

UNIVERSITE DU QUEBEC A MONTREAL

THESE
PRESENTEE
COMME EXIGENCE PARTIELLE
DU DOCTORAT EN RESSOURCES MINERALES

par

VINCENT JOURDAIN

GEOLOGIE DES AMAS SULFURES AURIFERES
DE LA PROVINCE DE GRENVILLE

MARS 1993



Mise en garde/Advice

Afin de rendre accessible au plus grand nombre le résultat des travaux de recherche menés par ses étudiants gradués et dans l'esprit des règles qui régissent le dépôt et la diffusion des mémoires et thèses produits dans cette Institution, **l'Université du Québec à Chicoutimi (UQAC)** est fière de rendre accessible une version complète et gratuite de cette œuvre.

Motivated by a desire to make the results of its graduate students' research accessible to all, and in accordance with the rules governing the acceptance and diffusion of dissertations and theses in this Institution, the **Université du Québec à Chicoutimi (UQAC)** is proud to make a complete version of this work available at no cost to the reader.

L'auteur conserve néanmoins la propriété du droit d'auteur qui protège ce mémoire ou cette thèse. Ni le mémoire ou la thèse ni des extraits substantiels de ceux-ci ne peuvent être imprimés ou autrement reproduits sans son autorisation.

The author retains ownership of the copyright of this dissertation or thesis. Neither the dissertation or thesis, nor substantial extracts from it, may be printed or otherwise reproduced without the author's permission.

CE PROGRAMME EST OFFERT
À L'UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL
EN VERTU D'UN PROTOCOLE D'ENTENTE
AVEC L'UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À CHICOUTIMI

REMERCIEMENTS

Je tiens à remercier mes directeurs de thèse MM. Michel Gauthier et Jayanta Guha pour tous les conseils qu'ils m'ont prodigués et pour toutes les discussions enrichissantes que nous avons eu tout au long de ce travail.

J'aimerais également remercier les dirigeants des Explorations Muscocho Ltée et ceux de Lacana Mining Corporation, dont la collaboration a permis de mener à bien ce projet.

Finalement, je tiens à souligner la coopération de tout le personnel du département des sciences de la terre de l'Université du Québec à Montréal qui fut d'une aide très précieuse.

RESUME

L'époque de mise en place de la minéralisation aurifère à l'intérieur des gisements de type "pyriteux" (Robert, 1990) et des gisements de type "Big Bell / Hemlo" (Phillips, 1985) demeure un sujet de controverse. C'est aussi le cas des amas sulfurés aurifères de la Province de Grenville. Dans le cas du gisement de Montauban, Bernier et al (1987) concluent que l'or fût mis en place par un processus d'exhalaison sur le fond marin tandis que Williams (1990) suggère que sa mise en place à l'intérieur du gisement de Calumet s'est effectuée lors d'une période de rétro-morphisme tardive par rapport au cycle orogénique Grenvillien.

Deux types de minéralisation aurifère sont distingués à l'intérieur de ces amas sulfurés. Le premier est encaissé par un gneiss à grenat pouvant contenir de l'anthophyllite, de la cordiérite, de la gahnite et de la sillimanite. Ce type de minéralisation est enrichi en cuivre et appauvri en argent, arsenic et antimoine par rapport aux autres minéralisations des gisements. Le second type de minéralisation aurifère est encaissé par un gneiss lessivé en sodium et possiblement enrichi en potassium caractérisé par sa pauvreté en plagioclase.

La morphologie des zones minéralisées indique que le minerai a subi des déformations équivalentes à celles des gneiss environnants et qu'il n'est pas encaissé par des zones de déformation tardives par rapport au métamorphisme. Les conditions de métamorphisme déterminées à partir des assemblages de minéraux de gangue, la présence de gahnite, les textures montrées par les sulfures et les minéraux de gangue ainsi que les données de géothermométrie démontrent que les zones minéralisées ont subi une recristallisation syn-métamorphique suivant la phase majeure de déformation.

Par contre, les sulfures pénètrent les minéraux de gangue le long de fractures tardives. Ceci reflète la remobilisation d'une faible partie de la minéralisation par le passage de fluides riches en CO_2 lors d'une phase de déformation cassante associée à une période de rétro-morphisme au faciès des schistes verts.

L'ensemble de ces observations suggère que les minéralisations zincifères représentent le produit du métamorphisme de minéralisations exhalatives en milieu sédimentaire. Les minéralisations aurifères peuvent être d'origine syngénétique et synchrones aux minéralisations zincifères ou encore d'origine épigénétique et mises en place lors d'une phase du métamorphisme prograde.

TABLE DES MATIERES

	page
REMERCIEMENTS.....	ii
RESUME.....	iii
TABLE DES MATIERES.....	v
LISTE DES TABLEAUX.....	vii
LISTE DES FIGURES.....	viii
LISTE DES PLANCHES.....	x
 INTRODUCTION.....	 1
CHAPITRE I ENVIRONNEMENT GEOLOGIQUE REGIONAL	
1.1 Province de Grenville.....	6
1.2 Gisement de Calumet.....	14
1.3 Gisement de Montauban.....	15
CHAPITRE II GISEMENT DE MONTAUBAN	
2.1 Géologie locale.....	21
2.2 Morphologie.....	27
2.3 Pétrographie	
2.3.1 Zones zincifères.....	32
2.3.2 Zones aurifères.....	35
2.3.2.1 Gneiss à grenat.....	35
2.3.2.2 Gneiss pauvre en plagioclase....	43
2.4 Déformations.....	48
2.5 Chronologie minéralisation/métamorphisme.....	51

CHAPITRE III GISEMENT DE CALUMET

3.1	Géologie locale.....	54
3.2	Morphologie.....	61
3.3	Pétrographie	
3.3.1	Zones zincifères.....	65
3.3.2	Zones aurifères.....	66
3.3.2.1	Gneiss à grenat.....	67
3.3.2.2	Gneiss pauvre en plagioclase....	72
3.4	Déformations.....	73
3.5	Chronologie minéralisation/métamorphisme.....	78

CHAPITRE IV ETUDE COMPARATIVE..... 80

CHAPITRE V ETUDE GEOCHIMIQUE

5.1	Introduction.....	85
5.2	Eléments majeurs.....	86
5.3	Eléments traces.....	91
	DISCUSSION.....	108
	CONCLUSIONS.....	130
	BIBLIOGRAPHIE.....	134

ANNEXES

1.	Analyses en éléments traces.....	140
2.	Dispersion d'éléments à l'intérieur des différentes zones minéralisées.....	149
3.	Analyses en éléments majeurs (Prabhu, 1981).....	152

