roches du pluton et de la séquence volcanique a une attitude moyenne N 201° 73° (figure 6). Aucune évidence significative de mouvement est associée à ces éléments planaires. Il s'agit de structures rarement continues sur plus de quelques mètres montrant une association étroite avec les effets intenses de l'altération hydrothermale et leur formation est ici considérée comme contemporaine à l'événement de métasosmatisme hydrothermal. Dans l'ancienne zone de mine, le réseau principal de fractures est recoupé par deux autres réseaux d'attitudes moyennes N 72° 72° et N 132°, 55° (figure 6). Ces deux derniers réseaux sont clairement tardifs et recoupent aussi les zones d'altération et de minéralisation.

3.2 La Séquence volcanique de Coxheath

La disposition des différentes lithologies et l'interprétation des donnés structurales disponibles permettent de définir une séquence lithostratigraphique qui est décrite en ordre chronologique dans les pages suivantes.

Des évidences de terrain indiquent que l'activité volcanique la plus ancienne a débuté avec une importante production de roches à caractère mafique et s'est poursuivie par une augmentation du volcanisme à caractère plus felsique. Ce fait est exprimé par la présence de fragments provenant des unités plus mafiques dans les roches pyroclastiques felsiques et une absence de fragments de roches à caractère felsique dans les unités de nature mafique. De plus, la prédominance des xénolites de coulées et tufs basaltiques retrouvés dans les faciès dioritiques de l'intrusion de Coxheath suggèrent que la base de la séquence volcanique serait constituée par une importante séquence de roches mafiques.

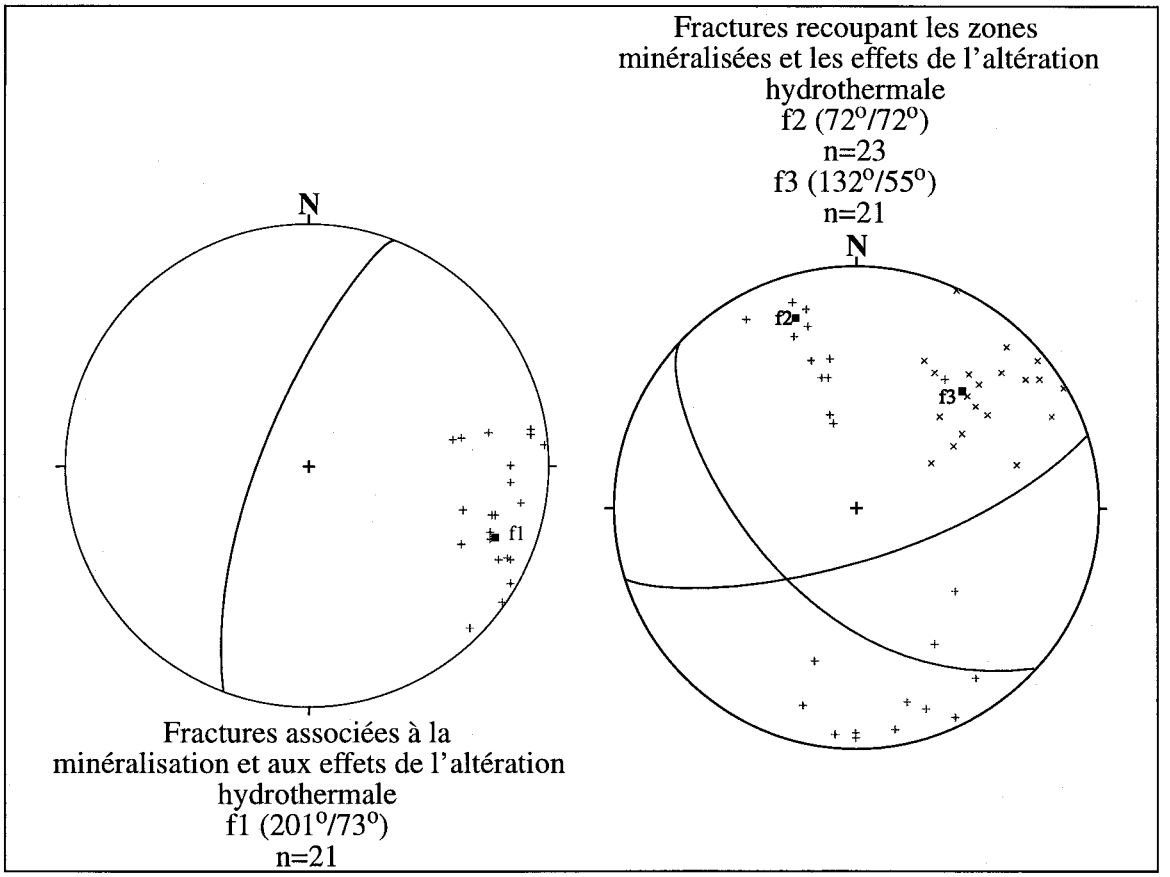


Figure 6. Représentations stéréographiques des différentes familles de fractures observées dans les roches volcaniques et plutoniques de la région de Coxheath. Stéréonet équiaire, projection hémisphère inférieur.

3.2.1 Basaltes porphyriques, aphanitiques et amygdalaires

La base de la séquence volcanique est représentée par une unité de basaltes pouvant contenir de rares brèches volcaniques et des tufs mafiques. L'ensemble de ces roches affleure

dans la portion nord et sud-ouest de la zone étudiée et est en contact avec le pluton de Coxheath.

Les roches faisant partie de cette unité sont habituellement de couleur verte foncée à noire et présentent une texture généralement porphyrique ou en certains cas des textures trachytiques, aphanitiques ou bien amygdalaires. À une échelle mégascopique, les coulées sont composées de phénocristaux de plagioclase (avec des proportions atteignant 25%) dans une matrice fine de couleur foncée.

Au microscope polarisant, les roches ont une texture porphyrique et localement pilotaxique, hyaline ou amygdalaire. Les phénocristaux représentent de 0 à 15% de la roche et correspondent généralement à des plagioclases de compositions variées ainsi qu'à des clinopyroxènes. La matrice, formée par des microlites épidotisés de plagioclase ainsi que des minéraux mafiques et opaques, représente de 85 à 100% de la roche.

Les brèches contiennent des clastes arrondis qui ont été interprétés comme étant les produits d'un processus d'auto-bréchification (Thicke, 1987). Les tufs contenus dans cette unité sont composés de fragments d'origine volcanique dans une matrice de cendres à caractère mafique. La matrice contient des petits fragments de roche ainsi que des microlites de plagioclase et des minéraux mafiques.

La paragenèse des minéraux d'altération présente dans ces roches est semblable à celle produite par l'altération deutérique ayant eu lieu lors du refroidissement des produits volcaniques, ou même à celle provoquée par les effets d'un métamorphisme régional peu développé. Cependant les évidences de la mise en place d'un système hydrothermal qui a affecté les roches de la séquence volcanique de Coxheath (e.g. la présence abondante de veinules de quartz, épidote et calcite dans cette unité) témoignent de l'importance qu'a exercé l'activité hydrothermale dans la région. Ainsi, les assemblages des minéraux d'altération dans les roches basaltiques ont donc été interprétés comme étant le produit du métasomatisme hydrothermal.

3.2.2 Andésites porphyriques

Les roches regroupées dans cette unité sont de couleur verte généralement très pâle et localement rouillée, et présentent une texture porphyrique distinctive. Ces roches se retrouvent en contact avec les roches basaltiques dont elles contrastent fortement par leur couleur.

Mégascopiquement les coulées de cette unité montrent une texture porphyrique, et plus rarement amygdalaire. Les phénocristaux correspondent à des plagioclases contenus dans une matrice de couleur très claire presque blanche due aux effets de l'altération hydrothermale. Cette dernière a produit une intense silicification de la matrice accompagnée de la formation de pyrite ainsi que d'une séricitisation intense des phénocristaux de plagioclases.

La texture microscopique de ces roches a aussi généralement un caractère porphyrique, mais en certaines occasions elle est hyaline et localement intergranulaire. Au microscope, les phénocristaux représentent jusqu'à 35% de la roche, la plupart d'entre eux correspondant à des cristaux séricitisés de plagioclase (des oligoclases). Les phénocristaux de nature mafique montrent une très forte altération, cependant des fantômes de cristaux de hornblende et plus rarement de clinopyroxène sont reconnus. La matrice est formée principalement de microlites de plagioclase et de minéraux mafiques et montre en général les effets d'une intense altération hydrothermale.

3.2.3 Rhyolites et dacites

Les roches rhyolitiques et dacitiques se retrouvent dans les portions nord-est et sud-est de la région étudiée. Ces roches présentent une grande variété de couleurs qui vont du vert clair au jaune et du rouge au marron. Elles ont en général une texture cryptocristalline localement sphérolitique et très rarement porphyrique.

La plupart des phénocristaux correspondent à des cristaux de quartz et de sanidine constituant jusqu'à 10% de la roche. Des textures indiquant un litage de flux sont bien préservées dans les affleurements. Ce litage est représenté par l'intercalation de couches d'épaisseur millimétrique exhibant différentes granulométries. Des structures sphérolitiques, lorsque présentes, se

retrouvent dans une proportion allant jusqu'à 10% de la roche. Ces structures sont formées par des enchevêtrements de cristaux radiaux de feldspath et de quartz entourant un coeur de quartz de texture cryptocristalline.

Au microscope, les rhyolites contiennent moins de 10% de phénocristaux de quartz et de feldspath potassique. Alors que les dacites comprennent jusqu'à 20% de phénocristaux de quartz et de plagioclase (des andésines). Des phénocristaux de biotite sont communs dans les deux types de roches et des cristaux d'apatite, de sphène et de zircon ont été identifiés lors des travaux de Thicke (1987) et Bevier et al. (1993).

La matrice de ces roches correspond à un matériel cryptocristallin à microcristallin formé d'une masse de feldspath, de quartz et de minéraux mafiques en faible abondance. Dans la plupart des cas une intense altération hydrothermale imprègne profondément la matrice.

Dans la portion sud de la région, l'unité de rhyolites et de dacites contient aussi des quantités importantes de tufs à lapillis de coloration variée allant du rouge au blanc. Ces roches sont formées principalement de fragments de roches d'origine volcanique de nature felsique à texture aphanitique. Les fragments sont subanguleux à subarrondis mesurant typiquement entre 1 et 2 cm de longueur. Des cristaux de plagioclase, et plus rarement de sanidine, se retrouvent généralement fragmentés.

La matrice des tufs à lapillis est constituée d'une masse cryptocristalline à microcristalline. À l'aide de la microscopie optique, il fut possible de déterminer que la matrice est formée par des microlites de feldspath, du quartz, de chlorite et de minéraux carbonatés qui témoignent des effets considérables de l'altération hydrothermale.

3.2.4 Tufs à lapillis et coulées andésitiques

Les tufs à lapillis que l'on retrouve dans cette unité sont formés par des fragments de cristaux de feldspath et de quartz ainsi que des fragments de roches andésitiques et rhyolitiques, localement aplatis, et atteignant 1 cm de longueur. Ces tufs présentent une coloration variant

du rouge au blanc et ont un litage généralement bien développé. La matrice dans ces roches est formée par un matériel crypto à microcristallin recristallisé lors de l'événement de métasomatisme hydrothermal. Les andésites dans cette unité sont de couleur rouge et ont une texture porphyrique ou localement glomeroporphyrique. Dans certains affleurements, des bombes volcaniques de nature rhyolitique ont été incorporées dans les andésites.

3.2.5 Brèches volcaniques et coulées andésitiques

Des brèches volcaniques formées de fragments anguleux contenus dans une matrice abondante affleurent dans la portion sud de la séquence volcanique. La matrice à grains fins est formée de fragments anguleux d'andésites et de clastes de roches volcaniques de texture aphanitique.

Dans certains affleurements, les brèches volcaniques se retrouvent en association avec des coulées andésitiques de texture porphyrique. Ces andésites contiennent typiquement 15% de phénocristaux automorphes de plagioclase dans une matrice très fine d'aspect vitreux et de couleur verte claire allant jusqu'à blanche. La présence de tufs dans cette unité est difficilement identifiable en raison des effets intenses de l'altération hydrothermale. Cependant leur présence en certains endroits ainsi que celle de rares coulées rhyolitiques de texture porphyrique permettent la distinction de cette unité par rapport aux unités décrites antérieurement contenant des andésites.

Des affleurements présentant une intercalation de brèches volcaniques et de tufs à lapillis montrent un litage granoclassé. Typiquement, les tufs à lapillis contiennent une abondance de clastes d'origine volcanique de couleur verte, rouge et orange. Les brèches volcaniques sont formées de clastes d'andésites, de roches volcaniques aphanitiques ainsi que de clastes de tufs à lapillis. Les clastes non jointifs qui forment ces brèches sont en général subanguleux et se retrouvent dans une matrice généralement cryptocristalline qui à été recristallisée lors de l'événement d'altération hydrothermale. La distribution des tufs à lapillis et des brèches volcaniques, la présence d'un litage bien développé et l'absence de roches sédimentaires suggèrent un environnement de formation subaérien lors d'un événement volcanique explosif.

Au microscope polarisant, les andésites de cette unité présentent une texture porphyrique caractérisée par la présence de 5 a 10% de phénocristaux de plagioclase altéré. La matrice présente une silicification intense d'origine hydrothermale. Les tufs à cristaux de cette unité sont formés par des cristaux automorphes de plagioclase dans une proportion atteignant 30% contenus dans une matrice cryptocristalline très altérée. Finalement, les rhyolites montrent des phénocristaux de feldspath, de plagioclase et de quartz dans une proportion typique de 15%. La matrice de ces rhyolites est constituée de matériel cryptocristallin siliceux qui a été recristallisé lors du métasomatisme hydrothermal.

3.3 Le pluton de Coxheath

Le pluton de Coxheath affleure sur une étendue d'approximativement 12 km^2 dans la portion sud-ouest de la région cartographiée (figure 5 (Appendice A)). Trois unités lithologiques peuvent être établies à partir des contrastes minéralogiques des roches faisant partie de cette suite plutonique. Le pluton de Coxheath présente une zonation bien développée avec un coeur granitique à granodioritique qui varie vers la marge du pluton à des roches monzonitiques et dioritiques. Les différentes lithologies qui font partie de la suite plutonique de Coxheath représentent les produits d'un processus de différentiation magmatique très bien défini (Chatterjee et Oldale, 1980).

La nature intrusive du pluton de Coxheath est mise en évidence par les caractéristiques du contact entre les roches plutoniques et celles de la séquence volcanique. En général, le contact est bien défini. Dans la portion nord de l'intrusion, un grand nombre de xénolites de nature basaltique sont contenus dans les roches dioritiques du pluton.

3.3.1 Diorites

Les diorites du pluton de Coxheath se retrouvent dans la marge nord-est et sud-ouest de l'intrusion et sont généralement en contact avec les roches de la séquence volcanique. Ces roches sont en général de couleur verdâtre mais peuvent varier du gris foncé à orange en raison des effets de l'altération hydrothermale qui les affectent.

La texture mégascopique des diorites à Coxheath est généralement équigranulaire à grains moyens, et parfois légèrement porphyrique. Ces roches sont typiquement formées de 50 à 60% de cristaux de plagioclase, ainsi que de 20% à 30% de grains d'amphibole et de pyroxène ainsi que de 20% de cristaux de biotite. Plus rarement, ces roches contiennent du quartz et du feldspath potassique en faible proportion. Une granulométrie variant de grossière à fine est rencontrée dans les différentes portions de l'intrusion. Les roches à grains fins se retrouvent souvent près du contact avec les roches de la séquence volcanique. Elles peuvent donc être considérées comme des vestiges de bordures de refroidissement formées lors de la mise en place du pluton de Coxheath. Cette particularité est surtout évidente dans la portion sud-ouest de la région d'étude où les diorites se retrouvent en contact avec les roches basaltiques.

Au microscope polarisant, les roches se présentent comme une mosaïque hypidiomorphyque-équigranulaire formée de cristaux automorphes à subautomorphes de plagioclase correspondant généralement à des cristaux de labradorite et d'andésine dans une proportion de 55% mais pouvant atteindre jusqu'à 70%. Les cristaux de plagioclase présentent des effets d'altération qui varient en nature et intensité dans les différentes portions de la masse dioritique. Le restant de la roche est composé de 30 à 40% de minéraux mafiques représentés principalement par des cristaux allotriomorphiques à subautomorphes de hornblende et de pyroxène ainsi que de biotite en plus faible proportion. Les rares cristaux de quartz, de feldspath potassique, d'apatite et de sphène d'origine ignée se retrouvent dans les interstices entre les grains de plagioclase et constituent moins de 5% de la masse dioritique.

3.3.2 Monzonites

Les roches monzonitiques forment deux corps de dimensions cartographiables dans la région d'étude, ceux-ci se retrouvent dans les portions nord-est et centre-est du pluton de Coxheath (figure 5 (Appendice A)). De plus, un grand nombre d'affleurements d'étendue limitée (i.e. non-cartographiable) peuvent être reconnus sur le terrain. Des observations détaillées de certains affleurements montrent que la transition entre les monzonites et les diorites représente une gradation le long de 20 à 30 mètres d'épaisseur. Cette gradation est

mise en évidence par une diminution ou une augmentation du contenu de cristaux de feldspath potassique et de quartz dans les roches.

En général, les monzonites de Coxheath présentent une texture équigranulaire à grains moyens et fins, mais des variétés porphyriques sont fréquemment reconnues dans la région. Les colorations de ces roches varient en raison de l'intensité des effets de l'altération hydrothermale qui affecte ces roches. Les roches les plus fraîches ont une couleur grise verdâtre alors que les roches très altérées montrent des colorations orangées.

À l'échelle mégascopique, les roches sont formées par des quantités semblables de plagioclase et de feldspath potassique et contiennent une proportion inférieure à 10% et 15% de quartz et de minéraux mafiques respectivement.

À l'aide de la microscopie optique, il fut possible de déterminer que les roches monzonitiques possèdent une texture hypidiomorphique-équigranulaire à faiblement porphyrique. Les plagioclases représentent de 40 à 50% de la roche et correspondent à des cristaux allotriomorphes à subautomorphes d'andésine. Des cristaux d'orthose (proportion de 40%) sont plus abondants que ceux de quartz (proportion de 10%) alors que les minéraux mafiques sont présents dans des proportions allant de 15 à 20% et correspondent principalement à des hornblendes et, en plus faible proportion, à des biotites. En général les cristaux de feldspath potassique et de quartz se présentent dans les interstices formés par les cristaux de plagioclase, alors que les cristaux de biotite sont interstitiels entre ceux de hornblende.

3.3.3 Granodiorites et granites

L'unité de granodiorites et granites comprend presque la moitié de la superficie occupée par le pluton de Coxheath. Cette unité se retrouve dans la portion centrale du pluton et inclut des roches variant de la granodiorite au granite. Les roches ont une texture mégascopique équigranulaire à grains moyens très homogène. L'assemblage minéralogique formant ces roches inclut en ordre d'abondance des cristaux de plagioclase, de feldspath

potassique et des grains de quartz. Les minéraux mafiques forment généralement moins de 10% de la roche, d'où la coloration leucocratique présentée par la roche.

À l'échelle microscopique, les granodiorites sont formées d'une mosaïque hypidiomorphique-équigranulaire de cristaux allotriomorphiques à subautomorphes de plagioclase, d'orthose et de quartz. Les plagioclases représentent les minéraux les plus abondants et correspondent à des oligoclases qui, en certaines occasions, présentent des bordures d'albite. Les granites à Coxheath présentent des caractéristiques très similaires à celles décrites pour les granodiorites. Cependant la proportion de feldspath potassique est beaucoup plus grande que celle des plagioclases, alors que la quantité de quartz est à peine plus élevée.

Dans les deux types de roche, les minéraux mafiques correspondent principalement à des hornblendes et, en proportion mineure, à des biotites. À l'échelle microscopique, les minéraux mafiques constituent moins du 15% des composantes de la roche. Les minéraux accessoires correspondent à des cristaux de magnétite, d'apatite, de sphène et probablement de zircon.

3.4 Les séquences sédimentaires d'âge Paléozoïque

Les roches sédimentaires d'âge Paléozoïque entourant la ceinture de roches volcaniques et plutoniques de Coxheath correspondent aux formations de MacNeil (Hutchinson, 1952) d'âge Cambrien tardif, McAdams Brook (e.g. Barr et al., sous press; Lynch et al., 1995) d'âge Ordovicien, McAdams Lake (Bell et Goranson, 1938) d'âge Dévonien ainsi qu'aux groupes de Horton et de Windsor d'âge Carbonifère (e.g. Boehner et Giles, 1986; Gilbling et al., 1987).

Les roches des formations de MacNeil et McAdams Brook affleurent à l'ouest de la région cartographiée et sont en contact avec les roches du pluton de Coxheath. Les roches de la Formation de MacNeil sont constituées de schistes argileux noirs intercalés avec des siltstones et des roches calcaires d'âge Cambrien tardif (Hutchinson, 1952; Weeks, 1954; Thicke, 1987). Ces roches sont recouvertes par les roches de la Formation de McAdams Brook qui affleurent au sud du lac de Gillis. Les roches de cette dernière unité ont été observées sur le terrain, et correspondent à des siltstones siliceux et des grès de couleur grise pâle. Ces roches montrent

un plissement serré et leur axe plonge modérément vers le nord-est. L'orientation des axes de ces plis correspond donc de façon générale à celle qui a été interprétée pour le synclinal qui contrôlerait la disposition des roches de la séquence volcanique de Coxheath.

Les roches d'âge cambro-ordovicien sont recouvertes au nord par les roches de la formation de McAdams Lake correspondant à des grès feldspathiques et des conglomérats d'âge Dévonien probablement d'origine fluviale et contenant des vestiges de flore d'âge Dévonien moyen à tardif (Bell et Goranson, 1938; Oldale, 1967, Barr et Jamieson, 1995).

Les roches carbonifères (Tournaisien) du Groupe de Horton (Boehner et Giles, 1986; Gibling et al., 1987) représentent les roches d'âge Paléozoïque les plus abondantes dans la région cartographiée. Ces roches entourent la ceinture de roches volcaniques et plutoniques de Coxheath et sont présentes au nord, au sud et à l'ouest de la zone étudiée. Dans la partie nord de la région d'étude, les roches du Groupe de Horton couvrent en discordance les roches de la séquence volcanique et le pluton de Coxheath. Dans ce secteur les roches du Groupe de Horton montrent un faible pendage vers le nord. En contraste, au sud et à l'est de la région étudiée, les roches volcaniques d'âge Protérozoïque sont séparées des roches du Groupe de Horton par des failles normales à fort pendage.

Le Groupe de Horton dans la région est composé principalement de grès et de conglomérats de couleur rouge très caractéristique. Les roches du Groupe de Horton sont polygéniques et sont formées principalement de clastes de roches volcaniques et plutoniques qui affleurent dans la partie sud-est de l'île du Cap-Breton.

Dans la portion sud de la région d'étude, le Groupe de Horton a été divisé en trois formations à partir des corrélations régionales de ces roches avec les roches du Groupe de Horton dans le reste de l'île du Cap-Breton. Ces formations correspondent en ordre chronologique aux formations de Craignish, de Strathlorne et d'Ainslie (Hamblin et Rust, 1989). Les roches du groupe de Horton sont recouvertes, à l'échelle régionale, par les roches du Groupe de Windsor

formées principalement de calcaires, d'évaporites et de grès à grains fins qui sont aussi d'âge Carbonifère (Viséen) (Utting, 1978; Giles, 1981).

À Coxheath, la Formation de Craignish est formée de conglomérats rouges présentant des intercalations avec des siltstones de couleur grise et rouge. Typiquement ces roches incluent des conglomérats et brèches polygéniques aux fragments non jointifs et mal triés. Les clastes sont subanguleux et atteignent jusqu'à dix centimètres de longueur. Les conglomérats et les brèches sont de couleur marron-rouge et ont un litage pauvrement développé.

Les roches faisant partie de la Formation de Strathlorne à Coxheath correspondent à des siltstones, des calcaires micritiques et des conglomérats contenant des clastes de roches carbonatées. Ces roches présentent typiquement une intercalation de calcaires finement laminés ($\leq$ 1 cm) et de siltstones de couleur brune et grise.

Finalement, les roches de la Formation d'Ainslie sont principalement formées par des grès et des conglomérats ainsi que des siltstones en plus faible proportion. Les conglomérats sont polygéniques et sont formés généralement de clastes subarrondis non jointifs et mal triés. En association avec les conglomérats de cette formation se retrouvent des grès feldspathiques formés aussi de clastes non jointifs et mal triés.

CHAPITRE 4
LE SYSTÈME HYDROTHERMAL MAGMATIQUE DE COXHEATH

4.1 Généralités

Une grande variété de styles de minéralisation est connue à l'intérieur des systèmes hydrothermaux qui sont reliés à la mise en place et à l'évolution magmatique des intrusions dans les niveaux supérieurs de la croûte terrestre (Arribas et al., 1995; Eaton et Setterfield, 1993; Hedenquist et Lowenstern, 1994; Sillitoe, 1973, 1989, 1991, 1993, 1994, 1995; Vila et Sillitoe, 1991). On reconnaît entre autres: (1) des gîtes de cuivre porphyrique, définis comme des gîtes épigénétiques de grand tonnage et de faible teneur en cuivre (±Mo±Au), généralement associés à des intrusions de texture porphyrique; (2) des gîtes hydrothermaux aurifères de type alunite-kaolinite associés aux parties supérieures des sytèmes hydrothermaux et des gîtes porphyriques; (3) des skarns, des mantos et d'autres types de gîtes reliés à des processus de métasomatisme et de remplacement, surtout quand ce sont des calcaires et des marbres qui constituent les roches encaissantes des systèmes hydrothermaux.

En ce qui le concerne, le système hydrothermal relié à la mise en place et à l'évolution magmatique du pluton de Coxheath présente une zonation où l'on peut reconnaître différents styles de minéralisation et d'altération hydrothermale. Les premiers travaux d'exploration effectués à Coxheath ont été consacrés à la définition du potentiel économique des structures filoniennes à haute teneur en cuivre localisées à l'intérieur de la zone de contact entre le pluton et la séquence volcanique (Beaton and Sugden, 1930; Oldale, 1967). La découverte dans les années soixante de cuivre et molybdène disséminés au coeur de la masse plutonique (Quinn, 1965; Oldale, 1967; Hollister et al., 1974; Kirkham et Soregaroli, 1975; Pollock, 1977; Chatterjee et Oldale, 1980) a mené à la reconnaissance d'une minéralisation de Cu-Mo-Au à caractère porphyrique.

Les travaux restreints de forage et de prospection dans le coeur du pluton de Coxheath ont limité la compréhension des caractéristiques du système hydrothermal associé à cette intrusion. La connaissance partielle du gîte de Coxheath a mené à la proposition de modèles de minéralisation (Hollister et al., 1974; Kirkham et Soregaroli, 1975) limités à la zone centrale du

système hydrothermal caractérisée par un halo d'altération potassique. Le modèle de Hollister et al. (1974), par exemple, suggérait que la nature de la minéralisation à Coxheath correspondait de façon générale à la partie interne du modèle proposé en 1970 par Lowell et Guilbert pour l'ensemble des gîtes de cuivre porphyrique dans la cordillère sud-ouest des États-Unis (figure 7).

Le système hydrothermal de Coxheath, tel que décrit dans cette étude, s'étend sur approximativement 45 km^2. Ce système est associé à la formation de cinq zones d'altération hydrothermale très bien définies (figure 8 (Appendice A)). La zonation des différents types d'altération hydrothermale définit respectivement deux différents domaines de nature (1) porphyrique et (2) éphithermale (figure 7). Chacun de ces domaines a été formé dans différents environnements géologiques et géochimiques à l'intérieur d'un même système hydrothermal directement relié à la mise en place et à l'évolution magmatique du pluton de Coxheath.

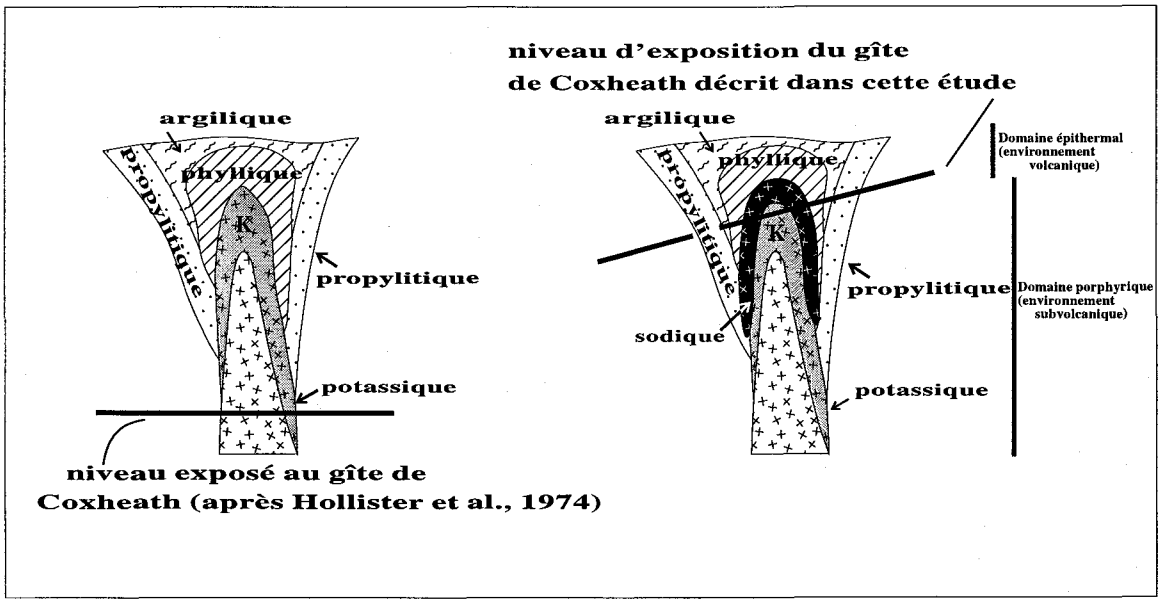


Figure 7. Différents niveaux d'exposition répertoriés à l'intérieur du système hydrothermal magmatique de Coxheath. À gauche, d'après les travaux de Hollister et al. (1974). À droite, dans la présente étude.

Le domaine porphyrique, correspondant à un environnement subvolcanique, est marqué par le développement d'une zone d'altération potassique très étendue qui est partiellement superposée par une zone d'altération sodique riche en tourmaline et entourée par un halo de

nature propylitique. En contraste avec le domaine porphyrique, le domaine épithermal à Coxheath, qui ne fut jamais décrit, est mis en évidence par la présence de zones extensives d'altération phyllique et argilique développées dans les roches de la ceinture volcanique.

4.2 Le domaine porphyrique

Le domaine porphyrique forme la partie centrale du système hydrothermal magmatique de Coxheath. Ce domaine est associé à la formation des deux différents types de minéralisation reconnus dans la région, ainsi qu'au développement de zones d'altération hydrothermale très bien définies. Ces zones d'altération hydrothermale forment un patron grossièrement concentrique qui s'étend sur une superficie d'approximativement 10 km^2 (figure 8 (Appendice A)). Le domaine porphyrique affecte principalement les roches du pluton de Coxheath ainsi que l'interface qu'elles forment avec les roches de la séquence volcanique. La plupart des roches monzonitiques et dioritiques ont subi des transformations minéralogiques de nature postmagmatique dues aux processus d'altération hydrothermale. Ces processus comprennent (1) le développement précoce d'une importante zone d'altération potassique associée aux concentrations anomales de cuivre, de molybdène et d'or dans la partie centrale du système porphyrique, suivi par (2) la formation d'une zone d'altération sodique associée au développement de structures filoniennes à fortes teneurs en cuivre, et (3) l'emplacement d'un halo de nature propylitique entourant la totalité de l'étendue occupée par le domaine porphyrique.

4.2.1 La zone d'altération potassique

Le coeur du domaine porphyrique est associé à la formation d'une vaste zone d'altération potassique (figure 8 (Appendice A)) à l'intérieur de laquelle divers assemblages minéralogiques peuvent être reconnus. Cette zonation qui représente l'évolution temporelle des conditions physico-chimiques au sein du système porphyrique, est aussi une conséquence des variations dans la composition chimique des roches affectées par les fluides hydrothermaux. Ces fluides ont été introduits dans les roches du pluton de Coxheath à partir d'une dense population de veinules. Celles-ci peuvent être regroupées en différents réseaux à partir de leurs assemblages minéralogiques, et, en certains cas, à l'aide de leurs relations de recoupement.

À Coxheath, plusieurs paragenèses d'altération de nature potassique sont associées à la minéralisation hypogène à Cu-Mo-Au reconnue comme étant de nature porphyrique (e.g. Quinn, 1965; Oldale, 1967; Hollister et al., 1974; Kirkham et Soregaroli, 1975; Pollock, 1977; Chatterjee et Oldale, 1980, Thicke, 1987; Barr et al., 1988). Les effets de l'altération potassique sont intenses et ont modifié profondément la texture ignée des roches du pluton de Coxheath. La minéralisation et l'altération se retrouvent essentiellement le long des systèmes très denses de veinules sans orientation préférentielle (photos 1 et 2), et en certains cas d'attitude parallèle. Les veinules ont généralement des épaisseurs qui varient entre 1 et 5 millimètres, mais elles peuvent atteindre des épaisseurs de quelques centimètres.