LISTE DES TABLEAUX

	page
Tableau I Résultats de sondages zones aurifères du gisement de Calumet.....	68
Tableau II Provenance des échantillons analysés.....	87
Tableau III Analyse en éléments majeurs minéral de la Zone Aurifère Sud gisement de Montauban.....	89
Tableau IV Rapports Cu/(Pb+Zn) des gisements de Montauban et Calumet.....	96
Tableau V Résultats de l'analyse en composantes principales (tous les éléments).....	99
Tableau VI Résultats de l'analyse en composantes principales (dimension "minéralisée").....	101
Tableau VII Rapport des moyennes du contenu en éléments traces sur les moyennes du contenu en zirconium.....	105
Tableau VIII Dispersion du rapport Y/Zr.....	107

LISTE DES FIGURES

	page
Figure 1 Localisation des gisements de Montauban et de Calumet.....	3
Figure 2 Divisions tectoniques de la Province de Grenville.....	7
Figure 3 Divisions de la Ceinture Métasédimentaire Centrale.....	9
Figure 4 Géologie de la Mauricie.....	17
Figure 5 Géologie de la région de Montauban.....	22
Figure 6 Séquence lithologique dans les environs immédiats du gisement de Montauban.....	23
Figure 7 Coupe longitudinale du gisement de Montauban.	28
Figure 8 Coupe géologique à travers la Zone Aurifère Nord du gisement de Montauban.....	29
Figure 9 Coupe géologique à travers la zone zincifère du gisement de Montauban.....	30
Figure 10 Proportion de l'assemblage plagioclase-quartz-feldspath potassique autour de la Zone Aurifère Sud du gisement de Montauban...	44
Figure 11 Distribution de l'or et l'argent dans la Zone Aurifère Nord du gisement de Montauban..	50
Figure 12 Géologie de l'Ile Calumet.....	55
Figure 13 Coupe géologique du gisement de Calumet.....	63
Figure 14 Géologie du gisement de Calumet.....	64
Figure 15 Coupe des développements miniers à l'intérieur du gisement de Calumet.....	75
Figure 16 Modèle de plissement du gisement de Calumet..	76
Figure 17 Lithogéochimie de la partie sud du gisement de Montauban.....	90
Figure 18 Relation entre les teneurs en zinc et en cadmium.....	93

page

Figure 19	Dispersion d'éléments dans les différentes zones minéralisées(Zn, Pb, Cu, Ag, Sb, As)...	94
Figure 20	Dispersion d'éléments dans les différentes zones minéralisées(Cd, V, Li, Ni, Ba, Ga)....	95
Figure 21	Relation entre les facteurs 2 et 3 pour les zones aurifères et les zones zincifères.....	102

LISTE DES PLANCHES

		page
Planche 1	Sulfures dans les clivages et fractures de l'anthophyllite.....	37
Planche 2	Inclusions à l'intérieur d'un grenat.....	37
Planche 3	Gneiss à aggrégats de sillimanite.....	41
Planche 4	Gneiss pauvre en plagioclase (Montauban)...	41
Planche 5	Variation de composition rapide Zone Aurifère Sud (Montauban).....	47
Planche 6	Micas "polygonisés" dans la charnière d'un pli (Montauban).....	47
Planche 7	Amphibolite carbonatée d'aspect fragmentaire.....	59
Planche 8	Fragment d'amphibolite carbonatée.....	59
Planche 9	Grenat discordant par rapport à la foliation.....	71
Planche 10	Gneiss pauvre en plagioclase (Calumet).....	71

INTRODUCTION

Les travaux récents sur les gisements d'or de type "pyriteux" (Robert, 1990) de la partie Est de la Sous-Province de l'Abitibi (Bousquet, Dumagami, Doyon, Agnico-Eagle) et sur les gisements d'or encaissés dans des terrains hautement métamorphiques (type "Big Bell / Hemlo" de Phillips, 1985) montrent que l'époque de mise en place de l'or à l'intérieur de ces gisements demeure un sujet de controverse. L'or est interprété comme ayant été introduit avant (Phillips 1985, Bohmke and Varndell 1986, Valliant et al. 1983) ou pendant le métamorphisme (Walford et al. 1986, Hugon 1986, Wyman et al. 1986, Hubert et Marquis 1989) ou encore à ces deux époques (Tourigny, 1989).

Les terrains hautement métamorphisés de la Province de Grenville, tout comme les terrains de la partie Est de la Sous-Province de l'Abitibi (Robert, 1990) contiennent des gisements aurifères de type stratoïde et de type filonien.

Sangster et Bourne (1982) reconnaissent ces deux types dans la Ceinture Métasédimentaire Centrale (Wynne-Edwards, 1972), tandis que Gauthier et al. (1985) les reconnaissent dans la Partie Centrale de la Province de Grenville.

La majorité des gisements filoniens sont situés dans le sud-est de l'Ontario. Jourdain et al. (1990) indiquent que ces gisements sont tardi-tectoniques par rapport au cycle orogénique Grenvillien et similaires aux gisements de type "veine de quartz" défini par Robert (1990). Par contre, les études récentes sur les amas sulfurés aurifères stratoïdes de Montauban et de Calumet (figure 1) sont en désaccord quant à l'époque de mise en place de la minéralisation aurifère.

Les travaux de Sangster (1967) et Stamatelopoulou-Seymour et MacLean (1984) démontrent que la minéralisation zincifère à l'intérieur des deux gisements a subi un métamorphisme équivalent à celui qu'ont subi les gneiss environnants. Ils en concluent que la minéralisation était présente lors de l'épisode de métamorphisme.

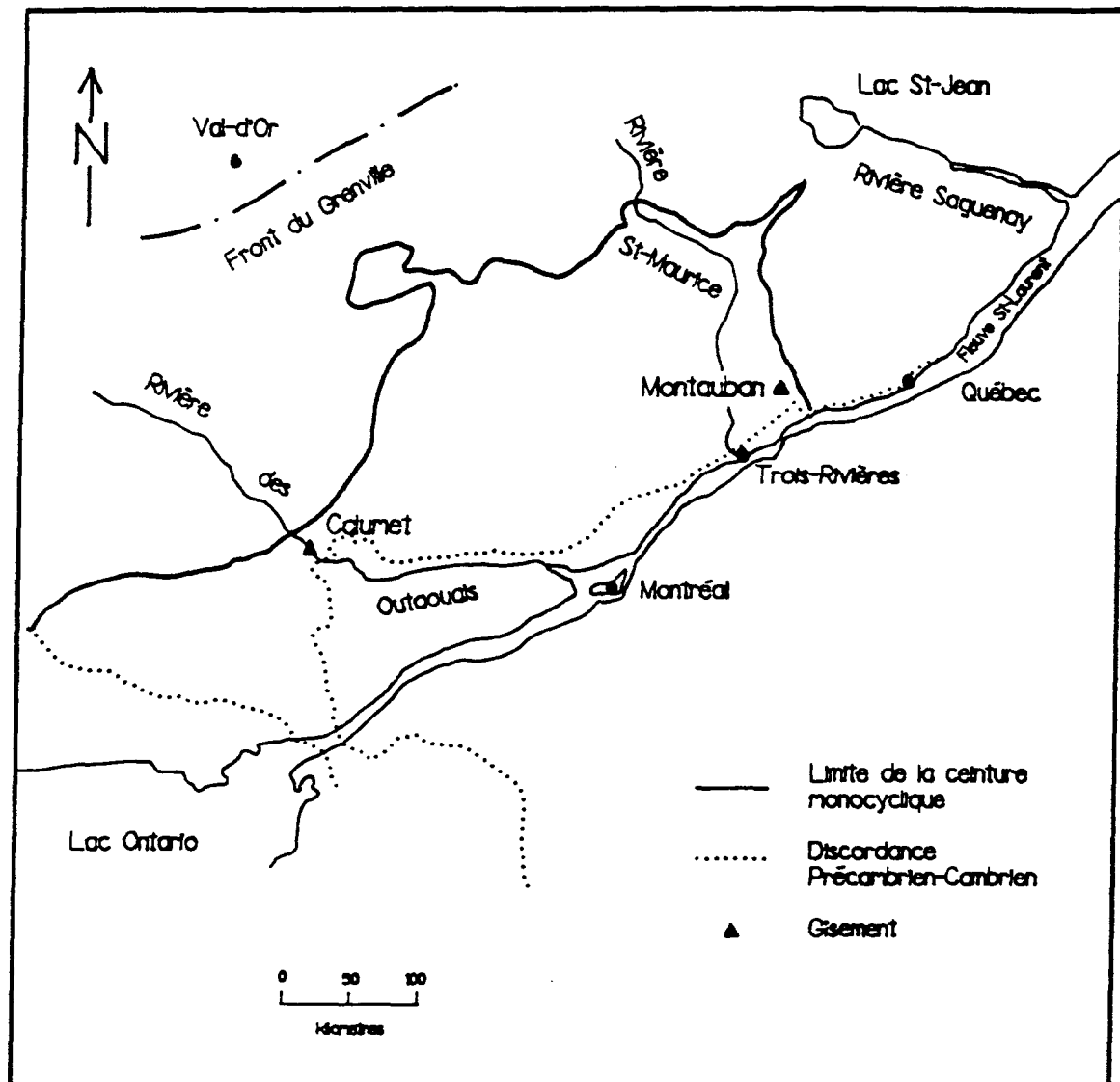


Figure 1 Localisation des gisements de Montauban et de Calumet

Bernier et al. (1987) en arrivent aux mêmes conclusions en démontrant une relation similaire à l'intérieur de la Zone Aurifère Nord du gisement de Montauban. Par contre, Williams (1990) indique qu'à l'intérieur du gisement de Calumet, la minéralisation zincifère a canalisé la déformation et la circulation hydrothermale lors d'une période tardive du métamorphisme et que la minéralisation aurifère a pu être mise en place à ce moment.

La présente étude porte sur la pétrographie, la structure et la géochimie des différentes minéralisations des gisements de Montauban et Calumet. Les données, recueillies entre 1984 et 1988, proviennent de l'examen des sondages disponibles et des travaux de cartographie des endroits accessibles autant en surface que sous-terre durant cette période.

Les résultats de cette étude seront utilisés pour établir les comparaisons suivantes: 1- comparaison entre les gisements de Montauban et Calumet 2- comparaison entre les différents types de minéralisation contenus dans ces gisements 3- comparaison des gisements de Montauban et Calumet avec les gisements de type "pyriteux" et de type "Big Bell / Hemlo".

Ces travaux permettront d'amener de nouveaux éléments de discussion sur l'époque de mise en place de l'or à l'intérieur d'amas sulfurés ainsi qu'à l'intérieur de gisements encaissés par des terrains hautement métamorphiques.

CHAPITRE I

ENVIRONNEMENT GEOLOGIQUE REGIONAL

1.1 Province de Grenville

La Province de Grenville occupe l'extrémité Sud-Est du Bouclier Canadien. Rivers et al. (1989) divisent cette Province en trois ceintures longitudinales de premier ordre soit la ceinture parautochtone, la ceinture allochtone polycyclique et la ceinture allochtone monocyclique (figure 2). Le terme "Monocyclique" réfère à des roches qui n'ont été métamorphisées que par le cycle orogénique Grenvillien (de 1160 à 970 m.a.). Une étude géochronologique est donc préalable à l'utilisation de ce terme.

Dans l'Est du Québec, la ceinture allochtone monocyclique est représentée par le Supergroupe de Wakeham tandis qu'en Ontario et dans l'Ouest du Québec elle est représentée par le Supergroupe de Grenville.

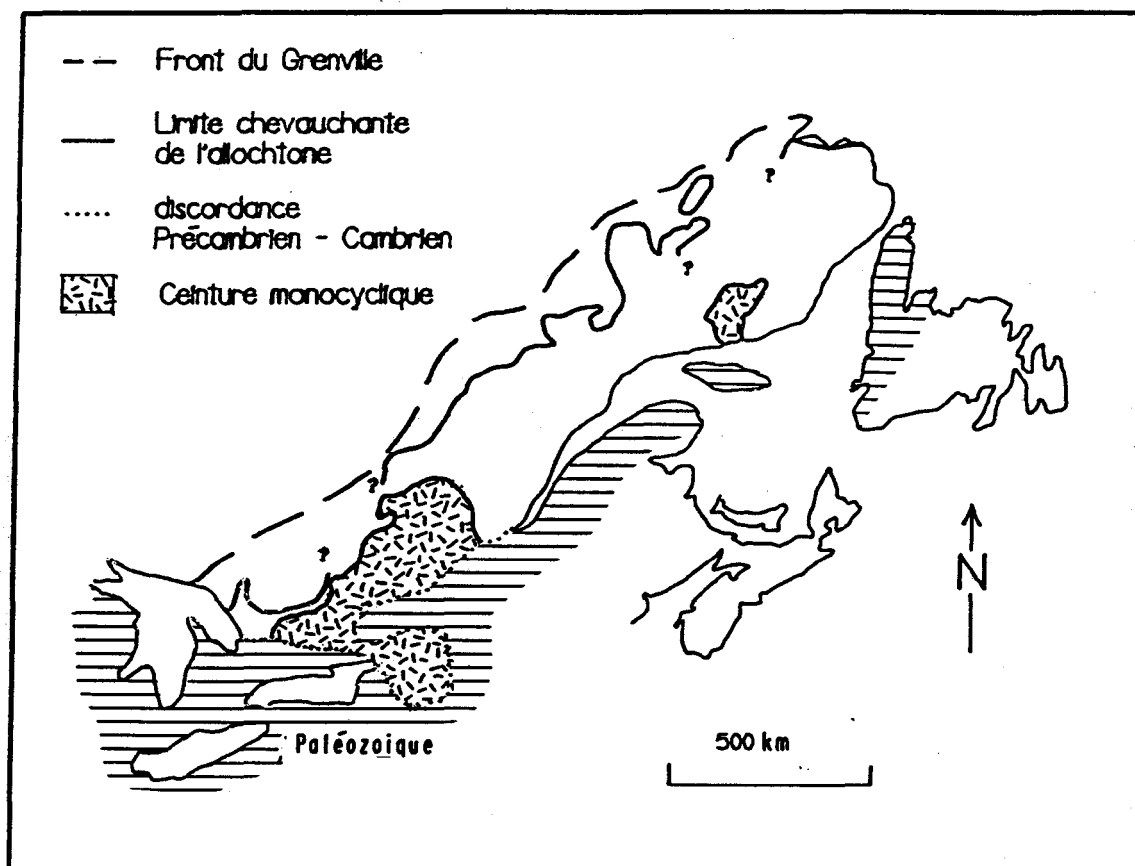


Figure 2 Divisions tectoniques de la Province de Grenville.
(modifié de Rivers et al., 1989)