4.2.1.1 L'altération potassique dans les monzonites

Deux paragenèses d'altération associées aux teneurs métallifères peuvent être reconnues dans les monzonites. Une première paragenèse (PMA) composée de feldspath potassique-quartz-albite-chalcopyrite-pyrite-muscovite-chlorite se retrouve associée à des fortes teneurs en cuivre dans plusieurs des forages provenant du coeur du pluton de Coxheath. Le forage MM-13 recoupe une zone minéralisée affleurant en surface et qui s'étend de façon continue jusqu'à une profondeur de 56.4 mètres (Quinn, 1965). Des teneurs en cuivre de 0.30% sur une distance de 16.8 mètres ont été reportées (Quinn, op. cit.) dans l'intervalle compris entre 21.3 et 38.1 mètres de profondeur. Les observations des carottes de forages de cet intervalle démontrent que cette minéralisation est associée à la présence d'un assemblage de veinules de quartz contenant la paragenèse PMA.

Les effets de l'altération potassique se limitent à une transformation généralisée des plagioclases en feldspath potassique (orthose à 86% [tableau 1 (Appendice B)]) formant un halo le long des veinules de quartz. Le métasomatisme potassique observé dans les épontes de ces veinules a été suivi par la formation de l'albite (Ab ≈ 90% [tableau 1 (Appendice B)]) et la précipitation postérieure de la chalcopyrite et de la pyrite.

Les sulfures se retrouvent typiquement à l'intérieur des veinules de quartz. La pyrite forme des cristaux xénomorphes à automorphes alors que la chalcopyrite remplit des fractures dans la pyrite ou se présente en grains interstitiels aux cristaux xénomorphes de pyrite.

Finalement, l'évolution des fluides hydrothermaux a permis la formation de la muscovite et de la chlorite qui se retrouvent généralement dans la partie centrale des microstructures minéralisées, alors qu'une séricitisation sélective affecte les feldspaths potassiques d'origine hydrothermale. Les chlorites (tableau 2 (Appendice B) et figure 9a) correspondent à des brunsvigites dans la classification de Foster (1962) et ont une composition similaire à celles des chlorites retrouvées dans d'autres gîtes de cuivre porphyrique (e.g. Panguna, Nouvelle Guinée (Ford, 1978)).

Outre l'assemblage minéralogique décrit antérieurement, les processus d'altération potassique sont responsables de la formation en faible proportion de phases minérales telles que l'apatite et l'épidote. Ces minéraux sont le produit d'une réorganisation du calcium qui fut libéré, lors du métasomatisme potassique, des plagioclases constituant les roches hôtes des fluides hydrothermaux.

La deuxième paragenèse (PMB) d'altération potassique retrouvée dans les roches monzonitiques correspond à un assemblage formé de feldspath potassique(orthose)-quartz-albite-épidote-amphibole(actinolite et hornblende)-sphène-apatite contenant de la chalcopyrite, de la bornite et de la pyrite en proportions variables. Dans les échantillons provenant du forage MM-13, l'assemblage PMB se retrouve à 132.6 mètres de profondeur, donc à environ 76 mètres en dessous du niveau d'exposition de l'ensemble PMA. Ces observations indiquent une possible zonation verticale entre ces deux types de paragenèses.

Les échantillons provenant du forage MM-07 montrent des états avancés d'altération potassique correspondant à l'assemblage minéralogique défini par la paragenèse PMB. Un halo de feldspath potassique, d'anorthoclase et d'albite (tableau 1 (Appendice B)) entoure les veines de quartz qui ont permis l'introduction des fluides hydrothermaux dans les roches hôtes de la

minéralisation. Une forte coloration verdâtre caractérise ces veines et est le résultat de l'importante quantité d'amphiboles et d'épidote contenus dans cette paragenèse.

Les amphiboles de la paragenèse PMB se présentent sous forme de cristaux automorphes à l'intérieur des veinules de quartz et varient en composition (tableau 3 (Appendice B) et figure 10a et 10b) d'actinolite à hornblende riche en magnésium, étant donné la faible variation dans le contenu de l'aluminium dans le site tétraédrique (Al^{IV}). La limite entre l'actinolite et la hornblende est arbitrairement fixée à $Al^{IV} = 0.5$. La figure 10b montre que la majorité des amphiboles analysées sont des hornblendes magnésiennes et que tous les intermédiaires sont présents entre l'actinolite et la hornblende. En général, ces amphiboles ont une composition similaire à celles retrouvées dans d'autres gîtes de cuivre porphyrique (e.g. Ford, 1978, Sillitoe, 1993).

Les épidotes montrent une composition qui varie à l'intérieur d'une fourchette de valeurs allant de pistacite (Ps) 15 à pistacite 20. Ceci (figure 9b et tableau 4 (Appendice B)) est basé sur le rapport $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Al^{VI})$ qui représente la fraction molaire de Fe^{3+} dans le site octaédrique de la solution solide que forment la clinozoïsite ($Ca_2Al(AlSi_3O_{12})(OH)$) et la pistacite ($Ca_2Fe_3Si_3O_{12}(OH)$) (e.g. Bird et al., 1984). L'association épidote (Ps<22) - actinolite a été reconnue comme stable à des températures supérieures à 300°C dans le système hydrothermal fossile de Saint-Martin aux Antilles (Beaufort et al., 1990) ainsi que dans un grand nombre de systèmes géothermiques actifs (Bird et al., 1990). En contraste, l'assemblage épidote-chlorite retrouvé dans la paragenèse PMA correspondrait à des températures de formation inférieures (e.g. Beufort et al., 1990; Bird et al., 1984; Eaton et Setterfield, 1993) à celles enregistrées par l'assemblage épidote-actinolite. Ce contraste dans les températures de formation de deux assemblages minéralogiques contenant de l'épidote appuient l'idée d'une possible zonation verticale entre le deux différents genres de paragenèses de nature potassique dans les roches monzonitiques.

La présence du sphène dans les paragenèses de nature potassique implique la remobilisation du titane provenant de la destruction des hornblendes et des biotites d'origine ignée lors de

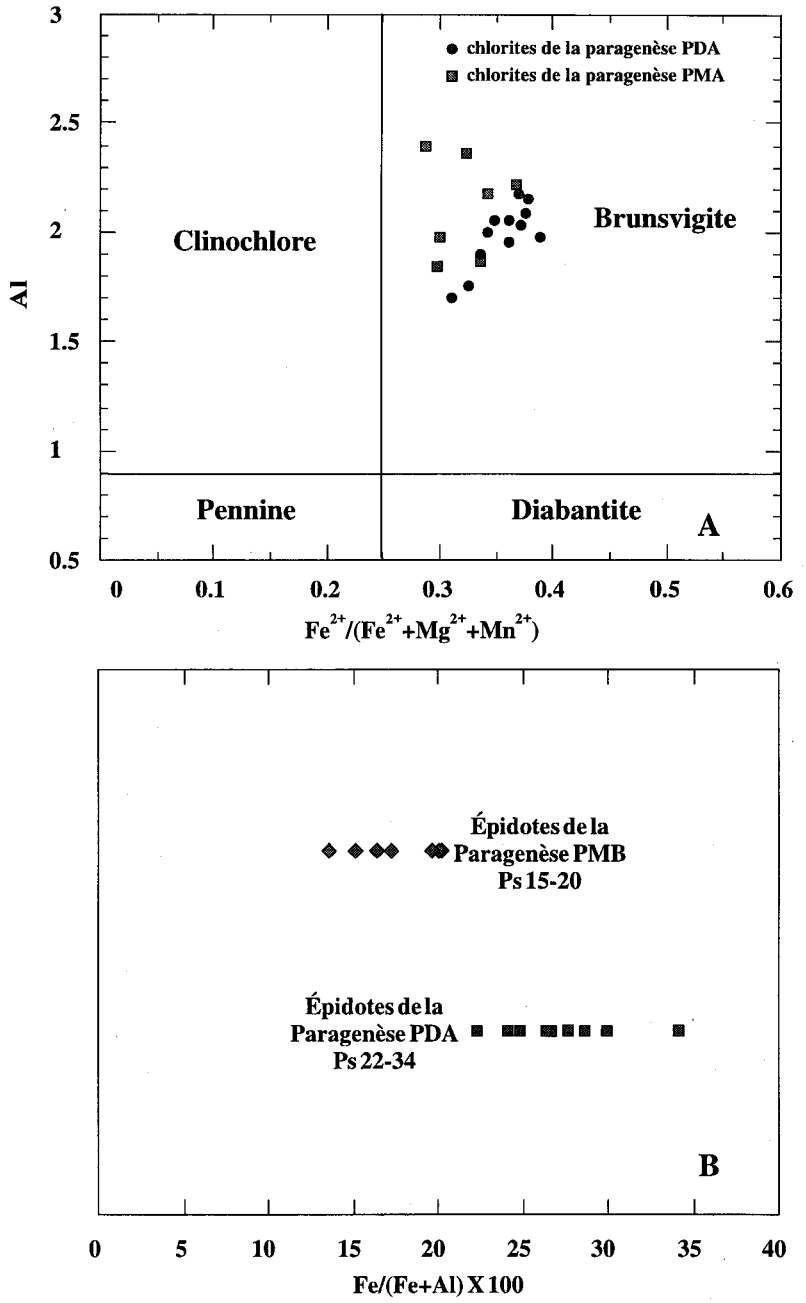


Figure 9. (A) Diagramme Al^{IV} vs. ($Fe^{2+}/Fe^{2+}+Mg^{2+}+Mn^{2+}$) des chlorites des paragenèses PMA et PDA. Les champs de caractérisation des chlorites sont basés sur la classification de Foster (1962). La formule structurale est calculée sur la base de 28 oxygènes. (B) Composition des épidotes des paragenèses PMB et PDA par rapport à la fraction molaire du Fe^{3+} dans le site octaédrique de la solution solide formée entre la clinozoïsite et la pistacite. La fraction molaire de Fe^{3+} est calculée à partir du rapport $Fe^{3+}/ Fe^{3+}+Al^{VI}$. D'après Bird et al. (1984).

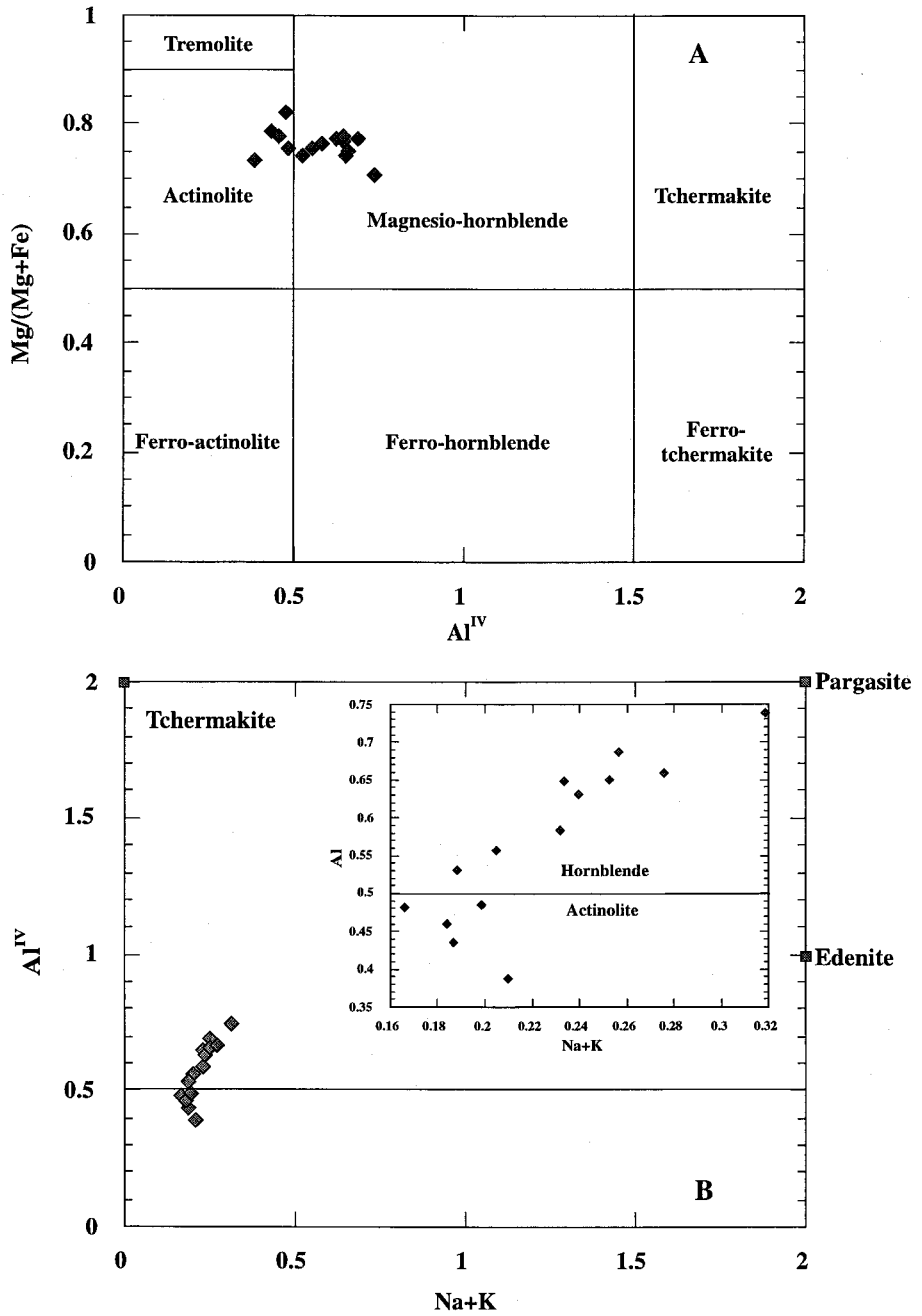


Figure 10. Classification des amphiboles de la paragenèse PMB. La formule structurale est calculée sur la base de 23 oxygènes. (A) Version modifiée du diagramme Al^{IV} vs. Mg/Mg+ Fe pour la classification des amphiboles calciques dont leur rapport (Na+K)<0.5 et leur teneur en titane<0.5 (modifiée de Hammarstrom et Zen (1986)). (B) Diagramme Na+K vs Al^{IV}. La limite entre l'actinolite et la hornblende est fixée à Al^{IV}=0.5. Les carrés représentent la composition idéale de la tchermakite, de la pargasite et de l'édénite. D'après Deer et al. (1966)

l'introduction des fluides hydrothermaux responsables du métasomatisme potassique des roches hôtes du système hydrothermal magmatique.

La présence de bornite associée à la chalcopyrite et à la pyrite ainsi que l'abondance d'apatite et de sphène dans cet assemblage contrastent avec les caractéristiques énumérées antérieurement pour la paragenèse PMA.

La bornite se présente sous la forme de grains isolés ainsi que comme enchevêtrements avec la chalcopyrite. La pyrite forme des cristaux automorphes et en certaines occasions montre la présence de chalcopyrite le long de fractures ou dans les interstices de cristaux.

4.2.1.2 L'altération potassique dans les diorites

Les caractéristiques des assemblages d'altération potassique retrouvés dans les diorites du pluton de Coxheath diffèrent des paragenèses décrites antérieurement dans les roches monzonitiques. Le principal produit de l'altération potassique dans les roches dioritiques correspond à une paragenèse PDA formée de feldspath potassique-quartz-albite-épidote-chlorite-sphène-apatite-muscovite et qui contient de la chalcopyrite, de la bornite, de la molybdénite, de la magnétite, de l'hématite et très rarement de la pyrite. Cet assemblage est associé aux plus importantes teneurs métallifères reliées à la minéralisation de type porphyrique dans la région. Les teneurs (tableau 5) en cuivre, en molybdène et particulièrement en or (Quinn, 1965, Oldale, 1967), obtenues à partir des analyses des échantillons provenant des travaux de forages démontrent l'importance de la minéralisation reliée à la mise en place du système hydrothermal magmatique de Coxheath. Le trou de forage MM-25 (Quinn, op.cit.) recoupe une zone minéralisée présentant des teneurs en cuivre qui atteignent jusqu'à 0.82% sur un intervalle de 6.1 mètres (76.2 m-82.3 m) et une autre section de 18.3 mètres présentant une teneur cuprifère moyenne de 0.75% à une profondeur située entre 108.2 et 126.5 mètres.

En analogie avec les relations observées entre la minéralisation et l'altération dans les monzonites, les effets de l'altération potassique dans les roches dioritiques montrent une association avec l'occurrence d'un dense réseau de veinules d'attitude généralement parallèle et d'épaisseur millimétrique.

Profondeur (m) De À	Épaisseur de l'intersection	cuivre %	molybdène %	or g/ton
76.2 - 82.3	6.1 m	0.82	traces	1.54
100.6 - 105.2	4.6 m	0.41	0.015	traces
108.2 - 26.5	18.3 m	0.75	0.01	1.81
152.4 - 57.0	4.6 m	0.35	traces	traces

Tableau 5. Teneurs moyennes des intervalles montrant la minéralisation la plus importante dans le trou de forage MM-25 (Modifié de Quinn (1967))

Les échantillons provenant du forage MM-25 montrent des effets intenses d'altération hydrothermale représentés par la formation de feldspath potassique, d'anorthoclase et d'albite (tableau 1 (Appendice B)) le long des veines du réseau. Les veinules sont remplies de quartz, d'épidote, de chlorite, de bornite, de chalcopyrite, de magnétite et plus rarement de sphène et d'apatite. Finalement, plusieurs des veinules présentent dans leurs parties centrales une croissance de la muscovite et une séricitisation des feldspaths potassiques qui ont suivi la formation des minéraux métallifères.

Les chlorites de la paragenèse PDA (Tableau 6 (Appendice B)) ont un contenu d'aluminium généralement inférieur à celles qui font partie de la paragenèse PMA (figure 9a) mais sont classifiées aussi comme des brunsvigites dans la classification de Foster (1962).

Les épidotes montrent une composition de pistacite 22 à 34 (figure 9b et tableau 7 (Appendice B)) contrastant avec la composition des épidotes de la paragenèse PMA dans les roches monzonitiques.

La bornite représente souvent la principale phase cuprifère, mais se retrouve toujours en association avec la chalcopyrite. Des enchevêtrements par exsolution sont communément observés entre ces deux minéraux, et leur cristallisation est considérée, en grande partie, comme contemporaine. Cependant, dans certains cas, la bornite est clairement tardive et forme

des lamines d'oxydation entourant des grains isolés de chalcopyrite (photo 3). Les relations qu'entretiennent les phases cuprifères avec la molybdénite et la magnétite sont moins claires. Ces deux derniers minéraux se rencontrent, en général, en grains isolés. L'hématite est généralement tardive et remplace la magnétite, cependant la présence d'hématite spéculaire contemporaine des autres phases métalliques est observée dans les sections polies. La pyrite est rarement présente et est clairement tardive par rapport aux autres phases métalliques, elle forme des cristaux automorphes à subautomorphes qui se superposent à l'assemblage chalcopyrite-bornite-magnétite-hématite (photo 4).

L'abondance de la bornite, de la magnétite, de la molybdénite ainsi que l'absence totale de la pyrite stable dans cet assemblage contrastent fortement avec les caractéristiques décrites pour les paragenèses d'altération dans les roches monzonitiques.

Finalement, une autre variété des effets de l'altération potassique aussi rencontrée dans les roches dioritiques, se retrouve en association avec les plus fortes teneurs en molybdène reconnues à Coxheath. Ce genre de minéralisation est associé à l'occurrence de molybdénite à grains grossiers à l'intérieur des veines de quartz qui atteignent jusqu'à 20 centimètres de largeur. Des halos de feldspath potassique entourent ces structures démontrant les transformations profondes subies par les roches hôtes de la minéralisation lors de l'introduction des fluides hydrothermaux. Une paragenèse (PDB) formée de feldspath potassique-quartz-molybdénite peut donc être définie pour l'occurrence de ce type de minéralisation. Des relations de recoupement entre les différents réseaux de veinules indiquent que l'introduction de ces veines quartzeuses est postérieure à la minéralisation de cuivre et molybdène décrite antérieurement. Des intervalles minéralisés atteignant des épaisseurs de 1.5, 3, 6, 9.1, et 16.8 mètres et possédant respectivement des teneurs moyennes de 1.07, 0.29, 0.15, 0.39, et 0.31% de MoS_2 ont été obtenus (Quinn, 1965) dans différents trous de forage recoupant des roches dioritiques contenant la paragenèse PDB. Les données limitées de forage indiquent que ces teneurs élevées en molybdène se concentrent dans une zone restreinte localisée dans la partie centrale du pluton de Coxheath.

4.2.2 La zone d'altération sodique

La partie externe de la zone d'altération potassique est délimitée par le contact entre les roches dioritiques du pluton de Coxheath et les basaltes de la séquence volcanique. Le métasomatisme potassique est très bien développé dans les roches dioritiques. La cristallisation du feldspath potassique et du quartz, qui a totalement transformé la texture originelle de la roche, témoigne de ce phénomène. Un stockwerk de veines de quartz et de tourmaline se superpose à l'assemblage potassique. Ces veines montrent des bordures d'albite rose qui atteignent des épaisseurs variant de quelques millimètres à plusieurs centimètres. Ces traits marquent de façon générale la zone d'altération sodique (figure 8 (Appendice A)) associée au système hydrothermal magmatique de Coxheath.

Comme précédemment mentionné, les premiers travaux d'exploration dans la région ont été consacrés à la définition du potentiel économique relié à certaines structures minéralisées à haute teneur en cuivre. Les descriptions disponibles de ces corps minéralisés (Beaton et Sugden, 1930; Oldale, 1967) correspondent de façon claire aux caractéristiques de la zone d'altération sodique ici définie.

Des estimations des réserves potentielles des zones minéralisées indiquèrent l'existence d'environ 10,000 tonnes de minerai (chalcopyrite-bornite) d'une teneur pouvant atteindre jusqu'à 3.14% de cuivre (Quinn, 1965). Les plus importants corps minéralisés ont été décrits comme des zones tabulaires de direction générale nord-nord-est variant en épaisseur de 0.5 à 3 mètres et contenant entre 2 et 10% de cuivre (Quinn, 1965; Oldale, 1967). La direction de ces zones cuprifères correspond à celle du principal réseau de failles et de fractures observé dans le pluton et dans la séquence volcanique de Coxheath. Ces failles ont un caractère local et ont une attitude moyenne N201° 73°. Les épontes de ces structures montrent des stockwerks de veines de quartz et de tourmaline bien développés et en général l'intensité de l'altération sodique est fonction du degré de fracturation des roches plutoniques à proximité des structures principales. Ces observations indiquent que les systèmes de failles et de fractures dans la partie supérieure du pluton ont rendu propice le transport des fluides hydrothermaux responsables de la formation des zones minéralisées à haute teneur en cuivre.

4.2.2.1 Les paragenèses d'altération sodique

Les assemblages minéralogiques de nature sodique forment différents réseaux de veines qui définissent plusieurs paragenèses d'altération. La formation d'un stockwerk de veines de tourmaline avec ou sans quartz montrant le développement de bordures d'albite rose représente l'association minérale la plus commune observée dans les roches affectées par le métasomatisme à caractère sodique. Les veines de tourmaline sont multidirectionelles et ont des épaisseurs qui varient de 0.5 à 3 centimètres (photos 5 et 6). Les contacts des veines sont généralement francs et planaires. Les bordures d'albite peuvent atteindre plusieurs centimètres. Parfois, quand le réseau de veines est dense, la totalité de la masse dioritique entre les veines peut être transformée en une mosaïque équigranulaire d'albite à l'intérieur de laquelle des fantômes reliques de plagioclase contrastent avec les cristaux d'albite frais. Typiquement, les veines de tourmaline montrent une zonation très bien développée présentant des rubans de pyrite superposés à ceux de tourmaline noire (photo 6). Au microscope, la tourmaline se présente comme des cristaux automorphes à subautomorphes de forme prismatique et de couleur brun foncé sans aucune zonation chimique apparente. L'introduction de la pyrite est clairement tardive et met en évidence une tourmalinisation précoce suivie par le passage des fluides riches en sulfures.

La pyrite se présente comme des agrégats massifs et, au microscope, elle forme des cristaux xénomorphes arrondis, montrant des textures bréchiques, qui témoignent d'une interaction continue avec les fluides hydrothermaux. Des enchevêtrements de tourmaline et de pyrite indiquent qu'au moins une partie de ces deux minéraux ont co-précipité. Les grains de pyrite montrent parfois des bordures d'hématite secondaire.

Une autre génération de veines de quartz-tourmaline est recoupée par les veines de tourmaline-pyrite. Ces veines quartzeuses contiennent plusieurs veinules millimétriques de tourmaline massive. Les veines de quartz observées en surface atteignent jusqu'à 10 centimètres d'épaisseur et montrent une minéralisation constituée par la paragenèse quartz-tourmaline-chalcopyrite-pyrite-bornite. Cette paragenèse est semblable à celle décrite par Beaton et

Sugden (1930) et Oldale (1967) comme étant la principale source économique du cuivre dans les anciens travaux miniers.

Les sulfures se présentent sous forme d'agrégats irréguliers à l'intérieur des veines de quartz. La chalcopyrite forme des cristaux automorphes à subautomorphes et représente la principale phase métallique. La chalcopyrite forme aussi souvent des exsolutions dans les bordures des cristaux xénomorphes de pyrite. Plus rarement, par contre, la chalcopyrite forme la matrice des cristaux automorphes de pyrite. Ces textures indiquent que la chalcopyrite et la pyrite se sont formées de façon intermittente lors de plusieurs événements de minéralisation successifs. La bornite remplace la chalcopyrite et est donc clairement tardive.

Plusieurs autres réseaux de veinules recoupent les assemblages d'altération sodique déjà décrits. Les réseaux les plus communément observés sont formés de veines et veinules de quartz, de muscovite ou bien d'hématite. Ces réseaux sont clairement tardifs par rapport aux principaux événements d'activité hydrothermale qui ont mené à la formation de la zone d'altération sodique. Cependant ils sont les témoins des multiples épisodes d'expulsion des fluides hydrothermaux provenant du coeur du système hydrothermal magmatique.

4.2.2.2 Caractérisation chimique de la tourmaline à Coxheath

La tourmaline est un minéral complexe qui permet un grand nombre de substitutions chimiques dans sa structure moléculaire et qui peut être représenté de façon générale par la formule (Burt, 1989; London et Manning, 1995):

$$(R_1)(R_2)_3(R_3)_6(BO_3)_3Si_6O_{18}(OH,F)_4$$

Où les sites R_1, R_2 et R_3 sont occupés de la manière suivante:

R_1=Na, Ca, ou vacant;
R_2=Fe^{2+}, Mg, Mn^{2+}, Fe^{3+}, Al ou Li (quand Al est présent);
R_3=Al, Fe^{3+}, Mg ou Fe^{2+} (quand Ca occupe R1), ou $1.33Ti^{4+}$.

La composition chimique des tourmalines du gîte de Coxheath est présentée dans le tableau 8 (Appendice B). Ce sont les contenus en fer et en aluminium (figure 11A) qui montrent la plus grande variation, alors que la teneur en magnésium oscille à l'intérieur d'un intervalle uniforme qui se situe tout près de 2 atomes par formule unitaire (p.f.u.) (figure 11B).

Les tourmalines contenant plus que les 3 (Fe+Mg) atomes p.f.u. théoriques de la solution solide schorl-dravite requièrent la substitution de l'aluminium par le Fe^{3+} (substitution ferrique (Burt, 1989; London et Manning, 1995)) ou bien la substitution simultanée du sodium par le calcium et de l'aluminium par le magnésium (substitution de l'uvite (Burt, 1989)) ou bien par le fer ferreux (substitution de la ferruvite (London et Manning, 1995)).

À Coxheath, la valeur de l'addition (Fe+Mg) est toujours supérieure à 3 atomes p.f.u.. La teneur en fer varie de 1.2 à 2.7 atomes p.f.u., alors que la différence dans le contenu en aluminium est de 1.3 atomes p.f.u. variant de 4.7 à 6.0 atomes p.f.u. (figure 11A, tableau 8 (Appendice A)). Le diagramme Al versus Fe suggère une possible corrélation linéaire entre ces deux éléments impliquant que le fer substitue pour l'aluminium dans le site R3 (substitution du type ferrique). Cette substitution est possible étant donné que le contenu d'aluminium dans le site R3 est inférieur à 6 atomes p.f.u. (valeur théorique dans la formule chimique de la tourmaline). En même temps, le fer occupe au moins un tiers du site R2 étant donné que la teneur en magnésium est en moyenne de 1.928 atomes p.f.u..

L'existence de fer occupant les places vacantes dans les sites R2 et R3 implique la présence de fer ferrique et ferreux dans la structure moléculaire de la tourmaline (Lynch et Ortega, en préparation). Étant donné que la teneur en magnésium est limitée à environ 2 atomes p.f.u., cet élément occupe seulement deux tiers du site R2, ainsi la quantité de Fe^{2+} dans R2 est celle nécessaire pour remplir ce site avec 3 atomes p.f.u. et peut être calculée à partir de l'expression: Fe^{2+}=3-Mg (Lynch et Ortega, en préparation). L'excès de fer par formule unitaire est utilisé pour remplir le site R3. Cependant, la proportion de fer ferrique dans R3 est limitée en fonction du nombre d'atomes de calcium présents en R1, ceci pour garder la charge stoechiométrique de la formule:

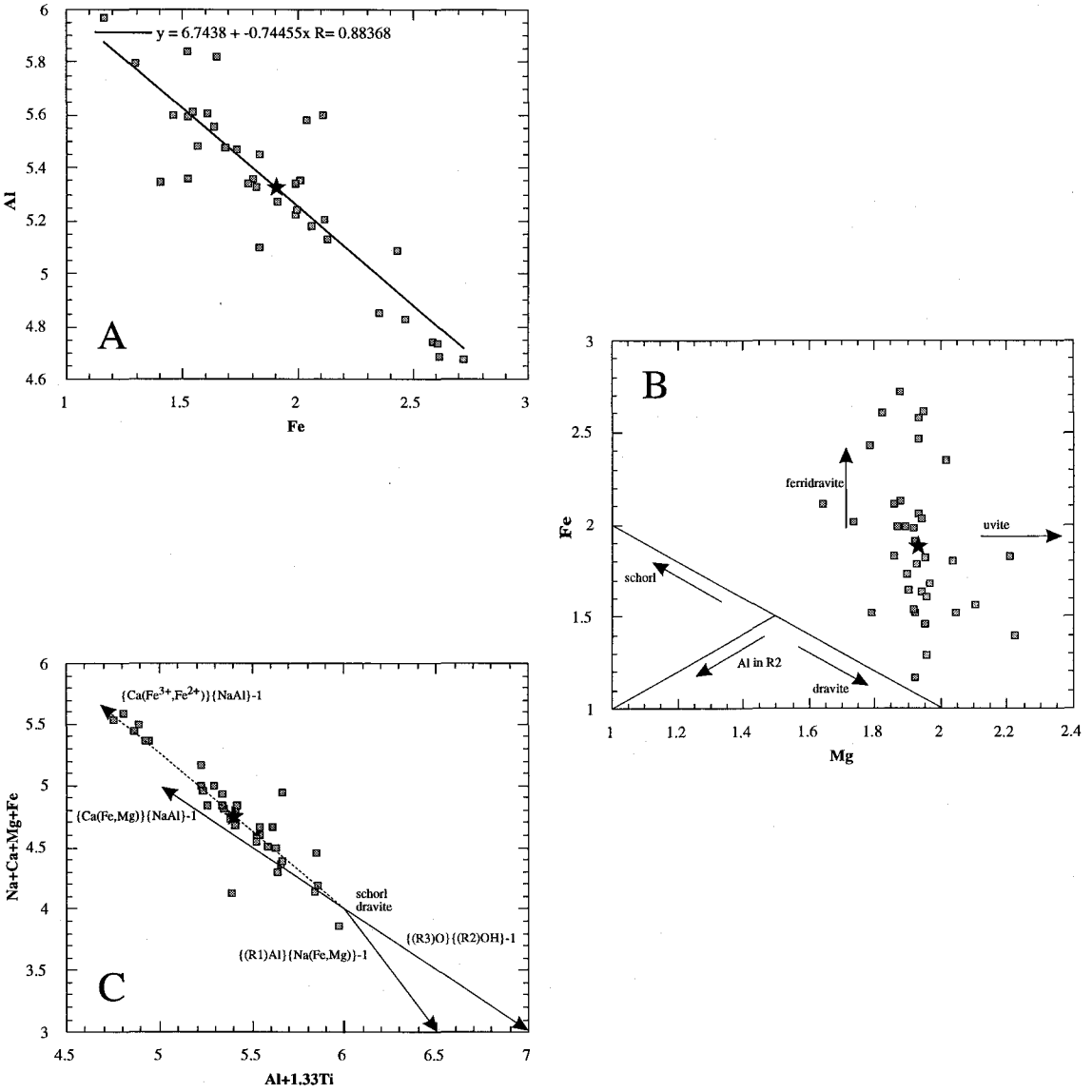


Figure 11. Composition chimique des tourmalines de Coxheath. L'étoile représente dans tous les diagrammes la composition moyenne des données. La formule structurale est calculée sur la base de 24.5 oxygènes. Les unités sont exprimées en nombre d'atomes par formule unitaire (p.f.u.). (A) Rapport Al/Fe. La distribution des données définit une pente de -0.88 ce qui suggère une possible corrélation linéaire entre ces deux éléments. (B) Rapport Fe/Mg. La ligne Σ (Fe+Mg)=3 correspond aux compositions des tourmalines à l'intérieur de la solution solide schorl-dravite. Les tourmalines de Coxheath dont la valeur (Fe+Mg) est toujours supérieure à 3 atomes p.f.u. se situent à droite de cette ligne. La tendance vers la composition de certaines phases pures est illustrée par les flèches. À Coxheath les tourmalines montrent une tendance vers la composition de la ferridravite et de l'uvite (modifiée de London et Manning, 1995). (C) Rapport (Na+Ca+Mg+Fe)/(Al+1.33Ti). Les vecteurs $\{Ca(Fe,Mg)\}\{NaAl\}_{-1}$, $\{R^{3+}O\}\{R^{2+}OH\}_{-1}$ et $\{(R1)Al\}\{Na(Fe,Mg)\}_{-1}$ représentent les substitutions qui engendrent les phases pures de l'uvite, de l'olenite et de la foitite respectivement. Ces vecteurs sont générés à partir du point qui représente la composition intermédiaire de la solution solide schorl-dravite. Les données de Coxheath suivent la direction du vecteur $\{Ca(Fe^{3+},Fe^{2+})\}\{NaAl\}_{-1}$ qui exprime la substitution simultanée du sodium par du calcium dans le site R1 et de l'aluminium par du fer ferrique et ferreux dans le site R2 (modifiée de London et Manning, 1995).

$(Na,Ca)\ (Mg,Fe)_3\ (Fe,Al)_6\ [Si_6O_{18}]\ (BO_3)_3\ (OH,F)_4$

De cette manière la quantité de Fe^{3+} dans le site R3 peut être calculée à partir de l'expression (Lynch et Ortega, en préparation): Fe^{3+}=Fe-(3-Mg)-Ca. L'introduction du calcium dans le site R1 atteint une valeur de 0.4 atomes p.f.u. permettant que la valeur de Fe^{3+} dans le site R3 arrive jusqu'à 1.26 atomes p.f.u. Le restant du fer dans le site R3 se retrouve sous la forme de Fe^{2+} (Lynch et Ortega, en préparation). L'introduction de fer ferreux dans le site R3 est donc une conséquence de la présence du calcium dans R1 et constitue une substitution équivalente à celle de la ferruvite (Na par Ca et Fe^{3+} par Fe^{2+}) (Burt, 1989; London et Manning, 1995) (figure 11C).

La présence de fer ferrique et ferreux dans le site R3 appauvri en aluminium, la prédominance du magnésium dans le site R2 ainsi que l'introduction du calcium dans le site R1 suggèrent que la tourmaline à Coxheath partage des caractéristiques similaires à celles de la ferridravite (Burt, 1989) et de la ferruvite (London et Manning, 1995). Ainsi, la formule moyenne de la tourmaline à Coxheath peut être écrite de la manière suivante:

$$(Na_{0.68},Ca_{0.26})(Mg_{1.93},Fe^{2+}_{1.07})(Al_{5.33},Fe^{3+}_{0.57},Fe^{2+}_{0.26})[Si_6O_{18}](BO_3)_3(OH,F)_4$$

4.3 Le domaine épithermal

Le domaine épithermal affecte la totalité des roches qui forment la séquence volcanique (figure 8 (Appendice A) et correspond à la partie externe du système hydrothermal magmatique de Coxheath. Ce domaine est associé au développement des zones d'altération hydrothermale à caractère phyllique et argilique dans un environnement nettement volcanique. Les zones d'altération phyllique et argilique forment des patrons irréguliers qui s'étendent sur une superficie d'approximativement 30 km^2 (figure 8 (Appendice A)). Au sein du domaine épithermal une grande partie des roches andésitiques, rhyolitiques et dacitiques ont subi des transformations minéralogiques de nature hydrothermale qui ont modifié totalement leurs textures originales.

4.3.1 Les zones d'altération phyllique et argilique

La zone d'altération phyllique représente le genre d'altération hydrothermale le plus répandu dans les roches de la séquence volcanique (figure 8 (Appendice A)). La minéralogie de la zone phyllique est simple et forme un assemblage paragénétique composé de quartz-séricite-pyrite dans lequel la chalcopyrite est rarement présente.

À Coxheath, l'altération phyllique est très bien développée dans les coulées et roches pyroclastiques andésitiques (photo 7). Apparemment la perméabilité de ces roches a joué un rôle important durant l'événement hydrothermal. Ainsi, la plupart des tufs montrent des effets poussés d'altération alors que les coulées présentent des effets plus locaux à proximité des zones de fracture.

Les zones d'altération plus intense montrent des couleurs très pâles comme conséquence d'une forte séricitisation et localement des teintes rouillées provoquées par l'oxydation de la pyrite. La séricite et le quartz remplacent totalement les phénocristaux de plagioclase et les microlites de la matrice (photo 8). Ainsi, typiquement, les roches montrent une séricitisation intense, un degré de silicification qui varie de faible à modéré, ainsi que la présence d'environ 5 à 10% de cristaux automorphes de pyrite.

Les zones qui ont subi une altération plus intense sont associées à la présence de stockwerks de veinules de quartz. Ces stockwerks sont généralement peu développés dans la zone d'altération phyllique et sont plus fréquemment observés dans la zone d'altération argilique. Les limites entre la zone d'altération phyllique et la zone d'altération argilique sont pauvrement définies indiquant une possible gradation entre les effets de ces deux types d'altération hydrothermale.

Certains secteurs de la séquence volcanique sont affectés par une intense silicification. Ces roches silicifiées contrastent grandement avec celles qui ont subi les effets de l'altération phyllique. Les roches affectées par ce phénomène ont été totalement transformées en une masse de quartz cryptocristallin dans laquelle seulement les phénocristaux de quartz dans les roches dacitiques et surtout rhyolitiques peuvent être reconnus. De plus, la quantité de pyrite

dans ces zones silicifiées atteint rarement 2-3%, beaucoup moins que ce qui est typiquement observée dans les roches affectées par l'altération phyllique. La présence de veines de quartz à texture rubanée ainsi que l'existence de brèches de nature hydrothermale (photo 9) sont associées aux zones de forte silicification. Le quartz contenu dans ces veines rubanées ainsi que dans la matrice des brèches est amorphe et de couleur rosée à blanche. Les clastes qui forment les brèches correspondent à des fragments de roches volcaniques intensément silicifiés. Dans plusieurs des affleurements les veines de quartz se retrouvent en association spatiale avec la direction préférentielle des fractures qui ont une attitude générale similaire à celles des veines. Ceci porte à croire que les veines de quartz et le principal réseau de fractures dans les roches de la séquence volcanique ont un lien génétique et que leur mise en place pourrait être contemporaine.

Des analyses qualitatives de diffraction de rayons X démontrent la présence de la pyrophyllite et de la kaolinite dans les échantillons provenant des zones affectées par une silicification intense (figure 12). Ces résultats contrastent avec l'absence de ces minéraux dans les échantillons analysés provenant de la zone d'altération phyllique. Les pics qui déterminent la présence de la kaolinite dans les analyses par diffraction de rayons X sont bien définis (figure 12), indiquant donc la nature hypogène de ce minéral (e.g. Eaton et Setterfield, 1993). Ainsi, une paragenèse formée de quartz-kaolinite-pyrophyllite peut être défini pour les zones d'intense silicification dans les roches de la ceinture volcanique. La présence de la pyrophyllite indique que l'assemblage s'est formé à des températures entre 200 et 300°C, ainsi que dans des conditions d'extrême acidité (Arribas, 1995; Eaton and Setterfield, 1993).

Malgré l'absence d'alunite, l'assemblage paragénétique quartz-kaolinite-pyrophyllite décrit à Coxheath montre des similitudes importantes avec les effets de l'altération argilique avancée (Arribas, 1995; Eaton and Setterfield, 1993; Heald et al., 1987; Guilbert et Park, 1986) retrouvée en association avec les gisements épithermaux du type alunite-kaolinite formés à partir de solutions hydrothermales oxydées et acides, riches en SO_2 et H_2S (Arribas, 1995, Eaton et Setterfield, 1993; Heald et al, 1987, Hedenquist et Lowenstern, 1994; Sillitoe, 1995).

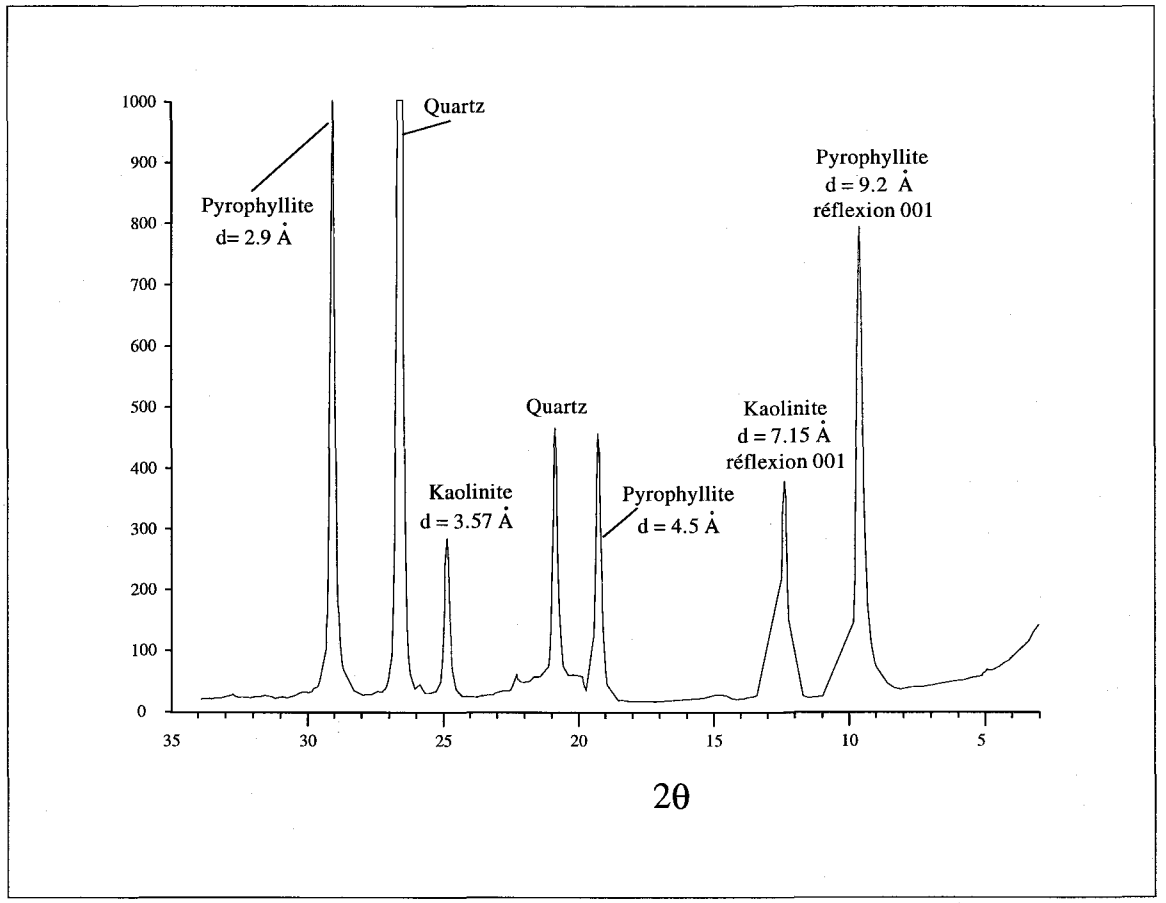


Figure 12. Spectre de diffraction de rayons X d'un échantillon représentatif de la zone d'altération argilique. L'échantillon provient d'une zone d'intense silicification affectant les roches rhyolitiques de la séquence volcanique de Coxheath. La détermination de la kaolinite et de la pyrophyllite est basée sur la connaissance de la distance réticulaire (d) des plans (001) ou de leurs harmoniques (002), (003), etc. qui sont des fractions entières de la distance basale (001). L'appareil utilisé est un Phillips, à 40 kv et 20 Ma, la vitesse du goniomètre est de 2 degrés/minute et l'enregistrement des spectres de diffraction a été obtenu sur un enregistreur à déroulement à un degré/centimètre.

4.4. Les assemblages de nature propylitique

Le terme propylitique est utilisé dans un sens large mais il est généralement entendu qu'il implique la formation d'une paragenèse formée d'épidote, chlorite et calcite (e.g. Guilbert et Park, 1986). Les plagioclases et les minéraux ferromagnésiens (biotite et hornblende) sont typiquement remplacés par les assemblages paragénétiques épidote-chlorite-calcite et chlorite-épidote-montmorillonite respectivement. Ces paragenèses d'altération sont une conséquence de la remobilisation et/ou de l'introduction de quantités variables de H_2O, H^+, CO_2 et S dans les roches hôtes de l'altération (Beane et Titley, 1981; Guilbert et Park, 1986). L'altération propylitique dans les systèmes porphyriques est un processus qui a lieu à des niveaux relativement profonds (Lowell et Guilbert, 1970) et la présence de l'épidote implique des conditions de température modérée (au moins 250°C) (Eaton et Setterfield, 1993). Le processus d'altération propylitique rend aussi propice l'enrichissement des plagioclases reliques en sodium à partir de l'altération de leur composante anorthitique en épidote, ainsi que la formation de séricite à partir du potassium libéré lors de la chloritisation des minéraux mafiques (Beane et Titley, 1981). Le terme propylitique inclut aussi les processus de formation et/ou recristallisation de quantités variables de quartz et, en proportion moindre, d'apatite, anhydrite, ankérite, hématite, illite, smectite, actinolite, feldspath alcalin, tourmaline (e.g. Beane et Titley, 1981; Eaton et Setterfield, 1993) ainsi que de la pyrite et plus rarement de la chalcopyrite (Beane et Titley, 1981).

À Coxheath, plusieurs assemblages de nature propylitique peuvent être reconnus. Au coeur du domaine porphyrique, les zones d'altération potassique montrent une gradation vers un assemblage propylitique bien développé. Les plagioclases montrent une épidotisation intense, alors que les hornblendes et les biotites sont altérées par la chlorite. La relation temporelle entre l'altération potassique et l'altération propylitique n'est pas définitive, cependant la gradation entre les effets des deux types d'altération ainsi que leurs similitudes minéralogiques (abondance d'épidote et de chlorite) suggèrent une formation contemporaine et un possible lien génétique. Ainsi, les effets précoces de l'altération propylitique au coeur du système porphyrique de Coxheath peuvent êtres considérés analogues aux derniers produits d'altération dans la zone d'altération potassique (i.e. épidote et chlorite).

En contraste avec les relations observées au coeur du système porphyrique, les assemblages de nature propylitique se superposent clairement aux effets de l'altération sodique qui marquent la partie externe du domaine porphyrique. L'assemblage propylitique est caractérisé par la formation de chlorite et d'épidote en quantités variables ainsi que la présence abondante de veinules d'hématite et de calcite qui recoupent le stockwerck à caractère sodique.

La zone de contact entre les roches du pluton et la séquence volcanique de Coxheath présente les effets les plus marqués de l'altération propylitique. Les roches dioritiques ainsi que les basaltes, brèches volcaniques et tufs mafiques contiennent d'abondantes veinules de quartz, d'épidote et de calcite qui témoignent de l'importante activité hydrothermale dans la région. À l'intérieur d'un même affleurement l'intensité de l'altération varie en fonction de la densité de veinules présentes. Les veinules sont multidirectionelles et forment des stockwerks de géométries complexes, à proximité de ces microstructures la matrice des roches dioritiques, basaltiques et pyroclastiques se retrouve complètement chloritisée et épidotisée. La pyrite est parfois mais rarement présente et constitue la seule phase métallique. Cette zone d'intense altération propylitique marque la transition entre les domaines porphyrique et épithermal. Ainsi, les veinules d'épidote et de calcite se superposent aussi aux roches de la séquence volcanique qui ont subi les effets de l'altération phyllique et argilique développées dans la partie supérieure du système hydrothermal relié à la mise en place et à l'évolution magmatique du pluton de Coxheath.

4.5 Paragenèse générale du gîte de Coxheath

La description détaillée des caractéristiques minéralogiques de chacun des différents styles de minéralisation et d'altération hydrothermale reconnus à Coxheath permettent la définition d'une paragenèse générale pour le système hydrothermale magmatique de Coxheath qui est résumée dans la figure 13.

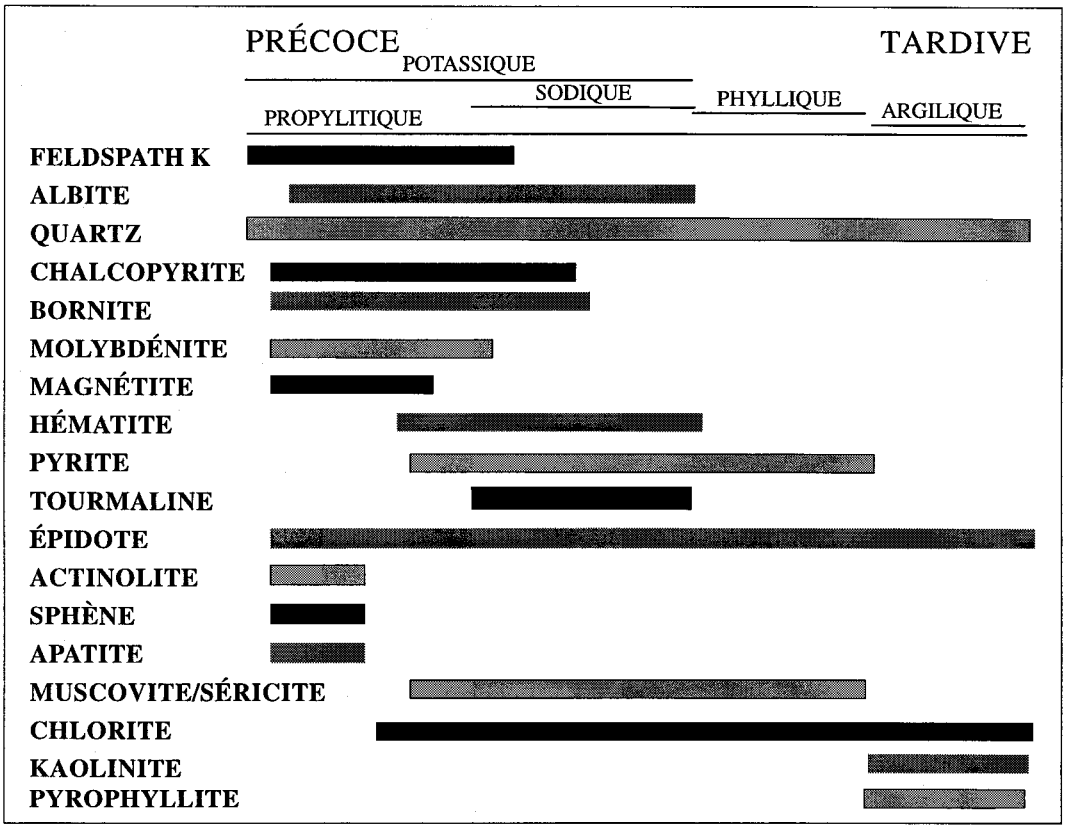


Figure 13. Distribution temporelle des différentes phases minérales d'origine hydrothermale reconnues au sein du système hydrothermal magmatique de Coxheath.

CHAPITRE 5
DISCUSSION

5.1 La nature de la minéralisation hypogène à Cu-Mo-Au

Malgré les hautes teneurs en cuivre, en molybdène et en or reliées aux indices minéralisés associés à la zone d'altération potassique, et à l'intérêt que ce type de minéralisation a suscité au sein des compagnies minières lors des travaux d'exploration dans les années soixante et soixante-dix, le potentiel économique du gîte de Coxheath est demeuré et demeure toujours imparfaitement connu. Mise à part les estimations des réserves potentielles (10,000 tonnes @ 3.14% Cu (Quinn, 1965)) associées aux structures filoniennes dans la zone de contact entre l'intrusion et la séquence volcanique, aucune évaluation du potentiel économique de la minéralisation disséminée de type porphyrique au coeur du pluton de Coxheath est disponible. Cependant, les caractéristiques de la minéralisation et de l'altération hydrothermale dans la zone d'altération potassique à Coxheath, et plus précisément l'assemblage métallique chalcopyrite-bornite-magnétite dans les roches dioritiques du pluton montrent des analogies importantes avec les gîtes de cuivre porphyrique riches en or (gold-rich porphyry copper deposits (Sillitoe, 1979)).

La reconnaissance de plus en plus fréquente de gîtes porphyriques anciens situés dans des zones orogéniques d'âge Archéen (e.g. Mason et Melnik., 1986; Davis et Luhta, 1978; Sinclair, 1980) ainsi que Paléozoïque et Protérozoïque (e.g. Hollister et al., 1974, Kirkham et Soregaroli, 1974) démontre que la formation de gîtes de cuivre porphyrique a probablement été un processus important durant toute l'échelle du temps géologique. Des concentrations anomales en or dans certains de ces gîtes d'affinité porphyrique permettent de s'interroger sur le potentiel économique de certaines régions préphanérozoïques favorables à l'occurrence des gîtes de cuivre porphyrique aurifères.

Dans un tel contexte, les caractéristiques des gîtes porphyriques riches en or d'âge Phanérozoïque considérés par Sillitoe (1979) peuvent être comparées à celles de quelques gîtes porphyriques canadiens (d'âge Archéen) dans le Bouclier Canadien ainsi qu'à la minéralisation à Coxheath (d'âge Protérozoïque) dans les Appalaches du nord. Ceci dans

le but (1) d'extrapoler les observations faites par Sillitoe, (1979) et postérieurement resoulignées par les travaux de Cox et Singer (1988), Perello et Cabello (1989) et Sillitoe (1988, 1993), à des minéralisations aurifères plus anciennes qui présentent des affinités de nature porphyrique (McIntyre-Hollinger et Matachewan) dont les caractéristiques sont bien connues (Mason et Melnik, 1986; Davis et Luhta, 1978; Sinclair, 1980) ainsi que (2) de mettre en évidence la possible nature aurifère de la minéralisation à Coxheath.

Les gisements de cuivre±molybdène porphyrique ayant comme sous-produit au moins 0.4 g/t d'or sont considérés (Sillitoe 1979) comme des gîtes de cuivre porphyrique riches en or. Étant donné que les teneurs en or se retrouvent par définition (Sillitoe 1979) contenues dans la zone d'altération potassique, cette classification inclut exclusivement les gîtes porphyriques *sensu stricto*, excluant donc les autres types de minéralisation reliés à l'évolution des systèmes hydrothermaux d'origine magmatique (e.g. gîtes d'or filoniens de type alunite-kaolinite, skarns, mantos, etc.).

Cette définition, à caractère économique plutôt que géologique, a permis à Sillitoe (1979) d'effectuer une comparaison entre différents gîtes de cuivre porphyrique à caractère aurifère et de suggérer que ce sont les facteurs reliés à l'évolution interne des systèmes hydrohermaux magmatiques qui exercent un contrôle important dans la nature aurifère de certains de ces gîtes. C'est à partir de ce fait que la compréhension des caractéristiques des gisements de cuivre porphyrique à caractère aurifère ainsi que des processus qui leur ont donné origine prend une importance économique ayant des répercussions directes sur les méthodes d'exploration appliquées à la recherche de ce type de gîtes.

Les gîtes de cuivre porphyrique à caractère aurifère (tableau 9) sont issus de systèmes hydrothermaux d'origine magmatique mis en place à l'intérieur de zones de subduction (Sillitoe, 1979,1993) dans les marges continentales (Bajo La Alumbrera, Saindak, Los Pelambres) ou bien de zones d'îles en arc (Paguna, Cabang Kiri, Mc-Intyre-Hollinger). De cette façon, la présence d'une lithosphère océanique sous-jacente ou l'absence d'un socle granitique épais ne sont pas des prérequis au développement de gîtes de ce type. De plus,

la composition des roches plutoniques ainsi que celle des roches encaissantes (généralement volcaniques) associées aux systèmes porphyriques ne sont pas des facteurs déterminants pour la présence d'or dans les gîtes. Si bien que les intrusions reliées à l'évolution des systèmes hydrothermaux magmatiques riches en or appartiennent exclusivement aux suites plutoniques de type-I (Sillitoe, 1993). Les roches plutoniques varient énormément en composition (tableau 9). Cependant, les plutons d'affinité calco-alcaline de composition granodioritique à quartz monzonitique semblent être moins communs tandis que les intrusions shoshonitiques mises en place dans un contexte d'îles en arc sont prédominantes (Sillitoe, 1979). Des liens comagmatiques entre les intrusions et les roches encaissantes sont généralement invoqués pour expliquer l'évolution des systèmes porphyriques à caractère aurifère (Cox et Singer, 1988; Sillitoe, 1993). Cependant, dans les cas extrêmes, des roches sédimentaires peuvent représenter les roches encaissantes des systèmes hydrothermaux magmatiques (Saindak au Pakistan (Sillitoe, 1979)). Dans les cas où des roches volcaniques se retrouvent en tant que roches encaissantes, des andésites sont généralement prédominantes (tableau 9). Par contre, il n'est pas rare de rencontrer d'autres types de roches comme des rhyolites à Cabang Kiri (Sillitoe, 1979) ainsi que des roches volcanoclastiques à Santo Tomas II (Sillitoe, 1979).

Aucun intervalle de temps géologique particulier n'est associé à la présence des gîtes de cuivre porphyrique aurifères. Des exemples du Jurassique inférieur au Pliocène (tableau 9) ont été décrits par Sillitoe (1979) et leurs teneurs en cuivre et en or sont représentées dans la figure 13. Des exemples venant de l'Archéen peuvent être répertoriés dans la littérature, dont deux de ceux-ci seront décrits ici. Le premier exemple se retrouve dans le district aurifère de Mc-Intyre-Hollinger en Ontario (Davies et Luhta, 1978; Mason et Melnik, 1986) où presque tout le cuivre et une partie de l'or (10 millions de tonnes @ 0.8% Cu, 0.9 g/t Au jusqu'à la fermeture du district (Mason et Melnik, op. cit.)) ont été des produits de l'exploitation d'un porphyre de cuivre aurifère. À Matachewan, Ontario, comme deuxième exemple, un des styles de minéralisation est représenté par un gîte porphyrique à Cu-Mo ayant des teneurs en Au atteignant de 5 à 10 g/t (Sinclair, 1980).

Un exemple protérozoïque (≈ 620 Ma) pourrait correspondre à celui du gîte de Coxheath. Malgré que les tonnages et les teneurs de ce gîte n'ont pas encore été définis avec certitude, quelques données préliminaires à partir des analyses provenant des travaux de forage dans la région (Quinn, 1965; Pollock, 1977) permettent une comparaison avec les teneurs des gîtes porphyriques de nature aurifère décrits par Sillitoe (1979) (tableau 9 et figure 14).

	Gîte	Cu %	Au ppm	millions de tonnes	environnement tectonique	roches plutoniques	roches encaissantes	Âge
1	Bajo la Alumbrera, Arg. (Sillitoe, 1979)	0.5	0.63	> 200	marge continentale	dacite porphyrique	andésite	Miocène
2	Saindak, Pakistan (Sillitoe, 1979)	0.42	0.46	100-150	marge continentale	tonalite porphyrique	siltstone	Miocène
3	Afton, C.B. (Sillitoe, 1979)	0.95	0.58	< 50	îles en arc	diorite-syenite	andésite	Triassique-Jurassique
4	Paguna, N. Guinée (Sillitoe, 1979)	0.48	0.55	>200	îles en arc	diorite-granodiorite porphyrique	andésite	Pliocène
5	Santo Tomas II, Philipp. (Sillitoe, 1979)	0.5	0.9	>200	îles en arc	diorite quartzifère porphyrique	andésite-tuf	Miocène
6	Tanama, Puerto Rico (Sillitoe, 1979)	0.3	0.57	100-150	îles en arc	diorite quartzifère porphyrique	andésite	Eocène
7	Cabang Kiri, Indonésie (Sillitoe, 1979)	0.6	0.7	<50	îles en arc	diorite quartzifère porphyrique	andésite-rhyolite	Miocène
8	McIntyre-Hollinger, Ont. (Mason et Melnik, 1986)	0.8	0.9	<50	iles en arc	intrusion félsique	andésite-basalte-tuf	Archéen
9	Matachewan, Ont. (Sinclair, 1980)	0.5	0.34	50-100	îles en arc	syenite	baslte-tuf-brèche	Archéen
10	Los Pelambres, Chili (Sillitoe, 1973a)	0.8	0.4	>200	marge continentale	tonalite-tonalite porphyrique	andésite-tuf	Miocène
Cox 1	Coxheath, N.-É. MM25*	0.82	1.54	n/d	îles en arc	diorite-monzonite	andésite-tuf-rhyolite	Protérozoique
Cox 2	Coxheath, N.-É. MM25*	0.75	1.81	"	"	"	"	"
Cox 3	Coxheath, N.-É. AC01**	0.3	0.52	"	"	"	"	"
Cox 4	Coxheath, N.-É. AC05**	0.12	0.45	"	"	"	"	"
Cox 5	Coxheath, N.-É. AC07**	0.12	0.43	"	"	"	"	"

Tableau 9. Caractéristiques de quelques gîtes de cuivre porphyrique à caractère aurifère. Modifié de Sillitoe (1979). *forage MM-25 (Quinn, 1965); ** forages AC 01, AC 05, AC 07 (Pollock, 1977). n/d= non déterminé

Les paramètres déjà décrits ont permis de faire la discrimination de certains facteurs non déterminants dans la genèse des hautes teneurs en or dans certains gîtes de cuivre porphyrique. Par ailleurs, la comparaison a permis à Sillitoe (1979) de remarquer quelques caractéristiques communes dans les gîtes qu'il a décrits. Les mêmes caractéristiques ont été reconnues dans les différents gîtes canadiens (McIntyre-Hollinger, Matachewan et Coxheath) considérés pour la présente compilation (tableau 10).

Les teneurs riches en or sont par définition contenues à l'intérieur de la zone d'altération potassique qui est représentée de façon générale par l'assemblage biotite-feldspath potassique-quartz (Sillitoe, 1979, 1993) (tableau 10). Un assemblage sodique équivalent (marqué par la présence d'albite) a été reconnu dans le gisement de OK Tedi (Sillitoe, 1979) ainsi que dans le district de Mc-Intyre-Hollinger en Ontario (Mason et Melnik, 1986). La paragenèse de l'altération potassique dans les gîtes de cuivre porphyrique à caractère aurifère inclut aussi communément de l'anhydrite, de l'apatite, de la fluorite, de la calcite, de la scheelite, de la chlorite, de la séricite, du clinopyroxène, du grenat (Sillitoe, 1979), et peut inclure d'importantes quantités d'amphibole (actinolite-hornblende) et d'épidote (Sillitoe, 1993). Le rapport pyrite/(chalcopyrite+bornite) est généralement inférieur à celui observé dans les gîtes de cuivre porphyrique appauvris en or (Sillitoe, 1993). La molybdénite peut être présente (Sillitoe, 1979; Cox et Singer, 1988) alors que l'hématite et surtout la magnétite sont abondantes (Cox et Singer, 1988; Perello et Cabello, 1989; Sillitoe, 1979, 1988, 1993).

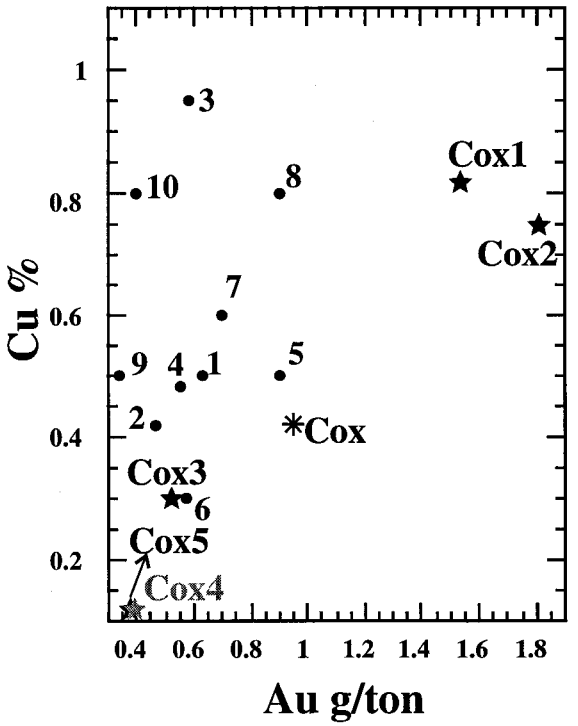


Figure 14. Teneurs en cuivre et en or de quelques gîtes de cuivre porphyrique à caractère aurifère. Modifiée de Sillitoe (1979). Les numéros correspondent à ceux des gîtes énumérés dans le tableau 9. Cox correspond à la moyenne des données représentées pour Coxheath.