L'âge de ces deux successions de roches a été établie à moins de 1300 m.a. par des datations utilisant la méthode U/Pb dans des zircons (Rivers et al., 1989).

Davidson (1986) divise la Ceinture Métasédimentaire Centrale en trois terrains (figure 3). Situé à l'extrémité nord-ouest, le terrain de Bancroft contient des marbres et des gneiss à néphéline entrecoupés de masses lenticulaires d'orthogneiss granodioritique déformés. Le métamorphisme varie du faciès des amphibolites moyen à supérieur. Une partie des gneiss alcalins est d'origine plutonique. Par contre, une autre partie est intimement associée à des roches quartzifères et même à des marbres. Ces roches ont été interprétées comme le produit d'une activité métasomatique ou encore comme le résultat de la dévolatilisation de sédiments évaporitiques durant la déformation et le métamorphisme. Il est aussi possible qu'elles représentent des tufs phonolitiques intercalés avec des carbonates et autres sédiments. Cette suite alcaline pourrait marquer le site d'un rift précoce (Miller and Gittins, 1982 et Brock and Moore, 1983).

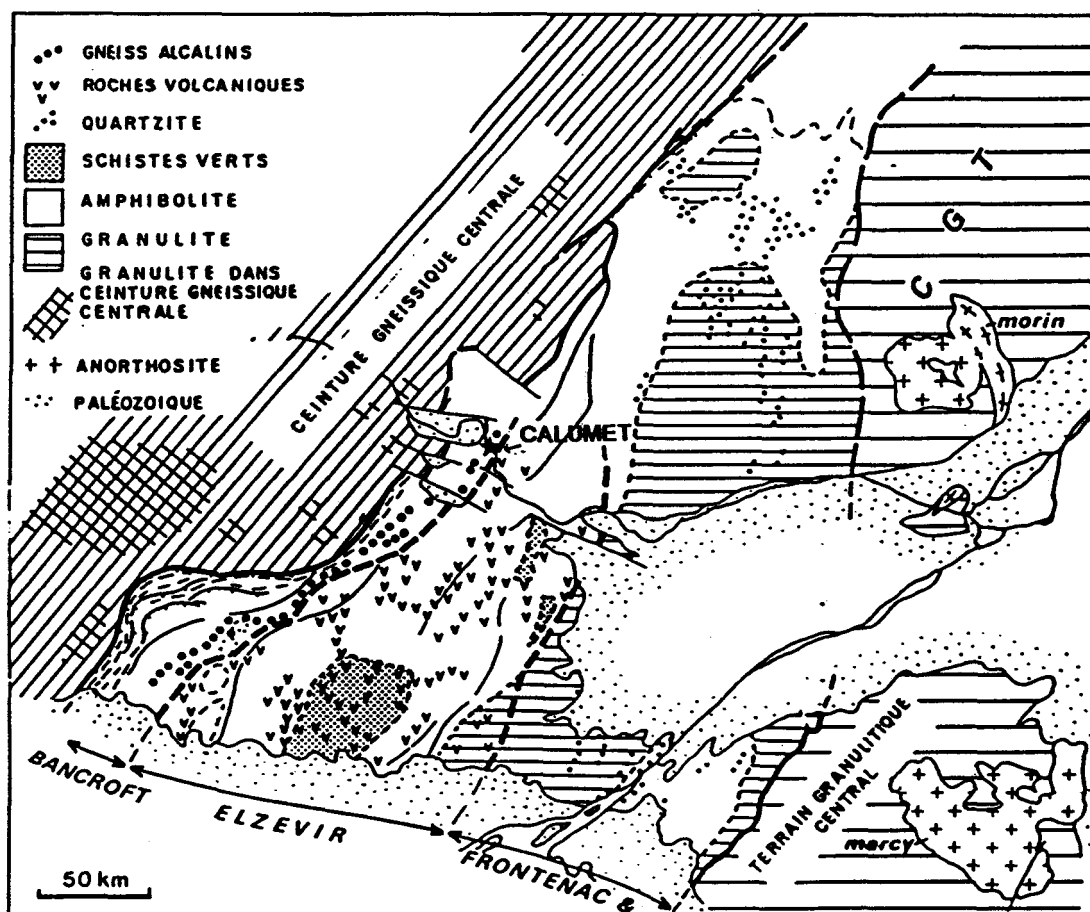


Figure 3 Divisions de la Ceinture Métasédimentaire Centrale.
(modifié de Davidson, 1986)

Le terrain d'Elzevir présente une variété de roches volcaniques interlitées et coiffées par des marbres et des métasédiments clastiques. Cette séquence est l'hôte de vastes intrusions tonalitiques précoces qui furent suivies par l'intrusion de plutons de plus petites dimensions de composition variée telle que gabbro, monzonite, syénite et granite subsolvus et hypersolvus dont au moins celui de Deloro est peralcalin. Le Groupe de Flinton représente une séquence sédimentaire plus jeune qu'une partie des intrusions, mais elle est elle-même sévèrement métamorphisée et déformée.

Le terrain d'Elzevir contient des "dépressions métamorphiques" où des roches métamorphiques des faciès schistes verts et amphibolites inférieures ont conservées leurs structures primaires permettant d'appliquer les principes de la stratigraphie. Les roches volcaniques de cette région présentent une signature géochimique évoluant de tholéiitique à calco-alcaline suggérant que cette succession représente le développement d'un arc insulaire. Les roches ultramafiques et gabbroïques affleurant sous les plus vieilles coulées tholéiitiques sont peut-être des évidences d'une ancienne lithosphère océanique. Les intrusions subséquentes de roches plutoniques tonalitiques ont été interprétées comme étant

reliées à un contexte de subduction. Dans la même région, des études géochimiques des suites volcaniques suggèrent des affinités avec des basaltes de fonds océaniques ou encore avec des basaltes mis en place dans un rift intra-plaque ou d'arrière-arc.