D'après Sillitoe (1979), l'or est fortement associé à la minéralisation constituée par l'assemblage chalcopyrite-bornite (tableau 10) et se présente en partie à l'état natif et comme électrum (Sillitoe, 1988). Les observations de Sillitoe (1979, 1993) indiquent que: (1) les contenus en or sont généralement proportionnels aux teneurs en cuivre; (2) une association entre l'or et la bornite est observée quand ce minéral constitue la phase principale de cuivre d'un gîte; (3) les gîtes riches en or sont généralement pauvres en molybdène mais les teneurs de ce dernier sont loin d'être contrôlées par le caractère aurifère des gîtes, (4) il n'existe pas une relation apparente entre la présence de pyrite et le contenu en or des gîtes et même il semble que dans les zones riches en or, ce minéral est régulièrement absent, (5) la caractéristique la plus frappante est l'importante quantité de magnétite contenue dans les gîtes de cuivre porphyrique de nature aurifère.

	Gîte	altérations	altération k	minéralisation
1	Bajo la Alumbrera, Arg.	K-ph-arg-pr	Bt+Qtz+Anh+Mag+Kfs	Ccp-Py-Mo
2	Saindak, Pakistan	K-ph-pr	Bt+Anh+Ep+Chl+Mag+Kfs	Ccp-Py-Mo
3	Afton, C. B.	K-pr	Bt+Kfs+Mag	Ccp-Bn
4	Paguna, N. Guinée	K	Qtz+Bt+Kfs+Chl+Anh+Mag	Ccp-Bn
5	Santo Tomas II, Philippines	K-ph	Bt+Qtz+Mag	Ccp-Py-Bn
6	Tanama, Puerto Rico	K-ph	Qtz+Bt+Am+Ep+Kfs+Mag	Ccp-Bn
7	Cabang Kiri, Indonésie	Na-arg-ph	Sér+Ab+Mag+Chl+Mnt+Bt	n/d
8	McIntyre-Hollinger, Ont.	Na-ph	Ab+Hem+Anh	Py-Ccp-Bn-Mo
9	Matachewan, Ont.	K-pr	Kfs-Hem-Bt-Mag	Ccp-Mo-Po
10	Los Pelambres, Chili	K-ph-arg-pr	Kfs+Bt+Qtz+Anh+Tur+Mag	Ccp-Bn-Py-Mo
11	Coxheath, N.É.	K-ph-arg-pr	Kfs+Qtz+Ab+Mag+Hem	Ccp-Bn-Mo

Tableau 10. Caractéristiques des zones d'altération de quelques gîtes de cuivre porphyrique de nature aurifère. Modifié de Sillitoe (1979). K=potassique; Na=sodique; ph=phyllique ou séricitique; arg=argilique; pr=propylitique.

Les gîtes de ce genre contiennent une quantité de magnétite supérieure à la normale (Cox et Singer, 1988; Perello et Cabello, 1989; Sillitoe, 1979, 1993). Même si la magnétite est une phase minérale commune dans l'assemblage de l'altération potassique, sa présence en quantité variant entre 3 et 10% est une caractéristique qui a été observée dans tous les gisements compilés par Sillitoe (1979) ainsi que dans les gîtes canadiens considérés dans le présent rapport (tableau 10). L'abondance de magnétite suggère que des conditions physico-chimiques spécifiques (proportions fO_2/fS_2 exceptionnellement élevées) ont joué

un rôle prédominant dans l'évolution des sytèmes hydrothermaux magmatiques réliés à la formation des gîtes de cuivre porphyrique riches en or.

5.1.1 L'évolution de la zone d'altération potassique à Coxheath

Les transformations minéralogiques considérables enregistrées dans les roches hôtes des systèmes hydrothermaux magmatiques démontrent l'important déséquilibre chimique qui a été établi lors de l'introduction des fluides hydrothermaux. Au coeur de ces systèmes, dans les zones d'altération potassique, ce déséquilibre chimique est le résultat de l'interaction des fluides alcalins, hypersalins et acides d'origine magmatique à haute température avec les composantes chimiques originales des roches hôtes du système (e.g. Hedenquist et Lowenstern, 1994).

La figure 15 montre les variations dans les valeurs typiques de la salinité et de la température des fluides hydrothermaux reliés à la formation de divers types de gîtes métallifères. La géométrie des différents rectangles, construits à partir des résultats des études sur les inclusions fluides, délimite les environnements de formation des différents gîtes minéraux (Davidson et Large, 1994). Le diagramme montre clairement que la formation des gîtes de cuivre porphyrique est restreinte à des environnements ayant des valeurs de salinité et de température très élevées ainsi que des faibles valeurs du pH ($\leq$4).

La compréhension des caractéristiques chimiques des fluides hydrothermaux et de leurs variations dans le temps et dans l'espace peut se faire à partir des diagrammes montrant les relations entre les phases silicatées qui forment les divers assemblages d'altération. Ces diagrammes illustrent les variations dans les proportions des activités des cations contenus dans les fluides hydrothermaux à certaines conditions de température et de pression et leur influence dans la formation des différents assemblages minéralogiques. Même si les conditions de température et pression ne sont pas connues avec certitude comme dans le cas de Coxheath, elles peuvent être inférées à partir des caractéristiques minéralogiques des assemblages d'altération.

Des études des inclusions fluides indiquent que ces systèmes se retrouvent initialement à hautes températures (> 500-600°C) et que les fluides hypersalins d'origine magmatique présents dans ces environnements coexistent avec une phase de vapeur de faible densité (Hedenquist et Lowenstern, 1994). Cependant des valeurs de la température autour de 350°C représentent des valeurs plus communément documentées dans un grand nombre de gîtes de nature porphyrique (figure 15) et sont utilisées dans l'élaboration des diagrammes d'activité (e.g. Beane et Titley, 1981; Titley, 1982; Beane, 1982; Davidson et Large, 1994). De plus, des valeurs de pression entre 500 et 1000 bars semblent être appropriées pour la construction des diagrammes de stabilité minérale, si on considère le caractère épizonal des intrusions responsables de la formation des systèmes hydrothermaux magmatiques.

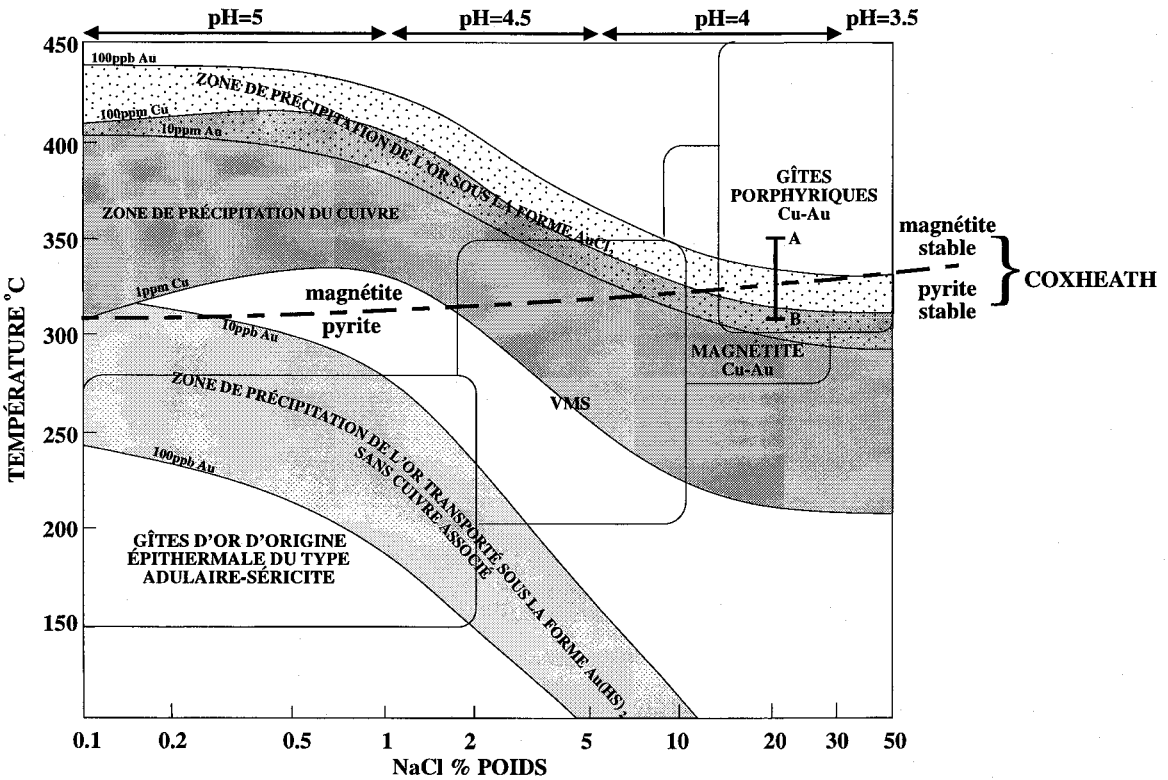


Figure 15. Diagramme montrant les valeurs typiques de température et de la salinité des fluides hydrothermaux associés à la formation des divers types de gîtes minéraux d'origine hydrothermale (voir texte pour explication). La détermination des zones de précipitation de l'or et du cuivre est basée sur la modélisation thermodynamique d'une solution hydrothermale contenant des valeurs de $\sum S=0.001$ M, $\sum H_2S/\sum SO_4=10$ et un pH entre 3.5 et 5. Tiré de Davidson et Large (1994).

Dans ce contexte, les différents assemblages d'altération potassique observés à Coxheath peuvent être expliqués à partir des variations dans les valeurs des rapports entre les activités des différentes paires de cations. Le déséquilibre chimique établi lors de l'introduction des fluides hydrothermaux dans les roches du pluton de Coxheath a rendu propice le développement de halos de feldspath potassique le long des différents réseaux de veines caractérisant la zone d'altération potassique. Le rapport élevé $a(K^+)/a(H^+)$ dans les fluides hydrothermaux (figure 16) a permis la transformation généralisée des plagioclases contenus dans les roches hôtes de l'altération en feldspath potassique.

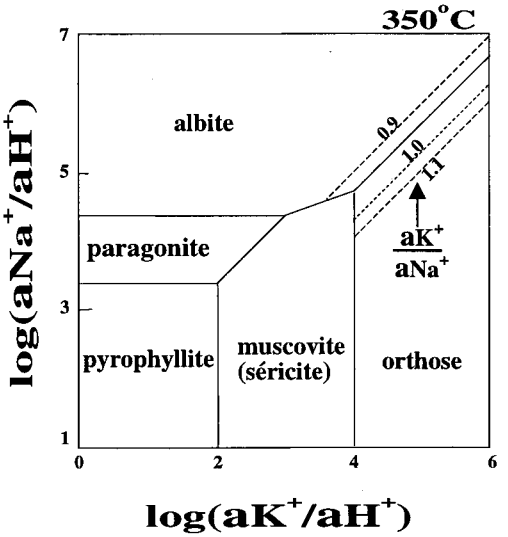


Figure 16. Diagramme des rapports des activités (aNa^+/aH^+) vs. (aK^+/aH^+), montrant les zones de stabilité (lignes continues) de certains silicates à 350°C, 500 bars de pression et à saturation en quartz. Les lignes pointillées représentent la variation du rapport $(aK^+)/(aNa^+)$ qui contrôle la stabilité de l'orthose et de l'albite. Tiré de Beane et Titley (1981).

La présence de l'albite dans toutes les paragenèses décrites à Coxheath indique aussi un rapport $a(Na^+)/a(H^+)$ élevé dans les fluides hydrothermaux qui ont mené à la formation de la zone d'altération potassique à Coxheath. De cette façon, une variation mineure dans la valeur du rapport $a(K^+)/a(H^+)$ versus le rapport $a(Na^+)/a(H^+)$ (figure 16) dans les fluides hydrothermaux déjà riches en alcalis serait à l'origine de la formation de l'albite le long des veines formant les divers réseaux, ainsi que de la transformation du feldspath potassique d'origine hydrothermale en anorthoclase. La frontière d'équilibre entre la stabilité de

l'albite et du feldspath potassique est régie par une variation du rapport $a(K^+)/a(Na^+)$ dans les fluides hydrothermaux (Beane et Titley, 1981) (figure 16).

La figure 17A montre les variations du rapport $a(Ca^{+2})/a^2(H^+)$ versus le rapport $a(Mg^{2+})/a^2(H^+)$. Ce diagramme représente un environnement ayant un rapport $a(K^+)/a(H^+)$ égale à $10^{4.75}$ qui est typique du champ de stabilité de l'orthose (figure 16). Le point A représente la formation de la paragenèse d'altération potassique orthose+biotite commune dans un grand nombre de gîtes de nature porphyrique. L'absence de biotite à Coxheath peut être expliquée par une valeur du rapport $a(Mg^{2+})/a^2(H^+)$ trop faible pour rendre possible la formation de ce minéral. D'un autre côté, la présence de silicates calciques (e.g. épidote, actinolite et sphène) dans les paragenèses de nature potassique à Coxheath témoignent d'un rapport $a(Ca^{2+})/a^2(H^+)$ élevé dans les fluides hydrothermaux. Ces conditions peuvent être considérées normales dans des systèmes mis en place dans des roches dioritiques dues à l'altération des plagioclases calciques qui forment ces roches (Beane et Titley, 1981; Beane, 1982). L'assemblage orthose-actinolite-épidote observé à Coxheath (paragenèse PMB), dans les conditions de température et de pression considérées dans le diagramme de la figure 17A serait représenté par le point B.

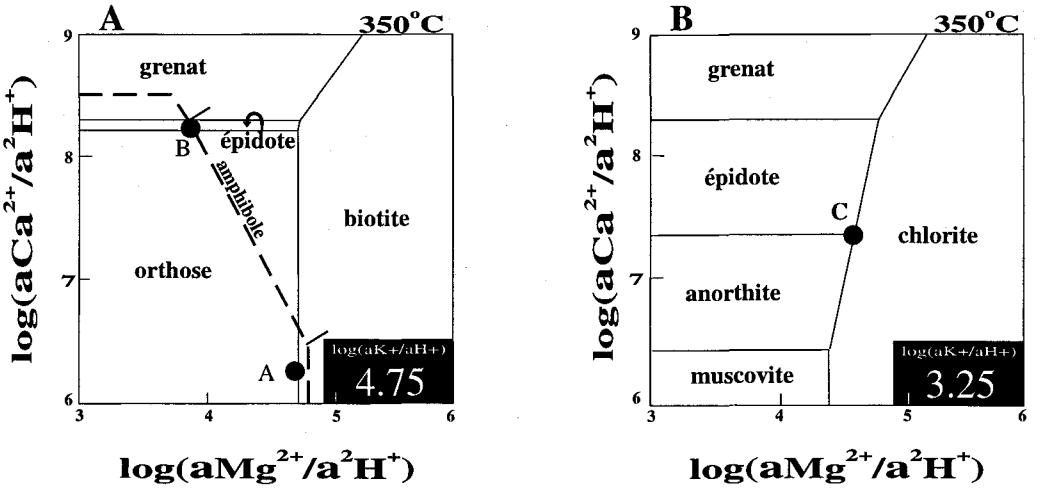


Figure 17. Diagrammes des rapports des activités $a(Ca^{+2})/a^2(H^+)$ vs. $a(Mg^{+2})/a^2(H^+)$, montrant les zones de stabilité de certains silicatés à 350°C, 500 bars de pression, saturation en quartz, (A) pour une valeur du rapport $\log(a(K^+)/a(H^+))$ égale à 4.75 et (B) pour une valeur du rapport $\log(a(K^+)/a(H^+))$ égale à 3.25. Tiré de Beane et Titley (1981).

Si la valeur du rapport $a(K^+)/a(H^+)$ descend en dessous ($< 10^4$) des conditions rendant possible la stabilité de l'orthose (figure 17B, point C) l'assemblage chlorite-épidote-albite, répertorié dans les paragenèses PMA et PDA à Coxheath, se formerait à des valeurs élevées du rapport $a(Ca^{2+})/a^2(H^+)$ dans les fluides hydrothermaux.

Les diagrammes d'activité peuvent aussi être d'utilité dans la compréhension des conditions de formation des minéraux métalliques. La stabilité des oxydes et des sulfures peut être représentée en fonction des activités des composantes volatiles (O_2 et S_2) (e.g. Beane et Titley, 1981; Shelton et Rye, 1982). La figure 18 montre les champs de stabilité de la pyrite (Py), de la chalcopyrite (Ccp), de la bornite (Bn), de la magnétite (Mag), de l'hématite (Hem) et de la pyrrhotine (Po), en fonction des activités de l'oxygène et du soufre, pour des conditions établies à 550°C et 300°C et 1000 bars.

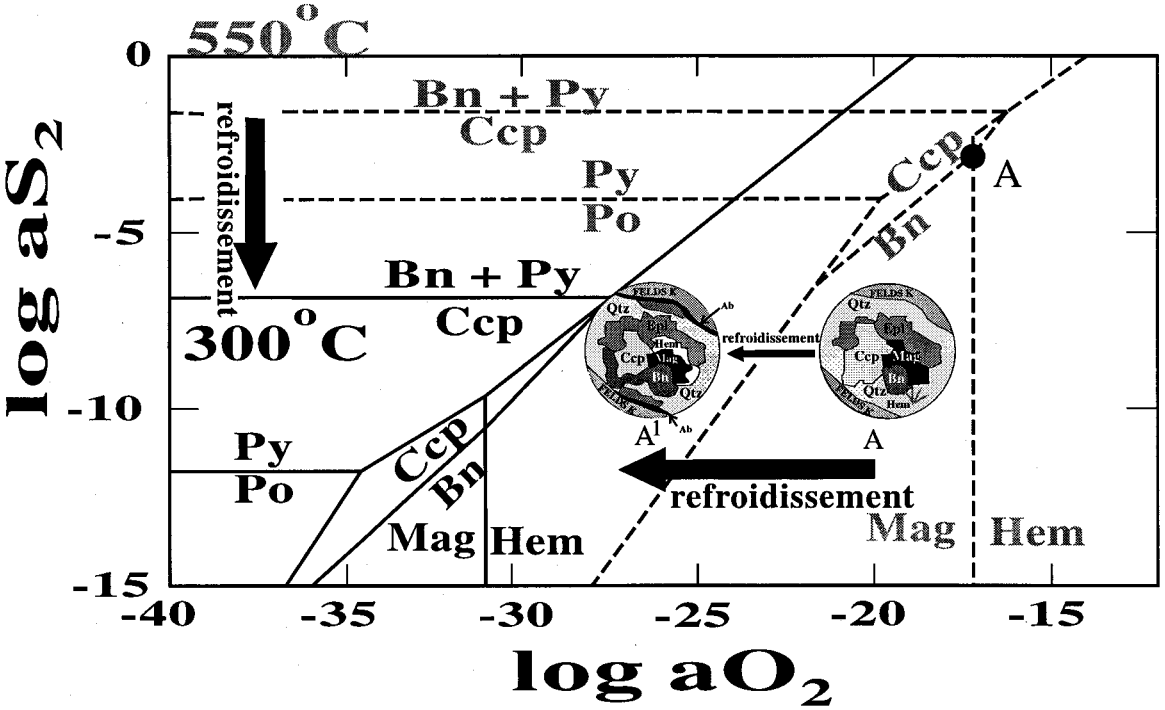


Figure 18. Diagramme des rapports des activités, aS_2 vs. aO_2, montrant les champs de stabilité de certains oxydes et sulfures à 1000 bars et à 300°C (lignes continues) et 550°C (lignes pointillées). Modifiée de Beane et Titley (1981). Durant le refroidissement du système hydrothermal l'assemblage magnétite-chalcopyrite-bornite (point et schéma A) devient instable, alors (schéma A^1) que l'hématite et la bornite (stables dans ces conditions) remplacent partiellement la magnétite et la chalcopyrite formées à plus haute température.

À 550°C, l'assemblage minéralogique chalcopyrite-bornite-magnétite-hématite répertorié à Coxheath dans la paragenèse PDA est restreint à une valeur élevée de l'activité de l'oxygène (figure 18, point A). Dans ces conditions, les assemblages chalcopyrite-pyrite et chalcopyrite-pyrite-bornite observés dans les paragenèses PMA et PMB dans les roches monzonitiques du pluton de Coxheath sont instables. Ces assemblages contenant de la pyrite se sont formés probablement dans des conditions de température moins élevées et dans des environnements caractérisés par des valeurs de l'activité du soufre plus importantes.

Durant le refroidissement du système, l'assemblage chalcopyrite-bornite-magnétite-hématite devient instable, alors que les zones de stabilité de l'hématite et de la bornite s'élargissent. Ainsi, la magnétite et la chalcopyrite sont transformées partiellement en hématite et en bornite qui demeurent stables dans les nouvelles conditions de température. Les textures de remplacement (photos 3 et 4) observées dans la chalcopyrite et dans la magnétite dans les échantillons étudiés contenant la paragenèse PDA indiquent que le refroidissement a joué un rôle important durant le développement de la zone d'altération potassique à Coxheath. De plus, l'apparition clairement tardive (photo 4) de la pyrite dans la paragenèse PDA indique que la ligne qui sépare les champs de stabilité de la magnétite et de la pyrite (illustrée dans la figure 15) a probablement été franchie durant le refroidissement du système hydrothermal magmatique.

La figure 19 montre aussi les champs de stabilité de certains oxydes et sulfures en association avec la chalcopyrite, mais cette fois-ci en fonction de la fugacité de l'oxygène et de la température. Ce diagramme, construit pour des conditions de faible concentration en soufre ($-a\Sigma S=10^{-3}$) et une valeur de pH égale à 4, serait profondément altéré par un changement dans la valeur de la concentration du soufre dans les fluides hydrothermaux (Davidson et Large, 1994). Par exemple, une augmentation dans la concentration de cet élément (autour de 10^{-2}) provoquerait une modification considérable dans les champs de stabilité des assemblages représentés. Le champ de stabilité de l'ensemble magnétite-chalcopyrite serait considérablement réduit alors que les champs de stabilité des

assemblages pyrite+chalcopyrite et pyrrothine+chalcopyrite s'élargiraient. Le même effet peut être visualisé dans la figure 15 où une augmentation du contenu total de soufre dans les fluides hydrothermaux provoquerait le déplacement vers le haut de la frontière entre les zones de stabilité de la pyrite et de la magnétite (Davidson et Large, 1994).

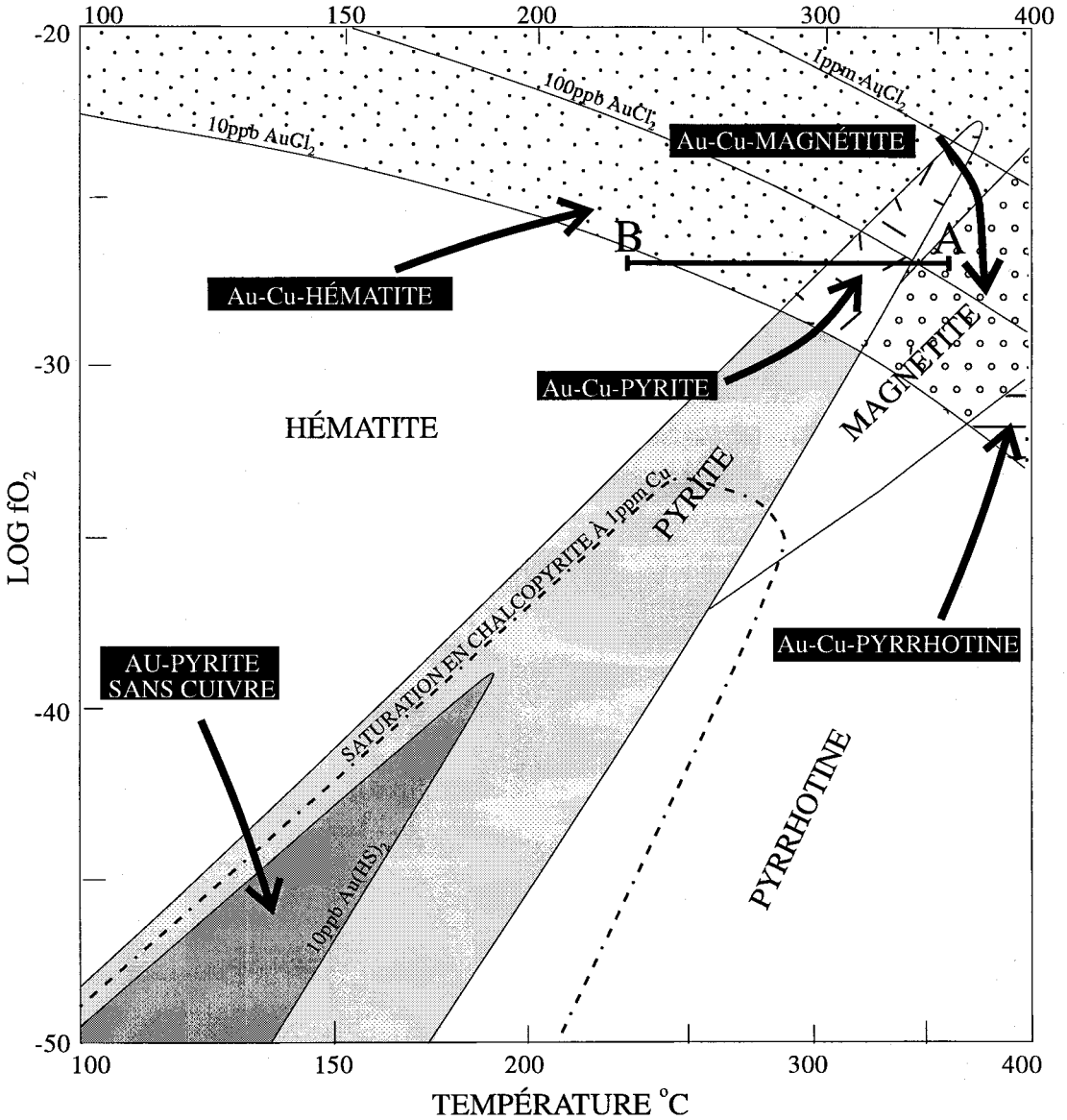


Figure 19. Diagramme montrant les champs de stabilité de certains oxydes et sulfures en association avec la chalcopyrite en fonction de la fugacité de l'oxygène et de la température. Les zones de transport et précipitation de l'or sont dessinées à partir de la modélisation d'un fluide hydrothermal sous des conditions de $-a\sum S=10^{-3}$, $aCl^-=10^{0.5}$, et une valeur de pH=4. Tiré de Davidson et Large (1994).

L'étude des figures 15, 18 et 19 apporte des restrictions importantes pour la présence de l'assemblage magnétite+chalcopyrite+bornite observé à Coxheath, ainsi que dans les gîtes de cuivre porphyrique riches en or. Cet assemblage serait restreint à: (1) des valeurs élevées de la fugacité de l'oxygène ($fO_2>10^{-35}$ atm), (2) des valeurs faibles de l'activité du soufre ($fS_2<10^{-3}$), et (3) des conditions de température supérieures à 300°C, toujours dans des conditions caractérisées par une faible valeur du pH (pH≤ 4) et des valeurs élevées de la salinité (10-15 wt% NaCl).

La concentration d'or dans les gîtes porphyriques est limitée par des conditions physico-chimiques spécifiques dans les systèmes hydrothermaux. Des études sur la solubilité de l'or et des métaux de base (Huston et Large, 1989; Davidson et Large, 1994) suggèrent que l'association de l'or avec le cuivre est typiquement développée dans des environnements marqués par la présence de fluides hydrothermaux hypersalins à hautes températures montrant une faible valeur du pH. Le transport du cuivre et de l'or dans ces fluides (Davidson et Large, 1994) se fait sous la forme de complexes chlorurés et leur déposition serait provoquée par: (1) un abaissement de la température, (2) une augmentation de la valeur du pH ou (3) une diminution dans les conditions d'oxydation. Cependant, dans les environnements (i.e. gîtes de cuivre porphyrique) où l'activité de l'ion Cl^- ne varie pas de façon significative (i.e. par dilution), la précipitation de l'or à partir des complexes chlorurés serait causée principalement par une diminution de la température, et serait régie par la réaction suivante (Huston et Large, 1989):

$$4AuCl_2^- + 2H_2O = 4Au^0 + 4H^+ + 8Cl^- + O_2$$

La figure 15 modélise pour des conditions (e.g. pH, $\sum S$, $\sum H_2S/\sum SO_4$) spécifiques: (1) la relation entre la chimie des fluides hydrothermaux (e.g. salinité, teneurs en Cu et en Au) et les environnements propices pour la concentration du cuivre et de l'or dans les différents types de gîtes considérés dans ce diagramme; (2) la nature des complexes aurifères ($AuCl_2$, $Au(HS)_2$) servant dans le transport de l'or dans chacun des environnements considérés; ainsi que (3) les zones de stabilité de la magnétite et de la

pyrite dans les conditions établies pour les fluides hydrothermaux. Dans cette figure, la zone favorable pour la concentration de l'or, transporté sous forme de complexes chlorurés, et du cuivre se superpose aux rectangles représentant les environnements de formation des gîtes de cuivre porphyrique et des gîtes de sulfures massifs volcanogènes. En contraste, la zone de concentration de l'or transporté sous la forme de $Au(HS)_2$ se situe au-dessus des environnements de formation des gîtes épithermaux de type adulaire-séricite et des gîtes volcanogéniques caractérisés par des conditions de faible salinité et température.

La figure 19 montre un scénario similaire. L'association cuivre-or est contrôlée par la zone de stabilité des complexes chlorurés aurifères ($AuCl_2^-$) sous des conditions de fugacité de l'oxygène et de température élevées. Par contre la zone de stabilité des complexes aurifères sous la forme $Au(HS)_2$ est dominante à des conditions de basse température et se superpose uniquement dans le champ de stabilité de la pyrite.

Dans les deux diagrammes (figures 15 et 19), les zones favorables pour la concentration de l'or et du cuivre à partir de solutions chlorurées se superposent aux zones de stabilité de la magnétite dans des conditions élevées de température et d'oxydation significatives. De plus, les deux diagrammes illustrent les effets du refroidissement des systèmes hydrothermaux. La solubilité du $AuCl^-_2$ lors du refroidissent des fluides hydrothermaux (trajectoires A-B dans les figures 15 et 19) est réduite de façon importante, provoquant ainsi la précipitation de l'or.

À Coxheath, les conditions physico-chimiques prévalant lors du développement de la zone d'altération potassique dans le coeur du système hydrothermal sont indiquées par la présence d'importants indices d'une minéralisation hypogène à Cu-Mo-Au. De ces indices, le plus significatif du point de vue économique correspond à celui associé à la paragenèse PDA dans les roches dioritiques. Ce type de minéralisation partage plusieurs caractéristiques avec les gîtes de cuivre porphyrique riches en or. Les hautes teneurs en or se retrouvent associées avec les intervalles riches en cuivre (Quinn, 1965; Pollock, 1977;

Oldale, 1967) où la bornite représente la phase cuprifère prédominante. La présence de la magnétite dans la paragenèse aurifère à Coxheath indique que des conditions de fugacité d'oxygène et de température élevées ont joué un rôle important lors de l'évolution du système hydrothermal magmatique. De cette façon, les valeurs en or sont associées à une paragenèse d'altération potassique qui reflète des conditions favorables pour le transport de l'or à partir de solutions chlorurées riches en or ($AuCl^-_2$). Les diverses évidences minéralogiques observées permettent d'assumer que la concentration de l'or serait directement liée au refroidissement du système hydrothermal magmatique.

5.2. La place de l'altération sodique dans le système hydrothermal magmatique

L'association spatiale entre la minéralisation à caractère porphyrique, au coeur du pluton de Coxheath, et les zones à haute teneur en cuivre marquant le contact entre l'intrusion et la séquence volcanique a été mise en évidence dans la plupart des descriptions de la minéralisation à Coxheath (Oldale, 1967; Hollister et al., 1974; Kirkham et Soregaroli, 1975; Chatterjee et Oldale, 1980; Thicke, 1987; Barr et al., 1988; Swinden et Sangster, 1995). Cependant, la relation génétique entre ces deux styles de minéralisation est demeurée jusqu'à maintenant incertaine. C'est dans ce contexte que la caractérisation des conditions physico-chimiques qui ont mené au développement de la zone d'altération sodique est essentielle dans la compréhension des processus qui ont eu lieu lors de l'évolution du système hydrothermal magmatique de Coxheath.

5.2.1 La tourmaline comme indicateur des conditions de formation de la zone d'altération sodique (d'après Lynch et Ortega, en préparation)

La tourmaline possède un champ étendu de stabilité. Des tourmalines authigéniques de basses températures ont été rapportées dans des calcaires et des grès (Robbins et Yoder, 1962). Ce minéral est aussi considéré comme un important constituant des schistes pélitiques à moyen et haut degré de métamorphisme (Henry et Guidotti, 1985) ainsi qu'il constitue une des phases primaires dans la plupart des pegmatites (e.g. London et Manning, 1995).

La tourmaline est aussi retrouvée dans une grande variété de dépôts métallifères d'origine hydrothermale. Que ce soit à l'intérieur des veines ou comme un minéral d'altération, la tourmaline est une constituante commune d'un grand nombre de systèmes porphyriques (1) autant à caractère cuprifère (e.g. Sillitoe, 1973a; Sillitoe et al., 1985) (2) qu'à caractère stanno-tungstenifère (e.g. Lynch, 1989; London et Manning, 1995), ainsi que des gîtes de nature mésothermale (King et Kerrich, 1986; Robert et Brown, 1987), épithermale (Shelnnutt et Noble, 1985; Fuchus et Maury, 1995) et d'origine volcanogène (Taylor et Slack, 1984; Palmer et Slack, 1989).