Les textures primaires de certaines volcanites impliquent un dépôt dans un environnement sub-aérien. Les roches sédimentaires sont d'origine marine. Lorsqu'elles ne sont pas composées uniquement de carbonates, elles sont constituées de dépôt volcanoclastiques ou de turbidites distales partiellement calcareuses ou dolomitiques. Une partie des sédiments a été déposée en eau peu profonde puisqu'ils montrent des évidences d'interaction avec les vagues et contiennent des stromatolites (Davidson, 1986). Par contre, d'autres sédiments suggèrent un environnement de dépôt plus profond étant constitué de fines turbidites carbonatées, de pélites riches en sulfures et de chert.

Le terrain de Frontenac présente des marbres contenant des stromatolites ainsi que des niveaux d'évaporites associés à des gneiss pélitiques et des quartzites. A partir de la limite du terrain d'Elzevir le métamorphisme atteint rapidement le faciès des granulites dans l'axe de Frontenac et décroît encore jusqu'au faciès des amphibolites dans les Basses-Terres des Adirondacks.

Les roches décrites plus haut représentent un cycle de Wilson complet débutant par l'ouverture d'un bassin où se déposent des sédiments en eau peu profonde (évaporites). L'ouverture de ce bassin a pu se poursuivre jusqu'à la création d'une lithosphère océanique. Par la suite, la phase de compression est marquée par les faciès d'arc insulaire et les intrusions riches en potassium reliées à la subduction (Corriveau, 1990). La phase de compression se termine par le cycle orogénique Grenvillien caractérisé par deux époques de métamorphisme intense soit l'orogène d'Elzevir et l'orogène d'Ottawa (Moore et Thompson, 1980).

Les patrons de plissement reconnus à travers la Ceinture Métasédimentaire Centrale démontrent que cette séquence de roches a subi un raccourcissement important durant la déformation. Cependant, la reconnaissance de discontinuités structurales majeures parallèles à la ceinture pourrait être encore plus importante. Ces zones se présentent comme d'étroites bandes de roches localement mylonitisées inclinées vers le sud-est. Quelques-unes de ces zones, coïncident avec une partie des limites entre les différents terrains. Par exemple, la zone de cisaillement de York River sépare les terrains d'Elzevir et de Bancroft.

Les roches du terrain d'Elzevir contiennent la majorité des gîtes d'or de la partie sud-ouest de la Province de Grenville. Jourdain et al. (1990) indiquent que ces gîtes sont présents dans des contextes géologiques très variés. Ainsi, on les retrouve dans des sédiments clastiques et chimiques, dans des intrusifs acides et basiques ainsi que dans des roches volcaniques près du contact avec des roches sédimentaires ou intrusives.

Dans l'ensemble, ces gîtes sont similaires au gisement d'or filonien de l'Archéen. A l'échelle locale, la minéralisation aurifère est contenue dans des veines de quartz-carbonate associées à des zones de cisaillement. Les minéraux d'altération se développent au profit des assemblages minéralogiques formés lors du pic de métamorphisme, impliquant que leur formation est au moins tardi-tectonique par rapport à l'orogène d'Ottawa. L'altération des éponges se caractérise par un apport en CO_2 , K, As, et Ba ainsi que par une diminution de la quantité absolue des terres rares.

1.2 Gisement de Calumet

Le gisement de Calumet se situe à l'extrémité nord-est du terrain de Bancroft, près de sa limite avec le terrain d'Elzevir (figure 3). Katz (1976) indique que le métamorphisme y atteint le faciès des amphibolites supérieures et divise les roches non-intrusives de la région en cinq lithologies principales: les amphibolites, les gneiss à biotite, les gneiss à hornblende, les gneiss à grenat et les marbres.

La majorité des gneiss à hornblende sont interprétés comme des métasédiments parce qu'ils sont intimement interdigités à toutes les échelles avec des roches d'origine sédimentaire (Katz, 1976 et Kretz, 1977). Certains gneiss à hornblende d'aspect plus massif appelés amphibolite montrent des structures ou textures témoignant de leur origine ignée. Comme l'on observe des contacts graduels entre ces amphibolites et les gneiss à hornblende, il est possible qu'une portion de ces derniers soit aussi d'origine ignée.

1.3 Gisement de Montauban

Plusieurs bandes de roches lithologiquement similaires au Supergroupe de Grenville affleurent localement sur la rive Nord du fleuve St-Laurent. Le manque de datation précise empêche d'affirmer que ces roches supracrustales appartiennent à la Ceinture Allochtone Monocyclique.

Rondot (1978) indique que le gisement de Montauban est contenu dans une telle bande de roches supracrustales qui s'étend, en direction sud-ouest nord-est, de la région de Shawinigan jusqu'au sud du lac Saint-Jean. Il divise cette bande en quatre groupes soit ceux de Saint-Félicien, de Mékinac, de Grenville et de Montauban (figure 4).

Les roches du Groupe de Montauban n'affleurent que dans une zone étroite de 10 km sur 50 km allant du Lac Hackett aux Basses-Terres du Saint-Laurent. Smith (1956) y distingue les sept lithologies suivantes: les paragneiss à biotite, les quartzites, les paragneiss à sillimanite, les paragneiss métasomatisés (roche à cordiérite-anthophyllite), les gneiss à hornblende, les gneiss à carbonates et minéraux calcosilicatés ainsi qu'un gneiss mixte gris.