La tourmaline d'origine hydrothermale présente une grande variation dans sa composition chimique. Ces variations se font généralement à l'intérieur de la solution solide formée par les phases pures schorl (riche en Fe) et dravite (riche en Mg), présentant une tendance vers la composition du schorl (Henry et Guidotti, 1985). À sa limite supérieure de stabilité (à environ 900°C) la tourmaline d'origine hydrothermale se décompose en spinelle+cordiérite (Fuh, 1965) ou en kornerupine+saphirine (Robbins et Yoder, 1962). Cependant des données expérimentales (Vorbach, 1989) indiquent que la tourmaline hydrothermale est stable dans un intervalle de températures allant de 250°C à 750°C. La pression n'exercerait pas un important contrôle sur la stabilité de ce minéral (Fuh, 1965) et des solutions ayant un pH intermédiaire rendraient propice sa précipitation (Smith, 1949).

Le grand nombre de substitutions chimiques possibles dans la structure moléculaire de la tourmaline ainsi que le champ de stabilité étendu qui le caractérise rend ce minéral un important indicateur pétrogénétique pour la détermination des régimes géochimiques où elle s'est formée (Henry et Guidotti, 1985). Dans ce contexte, la géochimie des tourmalines à Coxheath devra refléter les conditions physico-chimiques qui ont prévalu lors de la formation de la zone d'altération sodique et des structures filoniennes à haute teneur en cuivre qui caractérisent ce gîte.

La figure 20 montre la composition de la tourmaline à Coxheath dans un diagramme ternaire Al-Fe-Mg. La distribution des données sur le diagramme témoigne de l'échange entre l'aluminium et le fer à des teneurs en magnésium relativement constantes.

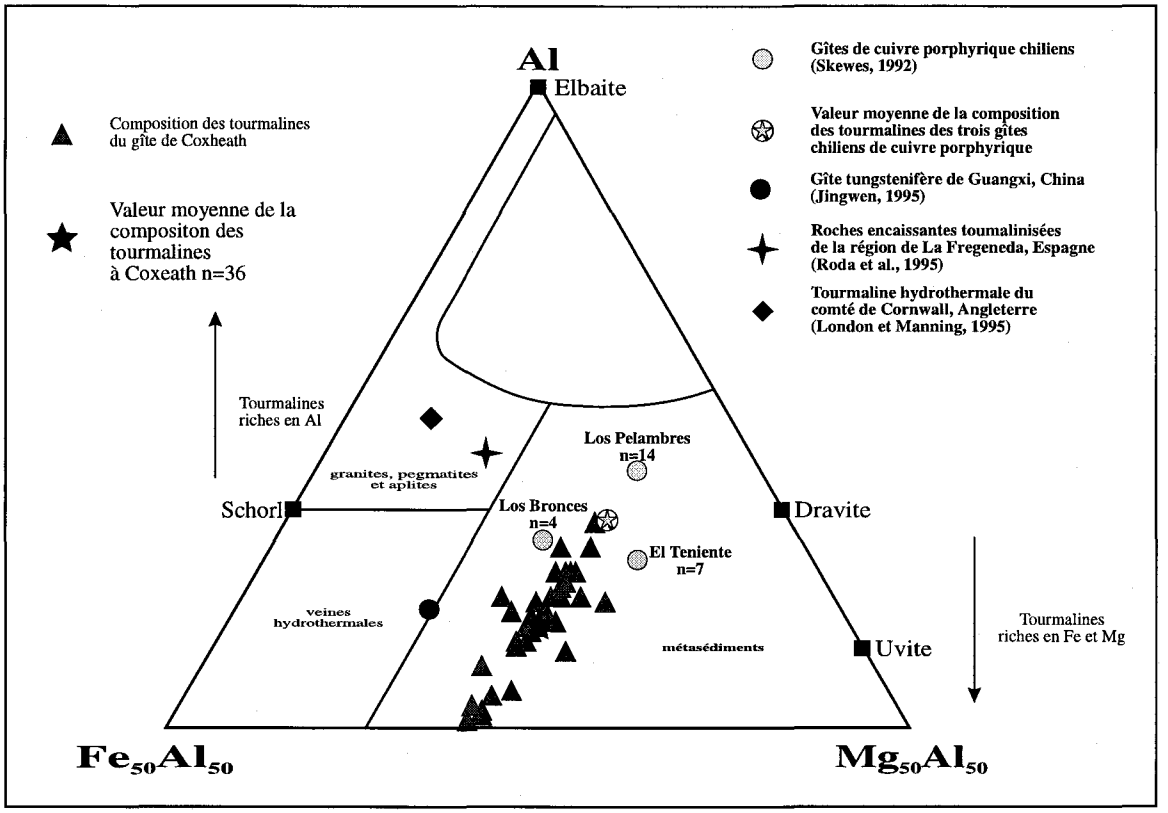


Figure 20. Diagramme ternaire Fe_{Total}-Al-Mg (en proportions moléculaires) des tourmalines provenant de différents environnements géochimiques. Les carrés représentent la composition idéale de certaines phases pures. Modifiée de Henry et Guidotti (1995).

La figure 20 présente aussi une version modifiée des champs de composition de la tourmaline définis par Henry et Guidotti (1985) où les données de Coxheath se concentrent dans le champ des tourmalines ferriques. La composition moyenne des tourmalines provenant de trois gîtes de cuivre porphyrique chiliens est aussi présentée pour servir de barème de comparaison avec les données obtenues à Coxheath. Ces données de trois des plus importants gîtes de cuivre porphyrique du Chili (Skewes, 1992; Skewes et Stern, 1994) montrent une composition similaire à celle définie par les tourmalines de Coxheath, et seulement les tourmalines provenant du dépôt de Los Pelambres montre une relation Al/Fe beaucoup plus élevée. En contraste, la tourmaline

des dépôts porphyriques à étain-tungstène, aussi représentées à la figure 20, est caractérisée par une composition similaire à celle du schorl (e.g. London et Manning, 1995; Roda et al., 1995; Jingwen, 1995) et possède généralement des contenus d'aluminium supérieurs à 6 atomes p.f.u. qui remplissent totalement le site R3 et une partie du site R2 (e.g. London et Manning, op.cit.).

Ainsi les caractéristiques chimiques de la tourmaline à Coxheath indiquent:

(1) Un milieu de formation riche en sodium, calcium et fer ayant des quantités limitées de magnésium. Ces conditions sont semblables à celles retrouvées dans le coeur du système porphyrique où les assemblages minéralogiques d'altération sont marqués par la présence de l'albite et d'un grand nombre de silicates calciques (e.g. épidote, amphiboles et sphène) ainsi que l'absence complète de biotite. C'est ainsi que la composition globale des fluides hydrothermaux qui ont mené à la formation des zones d'altération potassique et sodique présente des caractéristiques chimiques semblables, suggérant un lien génétique possible entre les deux types d'altération hydrothermale.

(2) Un état de relative oxydation permettant la présence de fer ferrique dans le système et qui, dans un milieu appauvri en aluminium, a rendu possible la substitution entre ces deux éléments dans la structure moléculaire de la tourmaline. Ces conditions de relative oxydation sont en accord avec les conditions observées dans la zone d'altération potassique où la magnétite et l'hématite se retrouvent en association avec la minéralisation disséminée à Cu-Mo-Au.

(3) La présence de quantités importantes de bore dans les fluides hydrothermaux permettant ainsi la formation de la tourmaline comme une des phases essentielles de la zone d'altération sodique.

5.2.1.1 La stabilité de la tourmaline à l'intérieur de la zone d'altération sodique

Les observations pétrographiques des échantillons affectés par l'altération sodique indiquent un lien paragénétique étroit entre l'albite et la tourmaline. Les bordures d'albite sont typiquement développées le long de veines et veinules de tourmaline, et des enchevêtrements de ces deux phases sodiques peuvent être communément observés au microscope.

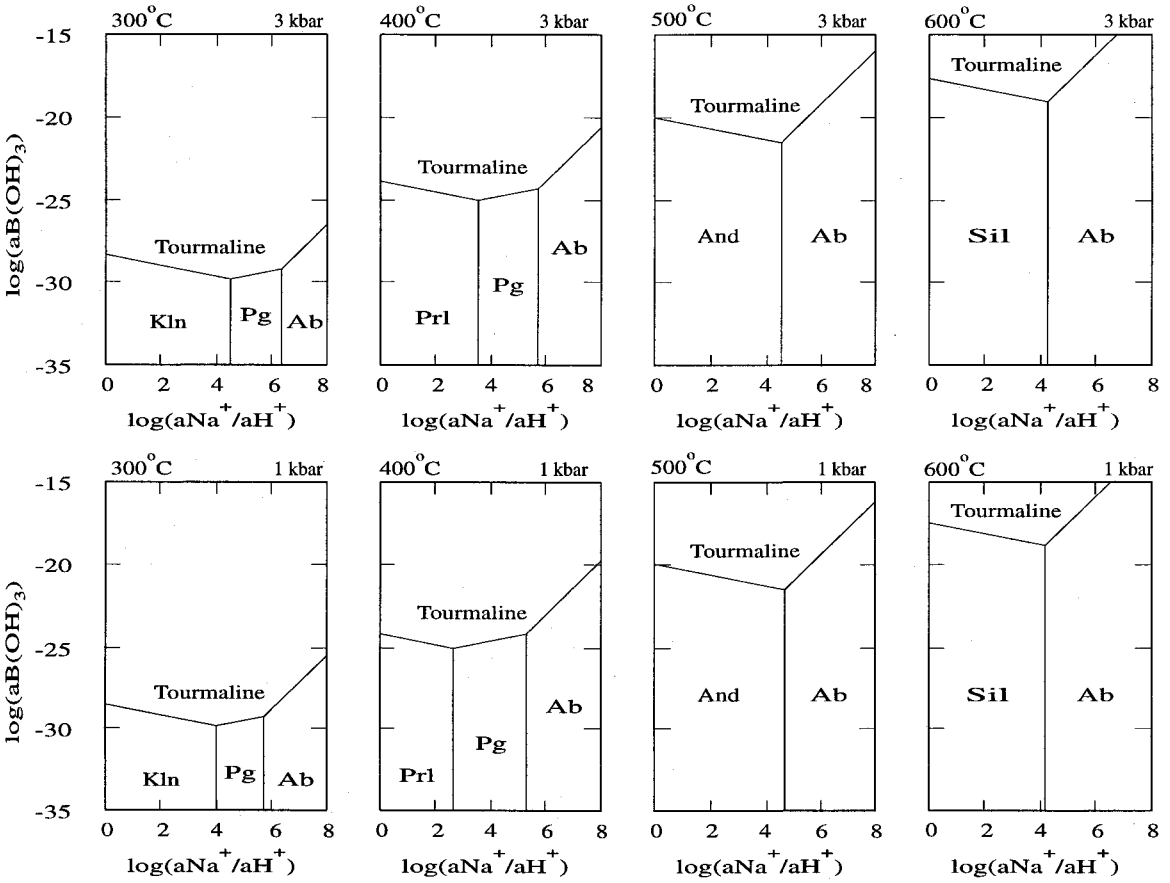


Figure 21. Diagramme des rapports des activités aNa^+/aH^+ vs. $aB(OH)_3$, montrant les zones de stabilité de la tourmaline, albite (Ab), paragonite (Pg), kaolinite (Kln), pyrophyllite (Prl), andalusite (And) et de la sillimanite (Sil). Les diagrammes sont construits pour des intervalles de températures de 300°C à 600°C à 3 kbar (partie supérieure) et 1 kbar (partie inférieure). Tirée de Lynch et Ortega, en préparation.

La figure 21 illustre des diagrammes de stabilité minérale contruits en fonction de la relation entre le rapport (aNa^+/aH^+) et l'activité de l'acide borique. Cette figure montre les champs de stabilité de l'albite et de la tourmaline dans un intervalle de températures entre 300°C et 600°C calculés à 1 et 3 kilobars de pression. L'étude de la figure 21 indique

(Lynch et Ortega, en préparation): (1) que la tourmaline demeure toujours stable à des valeurs de concentration élevées d'acide borique et (2) que le champ de stabilité de la tourmaline est profondément affecté par une variation de la température. Ainsi, le refroidissement du système hydrothermal représenterait un mécanisme efficace pour la formation de ce minéral (Lynch et Ortega, en préparation). Les diagrammes de la figure 21 indiquent que la formation de la tourmaline requière la présence d'importantes quantités d'acide borique dans le système hydrothermal (Lynch et Ortega, en préparation). L'acide borique représente l'espèce dominante du bore dans les régimes hydrothermaux (Mills, 1968; Shaw et Sturchio, 1992; Mesmer et al., 1972). En contraste, dans les magmas granitiques le bore se présente sous la forme d'oxyde borique (B_2O_3) (Chorlton et Martin, 1978; Pichavant, 1987; Dingwell et al., 1992). Cette substance est très peu soluble et est conséquemment expulsée du liquide magmatique (Pichavant, 1987; London et al., 1988). C'est donc possiblement l'hydratation de l'oxyde borique qui rend propice la formation de l'acide borique lorsqu'il passe de la chambre magmatique vers le système hydrothermal (Lynch et Ortega, en préparation). Cette transformation serait contrôlée par la réaction suivant (Lynch et Ortega, en préparation):

$$B_2O_3+3H_2O=2B(OH)_3$$

L'acide borique montre un champ de stabilité très étendu (figure 22A) et il se transforme en borate seulement dans des conditions de très haute alcalinité (Gieskes, 1974). La figure 22A montre que l'acide borique demeure l'espèce dominante du bore dans un vaste intervalle de valeurs de pH (Lynch et Ortega, en préparation). Cet intervalle se superpose (figure 22A) aux champs de stabilité des principales phases minérales que caractérisent les assemblages typiques d'altération dans les systèmes hydrothermaux d'origine magmatique (i.e. potassique (feldspath K); phyllique (muscovite); argilique (kaolinite)) (Lynch et Ortega, en préparation).

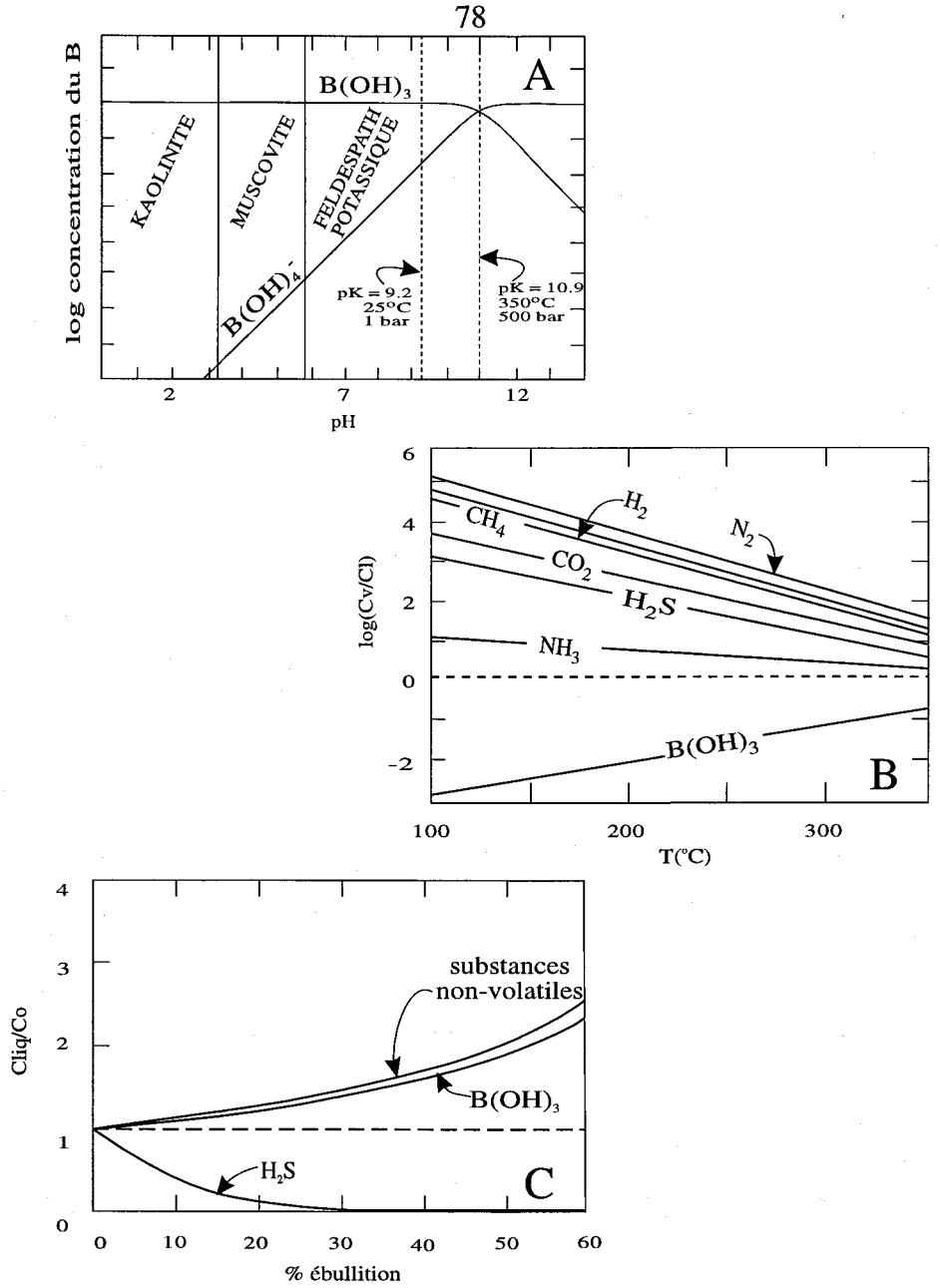


Figure 22. (A) Concentration des différentes espèces de bore par rapport aux conditions d'acidité à l'intérieur des systèmes hydrothermaux d'origine magmatique. L'acide borique demeure l'espèce dominante dans un vaste intervalle de valeurs de pH qui se superpose aux conditions de formation des principaux assemblages d'altération reliés aux systèmes hydrothermaux. (B) Rapport Cv/Cl vs T(°C) des principales espèces neutres et gazeuses dissoutes dans les fluides hydrothermaux. Cv et Cl représentent les concentrations des différentes espèces en vapeur et en liquide respectivement. La proportion en vapeur des substances volatiles augmente avec la température, alors que les substances non volatiles, comme l'acide borique, se concentrent dans le résidu hydrothermal. (C) Modèle de distillation par ébullition dans un système ouvert. Les espèces volatiles (e.g. H_2S) deviennent épuisées dans le résidu hydrothermal (Cl) par rapport à leur concentration initiale (Co). En contraste, l'acide borique et les autres espèces non-volatiles se concentrent progressivement dans les résidu hydrothermal durant les processus d'ébullition. Tirées de Lynch et Ortega, en préparation.

En comparaison avec les principales espèces neutres et gazeuses dissoutes dans les fluides hydrothermaux (figure 22B), l'acide borique est une substance relativement non-volatile (Ellis et Mahon, 1977; Giggenbach, 1980). Cette caractéristique rendrait propice sa concentration dans le résidu hydrothermal des fluides qui ont suivi un processus d'ébullition (Lynch et Ortega, en préparation). Ainsi la vaporisation et le dégazage des fluides hydrothermaux en ébullition représenterait un mécanisme efficace pour la concentration du bore dans le coeur des systèmes hydrothermaux d'origine magmatique (figure 22C) (Lynch et Ortega, en préparation).

5.2.2 La tourmaline dans les gîtes de cuivre porphyrique et sa place dans le système hydrothermal magmatique de Coxheath

La tourmaline est une constituante commune sinon essentielle d'un grand nombre de brèches de nature hydrothermale associées à l'évolution des dépôts de cuivre porphyrique (e.g. Sillitoe 1985; Skewes, 1992; Warnaars et al., 1985; Sillitoe et al., 1985; Carlson et Sawkins, 1980; Sillitoe et Sawkins, 1971). Le mécanisme de formation de ces brèches est attribué à l'énergie libérée lors de la cristallisation et/ou de la décompression des magmas hydratés, durant leur emplacement dans la croûte supérieure (Burham, 1979, 1985; Sillitoe, 1985). Ainsi, la présence de brèches d'origine hydrothermale, dans la carapace extérieure des plutons et dans leur roches encaissantes, implique l'exsolution des fluides hydrothermaux comme une conséquence directe des processus d'ébullition et d'un abaissement de la pression (Burham, 1985). Ces conditions mènent à la fracturation des roches encaissantes des systèmes hydrothermaux ainsi qu'à la formation des différents assemblages de minéraux (tourmaline, entre autres) qui forment ce genre de brèches. (Burham, 1979, 1985, Sillitoe, 1985). Des inclusions fluides dans des tourmalines provenant des brèches minéralisées à El Teniente au Chili indiquent que les fluides hydrothermaux hypersalins (34.2-44.5 NaCl % poids eq.) se retrouvaient en ébullition à des températures entre 300°C et 480°C (Skewes, 1992). Des études similaires des inclusions fluides dans des cristaux de quartz provenant de plusieurs brèches riches en tourmaline démontrent que des conditions de formation semblables ont eu lieu lors de la genèse de ces structures minéralisées (Carlson et Sawkins, 1980; Sillitoe et Sawkins, 1971; Skewes, 1992).

La tourmaline à Coxheath est semblable à celle des autres gîtes de nature porphyrique (figure 20). Cependant, à Coxheath, contrairement à la grande majorité des gîtes de nature porphyrique, la tourmaline se retrouve principalement contenue dans des structures filoniennes, alors que son association à la présence de brèches d'origine hydrothermale est limitée. De plus, les veines de tourmaline sont apparemment reliées à des structures de caractère fragile localisées dans la zone de contact entre l'intrusion et la séquence volcanique. À savoir si ces structures sont une conséquence directe de l'énergie mécanique libérée lorsque le système se trouvait en ébullition reste à déterminer. Malgré tout, les caractéristiques chimiques et minéralogiques de la tourmaline et de la zone d'altération sodique montrent un lien génétique étroit avec le coeur du système hydrothermal magmatique de Coxheath. Les nombreux événements de formation de veines caractéristiques de la zone d'altération sodique témoignent d'une intense activité hydrothermale. La présence de fluides hydrothermaux riches en acide borique et sodium dans la partie supérieure du domaine porphyrique à Coxheath semble être le produit du dégazage des fluides hydrothermaux comme conséquence directe de multiples événements d'ébullition au coeur du système hydrothermal. Ainsi, le résidu hydrothermal hypersalin aurait rendu propice, durant son refroidissement, la formation d'importantes concentrations de minerai à haute teneur en cuivre ainsi que de la paragenèse riche en tourmaline que caractérise la zone d'altération sodique. Ceci est en accord avec les observations dans les systèmes hydrothermaux actifs (e.g. Hedenquist et al., 1993) qui indiquent que le cuivre se concentre aussi dans le résidu hydrothermal avant que la vapeur soit expulsée par des décharges fumerolliennes dans les parties supérieures des édifices volcaniques.

5.3 L'évolution du domaine épithemal

La formation des zones d'altération argilique sont généralement interprétées comme les témoins du passage de fluides hydrothermaux hautement acides contenant des résidus volatiles d'origine magmatique (e.g. Eaton and Setterfield, 1993; Heald et al., 1987; Hedenquist et Lowenstern, 1994). À Coxheath, ce genre de fluides ont apparemment été expulsés de façon intermittente lors de l'ébullition des fluides

hydrothermaux au coeur du système hydrothermal magmatique. La présence des rubans de pyrite superposés à ceux de tourmaline, communément observée comme effet de l'altération sodique, met en évidence une tourmalinisation précoce suivie par le passage des fluides riches en substances sulfurées.

Dans les parties supérieures des systèmes hydrothermaux d'origine magmatique plusieurs mécanismes peuvent être invoqués pour expliquer la génération des fluides hyperacides qui rendent possible la formation des zones d'altération hydrothermale dans les environnements typiquement épithermaux. (Arribas, 1995; Eaton and Setterfield, 1993; Heald et al., 1987; Sillitoe, 1993a). Ceux-ci incluent:

(1) l'oxydation et la réduction simultanées du soufre lors de la disolution dans l'eau des solutions riches en SO_2 produits du dégazage de magmas relativement oxydés (Heald et al., 1987). Les gaz riches en SO_2 se décomposent en présence de l'eau (à environ 400°C) en H_2S et postérieurement en H_2SO_4 (Arribas, 1995; Heald et al., 1987). Ce phénomène ayant lieu lors de l'absorption du SO_2 d'origine magmatique par des eaux souterraines (Arribas, 1995), serait régi par les réactions suivantes (Heald et al., 1987):

$$SO_2+H_2O \rightarrow H_2SO_3 \qquad \text{et,} \qquad 4H_2SO_3 \rightarrow 3H_2SO_4+H_2S$$

(2) l'oxydation du H_2S libéré durant l'ébullition des fluides d'origine magmatique (Eaton and Setterfield, 1993; Heald et al., 1987, Sillitoe, 1993a). Cette oxydation atmosphérique du H_2S aurait lieu dans la zone vadose au-dessus de la nappe phréatique (Arribas, 1995; Sillitoe, 1993a; 1995) et serait directement liée aux décharges fumerolliennes de vapeur libérées lors de l'ébullition en profondeur des fluides hydrothermaux (Arribas, 1995).

L'interaction des solutions riches en acide sulfurique avec les roches encaissantes rend propice la formation des assemblages minéralogiques typiques des zones d'altération argilique (Arribas, 1995; Heald et al., 1987). Ainsi, les produits de l'altération argilique représentent les vestiges de roches volcaniques ayant subi un intense lessivage du Fe_2O_3,

MgO, CaO, Na_2O et du K_2O et l'addition de S dans des conditions d'extrême acidité (pH<2) et des températures d'environ 250°C (Arribas, 1995; Hedenquist et Lowenstern, 1994). Ces conditions rendent possible la solubilité de l'aluminium conduisant ainsi à la formation d'un résidu siliceux de texture poreuse typiquement retrouvé dans les zones d'altération argilique avancée (Arribas, 1995; Eaton and Setterfield, 1993; Hedenquist et Lowenstern, 1994).

La neutralisation de ces solutions hyperacides résultant de leur interaction avec les roches encaissantes et leur mélange avec les eaux d'origine météorique provoque la formation des différentes zones d'altération hydrothermale dans les parties supérieures des systèmes hydrothermaux d'origine magmatique (Arribas, 1995; Giggenbach, 1992, Rye; 1993; Sillitoe, 1989). Ainsi, la distribution des zones d'altération argilique et phyllique autour des conduits hydrothermaux reflète la diminution des conditions d'acidité des fluides d'origine hydrothermale (Arribas, 1995; Sillitoe, 1989).

Dans les zones d'altération phyllique, les principales réactions chimiques sont dues à un processus métasomatique durant lequel l'hydrogène est introduit dans le système. (Lowell et Guilbert, 1970; Armbrust et al., 1977). Les concentrations et l'activité de l'ion hydrogène sont suffisamment élevées pour déplacer le sodium et le calcium des plagioclases (Armbrust et al., 1977), alors que la valeur du rapport (aK^+/aH^+) permet la stabilité de la séricite (figure 16, page 65) (Beane et Titley, 1981). Ainsi, le lessivage d'une grande partie du sodium, du calcium, du magnésium et du strontium des roches affectées par l'altération phyllique entraîne le remplacement des assemblages minéralogiques originaux par un assemblage d'altération libre en calcium qui correspond à la paragenèse quartz-séricite-pyrite (Armbrust et al., 1977; Beane et Titley, 1981).

À Coxheath, la zonation entre les assemblages d'altération phyllique et argilique est similaire à celle observée dans un grand nombre de gîtes épithermaux du type alunite-kaolinite ainsi qu'à celles rencontrées dans les parties supérieures de certains gîtes de cuivre porphyrique (Arribas, 1995; Hedenquist et Lowenstern, 1994; Sillitoe, 1985). Les

zones d'intense silicification contenant de la kaolinite et de la pyrophyllite passent de façon graduelle à des zones extensives d'altération phyllique marquées par la paragenèse quartz-séricte-pyrite.

La présence de pyrophyllite dans les zones d'altération argilique est généralement associée aux parties inférieures des gîtes du type alunite-kaolinite (e.g. Bonham, 1989; Sillitoe, 1995), ainsi les zones restreintes d'altération argilique répertoriées à Coxheath pourraient correspondre aux racines d'une vaste zone d'altération argilique avancée qui serait recouverte par les roches du Carbonifère dans la partie est de la zone d'étude.

5.4. Évolution tectonique et contexte métallogénique

Les roches volcaniques et plutoniques d'âge Protérozoïque tardif qui font partie de la zone d'Avalon dans les Appalaches du nord contiennent plusieurs indices minéralisés qui correspondent à une grande diversité de styles de minéralisation (Hollister et al., 1974; Kirkham et Soregaroli, 1975; Ruitenberg et al., 1979; Tuach et al., 1988; Swinden, 1995).

Cette diversité des styles de minéralisation reflète les différentes étapes de l'évolution tectonique de la zone d'Avalon dans les Appalaches du nord. Malgré la présence d'un important gisement d'or comme celui de la mine de Hope Brook à Terre-Neuve (Swinden et O'Driscoll, 1995; Tuach et al., 1988), le potentiel minier de la zone d'Avalon reste jusqu'à maintenant sous-estimé, alors que sa métallogénie demeure dans la plupart des cas mal comprise.

Différents modèles tectoniques ont été proposés pour expliquer l'évolution de la zone d'Avalon. Cependant les difficultés rencontrés dans la corrélation des unités lithostratigraphiques le long de l'extension de cette zone ont eu pour effet que les modèles proposés sont à caractère local plutôt que régional (e.g;. Strong, 1979; O'Brien et al., 1983; Nance, 1987; Barr, 1993; Keppie et al., 1990).

Le modèle proposé par Nance (1987), pour l'évolution tectonique de la zone d'Avalon au Nouveau-Brunswick peut être modifié pour refléter le déroulement des événements qui ont marqué le développement de cette zone lithostratigraphique dans le reste du Canada. Ainsi, un socle cristallin sur lequel une plate-forme carbonatée s'est développée représenterait le début de l'évolution de la zone d'Avalon. L'effondrement de la plate-forme aurait eu lieu une fois qu'une tectonique coulissante se serait installée sur la marge continentale. La remobilisation du socle et de sa couverture aurait alors été suivie par la mise en place de roches volcaniques et plutoniques ayant fort probablement une affinité océanique (Nance, 1987). Ces roches seraient comparables à celles de la péninsule de Burin (ca 760 Ma (Krogh et al., 1988)), où des dépôts d'olistostromes calcaires contenant des stromatolites sont retrouvés à la base (O'Brien et al., 1983).

Les roches volcaniques et gabbros appartenant au groupe de Burin ont, à plusieurs reprises, été considérés comme représentant les restes d'une croûte océanique (e.g. Krogh et al., 1988). Par contre, leurs caractéristiques géochimiques et morphologiques (voir Strong, 1979) suggèrent que ces roches représentent des ophiolites de suprasubduction formées dans un bassin d'arrière-arc qui aurait par la suite évolué en un bassin océanique majeur.

La fermeture de ce bassin aurait commencé à environ 680 Ma. Dans ce contexte, les roches de la ceinture de Stirling (681 +6/-2 Ma. (Bevier et al., 1993)), à l'île du Cap-Breton et du Groupe de Connaigre Bay (682.8 ±1.6 Ma (Swinden et Hunt, 1991)) à Terre-Neuve, marquent le début d'une subduction qui aurait atteint une activité volcanique maximale à 620 Ma. Les roches de Georgeville à Antigonish (Keppie et al., 1990) ainsi que celles du Groupe de Jeffers Brook et de la Formation de Folly River à Cobequid (Keppie et al., 1990) pourraient aussi refléter les vestiges des premières étapes de cet événement étant donné qu'elles représentent un événement magmatique antérieur à l'intrusion des suites plutoniques datées à environ 620 Ma et qui affleurent dans ces deux régions.

La phase principale d'activité magmatique a eu lieu à environ 620 Ma et est associée à la formation d'importantes séquences de roches volcaniques et des intrusions comagmatiques de ces roches volcaniques (e.g. Bevier et Barr, 1990; Bevier et al., 1993; Krogh et al., 1988). Les caractéristiques géochimiques de ces roches démontrent généralement que leur mise en place se serait effectuée sur un socle de nature cristalline (e.g. Barr, 1993; Barr et White, 1988; Dostal et McCutcheon, 1990; Keppie et al., 1990).

Vers la fin de la subduction (ca 560 Ma) un régime d'extension provoqua une autre période de volcanisme (e.g. Bevier et al., 1993, 1996; Bevier et Barr, 1990; Keppie et al., 1990; Krogh et al., 1988). Ce régime d'extension associé à un régime transpressif (e.g. Keppie et al., 1991) provoqué par une tectonique décrochante aurait éventuellement mené à la formation des bassins éocambriens où les roches sédimentaires marines typiques de la zone d'Avalon se sont déposées.