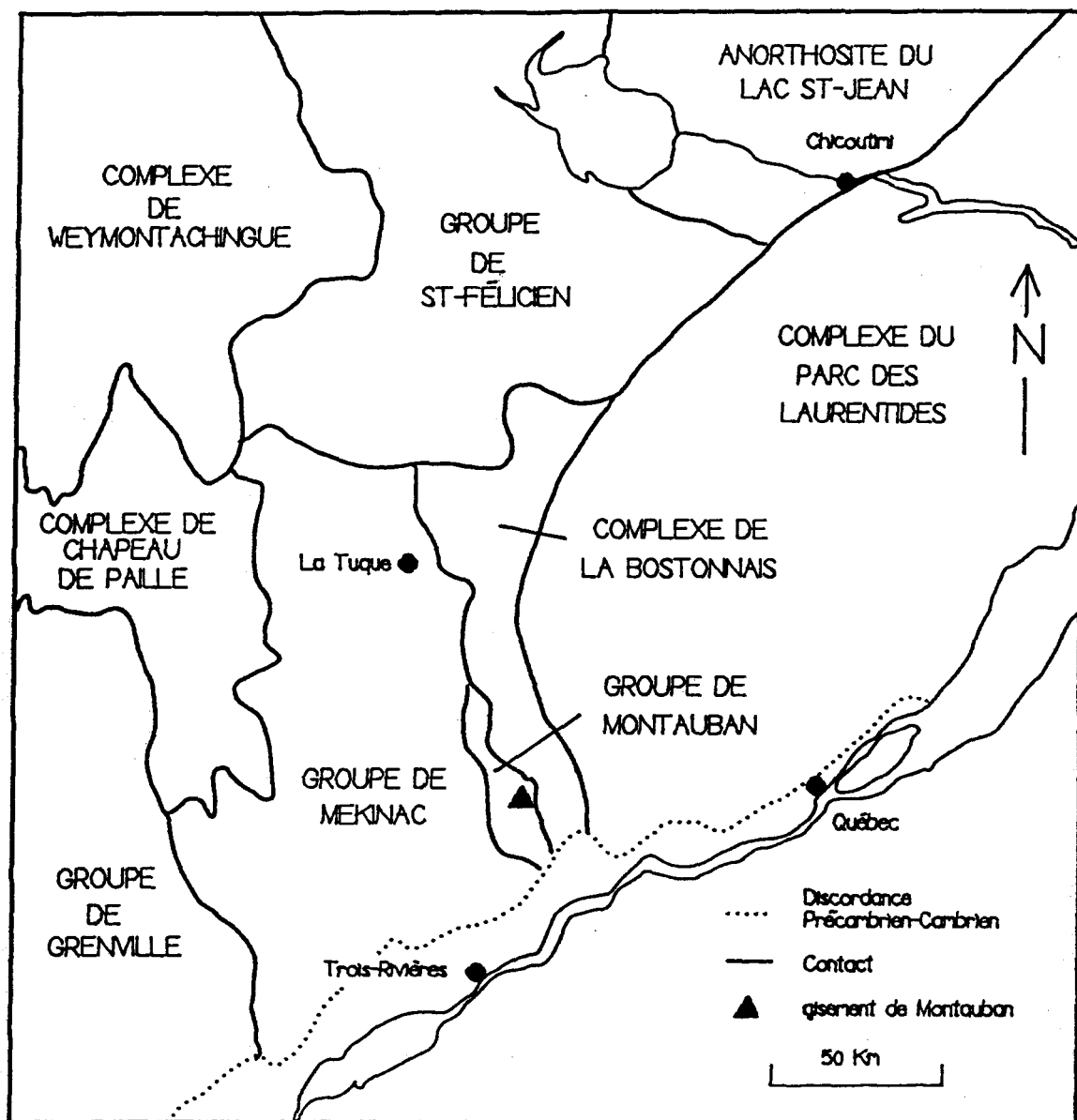


Figure 4 Géologie de la Mauricie. (tiré de Rondot, 1978)

Pyke (1967) discerne cinq grandes unités: les gneiss à biotite pouvant contenir de la sillimanite, de la cordiélite et de l'anthophyllite, les quartzites, les gneiss à carbonates et calcosilicatés, les gneiss à hornblende dont il distingue une unité de métavolcaniques affleurant à l'ouest du gisement de Montauban qu'il fut le premier à identifier grâce à des structures de laves en coussins.

Rondot (1978) reconnaît quatre lithologies distinctes soit les gneiss à biotite finement stratifiés, les quartzites, les amphibolites et metabasaltes et les roches hôtes de la minéralisation soit les gneiss à carbonate et minéraux calcosilicatés ainsi que les gneiss à cordiélite.

Morin (1987) identifie cinq unités majeures: les gneiss à biotite, les quartzites, une amphibolite équivalente aux métavolcaniques de Pyke (1966), les gneiss à hornblende et biotite et les roches reliées à la minéralisation tels les gneiss carbonatés et calcosilicatés, les roches à cordiélite-anthophyllite ainsi que les gneiss à sillimanite.

Les nombreuses divisions stratigraphiques retenues par ces auteurs proviennent de regroupements différents des lithologies constituant le Groupe de Montauban, du niveau de détail de leurs cartographies et aussi d'interprétations structurales différentes.

Morin (1987) indique que le métamorphisme régional a atteint le faciès amphibolite moyen. Cet intense métamorphisme rend difficile l'identification des protolithes des roches de la région. Les structures de coulées identifiées par Pyke (1966) indiquent la nature volcanique d'une unité d'amphibolite. Prabhu(1981) démontre la parenté magmatique entre cette coulée et les dykes et sills d'amphibolite présents dans le gisement de Montauban. Selon MacLean et al. (1982), cette coulée présente une signature géochimique caractéristique d'un volcanisme d'arc insulaire ou de bassin arrière arc.

Pour ce qui est des gneiss à biotite, les études géochimiques de Prabhu (1981) et de Stamatelopoulou-Seymour (1975) montrent que cette séquence sédimentaire contient des niveaux de métavolcanites acides.

Le Groupe de Montauban est composé principalement de métasédiments siliciclastiques auxquels sont associées des métavolcanites, notamment des basaltes coussinés et des tufs felsiques. Cette association lithologique, de même que la signature géochimique des métavolcanites mafiques, suggèrent que cet assemblage de roche supracrustales s'est formé dans un environnement d'arc volcanique.

A l'échelle régionale, les roches du Groupe de Montauban se retrouvent à l'intérieur de la zone tectonique du Saint-Maurice, une zone de cisaillement anastomosée à pendage est, développée dans le niveau crustal moyen à profond (Nadeau et Corrigan, 1991).

CHAPITRE II

GISEMENT DE MONTAUBAN

2.1 Géologie locale

La cartographie de Morin (1987), présentée à la figure 5, montre que les gneiss à biotite représentent la majorité des lithologies non-intrusives de la région de Montauban. Ces lithologies sont généralement orientées nord-sud et pentent faiblement ($25-35^\circ$) vers l'est. Elles sont affectées par des plis d'amplitude kilométrique montrant des plans axiaux de direction nord-sud fortement déversés vers l'ouest. Les axes de ces plis plongent faiblement vers le sud ou le nord.

Dans les environs immédiats du gisement (encadré de la figure 5), une séquence lithologique plus détaillée (figure 6) comprend, à la base structurale, un gneiss mixte gris composé d'une alternance de bandes de couleur pâle et de couleur foncée. Les bandes de teinte verdâtre