Les minéralisations les plus anciennes raportées dans les roches qui appartiennent à la zone d'Avalon se retrouvent associées aux roches de la ceinture de Stirling (ca 680 Ma (Bevier et al., 1993)) et du Groupe de Connaigre Bay (ca 682 Ma (Swinden et Hunt, 1991) au sud-est de l'île du Cap-Breton et à Terre-Neuve respectivement. Ces minéralisations se sont formées dans des contextes d'arcs volcaniques sous-marins et sont classées comme de gîtes de sulfures massifs volcanogènes (Barr et al. 1988; Swinden et Hunt, 1991, Swinden, 1995a)

En contraste, les indices de minéralisation répertoriés au sein de la zone d'Avalon ont plus souvent une affinité porphyrique ou épithermale (figure 23). La plupart de ces indices sont associées à l'événement magmatique bien défini à caractère calco-alcalin (e.g. Barr, 1993; Barr et White, 1988) qui a eu lieu dans un contexte d'arc magmatique à environ 620 Ma (e.g. Bevier et Barr, 1993; Bevier et al., 1993; Krogh et al., 1988) et qui est bien préservé dans les différentes régions qui appartient à la zone d'Avalon dans les Appalaches du nord. Un exemple clair de ces minéralisations correspond au gîte de Coxheath associé directement à l'évolution magmatique des roches formées durant cette période d'activité

volcanique et plutonique. Des caractéristiques semblables à celles reconnues à Coxheath ont été décrites, entre autres, à Terre-Neuve et au Nouveau-Brunswick. À Terre-Neuve, par exemple, le pluton de Holyrood (ca 620 Ma Krogh et al., 1988) contient une minéralisation disséminée à Cu-Mo-Au-Ag (Rose, 1952, Tuach et al., 1988, Swinden et Sangster, 1995) et est aussi associé au développement des zones d'intense altération argilique riches en pyrophyllite (Rose, 1952, Tuach et al., 1988; Swinden et O'Driscoll, 1995) dans les roches volcaniques du Groupe de Harbour Maine qui sont interprétées comme comagmatiques de l'intrusion de Holyrood (O'Brien et al., 1983).

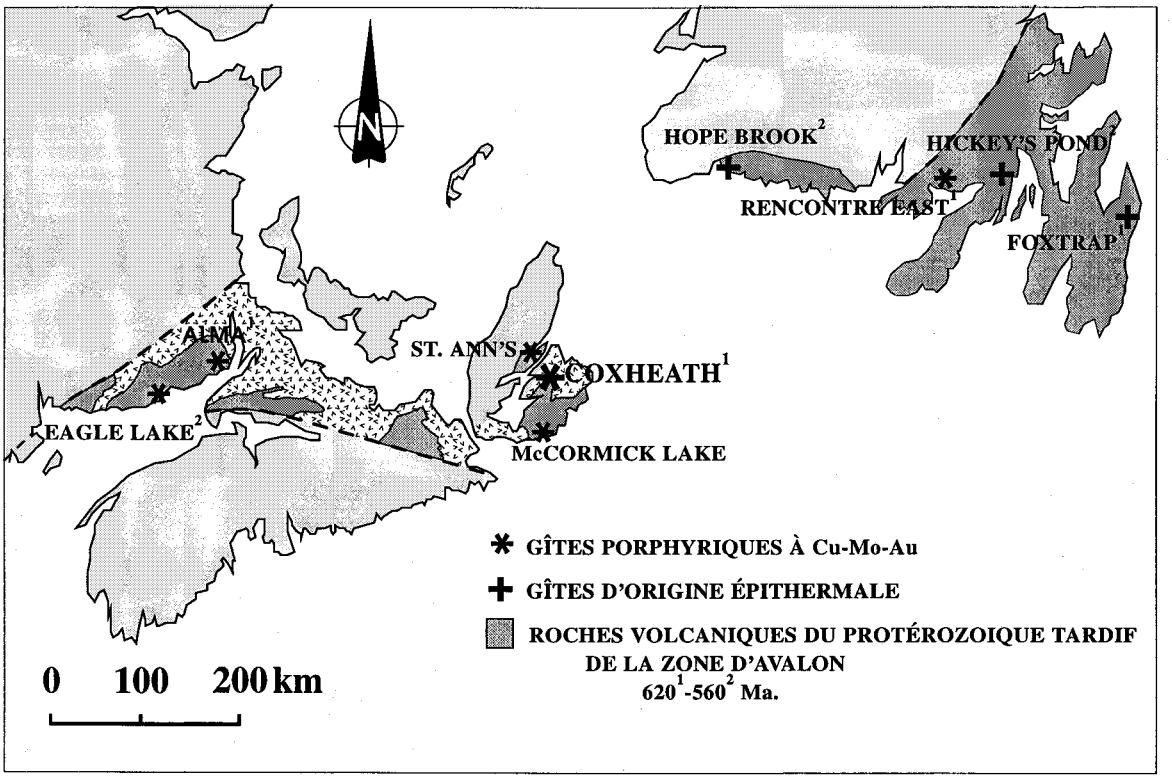


Figure 23. Carte de localisation des principaux indices de minéralisation de type porphyrique et épithermal répertoriés dans la zone d'Avalon des Appalaches du nord. Modifiée de Hollister et al. (1974), Kirkham et Soregaroli, (1975), Ruitenberg et al. (1979) et Tuach et al. (1978).

La fin de l'évolution protérozoïque de la zone d'Avalon est marquée par l'événement magmatique datée à environ 560 Ma. Cet événement est bien représenté à l'île du Cap-Breton dans la ceinture de Coastal Belt par les roches des séquences de Fourchu et de Main-à-Dieu (563 Ma (Bevier et al., 1993)), ainsi qu'au Nouveau-Brunswick par les

roches du Groupe de Coldbrook (560-550 Ma (Bevier et Barr, 1990; Barr et White, 1996)). Un âge similaire (ca 576-567 Ma) raporté pour l'altération hydrothermale et pour la minéralisation à Hope Brook à Terre-Neuve (Swinden et O'Driscoll, 1995) suggère que ce gîte se serait formé durant cette dernière période d'activité magmatique reconnue dans la zone d'Avalon dans les Appalaches du nord.

La minéralisation à Hope Brook (11.2 millions de tons @ 4.54 g/t Au (McKenzie, 1986)) représente la seule concentration connue de minerai à caractère économique dans la zone d'Avalon. La minéralisation à Hope Brook est considérée comme du type alunite-kaolinite (McKenzie, 1986; Stewart, 1992; Swinden et O'Driscoll, 1995) et est associée à des intenses zones de silicification et d'altération argilique (McKenzie, 1986, Stewart, 1992; Swinden et O'Driscoll, 1995). Des zones d'altération hydrothermale similaires, associées à des teneurs erratiques en or, sont aussi reconnues dans les roches du Groupe de Love Cove (ca 590 Ma (Dallmeyer et al., 1981) qui affleure aussi à Terre-Neuve.

La morphologie de la zone de subduction qui a mené à la formation des roches volcaniques et plutoniques d'âge Protérozoïque tardif de la zone d'Avalon n'est pas claire. Les évidences de zones d'arcs magmatiques actifs associées à la formation des bassins d'arrière-arc qui ont subi du rifting sont diverses et reflètent une morphologie complexe. L'existence d'un seul ou plusieurs arcs volcaniques maintenant démembrés par les effets d'une tectonique décrochante ayant affecté ces régions de l'orogène appalachien lors de l'orogénie acadienne est actuellement indéterminable. Cependant les environnements géologiques et les régimes tectoniques qui ont régi l'évolution protérozoïque de la zone d'Avalon dans les Appalaches du nord sont semblables à ceux retrouvés dans des provinces métallogéniques cupro-aurifères bien documentées (i.e. la cordillère des Andes (Sillitoe, 1991) ou la région du sud-ouest du Pacifique (Sillitoe, 1989)). Le potentiel minier de ces régions n'a été défini qu'à partir de campagnes d'exploration exhaustives qui ont eu lieu durant les vingt dernières années. Dans ce contexte, la zone d'Avalon représente un vaste territoire au sein duquel les concepts métallogéniques modernes pour

l'exploration de gîtes porphyriques et épithermaux restent, comme dans le cas du gîte de Coxheath, encore à être appliqués.

CHAPITRE 6
CONCLUSION

6.1. Modèle d'évolution

La zonation des différents types de minéralisation et d'altération hydrothermale représentés à Coxheath est interprétée comme le résultat de deux différents environnements géochimiques à l'intérieur d'un même système hydrothermal. Ces deux environnements géochimiques reliés à la mise en place du pluton de Coxheath définissent respectivement deux différents domaines de nature porphyrique et épithermal. Chacun de ces domaines est donc représentatif des différentes conditions physico-chimiques ainsi que de divers niveaux de paléoprofondeurs (e.g. Arribas et al., 1995; Eaton et Setterfield; 1993; Hedenquist et Lowenstern, 1994; Sillitoe, 1973; 1993; 1994). Plusieurs phases minérales ont été reconnues comme produits directs des effets du métasomatisme hydrothermal et leur relation temporelle est montrée dans la figure 13 (page 55).

La séparation autant spatiale que temporelle des différents produits de l'activité hydrothermale observée à Coxheath est caractéristique des systèmes hydrothermaux magmatiques non-télescopés (e.g. Sillitoe, 1994, 1995). Dans ces systèmes les assemblages minéralogiques d'altération typiques du domaine épithermal représentant les stades tardifs de l'évolution des systèmes ne se superposent pas aux effets précoces d'activité hydrothermale au sein du domaine porphyrique (Sillitoe, 1994). De plus, la morphologie du système hydrothermal magmatique de Coxheath ressemble à celle des systèmes hydrothermaux formés dans des environnements à haut relief retrouvés dans les arcs volcaniques. Ces environnements sont dominés par la présence de stratovolcans où la recharge d'eaux météoriques s'effectue dans les zones de faible élévation et dont l'écoulement est principalement latéral (Bogie et Lawless, 1987; Henley et Ellis, 1983; White et al., 1995). La figure 24 montre un modèle schématique de l'évolution du système hydrothermal magmatique de Coxheath et la figure 25 résume les conditions physico-chimiques qui ont mené à la formation des différents types d'altération et minéralisation d'origine hydrothermale.

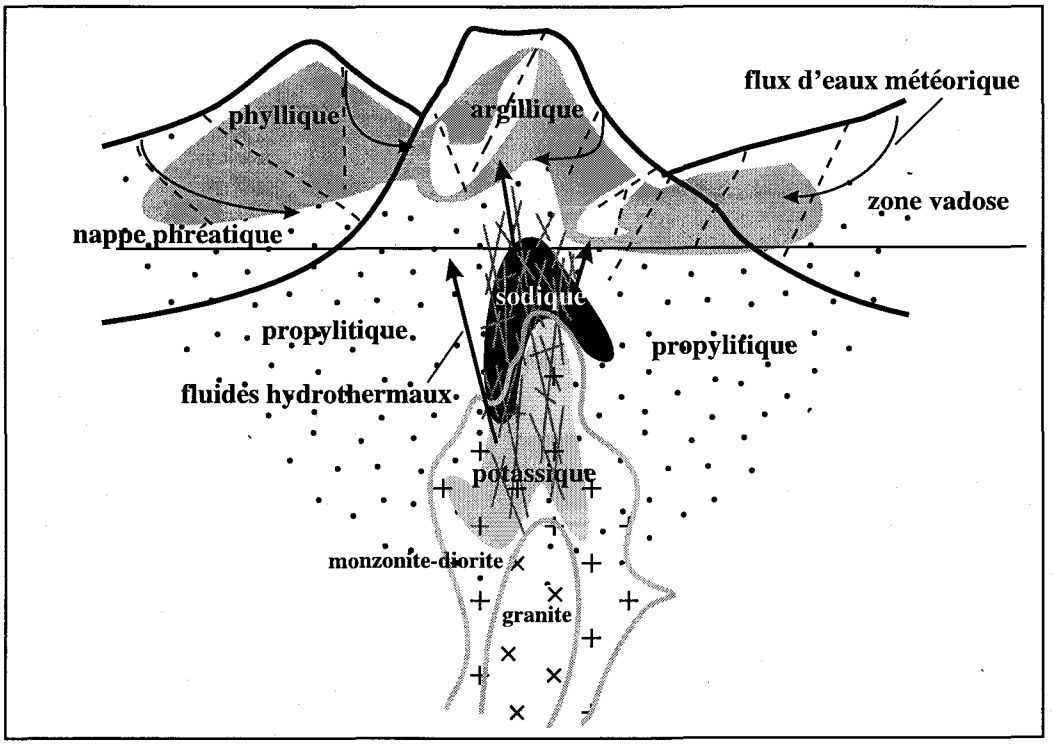


Figure 24. Modèle idéalisé pour l'évolution du système hydrothermal magmatique de Coxheath. Le modèle illustre un environnement subvolcanique dans lequel la mise en place du pluton de Coxheath est associée au développement d'un système hydrothermal magmatique en-dessous d'un édifice volcanique.

Le domaine porphyrique est marqué par le développement de la zone d'altération potassique qui est directement liée à l'évolution magmatique du pluton de Coxheath dans un environnement subvolcanique. Le domaine porphyrique à Coxheath montre des caractéristiques de minéralisation et d'altération hydrothermale typiques des gîtes de cuivre porphyrique. Ainsi, les assemblages minéralogiques qui forment les paragenèses de nature potassique indiquent que la minéralisation hypogène à Cu-Mo-Au au coeur du pluton de Coxheath est le résultat de l'interaction des fluides hydrothermaux hypersalins d'affiliation magmatique avec les roches de composition dioritique et monzonitique de la masse plutonique. Les rapports élevés de $a(K^+/H^+)$ et de $a(Na^+/H^+)$ dans les fluides hydrothermaux et la remobilisation du Ca, du Mg et du Ti des roches plutoniques durant le métasomatisme alcalin ont rendu propice la formation et/ou la recristallisation du feldspath potassique, de l'albite, de la muscovite, du quartz ainsi que de l'épidote, de l'actinolite/hornblende, de la chlorite, du sphène et de l'apatite. Des conditions de haute température, salinité, acidité et en partie d'extrême oxydation ont mené aussi à la

formation des différents indices de minéralisation, dont l'assemblage chalcopyrite-bornite-magnétite qui partage des caractéristiques semblables à celles des gîtes de cuivre porphyrique riches en or.

La partie extérieure de la zone d'altération potassique est superposée par un assemblage de nature sodique. La zone d'altération sodique reflète, de façon générale, des caractéristiques chimiques semblables à celles observées au coeur du système porphyrique. Des valeurs élevées du rapport $a(Na^+/H^+)$ dans les fluides hydrothermaux et la remobilisation du Ca et du Mg à partir du métasomatisme alcalin des roches de composition dioritique ont permis la formation d'une paragenèse composée de quartz-albite-tourmaline caractéristique de la zone d'altération sodique à Coxheath. La détermination des caractéristiques chimiques de la tourmaline du gîte de Coxheath indique un lien génétique étroit entre la zone d'altération sodique et la zone d'altération potassique au coeur du système hydrothermal magmatique. Le milieu riche en sodium et en acide borique indiqué par les assemblages de l'altération sodique suggère que la tourmaline et les structures filoniennes à haute teneur en cuivre, qui marquent la partie externe du domaine porphyrique, représentent les vestiges du résidu hydrothermal des fluides en ébullition au coeur du système hydrothermal magmatique. L'énergie mécanique libérée lors des multiples événements d'ébullition a probablement préparé structuralement les roches de la séquence volcanique et du pluton de Coxheath. La perméabilité induite par la formation des zones de fracture a probablement permis l'expulsion des fluides hydrothermaux riches en substances volatiles vers le domaine épithermal (e.g. H_2S, CO_2).

La formation des assemblages d'altération à caractère argilique dans les roches de la séquence volcanique peut être envisagée comme le résultat direct du dégazage en profondeur du système hydrothermal magmatique. L'importante concentration d'acide sulfurique dans les fluides expulsés vers le domaine épithermal est mise en évidence par la formation tardive des rubans de pyrite superposés aux effets de la tourmalinisation précoce typiquement observée dans la zone d'altération sodique.

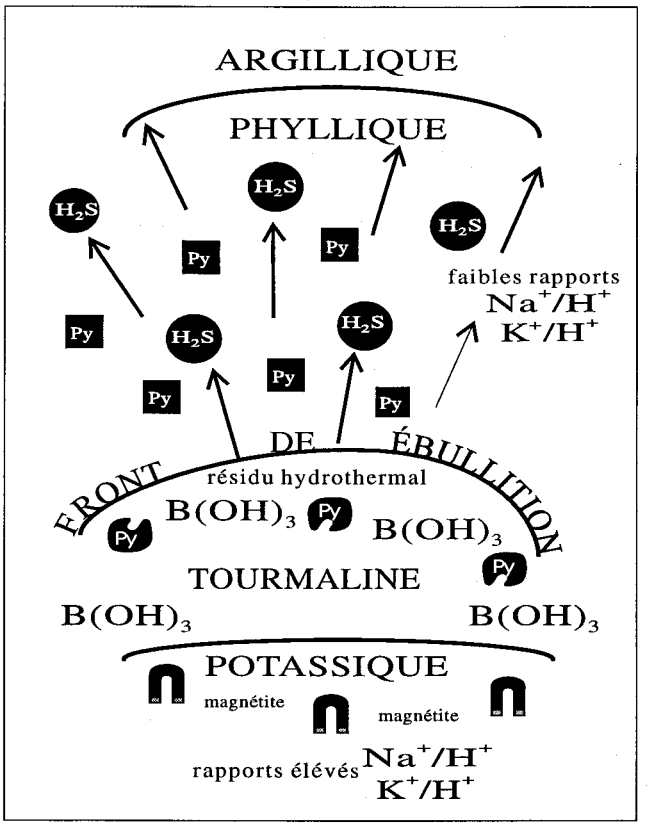


Figure 25. Évolution des conditions physico-chimiques au sein du système hydrothermal magmatique de Coxheath. Le coeur du système représente un domaine porphyrique marqué par des conditions d'extrême oxydation menant à la formation de la magnétite et des rapports K^+/H^+ et Na^+/H^+ très élevés. La concentration de sodium et d'acide borique dans le résidu hydrothermal produit par de multiples événements d'ébullition des fluides hydrothermaux a permis le développement d'une importante zone d'altération sodique dont la tourmaline représente une des phases essentielles. L'importante séparation des espèces volatiles et non-volatiles lors de l'ébullition des fluides hydrothermaux est témoignée par la présence de rubans tardifs de pyrite dans les veines de quartz-tourmaline. Les fluides riches en volatiles ont été expulsés vers des niveaux supérieurs du système hydrothermal magmatique dans un terrain structuralement préparé permettant ainsi la formation de zones extensives d'altération phyllique et argilique dans le domaine épithermal.

La disposition des différentes zones d'altération dans le domaine épithermal montre des analogies avec les zones d'altération associées aux gîtes épithermaux du type alunite-kaolinite. Les effets de l'altération argilique correspondent à la formation d'un assemblage paragénétique de quartz-kaolinite-pyrophyllite. Cet assemblage caractéristique des zones d'altération argilique montre une transition graduelle vers une paragenèse d'altération formée de quartz, de séricite et de pyrite qui correspond à une zone d'altération phyllique très répandue dans les roches de la séquence volcanique de Coxheath. Les assemblages paragénétiques qui définissent les différentes zones d'altération hydrothermale retrouvées

dans le domaine épithermal à Coxheath, indiquent que les fluides hydrothermaux qui ont mené à sa formation étaient caractérisés par des faibles rapports de $a(K^+/H^+)$ et de $a(Na^+/H^+)$.

Les contrastes minéralogiques entre les différents types de minéralisation et d'altération hydrothermale retrouvés dans les roches plutoniques et volcaniques d'âge Protérozoïque tardif à Coxheath représentent une zonation verticale à l'intérieur d'un même système hydrothermal directement associé à la mise en place et à l'évolution magmatique du pluton de Coxheath. La division du système hydrothermal de Coxheath en deux différents domaines permet la proposition d'un modèle d'évolution génétique qui expliquerait (1) les effets marqués de l'altération hydrothermale associés à la minéralisation de type disséminée dans la masse plutonique (Quinn, 1965; Oldale, 1967; Hollister et al., 1974; Kirkham et Soregaroli, 1975; Pollock, 1977; Chatterjee et Oldale, 1980, Thicke, 1987; Barr et al., 1988); (2) la formation des zones riches en cuivre contenant des paragenèses de minéralisation et d'altération distinctes, dont la relation avec la minéralisation de type porphyrique était demeurée jusqu'à maintenant incertaine (Oldale, 1967; Hollister et al., 1974; Kirkham et Soregaroli, 1975; Chatterjee et Oldale, 1980; Thicke, 1987; Barr et al., 1988; Swinden et Sangster, 1995); (3) la formation de zones d'altération hydrothermale très répandues dans les roches de la séquence volcanique de Coxheath.

La définition des caractéristiques de la minéralisation et de l'altération hydrothermale associées au gîte de Coxheath représente un outil d'exploration et contribue à la caractérisation de la zone d'Avalon dans les Appalaches du nord comme un important métallotèque marqué par la présence des indices de minéralisations de type porphyrique et épithermal ainsi que par des vastes régions formées de roches volcaniques et plutoniques dans la plupart des cas encore inexplorées.

PLANCHES PHOTOS

Photo 1. Aspect en affleurement des stockwerks de veines de quartz typiquement observés dans la zone d'altération potassique à Coxheath. Plusieurs générations de veines peuvent être reconnues à partir de leurs relations de recoupement.

Photo 2. Photomicrographie, à lumière transmise et polarisée, illustrant la minéralisation et l'altération associées à une veinule millimétrique de quartz-chlorite-muscovite-épidote de la paragenèse PDA dans les roches dioritiques du pluton de Coxheath. Les plagioclases originaux de la roche sont altérés en feldspath potassique le long de la veinule et montrent aussi un séricitisation tardive. Les minéraux opaques correspondent à de la chalcopyrite et à de la bornite principalement.

1

2

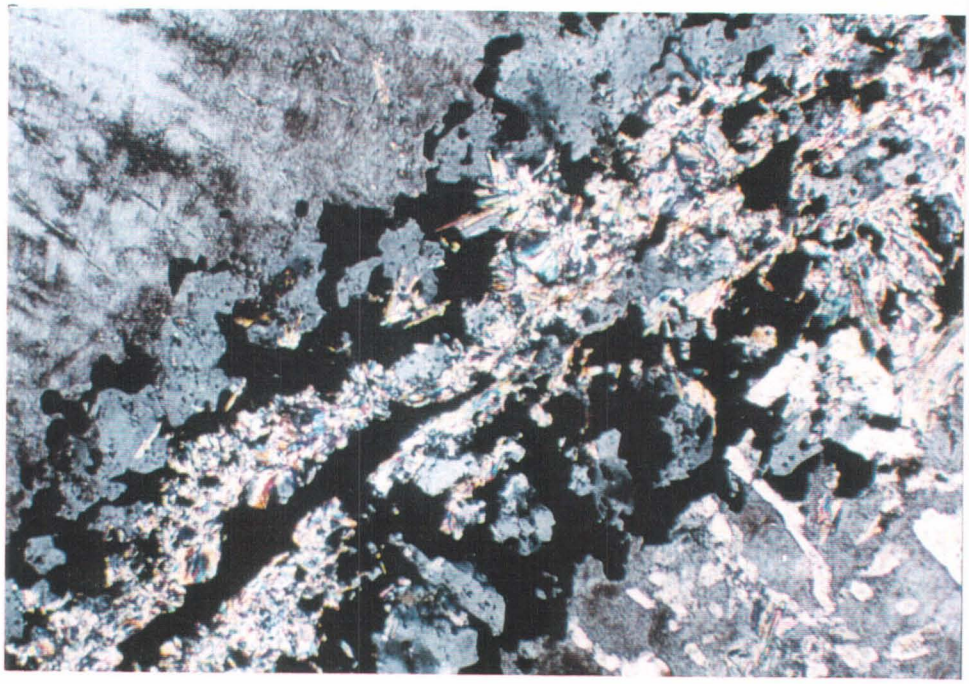
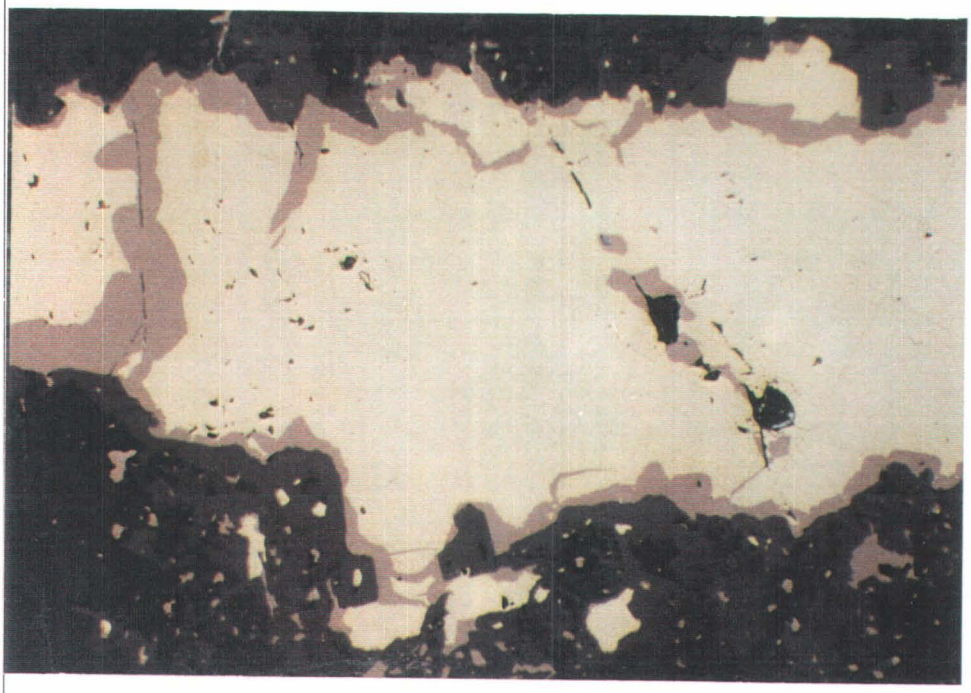


Photo 3. Photomicrographie, à lumière naturelle et réfléchie, d'un grain de chalcopyrite entouré de bornite tardive aussi développée le long des fractures dans la chalcopyrite. Cette texture est typiquement observée dans les échantillons affectés par la paragenèse PDA d'altération potassique dans les roches dioritiques du pluton de Coxheath et est interprétée comme le produit du refroidissement du système hydrothermal magmatique.

Photo 4. Photomicrographie, à lumière naturelle et réfléchie, de l'assemblage métallique chalcopyrite-magnétite-bornite-hématite (à gauche) typique de la paragenèse PDA dans les diorites du pluton de Coxheath. La chalcopyrite en jaune montre des bordures de bornite beige alors que la magnétite (gris foncé) ainsi que la bornite tardive sont remplacées par l'hématite (minéral blanc). Au centre et à droite, la pyrite forme des cristaux subautomorphes à automorphes et se superpose tardivement à l'assemblage Ccp-Mag-Bn-Hem.



3

4

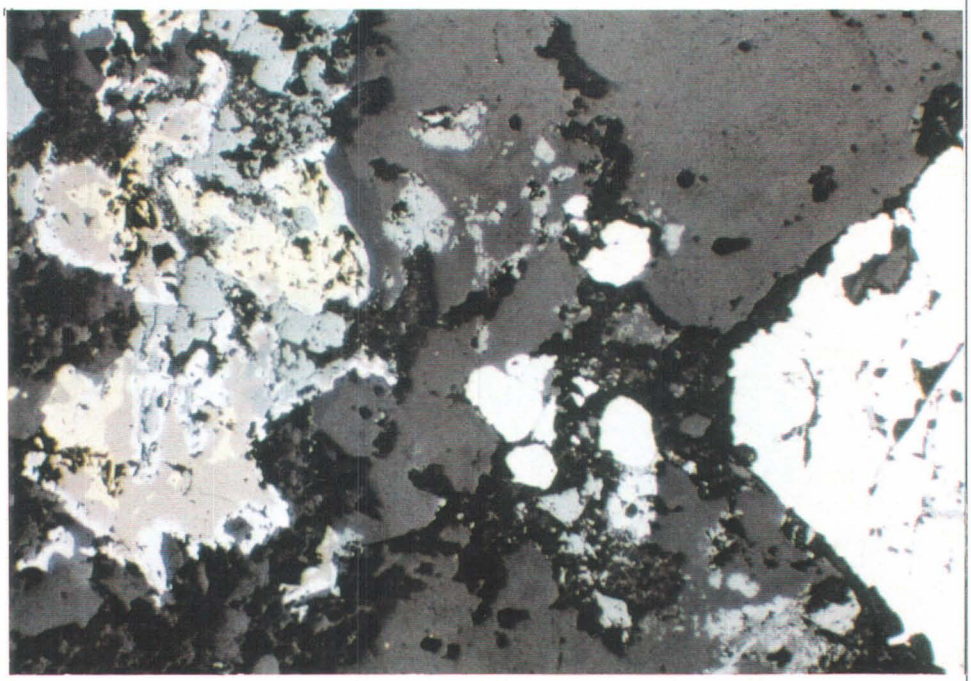
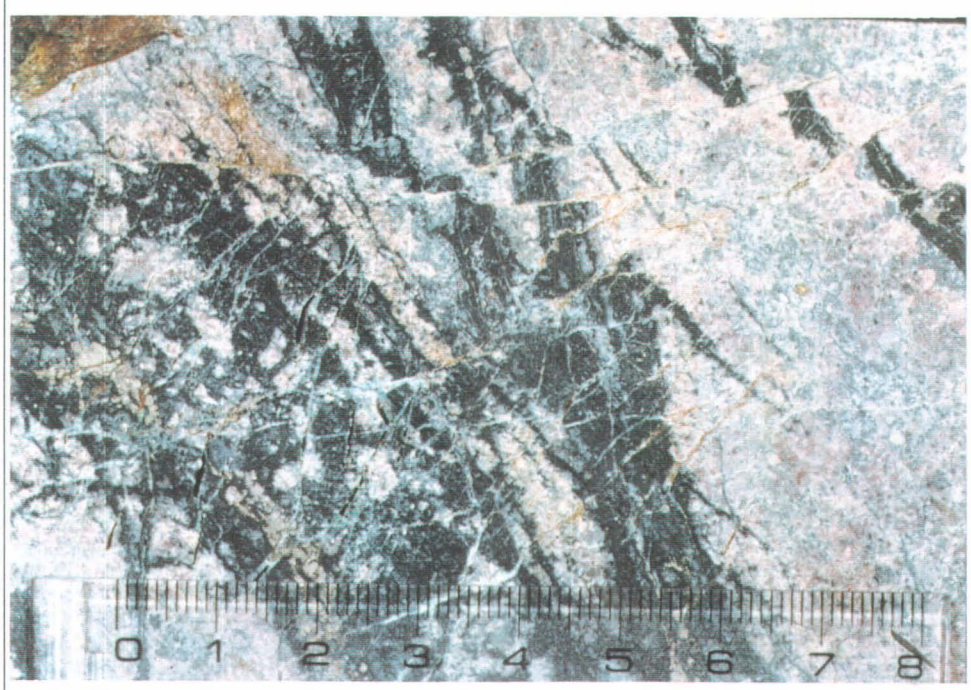


Photo 5. Coupe d'une diorite montrant un stockwerk de veines de tourmaline ± quartz, le long desquelles des bordures d'albite rose se sont développées. Plusieurs générations de veines peuvent être reconnues. En certains endroits (au centre-gauche) la roche a été transformée en roche massive de tourmaline-albite.

Photo 6. Coupe d'une diorite montrant un stockwerk de veines rubanées de tourmaline-pyrite, les rubans de pyrite sont tardifs et se superposent aux rubans de tourmaline massive. Quelques veinules de couleur rouille d'hématite recoupent les veines de tourmaline-pyrite.

5



6

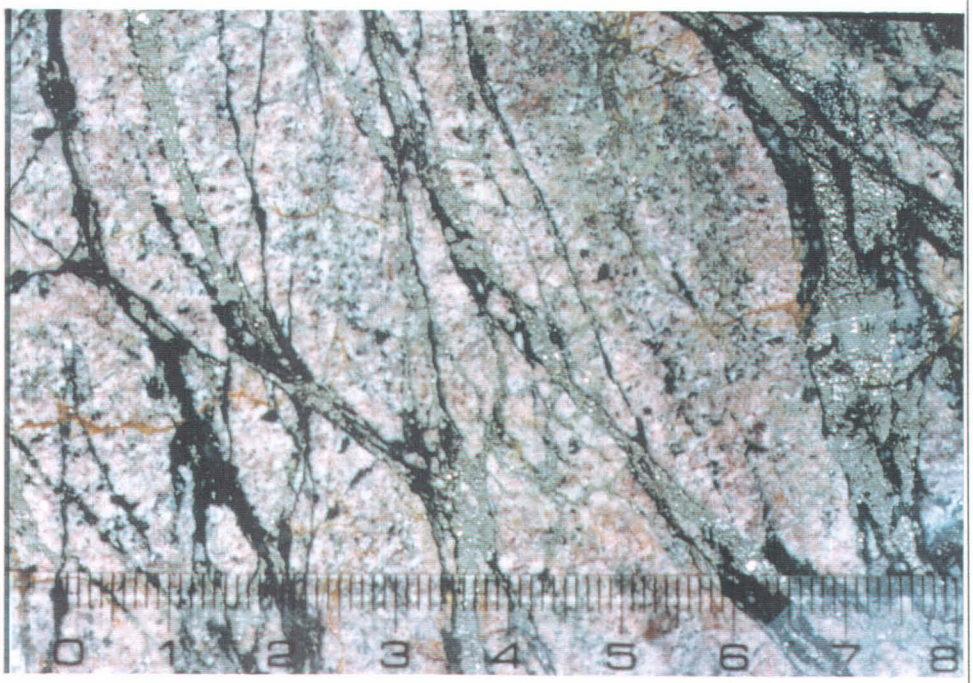


Photo 7. Aspect en affleurement des roches affectées par l'altération phyllique. Les roches montrent une séricitisation et une silicification intenses ainsi que la présence de 5 à 10% de cristaux de pyrite.