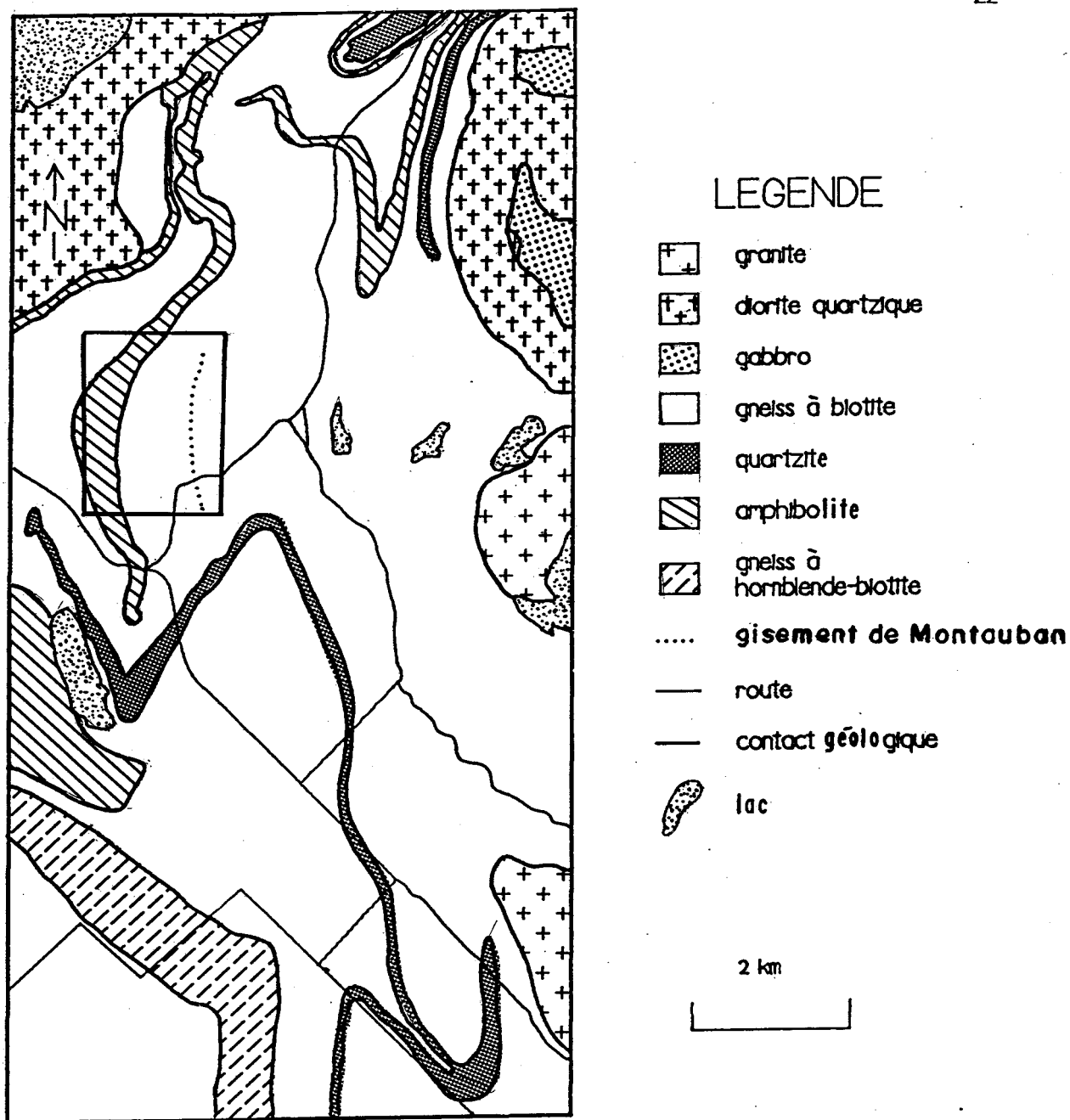


Figure 5 Géologie de la région de Montauban.
(modifié de Morin, 1987)

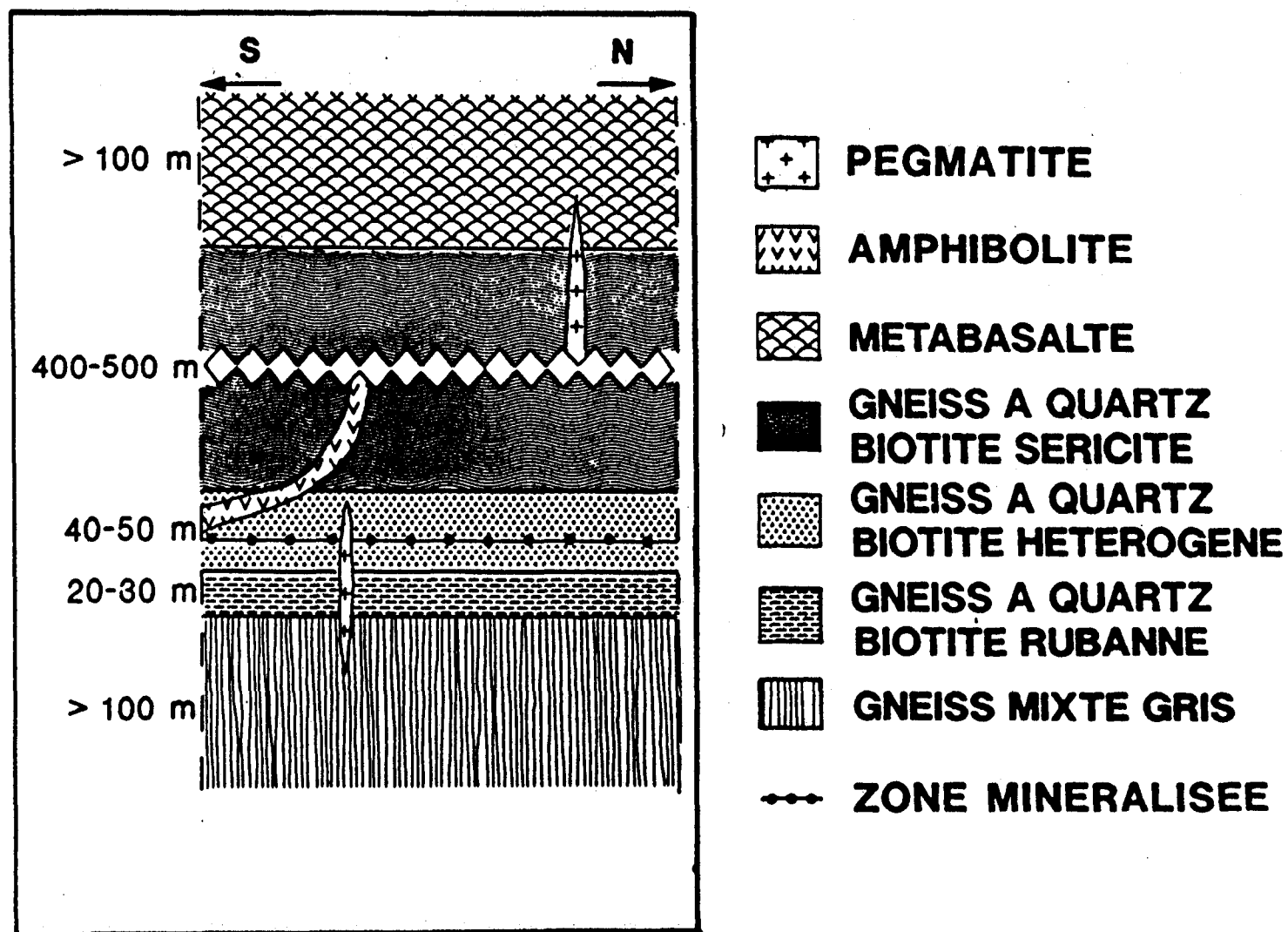


Figure 6 Séquence lithologique dans les environs immédiats du gisement de Montauban.
(Tiré de Jourdain, 1987)

pâle sont tachetées par des cristaux d'amphiboles. De granulométrie moyenne, leur épaisseur varie d'une fraction de centimètre à plus de 30 centimètres. Elles sont majoritairement composées d'oligoclase, de hornblende verte, d'épidote et de quartz. Les bandes foncées présentent une granulométrie plus fine et montrent une foliation bien développée généralement parallèle aux contacts entre les bandes. Composées de quartz, de biotite, de hornblende verte, d'andésine, de microcline et d'épidote, elles montrent une texture lépidoblastique. La foliation est marquée par la biotite.