Photo 8. Photomicrographie, à lumière transmise et polarisée, illustrant les effets de l'altération phyllique dans les andésites de la séquence volcanique de Coxheath. La matrice de cette roche a été transformée en une mosaïque équigranulaire de quartz, alors que la muscovite-séricite forme des veinules millimétriques. Les minéraux mafiques sont transformés en chlorite et la pyrite forme des cristaux subautomorphes.

7

8

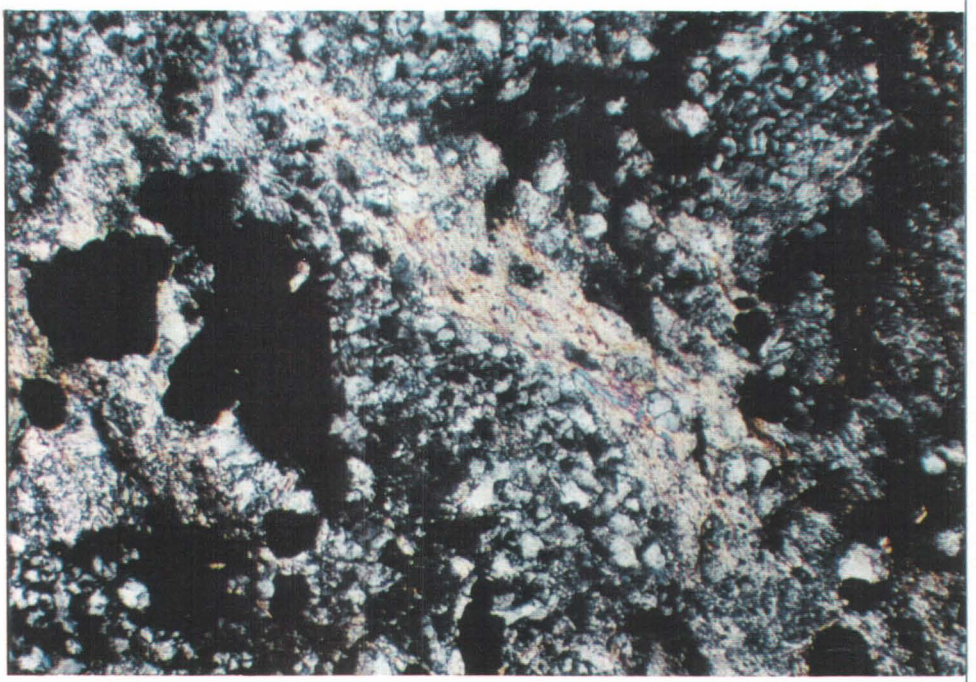


Photo 9. Quartz de texture amorphe provenant d'un secteur intensément silicifié dans la zone d'altération argilique à Coxheath. Les analyses de diffraction de rayons X indiquent la présence de la kaolinite et de la pyrophyllite, suggérant ainsi que l'assemblage Qtz-Kln-Prl s'est formé dans des conditions d'extrême acidité et à des températures entre 200 et 300°C (e.g Arribas, 1995)

9

APPENDICE A

CARTES

Figure 5. Carte géologique de la région de Coxheath

Figure 8. Carte des zones d'altération hydrothermale dans la région de Coxheath

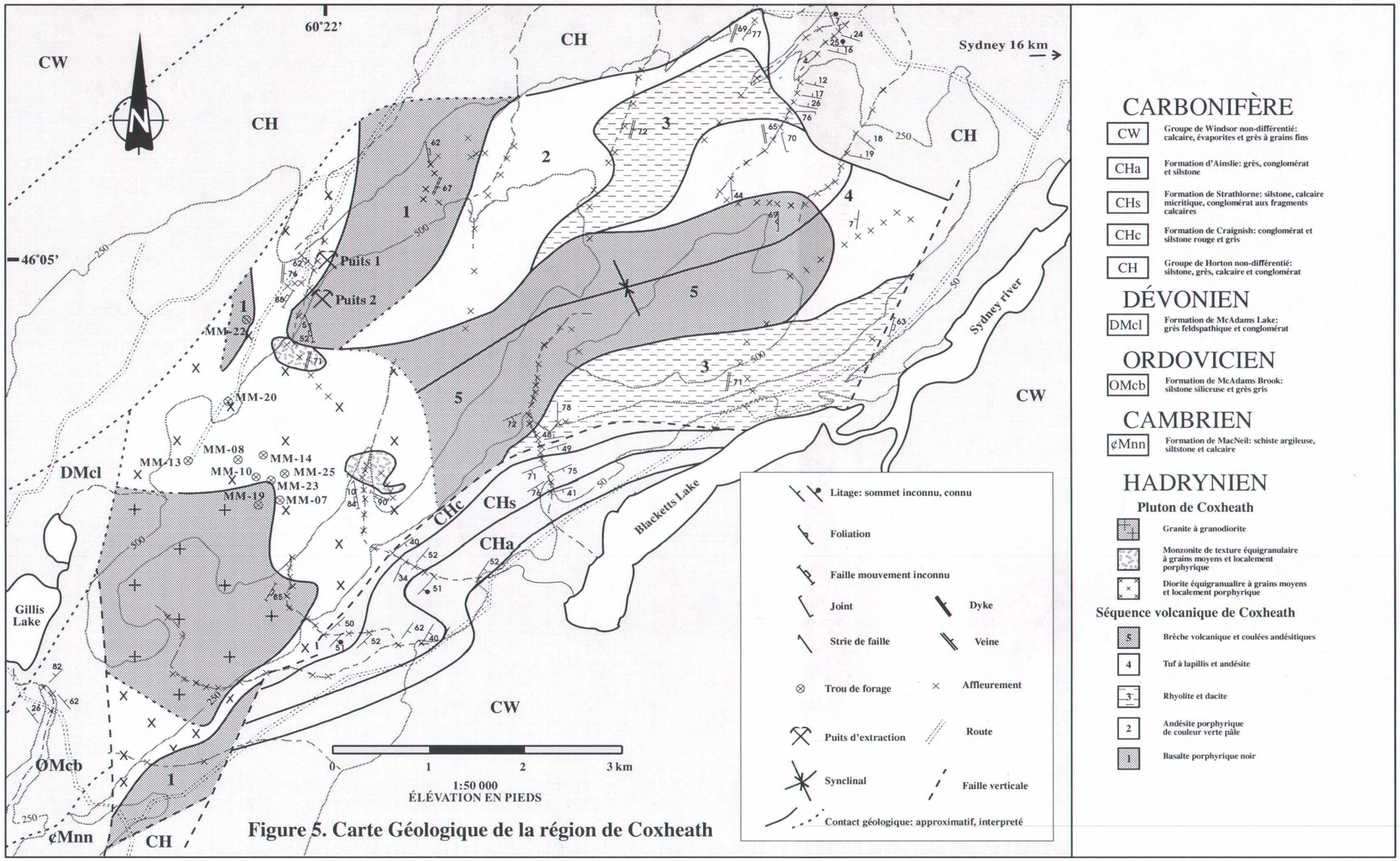


Figure 5. Carte Géologique de la région de Coxheath

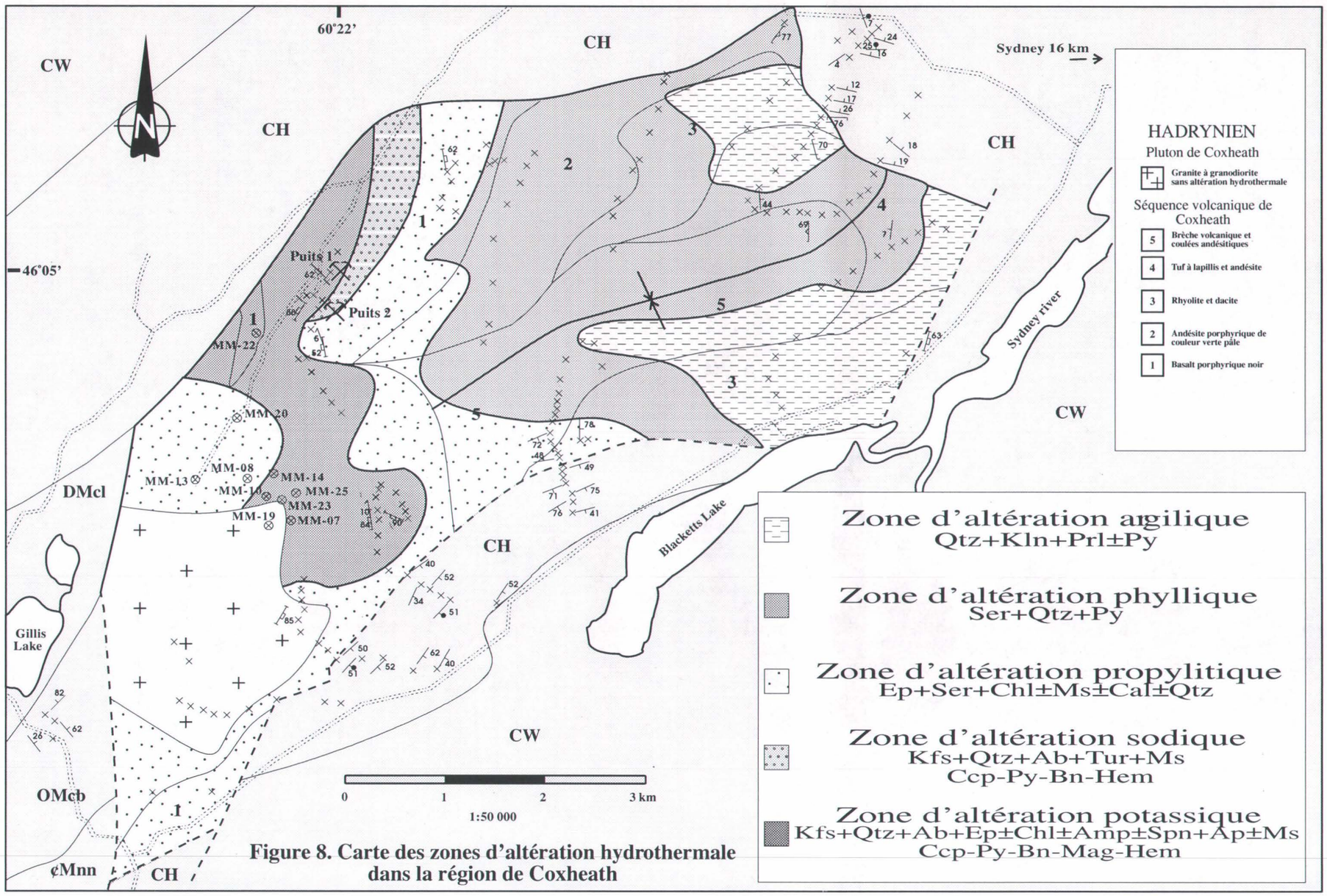


Figure 8. Carte des zones d'altération hydrothermale dans la région de Coxheath

APPENDICE B

ANALYSES CHIMIQUES À LA MICROSONDE

Tableau 1. COMPOSITION DES FELDSPATHS DES PARAGENÈSES D'ALTÉRATION POTASSIQUE À COXHEATH

n=nombre d'analyses

Paragenèse PMA

	ALBITE	ORTHOSE	SD
	n=1	n=2	
SIO2	65,43	62,16	0,71
AL2O3	20,13	17,96	0,25
NA2O	11,89	1,56	0,49
CAO	0,76	0,05	0,03
K2O	1,57	15	0,56
FEO	0	0,08	0,05
TOTAL	99,78	96,81	0,95
Ab	89,12	13,64	4,12
An	3,17	0,24	0,14
Or	7,71	86,12	4,26

Paragenèse PMB

	ALBITE	ANORTHOSE	SD	ORTHOSE	SD
	n=1	n=2		n=5	
SIO2	67,2	66,28	0,33	64,3	0,15
AL2O3	19,74	19,72	0,11	18,74	0,17
NA2O	12,66	8,01	0,85	0,31	0,05
CAO	0,26	0,13	0,11	0,04	0,02
K2O	0,08	6,04	0,25	16,8	0,11
FEO	0,03	0,15	0,19	0,12	0,13
TOTAL	99,97	100,33	0,29	100,31	0,33
Ab	98,49	66,45	3,0	2,74	0,41
An	1,09	0,58	0,42	0,17	0,10
Or	0,41	32,97	3,42	97,09	0,41

Paragenèse PDA

	ALBITE	SD	ANORTHOSE	SD	ORTHOSE	SD
	n=6		n=3		n=4	
SIO2	65,86	1,2	64,4	1,3	64,3	0,19
AL2O3	21,14	1,03	19,4	0,42	18,7	0,16
NA2O	11,55	0,72	9,35	0,84	0,74	0,74
CAO	0,8	0,59	0,89	1,19	0,03	0,03
K2O	0,7	0,65	4,09	0,26	16,2	1,01
FEO	0,08	0,06	0,49	0,81	0,08	0,07
TOTAL	100,13	0,94	98,6	0,6	100	0,45
Ab	92,73	3,83	74,6	4,77	6,52	6,41
An	3,57	2,53	3,92	5,45	0,15	0,13
Or	3,69	3,61	21,5	0,79	93,3	6,52

Tableau 2. COMPOSITION DES CHLORITES DE LA PARAGENÈSE PMA

formule structurale calculée sur la base de 28 oxygènes

	CHL-1	CHL-2	CHL-3	CHL-4	CHL-5	CHL-6	CHL-7	Moyenne	SD
SIO2	29,84	27,06	29,95	28,86	27,51	28,12	29,03	28,63	1,11
AL2O3	16,32	18,87	18,14	18,92	20,32	18,16	18,52	18,46	1,2
TIO2	4,51	0	0,15	0	0,12	0,19	0,05	0,72	1,67
CR2O3	0,02	0,06	0	0,04	0,04	0,04	0,1	0,04	0,03
FEO	14,98	18,09	15,37	21,23	15,85	18,97	15,44	17,13	2,36
MNO	0,03	0,22	0,22	0,24	0,05	0,15	0,18	0,16	0,08
MGO	16,58	21,07	20,19	20,44	22,13	20,35	20,12	20,13	1,71
CAO	3,18	0,02	0,04	0	0,04	0,09	0,06	0,49	1,19
NA2O	0	0	0	0	0	0	0	0	0
K2O	0,15	0,09	1,24	0,08	0,02	0,09	1,53	0,46	0,64
TOTAL	85,61	85,48	85,3	89,81	86,08	86,16	85,03	86,22	1,64
SI	6,139	5,64	6,159	5,785	5,602	5,825	6,018	5,881	0,228
AL	1,861	2,36	1,841	2,215	2,398	2,175	1,982	2,119	0,228
	8	8	8	8	8	8	8	8	0
AL	2,096	2,274	2,556	2,254	2,478	2,258	2,542	2,351	0,175
TI	0,698	0	0,024	0	0,019	0,03	0,007	0,111	0,259
CR	0,003	0,01	0	0,006	0,006	0,007	0,016	0,007	0,005
FE	2,578	3,153	2,643	3,559	2,699	3,286	2,676	2,943	0,386
MN	0,006	0,038	0,039	0,041	0,008	0,027	0,031	0,027	0,015
MG	5,083	6,545	6,188	6,107	6,718	6,285	6,216	6,163	0,523
CA	0,7	0,004	0,008	0	0,008	0,021	0,014	0,108	0,261
NA	0	0	0	0	0	0	0	0	0
K	0,038	0,023	0,326	0,02	0,005	0,023	0,405	0,119	0,17
	11,202	12,047	11,784	11,987	11,941	11,937	11,907	11,829	0,288
Fe/(Fe+Mg+Mn)	0,336	0,324	0,298	0,367	0,286	0,342	0,300	0,322	0,418

Tableau 3. COMPOSITION DES AMPHIBOLES DE LA PARAGENÈSE PMB

Formule structurale calculée sur la base de 23 oxygènes

	A-1	A-2	A-3	A-4	A-5	A-6	A-7	A-8
SIO2	51,35	49	52,97	53,21	52,29	52,78	51	52,41
AL2O3	4,05	4,94	2,98	3,76	3,32	2,87	4,33	2,57
TIO2	0,3	0,69	0,43	0,05	0,33	0,16	0,3	0,15
CR2O3	0,12	0,03	0,08	0,01	0	0	0	0,05
FE2O3	2,8	1,18	0	2,61	2,21	3,37	2,22	2,82
FEO	9,07	10,97	10,77	9,81	10,24	7,12	10,14	8,56
MNO	0,42	0,51	0,55	0,55	0,53	0,4	0,58	0,47
MGO	16,73	14,85	16,62	16,97	16,39	18,25	16,16	17,26
CAO	12,46	12,33	12,22	12,69	12,53	12,59	12,26	12,67
NA2O	0,59	0,83	0,55	0,58	0,53	0,46	0,74	0,53
K2O	0,38	0,42	0,3	0,26	0,23	0,22	0,37	0,22
F	0,08	0,18	0,16	0	0,01	0	0,18	0,02
CL	0,11	0,16	0,1	0,07	0,1	0,08	0,08	0,02
TOTAL	98,46	96,09	97,73	100,57	98,71	98,3	98,36	97,75
SI	7,352	7,263	7,613	7,444	7,471	7,482	7,342	7,518
AL	0,648	0,737	0,387	0,556	0,529	0,48	0,658	0,435
	8	8	8	8	8	7,962	8	7,953
AL	0,036	0,127	0,118	0,065	0,029	0	0,077	0
TI	0,032	0,077	0,047	0,006	0,036	0,017	0,032	0,016
CR	0,013	0,003	0,009	0,001	0	0	0	0,006
FE+3	0,302	0,131	0	0,274	0,238	0,359	0,241	0,305
FE+2	1,086	1,36	1,294	1,148	1,223	0,844	1,22	1,027
MN	0,051	0,064	0,068	0,065	0,064	0,047	0,07	0,057
MG	3,571	3,281	3,56	3,538	3,49	3,857	3,467	3,69
CA	1,911	1,958	1,882	1,902	1,918	1,913	1,892	1,947
	7,002	7,001	6,978	6,999	6,998	7,037	6,999	7,048
NA	0,165	0,24	0,155	0,159	0,147	0,126	0,207	0,147
K	0,069	0,079	0,055	0,046	0,042	0,04	0,069	0,04
	0,234	0,319	0,21	0,205	0,189	0,166	0,276	0,187
F	0,037	0,085	0,074	0	0,005	0	0,08	0,01
CL	0,026	0,04	0,023	0,018	0,024	0,018	0,018	0,005
	0,063	0,125	0,097	0,018	0,029	0,018	0,098	0,015
Fe/(Fe+Mg)	0,233	0,293	0,267	0,245	0,259	0,180	0,260	0,218
Mg/(Mg+Fe)	0,767	0,707	0,733	0,755	0,741	0,820	0,740	0,782

Tableau 3. Suite

	A-9	A-10	A-11	A-12	A-13	A-14	A-15	Moyenne	SD
SIO2	50,95	51,47	53,1	50,79	51,29	52,09	53,01	51,85	1,16
AL2O3	4,08	3,75	3,05	3,88	4,35	3,72	3,47	3,68	0,64
TIO2	0,37	0,48	0,29	0,46	0,45	0,34	0,34	0,34	0,15
CR2O3	0	0,07	0	0,01	0	0,09	0,05	0,03	0,04
FE2O3	3,81	2,98	1,52	2,57	1,96	2,08	1,03	2,15	0,98
FEO	8,73	8,82	9,05	8,63	9,81	9,39	10,03	9,46	0,99
MNO	0,42	0,57	0,44	0,46	0,42	0,39	0,4	0,47	0,07
MGO	16,63	16,87	17,52	16,79	16,54	17,01	17,09	16,78	0,73
CAO	12,7	12,57	12,62	12,46	12,48	12,53	12,52	12,51	0,15
NA2O	0,68	0,67	0,49	0,68	0,73	0,64	0,54	0,62	0,1
K2O	0,38	0,29	0,27	0,35	0,4	0,31	0,28	0,31	0,07
F	0,13	0,03	0,19	0,05	0,14	0	0,01	0,08	0,08
CL	0,1	0,09	0,04	0,09	0,14	0,05	0,05	0,08	0,04
TOTAL	98,98	98,66	98,58	97,22	98,71	98,64	98,82	98,36	0,97
SI	7,282	7,351	7,541	7,351	7,341	7,418	7,516	7,421	0,103
AL	0,687	0,63	0,459	0,649	0,659	0,582	0,484	0,579	0,105
	7,969	7,981	8	8	8	8	8	8	0,016
AL	0	0	0,051	0,013	0,075	0,043	0,097	0,041	0,043
TI	0,04	0,052	0,031	0,05	0,048	0,037	0,036	0,037	0,017
CR	0	0,007	0	0,001	0	0,01	0,005	0,004	0,004
FE+3	0,41	0,32	0,162	0,28	0,211	0,223	0,11	0,232	0,105
FE+2	1,044	1,054	1,075	1,044	1,174	1,118	1,189	1,132	0,125
MN	0,051	0,069	0,053	0,057	0,051	0,047	0,048	0,057	0,008
MG	3,542	3,592	3,708	3,623	3,528	3,61	3,613	3,579	0,127
CA	1,944	1,923	1,92	1,932	1,914	1,912	1,902	1,918	0,021
	7,031	7,017	7	7	7,001	7	7	7	0,018
NA	0,188	0,186	0,136	0,189	0,203	0,177	0,149	0,171	0,031
K	0,069	0,054	0,048	0,064	0,073	0,055	0,05	0,057	0,013
	0,257	0,24	0,184	0,253	0,276	0,232	0,199	0,228	0,042
F	0,058	0,016	0,086	0,022	0,062	0	0,007	0,036	0,034
CL	0,023	0,021	0,01	0,021	0,033	0,012	0,013	0,02	0,009
	0,081	0,037	0,096	0,043	0,095	0,012	0,02	0,056	0,039
Fe/(Fe+Mg)	0,228	0,227	0,225	0,224	0,25	0,236	0,248	0,24	0,026
Mg/(Mg+Fe)	0,772	0,773	0,775	0,776	0,750	0,764	0,752	0,760	0,50

Tableau 4. COMPOSITION DES ÉPIDOTES DE LA PARAGENÈSE PMB

Formule structurale calculée sur la base de 12.5 oxygènes

	E-1	E-2	E-3	E-4	E-5	E-6	E-7	Moyenne	SD
SIO2	38,01	38,46	38,21	38,44	37,73	38,22	38,63	38,24	0,3
AL2O3	26,3	28,07	26,86	27,89	25,52	25,93	26,6	26,74	0,95
TIO2	0,09	0,05	0,03	0,16	0,07	0,24	0,11	0,11	0,07
FE2O3	10,23	7,8	8,73	6,81	10,04	9,87	8,24	8,82	1,29
FEO	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MNO	0,05	0,2	0,1	0,09	0,14	0,15	0,08	0,12	0,05
MGO	0,12	0,06	0,26	0,25	0,25	0,25	0,31	0,21	0,09
CAO	24,34	24,85	24,75	25,24	24,53	24,54	23,98	24,6	0,4
TOTAL	99,14	99,49	98,94	98,88	98,28	99,2	97,95	98,84	0,54
SI	2,961	2,962	2,971	2,973	2,971	2,976	3,019	2,976	0,02
AL	0,040	0,038	0,030	0,027	0,030	0,025	0	0,025	0,013
	3	3	3	3	3	3	3,0185	3	0,007
AL	2,375	2,510	2,432	2,516	2,339	2,355	2,450	2,428	0,072
TI	0,005	0,003	0,002	0,009	0,004	0,014	0,007	0,006	0,004
FE+3	0,600	0,453	0,511	0,397	0,595	0,578	0,485	0,517	0,078
	2,979	2,965	2,944	2,921	2,937	2,947	2,941	2,950	0,019
FE+2	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MN	0,004	0,014	0,007	0,006	0,009	0,010	0,005	0,008	0,004
MG	0,014	0,007	0,030	0,029	0,030	0,029	0,036	0,025	0,011
CA	2,031	2,050	2,062	2,092	2,069	2,047	2,008	2,051	0,027
	2,049	2,071	2,098	2,127	2,108	2,086	2,049	2,084	0,03
Fe/(Fe+Al)	20,158	15,277	17,349	13,616	20,269	19,707	16,510	17,544	------

Tableau 6. COMPOSITION DES CHLORITES DE LA PARAGENÈSE PDA

Formule structurale calculée sur la base de 28 oxygènes

	CHL-1	CHL-2	CHL-3	CHL-4	CHL-5	CHL-6	CHL-7	CHL-8
SIO2	28,91	29,54	28,78	28,85	28,25	29,53	28,18	29,44
AL2O3	18	16,6	17,5	17,14	18,05	16,78	18,27	16,97
TIO2	1,35	1,57	0,77	0,29	0,4	1,97	0,07	0,97
CR2O3	0,09	0	0,03	0	0,07	0,01	0,02	0,07
FEO	18,4	19,42	20,74	20,8	20,84	18,37	20,66	21,3
MNO	0,17	0,14	0,23	0,22	0,2	0,26	0,05	0,14
MGO	18,14	19,13	19,26	19,64	19,14	19,63	19,69	18,76
CAO	1,68	0,95	0,28	0,05	0,12	1,01	0,07	0,36
NA2O	0	0	0	0	0	0	0	0
K2O	0,04	0,18	0,12	0,05	0,03	0,15	0	0,35
TOTAL	86,78	87,53	87,71	87,04	87,1	87,71	87,01	88,36
SI	5,944	6,047	5,911	5,968	5,844	6,005	5,822	6,021
AL	2,056	1,953	2,089	2,032	2,156	1,995	2,178	1,979
	8	8	8	8	8	8	8	8
AL	2,306	2,051	2,148	2,146	2,245	2,025	2,271	2,111
TI	0,208	0,242	0,119	0,044	0,061	0,302	0,01	0,149
CR	0,014	0	0,005	0	0,011	0,001	0,004	0,011
FE	3,165	3,324	3,563	3,598	3,605	3,124	3,57	3,642
MN	0,029	0,024	0,04	0,038	0,035	0,044	0,009	0,024
MG	5,561	5,837	5,895	6,054	5,902	5,948	6,063	5,717
CA	0,369	0,209	0,062	0,012	0,025	0,221	0,015	0,079
NA	0	0	0	0	0	0	0	0
K	0,011	0,046	0,031	0,012	0,008	0,038	0	0,091
	11,663	11,733	11,863	11,904	11,892	11,703	11,942	11,824
Fe/Fe+Mg+Mn	0,362	0,362	0,375	0,371	0,378	0,343	0,370	0,388

Tableau 6. Suite

	CHL-9	CHL-10	CHL-11	CHL-12	Moyenne	SD
SIO2	29,21	30	30,7	31,03	29,37	0,88
AL2O3	17,26	15,65	14,98	15,05	16,85	1,12
TIO2	1,04	1,37	1,71	0,84	1,03	0,59
CR2O3	0,05	0	0,03	0,03	0,03	0,03
FEO	19,41	18,94	17,81	17,77	19,54	1,29
MNO	0,14	0,24	0,23	0,17	0,18	0,06
MGO	20,35	20,94	20,52	21,97	19,76	1,04
CAO	0,22	0,54	1,42	0,29	0,58	0,55
NA2O	0	0	0	0	0	0
K2O	0,17	0,11	0,09	0,01	0,11	0,1
TOTAL	87,85	87,79	87,49	87,16	87,45	0,45
SI	5,945	6,103	6,241	6,294	6,013	0,144
AL	2,055	1,897	1,759	1,706	1,987	0,144
	8	8	8	8	8	0
AL	2,085	1,855	1,83	1,892	2,08	0,159
TI	0,159	0,21	0,262	0,128	0,158	0,091
CR	0,009	0	0,004	0,004	0,005	0,005
FE	3,303	3,223	3,028	3,014	3,345	0,239
MN	0,025	0,042	0,04	0,03	0,032	0,01
MG	6,171	6,348	6,218	6,643	6,031	0,291
CA	0,049	0,119	0,309	0,063	0,128	0,121
NA	0	0	0	0	0	0
K	0,044	0,03	0,023	0,003	0,028	0,025
	11,845	11,827	11,714	11,777	11,807	0,089
Fe/Fe+Mg+Mn	0,348	0,335	0,326	0,311	0,356	0,23

Tableau 7 . COMPOSITION DES ÉPIDOTES DE LA PARAGENÈSE PDA

Formule structurale calculée sur la base de 12.5 oxygènes

	E-1	E-2	E-3	E-4	E-5	E-6
SIO2	38,26	38,07	37,56	37,68	37,83	37,73
AL2O3	25,8	23,79	20,88	22,7	24,83	23,55
TIO2	0,03	0	0,04	0,07	0,01	0,1
FE2O3	11,52	13,47	16,99	14,29	12,31	13,98
FEO	0	0	0	0	0	0
MNO	0,23	0,07	0	0,04	0,38	0,32
MGO	0,04	0	0,03	0	0,05	0,2
CAO	24,09	24,36	23,74	23,89	23,63	23,44
TOTAL	99,97	99,76	99,24	98,67	99,04	99,32
SI	2,966	2,983	2,996	2,993	2,971	2,972
AL	0,034	0,018	0,005	0,007	0,029	0,029
	3	3	3	3	3	3
AL	2,323	2,179	1,958	2,119	2,269	2,158
TI	0,002	0,000	0,003	0,004	0,001	0,006
FE+3	0,672	0,795	1,020	0,854	0,727	0,829
	2,997	2,974	2,980	2,977	2,997	2,992
FE+2	0	0	0	0	0	0
MN	0,015	0,005	0,000	0,003	0,025	0,021
MG	0,005	0,000	0,003	0,000	0,007	0,024
CA	2,001	2,045	2,029	2,034	1,988	1,979
	2,021	2,049	2,032	2,036	2,020	2,023
Fe/(Fe+Al)	22,437	26,719	34,257	28,730	24,266	27,746

Tableau 7. Suite

	E-7	E-8	E-9	Moyenne	SD
SIO2	37,77	38,05	37,73	37,85	0,22
AL2O3	22,76	24,94	24,09	23,7	1,47
TIO2	0	0	0,1	0,04	0,04
FE2O3	15,06	12,73	13,37	13,75	1,62
FEO	0	0	0	0	0
MNO	0,13	0,14	0,02	0,15	0,14
MGO	0,01	0,05	0,06	0,05	0,06
CAO	23,98	24,16	24,42	23,97	0,33
TOTAL	99,71	100,07	99,79	99,51	0,47
SI	2,977	2,961	2,956	2,975	0,014
AL	0,023	0,039	0,044	0,026	0,014
	3	3	3	3	0
AL	2,092	2,248	2,181	2,170	0,108
TI	0,000	0,000	0,006	0,002	0
FE+3	0,894	0,746	0,788	0,813	0,103
	2,985	2,994	2,974	2,985	0,010
FE+2	0	0	0	0	0
MN	0,009	0,010	0,002	0,010	0
MG	0,001	0,006	0,007	0,006	0
CA	2,025	2,014	2,051	2,018	0
	2,035	2,030	2,059	2,034	0,013
Fe/(Fe+Al)	29,933	24,904	26,545	27,254	-------

Tableau 8. COMPOSITION CHIMIQUE DES TOURMALINES À COXHEATH

Formule structurale caclculée sur la base de 24.5 oxygènes

	T-1	T-2	T-3	T-4	T-5	T-6	T-7	T-8	T-9	T-10
SIO2	33,68	35,45	34,77	34,28	34,87	34,04	35,17	34,84	34,53	34,30
AL2O3	22,62	27,80	27,10	24,80	25,39	22,33	25,70	26,98	25,04	25,44
MGO	7,28	7,66	8,22	8,48	7,66	7,34	7,47	7,40	7,24	7,17
TIO2	0,79	0,23	0,36	0,71	0,15	0,42	0,22	0,29	0,59	0,76
FEO	17,34	10,22	10,89	12,54	10,15	17,57	13,75	12,04	14,61	14,55
NA2O	1,80	2,25	2,12	1,80	1,16	1,73	2,19	2,15	1,91	2,05
CAO	1,92	0,78	1,25	1,88	0,81	2,00	1,14	1,31	1,71	1,49
K2O	0,01	0,06	0,03	0,04	0,05	0,02	0,03	0	0,01	0,03
TOTAL	85,44	84,45	84,74	84,53	80,24	85,45	85,67	85,01	85,64	85,79
SI	5,993	6,056	5,967	5,983	6,246	6,058	6,064	5,994	6,003	5,954
AL	4,744	5,598	5,481	5,101	5,359	4,685	5,222	5,472	5,131	5,203
MG	1,931	1,950	2,103	2,207	2,045	1,948	1,919	1,897	1,878	1,856
TI	0,106	0,030	0,047	0,094	0,020	0,057	0,029	0,038	0,077	0,099
FE	2,581	1,460	1,563	1,830	1,521	2,616	1,983	1,733	2,124	2,112
NA	0,620	0,746	0,706	0,609	0,405	0,597	0,733	0,716	0,642	0,689
CA	0,366	0,144	0,231	0,351	0,156	0,381	0,210	0,242	0,320	0,278
K	0,002	0,013	0,007	0,009	0,011	0,005	0,008	0	0,002	0,006
TOTAL	16,341	15,995	16,103	16,182	15,762	16,344	16,167	16,091	16,176	16,195
(Fe+Mg)	4,512	3,409	3,666	4,037	3,566	4,563	3,901	3,629	4,002	3,968
Fe/(Fe+Mg)	0,572	0,428	0,426	0,453	0,427	0,573	0,508	0,477	0,531	0,532

	T-11	T-12	T-13	T-14	T-15	T-16	T-17	T-18	T-19	T-20
SIO2	33,40	33,65	34,73	34,60	35,39	34,22	34,89	34,29	34,47	34,42
AL2O3	22,10	24,57	27,24	26,30	27,93	23,28	25,96	26,71	25,94	25,50
MGO	7,02	6,80	7,53	7,90	7,60	7,360	7,47	7,20	7,50	7,18
TIO2	0,71	0,78	0,15	0,27	0,34	0,62	0,41	0,52	0,33	0,53
FEO	18,11	16,55	11,28	12,46	10,71	16,73	13,26	12,65	12,46	13,65
NA2O	1,78	1,89	2,38	2,23	2,27	1,89	2,13	2,10	2,16	2,07
CAO	1,98	1,65	0,75	1,18	0,92	1,75	1,44	1,43	1,40	1,54
K2O	0,08	0	0,04	0,02	0,12	0,03	0,03	0,04	0,03	0,04
TOTAL	85,18	85,89	84,1	84,96	85,28	85,88	85,59	84,94	84,29	84,93
SI	5,998	5,910	6,008	5,981	6,013	6,022	6,014	5,937	6,010	6,001
AL	4,678	5,085	5,554	5,358	5,593	4,829	5,273	5,451	5,331	5,241
MG	1,879	1,782	1,942	2,036	1,924	1,932	1,920	1,859	1,950	1,866
TI	0,096	0,104	0,019	0,035	0,044	0,082	0,054	0,068	0,044	0,069
FE	2,721	2,431	1,632	1,802	1,522	2,463	1,911	1,832	1,817	1,991
NA	0,618	0,645	0,798	0,747	0,748	0,644	0,711	0,705	0,730	0,699
CA	0,380	0,310	0,139	0,219	0,167	0,330	0,266	0,266	0,262	0,288
K	0,019	0,001	0,009	0,006	0,026	0,008	0,008	0,009	0,007	0,009
TOTAL	16,387	16,267	16,100	16,181	16,035	16,308	16,155	16,126	16,149	16,163
(Fe+Mg)	4,600	4,213	3,574	3,838	3,445	4,395	3,830	3,690	3,767	3,857
Fe/(Fe+Mg)	0,592	0,577	0,457	0,469	0,442	0,560	0,499	0,496	0,482	0,516

Tableau 8. Suite

	T-21	T-22	T-23	T-24	T-25	T-26	T-27	T-28	T-29	T-30
SIO2	34,54	34,11	35,12	34,69	33,86	35,44	35,25	34,3	32,59	30,20
AL2O3	26,05	25,15	27,88	23,42	22,52	27,46	26,45	26,19	27,76	25,22
MGO	6,67	7,42	7,52	7,70	6,86	7,80	7,54	7,34	7,18	6,94
TIO2	0,16	0,63	0,27	0,38	0,70	0,28	0,34	0,45	0,11	0,42
FEO	13,78	14,08	10,77	16,00	17,45	11,89	12,44	13,73	11,06	12,96
NA2O	2,13	2,10	2,26	2,62	1,81	2,19	2,20	1,93	1,86	1,51
CAO	1,45	1,58	0,98	0,55	2,07	1,11	1,28	1,65	1,40	2,07
K2O	0,03	0,05	0,03	0,04	0,03	0,02	0,02	0,03	0	0,03
TOTAL	84,81	85,12	84,83	85,4	85,3	86,19	85,52	85,62	81,96	79,35
SI	6,024	5,960	6,000	6,098	6,038	5,999	6,042	5,933	5,800	5,669
AL	5,354	5,180	5,613	4,853	4,734	5,478	5,344	5,338	5,824	5,581
MG	1,734	1,934	1,915	2,017	1,823	1,968	1,927	1,893	1,903	1,943
TI	0,022	0,083	0,035	0,051	0,094	0,036	0,045	0,058	0,015	0,059
FE	2,010	2,058	1,539	2,352	2,603	1,683	1,784	1,986	1,647	2,035
NA	0,721	0,712	0,749	0,893	0,627	0,718	0,731	0,648	0,640	0,550
CA	0,271	0,295	0,18	0,104	0,395	0,202	0,235	0,3055	0,2675	0,417
K	0,007	0,011	0,006	0,010	0,006	0,005	0,005	0,008	0	0,007
TOTAL	16,141	16,230	16,036	16,376	16,319	16,088	16,110	16,168	16,095	16,260
(Fe+Mg)	3,744	3,991	3,454	4,369	4,426	3,651	3,710	3,879	3,550	3,978
Fe/(Fe+Mg)	0,537	0,516	0,446	0,538	0,588	0,461	0,481	0,512	0,464	0,512

	T-31	T-32	T-33	T-34	T-35	T-36	Moyenne	SD
SIO2	32,33	35,14	35,26	35,95	35,42	35,90	34,45	1,43
AL2O3	26,14	28,07	29,35	30,30	26,77	29,67	26,03	2,48
MGO	6,06	7,74	7,12	7,72	8,79	7,92	7,44	0,78
TIO2	0,08	0,12	0	0,03	1,02	0,34	0,4	0,25
FEO	13,88	11,32	10,76	8,33	9,89	9,33	13.03	2,72
NA2O	1,91	2,06	1,88	2,10	1,94	2,38	2,03	0,42
CAO	1,23	1,42	1,19	0,53	1,57	1,01	1,37	0,45
K2O	0,02	0,01	0,06	0,02	0	0,04	0,03	0,09
TOTAL	81,65	85,88	85,62	84,98	85,40	86,59	84,70	1,78
SI	5,876	5,953	5,953	6,008	5,999	5,952	5,987	0,089
AL	5,599	5,604	5,838	5,968	5,344	5,798	5,333	0,335
MG	1,643	1,956	1,791	1,924	2,221	1,958	1,928	0,110
TI	0,011	0,016	0	0,003	0,131	0,042	0,053	0,033
FE	2,109	1,605	1,519	1,164	1,402	1,294	1,895	0,398
NA	0,675	0,678	0,615	0,682	0,639	0,765	0,683	0,081
CA	0,240	0,258	0,215	0,096	0,285	0,180	0,256	0,081
K	0,004	0,003	0,013	0,005	0	0,008	0,007	0,005
TOTAL	16,154	16,071	15,943	15,848	16,019	15,994	16,140	1,130
(Fe+Mg)	3,752	3,560	3,310	3,088	3,622	3,252	3,823	--------
Fe/(Fe+Mg)	0,562	0,451	0,459	0,377	0,387	0,398	0,496	--------

RÉFÉRENCES

Armbrust, G.A., Oyarzún, J., Arias, J. (1977). Rubidium as a guide to ore in chilean porphyry copper deposits. Economic Geology, 72, 1086-1100.

Arribas A. (1995). Characteristics of high-sulfidation epithermal deposits, and their relation to magmatic fluid. In Magmas, Fluids, and Ore Deposits. (ed.) J.F.H. Thompson, Mineralogical Association of Canada, Short Course Series, Short Course Volume 23, p. 419-454.

Arribas A., Hedenquist J.W., Itaya T., Okada T., Concepción R.A., Garcia J.S. (1995). Contemporaneous formation of adjacent porphyry and ephithermal Cu-Au deposits over 300 ka in northern Luzon, Philippines. Geology, 23, 337-340.

Barr, S.B. (1993). Geochemistry and tectonic setting of Late Precambrian volcanic and plutonic rocks in southeastern Cape Breton Island, Nova Scotia. Can. J. Earth Sci. 30, 1147-1154.

Barr, S.M., Dunning, G.R., Raeside, R.P., Jamieson, R.A. (1990). Contrasting U-Pb ages from plutons in the Bras d'Or and Mira terranes of Cape Breton Island, Nova Scotia. Can. J. Earth Sci. 27, 1200-1208.

Barr, S.M., Jamieson, R.A. (1995). Cape Breton Belt. In The Appalachian-Caledonian Orogen in Canada and Greenland. (ed.) H. Williams, Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 6, p.365-366.

Barr, S.M., Macdonald, A.S., White, C.E. (1988). The Fourchu Group and Associated Granitoid Rocks, Coxheath Hills, East Bay Hills, and Southwestern Stirling and Coastal Belts, Southeastern Cape Breton Island, Nova Scotia. Geological Survey of Canada, Open file 1759.

Barr, M.S., Raeside, R.P. (1989). Tectono-stratigraphic terranes in Cape Breton Island, Nova Scotia: Implications for the configuration of the northern Appalachian orogen. Geology, 17, 822-825.

Barr, S.M., White, C.E. (1988). Petrochemistry of contrasting late Precambrian volcanic and plutonic associations, Caledonian Highlands, Southern New Brunswick. Maritime Sediments and Atlantic Geology, 24, 353-372.

Barr, S.M., White, C.E. (1996). Tectonic setting of Avalonian volcanic and plutonic rocks in the Caledonian Highlands, southern New Brunswick, Canada. Can. J. Earth Sci. 33, 156-168.

Barr, S.M., White, C.E., Macdonald, A.S. Geology, southeastern Cape Breton Island, Nova Scotia. Geological Survey of Canada. Map 1853A, scale 1:100 000 (sous press).

Beane, R.E. (1982). Hydrtohermal alteration in silicate rocks. In Advances in Geology of the Porphyry Copper Deposits Southwestern North America. (ed.) S.R. Titley, The University of Arizona Press, Tucson, Arizona, p. 117-138.

Beane, R.E., Titley, S.R. (1981). Porphyry copper deposits, part II, Hydrothermal alteration and mineralization. Economic Geology, 75 anniversary volume, 235-269.

Beaton, W.W., Sugden F.J. (1930). Coxheath copper mine, Cape Breton, N.S. The Canadian Mining and Metallurgical Bulletin. Vol. XXIII, no. 213-224, p. 834-842.

Beaufort, D., Westercamp, D., Legendre, O., Meunier, A. (1990). The fossil hydrothermal system of Saint Martin, Lesser Antilles: Geology and lateral distribution of alterations. Journal of Volcanology and Geothermal Fields, 40, 219-243.

Bell, W. A., Goranson, E.A. (1938). Sydney Sheet, West Half, Cape Breton and Victoria Countries, Nova Scotia. Geological Survey of Canada. Map 360A.

Bevier, M., Barr, M.S. (1990). U-Pb age constraints on the stratigraphy and tectonic history of the Avalon Terrane, New Brunswick, Canada. Journal of Geology, 98, 53-63.

Bevier, M., Barr, S.M., White, C.E., Macdonald, A.S. (1993). U-Pb geochronologic constraints on the volcanic evolution of the Mira (Avalon) terrane, Southeastern Cape Breton Island, Nova Scotia. Can. J. Earth Sci., 30, 1-10.

Bird, D.K., Schiffman, P., Elders A., Williams A. E. (1984). Calc-Silicate mineralization in active geothermal systems. Economic Geology,79, 671-695.

Boehner, R.C., Giles, P. S. (1986). Geological Map of the sydney Basin. Cape Breton Island, Nova Scotia. Nova Scotia Department of Mines and Energy, Map 86-1.

Bogie, I., Lawless, J.V. (1987). Controls on the hydrology of large volcanically hosted geothermal systems: Implications for exploration for epithermal mineral deposits. In Proceedings Pacific Rim Congress 87, Australasian Institute of Mining and Metalurgy, Parkville Victoria Australia. p. 57-60.

Bonham, H.F. (1989). Bulk mineable gold deposits of the Western United States. In Economic Geology monograph 6. The geology of gold deposits: The perspective in 1988. (ed.) Keays, R.R., Ramsay, W.R.H., Groves, D.I., p.193-207.

Burham, C.W. (1979). Magmas and hydrothermal fluids. In Geochemistry of hydrothermal ore deposits. (ed.) Barns, H.L.,Wiley-Interscience, N.Y, p.71-136.

Burham, C.W. (1985). Energy release in subvolcanic environments: Implications for breccia formation. Economic Geology, 80, 1515-1522.

Burt, D.M. (1989). Vector representation of tourmaline compositions. American Mineralogist, 74, 826-839.

Carlson S.R., Sawkins, F.J. (1980). Mineralogic and fluid inclusions studies of the Tourmalina Cu-Mo-bearing breccia pipe, Northern Peru. Economic Geology, 75, 1233-1238.

Cox D.P., Singer D.A. (1988). Distribution of gold in porphyry copper depositis. U.S. Geological Survey, Open File Report, No. 88-46, 22 p.

Chatterjee A.K., Oldale H.R. (1980). Porphyry copper-molybdenum ± gold mineralization at Coxheath. In Mineral deposits and mineralogenic provinces of Nova Scotia, Geological Association of Canada, Annual Meeting, Halifax, Nova Scotia, Field Trip No. 6, Guidebook. p.3-10.

Chorlton, L. B., Martin, R. F. (1978). The effect of boron on the granite solidus. Canadian Mineralogist, 16, 239-244.

Dallmeyer, R.D., Odom, A.L., O'Driscoll, C.F., Hussey, E.M. (1981). Geochronology of the Swift Current granite and host volcanic rocks of the Love Cove Group, southwestern Avalon zone, Newfoundland: Evidence of a Late Proterozoic volcanic-subvolcanic association. Can. J. Earth Sci.,18, 699-707.

Davidson, G.J., Large R.R., (1994). Gold metallogeny and the copper-gold association of the Australian Proterozoic. Mineralium Deposita, 29, 208-223.

Davis J.F., Luhta L.E. (1978). An archean "porphyry-type" disseminated copper deposit, Timmins, Ontario, Economic Geology, 73, 383-396.

Deer, W. R., Howie, R. A., Zussman, J. (1966). An introduction to the rock forming minerals. Longman, 528 p.

Dingwell, D.B., Knocke, R., Webb, S.L., Pichavant, M. (1992). The effect of B_2O_3 on the viscosity of haplogranite liquids. American Mineralogist, 77, 457-461.

Dostal, J., McCutcheon, S.R. (1990). Geochemistry of Late Proterozoic basaltic rocks from southeastern New Brunswick, Canada. Precambrian Research, 47, 83-98.

Eaton, P.C., Setterfield, T.N. (1993). The relation between ephithermal and porphyry hydrothermal systems within the Tavua Caldera, Fiji. Economic Geology, 88, 1053-1083.

Ellis, A. J., Mahon, W. A. J. (1977). Chemistry of geothermal systems. Academic Press, New York, N.Y. 392 p.

Foster, M.D. (1962). Interpretation of composition and classification of chlorites. US Geological Survey. Prof. Paper 414 A, 27 p.

Ford, J.H. (1978). Achemical Study of Alteration at the Panguna porphyry copper deposit, Bougainville, Papua New Guinea. Economic Geology, 73, 703-720.

Fuchus Y., Maury, R. 1995, Borosilicate alteration associated with U-Mo-Zn and Ag-Au-Zn deposits in volcanic rocks. Mineralium Deposita, 30, 449-459.

Fuh, T. M. (1965). A hydothermal breakdoen of tourmaline at high temperatures. Acta Geologica Taiwanica, 11, 21-29.

Gibling, M.R., Boehner, R.C., Rust, B.R. (1987) The Sidney basin of Atlantic Canada: an Upper Paleozoique strike-slipe basin in a collisional setting. In Sedimentary Basins and Basin-forming Mechanisms. (ed.) C. Beumont and A.J. Tankard, Canadian Society of Petroleum Geologist, Memoir 12, p. 269-285.

Gieskes, J. M. (1974). The Sea. Wiley-Interscience. N. Y.

Giggenbach, W. F. (1980). Geothermal gas equilibria. Geochimica et Cosmochimica Acta, 44, 2021-2032.

Giggenbach, W.F. (1992). Magma degassing and mineral deposition in hydrothermal systems along convergent plate boudaries. Economic Geology, 87, 1927-1944.

Giles, P. S. (1981). Major transgressive-regressive cycles in Middle to Late Visean rocks of Nova Scotia. Nova Scotia Department of Mines and Energy. Paper 81-2, 27 p.

Guilbert, J.M., Park C.F. Jr. (1986) The geology of ore deposits. Freeman and Company, N.Y. p. 985.

Hambling, A.P., Rust, B.R. (1989). Tectono-sedimentary analysis of alternate-polarity half-graben basin-fill successions: Late Devonian-Early Carboniferous Horton Group, Cape Breton Island, Nova Scotia. Basin Research, v. 2, pp. 239-255.

Hammarstrom, J.M., Zen, E. (1986) Aluminium in hornblende: An empirical igneous geobarometer. American Mineralogist, 71, 1297-1313.

Heald, P., Foley, N. K., Hayba, D. (1987). Comparative anatomy of volcanic-hosted epithermal deposits: acid-sulfate and adularia-sericite types. Economic Geology, 82, 1-26.

Hedenquist, J.W., Lowenstern, J.B. (1994). The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits. Nature, 370, 519-527.

Hedenquist, J.W., Simmons, S.F., Giggenbach, W.F., Eldridge, C.S. (1993). White Island, New Zealand, volcanic-hydrothermal system represents the geochemical environment of high-sulfidation Cu and Au ore deposition. Geology, 21, 731-734.

Henley, R.W., Ellis, A.J. (1983). Geothermal systems ancient and modern: A geochemical review. Earth-Science Reviews, 19, 1-50.

Henry, D.J., Guidotti, C.V. (985). Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: An example from the staurolite-grade metapelites of NW Maine. American Mineralogist, 70, 1-15.

Hollister, V.F., Potter, R.R., Barker, A.L. (1974). Porphyry-Type Deposits of the Appalachian Orogen. Economic Geology, 69, 618-630.

Huston, D.L., Large, R.R. (1989). A chemical model for the concentration of gold in volcanogenic massive sulphide deposits. Ore Geology Rev., 4, 171-200.

Hutchinson, R. D. (1952). The stratigraphy and trilobite faunas of the Cambrian sedymentary rocks of Cape Breton Island, Nova Scotia. Geological Survey of Canada, Memoire 262, p.124.

Jingwen M. (1995) Tourmaline from northern Guangxi, China, Mineralium Deposita, 30, 235-245.

Keppie, J.D. (1989). Northern Appalachian terranes and their accretionary history. In Terranes in the Circum-Atlantic Paleozoic Orogens. (ed.) R.D. Dallmeyer, Geological Society of America Special Paper 230, 159-192.

Keppie, J.D. (1990). Comment and Reply on "Tectono-stratigraphic terranes in Cape Breton Island, Nova Scotia: Implications for the configuration of the northern Appalachian orogen". Geology, 18, 669-671.

Keppie, J.D., Dallmeyer, R.D., Murphy, J.B. (1990). Tectonic implications of 40Ar/39Ar hornblende ages from late Proterozoic-Cambrian plutons in the Avalon Composite Terrane, Nova Scotia, Canada. Geological Society of America Bulletin, 102, 516-528.

Keppie, J.D., Nance, R.D., Murphy, J.B., Dostal, J. (1991). Northern Appalachians: Avalon and Meguma Terranes. In The West African Orogens and Circum-Atlantic Correlatives, (ed.) R.D. Dallmeyer and J.P. Lécorché, Springer-Verlag, 315-333.

King, R. W., Kerrich, R. W. (1986). Tourmaline in Archean lode gold deposits: Geochemical characteristics. Geological Society of America, Abstracts with Programs, 18, p. 657.

Kirkham, R.V., Soregaroli, A.E. (1975). Preliminary assessment of porphyry deposits in the Canadian Appalachians. Geological Survey of Cananda, Paper 75-1, Part A, 249-252.

Krogh, T.E., Strong, D.F., O'Brien, S.J., Papezik, V.S. (1988). Precise U-Pb zircon dates from the Avalon Terrane in Newfoundland. Can. J. Earth Sci., 25, 442-452.

London, D., Herving, R.L., Morgan, G.B. (1988). Melt-vapor solubilities and elemental partitioning in peraluminous granite-pegmatite systems: Experimental results with Macusani glass at 200 Mpa. Contributions to Mineralogy and Petrology, 99, 360-373.

London, D., Manning, D.A.C. (1995). Chemical variation and significance of tourmaline from southwest England. Economic Geology, 90, 495-519.

Lowell J.D., Guilbert J.M. (1970). Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits. Economic Geology, 65, 373-408.

Lynch, J.V.G. (1989). Hydrothermal alteration, veining, and fluid-inclusion characteristics of the Kalzas wolframite deposit, Yukon. Can. J. Earth Sci., 26, 2106-2115.

Lynch, G., Barr, S. M., Houlahan, T., Giles P. (1995). Geological Compilation, Cape Breton Island, Nova Scotia. Geological Survey of Canada. Open File 3159, scale 1:250000.

Lynch, J.V.G., Tremblay, C. (1992). Imbricate thrusting, reverse-oblique shear, and ductile extensional shear in the Acadian Orogen, Central Cape Breton Highlands, Nova Scotia. Geological Survey of Canada, Paper 92-1D, 91-100.

Lynch, G., Ortega, J. Hydrothermal alteration and tourmaline-albite equilibria at the Coxheath porphyry Cu-Mo-Au deposit, Nova Scotia, Canada. (en préparation).

Mason R., Melnik N., (1986). The anatomy of an archean gold system, The McIntyre-Hollinger complex at Timmins, Ontario, Canada. In Proceedings of gold'86, 40-55.

Mawer, C.K., White, J.C. (1987). Sense of displacement on the Cobequid-Chedabucto fault system, Nova Scotia, Canada. Can. J. Earth Sci., 24, 217-223.

McKenzie, C.B. (1986). Geology and mineralization of the Chetwynd deposit, southwestern Newfoundland, Canada. In Proceedings of Gold '86, an International Symposium on the Geology of Gold. (ed.) A.J. MacDonald; Toronto, Ont., p. 137-148

Mesmer, R. E., Baes, C. F., Sweeton, F. H. (1972). Acidity measurements at elevated temperatures. Boric acid equilibria. Inorganic Chemistry, 11, 535-543.

Miller, B.V., Dunning, G.R., Barr, S.M., Raeside, R.P., Jamieson, R.A., Reynolds, P.H. (1996) Magmatism and metamorphism in a Grenvillian fragment: U-Pb and $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages from the Blair River Complex, northern Cape Breton Island, Nova Scotia, Canada. Geological Society of America Bulletin, 108, 127-140.

Mills, A. A. (1968) Boron in carbonaceous chondrites. Nature, 220, 1113-1114.

Nance, R.D. (1986). Precambrian evolution of the Avalon Terrane in the Northern Appalachians: A review. Maritime Sediments and Atlantic Geology, 22, 214-238.

Nance, R.D. (1987). Model for the Precambrian evolution of the Avalon terrane in southern New Brunswick, Canada. Geology, 15, 753-756.

O'Brien, S.J., Wardle, R.J., King, A.F. (1983). The Avalon zone: A Pan-African terrane in the Appalachian Orogen of Canada. Geological Journal, 18, 195-222.

O'Brien, S.J., Strong, D.F., King, A.F. (1990). The Avalon zone type area: southeastern Newfoundland Appalachians. In Avalonian & Cadomian Geology of North Atlantic, (ed.) R.A. Strachoan, G.K. Taylor, Chapman and Hall, N.Y., 167-194.

Odale H.R. (1967). A centennial of mining exploration and development -Coxheath Hills, Cape Breton, Canadian Mining and Metallurgical Bulletin, 60, 1411-1419.

Palmer, M. R., Slack, J. F. (1989). Boron isotopic composition of tourmaline from massive sulfide deposits and tourmalinites. Contributions to Mineralogy and Petrology, 103, 434-451.

Perello, J., Cabello J. (1989). Porfidos cupriferos ricos en oro; una revision. Revista Geológica de Chile, 16, 73-92.

Pichavant, M. (1987). Effects of B and H2O on liquidus phase relations in the haplogranite system at 1 kbar. American Mineralogist, 72, 1056-1070.

Pollock, D.W. (1977). Report on diamond drilling, Coxheath Hills, Cape Breton, Nova Scotia, Aquitaine Company of Canada, non publié.

Quinn H. A. (1965). The 1965 exploration program or Mariner Mines Limited at Coxheath Hills, Cape Breton, Nova Scotia, Canada, non publié.

Robbins, C. R., Yoder, H. S. Jr. (1962). Stability relations of dravite, a tourmaline. Carnegy Institute of Washington, Year Book 61, 106-107.

Robert, F., Brown, A. C. (1987). Archean gold-quartz veins at the Sigma mine, Abitibi greenstone belt, Quebec: Part II: vein paragenesis and hydrothermal alteration. Economic Geology, 81, 592-616.

Roda E., Pesquer A., Velasco, F. (1995). Tourmaline in granitic pegmatites and their country rocks, Fregeneda area Salamanca, Spain.Canandian Mineralogist, 33, 835-848.

Rose, E. R. (1952) Torbay map-area, Newfoundland. Geological Survey of Canada, Memoire 265, p. 64.

Rye, R. O. (1993). The evolution of magmatic fluids in the epithermal environment: The stable isotope perspective. Economic Geology, 88, 733-753.

Ruitenberg, A.A., Giles, P.S., Venugopal, D.V., Buttimer, S.M., McCutcheon, S.R., Chandra, J. (1979). Geology and mineral deposits, Caledonia area, New Brunswick Department of Natural Resources, Memoir 1, p. 165.

Shelnnutt J.P., Noble, D.C. (1985). Premineralization radial dikes of tourmalinized fluidization breccia, Julcani District, Peru. Economic Geology, 80, 1622-1632.

Shelton, K.L., Rye, D.M.R. (1982). Sulfur isotopic compositions of ores from mines Gaspé, Quebec: An example of sulfate-sulfide isotopic disequilibria in ore-forming fluids with applications to other porphyry-type deposits. Economic Geology, 77, 1688-1709.

Shaw, D. M., Sturchio, N. C. (1992). Boron-lithium relationships in rhyolites and associated thermal waters of young silic calderas, with comments on incompatible element behaviour. Geochimica et Cosmochimica Acta, 56, 3723-3731.

Sillitoe. R.H., Sawkins, F.J. (1971). Geologic, mineralogic snd fluid inclusion studies relating to the origin of copper-bearing tourmaline breccia pipes, Chile. Economic Geology, 66, 1028-1041.

Sillitoe. R.H. (1973). The tops and bottoms of porphyry copper deposits. Economic Geology, 68, 799-815.

Sillitoe. R.H. (1973a). Geology of the Los Pelambres porphyry copper deposit, Chile. Economic Geolgy, 68, 1-10.

Sillitoe. R.H. (1979). Some thoughts on gold-rich porphyry copper deposits. Mineralium Deposita,14, 161-174.

Sillitoe. R.H. (1985). Ore-related breccias in volcanoplutonic arcs. Economic Geology, 80, 1467-1514.

Sillitoe. R.H., Grauberger, G.L., Elliot J.E. (1985). A diatreme-hosted gold deposit at Montana Tunnels, Montana. Economic Geology, 80, 1707-1721.

Sillitoe R. H. (1988). Gold and silver deposits in porphyry systems. In Bulk mineable precious metal deposits of the wertern United States, Symposium proceedings , The geological society of Nevada. (ed.) Schafer R.W., Cooper J.J., Vikre P.G., p. 233-257.

Sillitoe. R.H. (1989). Gold deposits in Western Pacifc island arcs: The magmatic connection. Economic Geology, 84, 274-291.

Sillitoe. R.H. (1991). Gold Mettallogeny of Chile- an introduction. Economic Geology, 86, 1187-1205.

Sillitoe. R.H. (1993). Gold-rich porphyry copper deposits: Geological Model and exploration implications. In Mineral Modeling: Geological Association of Canada, Special Paper 40. (ed.) Kirkham, R.V., Sinclair, W.D., Thorpe, R.I. and Duke, J.M., p. 465-478.

Sillitoe. R.H. (1993a). Epithermal models: Genetic types, geometrical controls and shallow features. In Mineral Modeling: Geological Association of Canada, Special Paper 40. (ed.) Kirkham, R.V., Sinclair, W.D., Thorpe, R.I. and Duke, J.M., p. 403-417.

Sillitoe. R.H. (1994). Erosion and Collapse of volcanoes: Causes of telescoping in intrusion-centered ore deposits. Geology, 22, 945-948.

Sillitoe. R.H. (1995). The influence of magmatic-hydrothermal models on exploration strategies for volcano-plutonic arcs. In Chapter 22 of Magmas, Fluids, and Ore Deposits. (ed.) J.F.H. Thompson, Mineralogical Association of Canada, Short Course Series, Short Course Volume 23, p. 511-525.

Sinclair W.D. (1980). Gold deposits of the Matachewan Area, Ontario. In Proceedings of the CIM Symposium. (ed.) Hodder R.W., Petruk W., p. 83-93.

Skewes, M.A. (1992). Miocene and Pliocene copper-rich breccias from the Andes of central Chile (32-34° S). Ph.D. Thesis. University of Colorado, 216 p.

Skewes, M.A., Stern C.H. (1994). Tectonic trigger for the formation of late Miocene Cu-rich breccia pipes in the Andes of central Cile. Geology, 22, 551-554.

Smith, F. G. (1949). Transport and deposition of the non-sulphide vein minerals. Tourmaline. Economic Geology, 44, 186-192.

Stewart, P.W. (1992). The origin of the Hope Brook mine, Newfoundland: a shear zone-hosted acid-sulphate gold deposit; Ph.D. thesis, University of Western Ontario, London Ontario, 780 p.

Strong, D.F. (1979). Proterozoic Tectonics of Northwestern Gondwanaland: New Evidence from eastern Newfoundland. Tectonophysics, 54, 81-101.

Swinden H.S. (1995). Avalon zone, Introduction. In Swinden H.S.and Dunsworth S.M. Metallogeny. In Chapter 9 of Geology of the Appalachian-Caledonian Orogen in Canada and Greenland (ed.) H. Williams; Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 6, p. 681-814.

Swinden H.S. (1995a). Upper Proterozoic volcanic-hosted massive sulphides. In Swinden H.S.and Dunsworth S.M. Metallogeny. In Chapter 9 of Geology of the Appalachian-Caledonian Orogen in Canada and Greenland (ed.) H. Williams; Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 6, p. 681-814.

Swinden H. S., Hunt P. A. (1991). A U-Pb zircon age from the Connaigre Bay Group, south-western Avalon Zone, Newfoundland: implications for regional correlations and metallogenesis. In Radiogenic age and isotopic studies: Report 4, Geological Survey of Canada, Paper 90-2, 3-10.

Swinden H.S., O'Driscoll. (1995). Epithermal(?) gold associated with aluminous alteration. In Swinden H.S.and Dunsworth S.M. Metallogeny. In Chapter 9 of Geology of the Appalachian-Caledonian Orogen in Canada and Greenland (ed.) H. Williams; Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 6, p. 681-814.

Swinden H.S., Sangster A.L. (1995). Mineralization related to late Precambrian-Cambrian granitoids. In Swinden H.S.and Dunsworth S.M. Metallogeny. In Chapter 9 of Geology of the Appalachian-Caledonian Orogen in Canada and Greenland (ed.) H. Williams; Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 6, p. 681-814.

Taylor, B.E., Slack, J. F. (1984). Tourmalines from Appalachian-Caledonian massive sulfide deposits, textural, chemical, and isotopic relationships. Economic Geology, 79, 1703-1726.

Thicke, M.J. (1987). The Geology of Late Hadrynian metavolcanic and granitoid rocks of the Coxheath -northern East Bay area, Cape Breton Island, Nova Scotia; M.S.c., thesis, Acadia University, 300 p.

Titley, S.R. (1982). The style and progress of mineralization and alteration in porphyry copper systems. In Advances in Geology of the Porphyry Copper Deposits Southwestern North America. (ed.) S.R. Titley, The University of Arizona Press, Tucson, Arizona, p. 93-116.

Tuach, J., Dean, P.L., Swinden, H.S., O'Driscoll, C.F., Kean, B.F., Evans, D.T.W. (1988). Gold mineralization in Newfoundland: a 1988 review. Current Research, Newfoundland Department of Mines, Mineral Development Division, Report 88-1, 279-306.

Utting, J. (1978). Palynological investigation of the Windsor Group (Mississipian) of Port Hood Island and other localities on Cape Breton Island, Nova Scotia, in Current Research, Part A; Geological Survey of Canada, Paper 78-1A, 295-207 p.

Vila T., Sillitoe R. H. (1991). Gold-rich porphyry systems in the Maricunga Belt, Northern Chile. Economic Geology, 86, 1238-1260.

Vorbach, A. (1989). Experimental examinations on the stability of synthetic tourmalines in temperatures from 250°C to 750°C and pressures to 4 kb. Neues Jahrbuch Miner. Abh., 161, 69-83.

Warnaars F.W., Holmgren C.D., Barassi S.F. (1985) Porphyry copper and tourmaline breccias at Los Bronces-Rio Blanco, Chile. Economic Geology, 80, 1544-1565.

White, N.C., Leake, M.J., McCaughey, S.N., Parris, P.W. (1995). Epithermal gold deposits of the southwest Pacific. Journal of geochemical exploration, 54, 87-136.

Weeks, L.J. (1954). Southest Cape Breton Island, Nova Scotia, Geological Survey of Canada, Memoir 277, 112. p.