Le gneiss mixte gris est suivi d'un gneiss à quartz-biotite faiblement rubané se présentant comme une roche gris foncé finement grenue très bien foliée. Elle contient moins de 15% de bandes felsiques concordantes de 2 à 10 centimètres d'épaisseur. La roche est majoritairement composée de quartz, plagioclase, biotite, pyrrhotite, pyrite, grenat et microcline. La biotite marque une forte foliation donnant une texture lépidoblastique. Les bandes felsiques sont plus

grossièrement grenues et montrent une texture granoblastique. Elles sont composées de quartz, plagioclase, épidote, biotite, grenat, pyrrhotite et pyrite.

L'unité suivante est l'hôte de la minéralisation, elle est composée d'un gneiss à quartz-biotite hétérogène se présentant sous différents aspects passant d'un gneiss peu folié à un gneiss bien rubané jusqu'à un gneiss très riche en biotite presque schisteux. Ces variations d'apparence sont reliées à des différences de composition ainsi, en lame mince, on observe l'assemblage suivant en proportion très variable: quartz, biotite-phlogopite, cordiérite, muscovite et andésine. Les minéraux accessoires sont le grenat, le sphène, l'apatite, le zircon, la chlorite, la staurotide et des sulfures principalement la pyrrhotite. Les lithologies associées à la minéralisation seront décrites dans les prochaines sections.

La prochaine unité est composée d'un gneiss à quartz-biotite-séricite caractérisé par un rubanement décimétrique. Les bandes de couleur pâle montrent une faible foliation, elles sont composées de quartz, d'oligoclase, de microcline, de biotite et de muscovite. Les bandes de couleur foncée montrent la même minéralogie, mais sont plus riches en biotite et plus finement grenues. Elles montrent une foliation bien développée généralement parallèle aux contacts entre les bandes. Certaines muscovites se présentent en grands porphyroblastes poeciloblastiques pouvant atteindre 2.5 mm de longueur. Ils ne sont pas orientés dans la foliation et ne montrent pas d'orientation préférentielle. Rondot (1978) indique que cette lithologie riche en microcline et en muscovite ne se retrouve pas ailleurs dans le Groupe de Montauban.

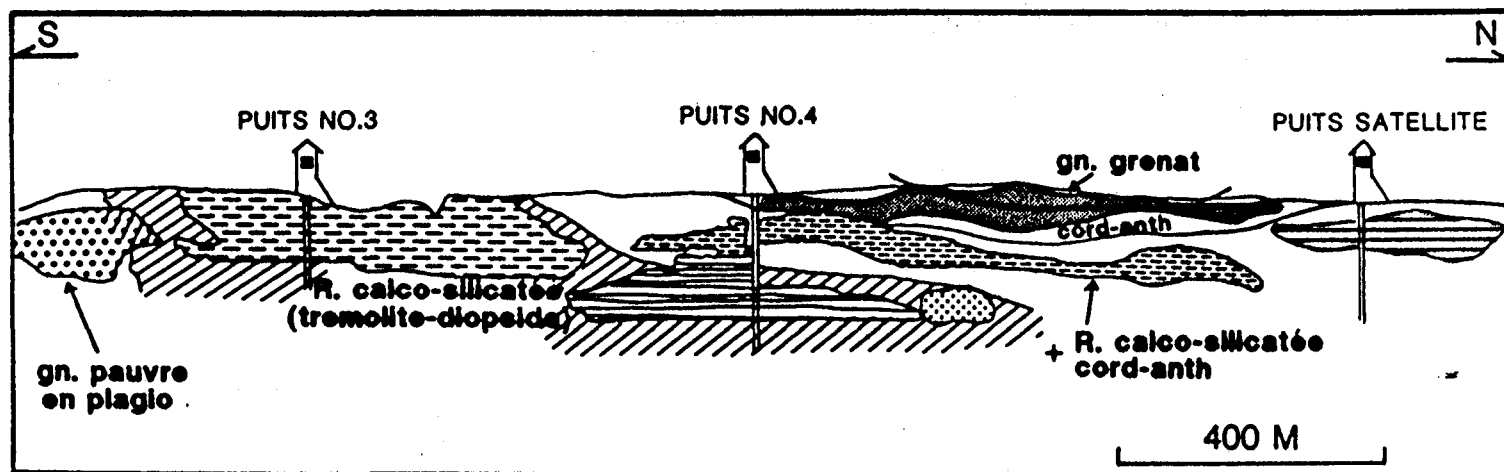
Cette séquence se termine par une unité de metabasaltites se présentant comme une roche de couleur gris foncé, de finement à moyennement grenue, d'aspect variable, de massif à bien folié. Elle présente des structures primaires de laves coussinées. Prabhu (1981) démontre que les dykes d'amphibolite recoupant le gisement sont génétiquement liés aux metabasaltites. Si ces dykes représentent les conduits nourriciers de ces

coulées de metabasaltes, il s'en suit que les metabasaltes représentent l'unité la plus jeune de cette séquence structuralement inversée.

2.2 Morphologie

L'ensemble de la minéralisation du gisement de Montauban occupe un seul niveau de la séquence lithologique définie par Jourdain (1987). La prochaine section présente la forme et la répartition des lithologies à l'intérieur des différentes zones délimitées lors de l'exploitation du gisement.

La coupe longitudinale du gisement de Montauban (figure 7) met en évidence la position des différentes zones de minerai et de leur lithologies encaissantes. Ces zones se présentent sous deux formes: les zones aurifères "A" et "Sud" ainsi que la zone zincifère "A" sont des corps tabulaires faiblement pentés vers l'est tandis que les autres zones sont toutes affectées par des plis asymétriques à faible plongée vers le nord ou le sud. Ces plis épousent une forme de "Z" lorsque l'on regarde vers le nord (figure 8 et 9). Ces deux formes de zones de minerai indiquent que la minéralisation est



ZONES AURIFERES



NORD



SUD



A

ZONES ZINCIFERES



A



C



TETREAU



MONTAUBAN

Figure 7

Coupe longitudinale du gisement de Montauban.
(Modifié de Smith, 1956)

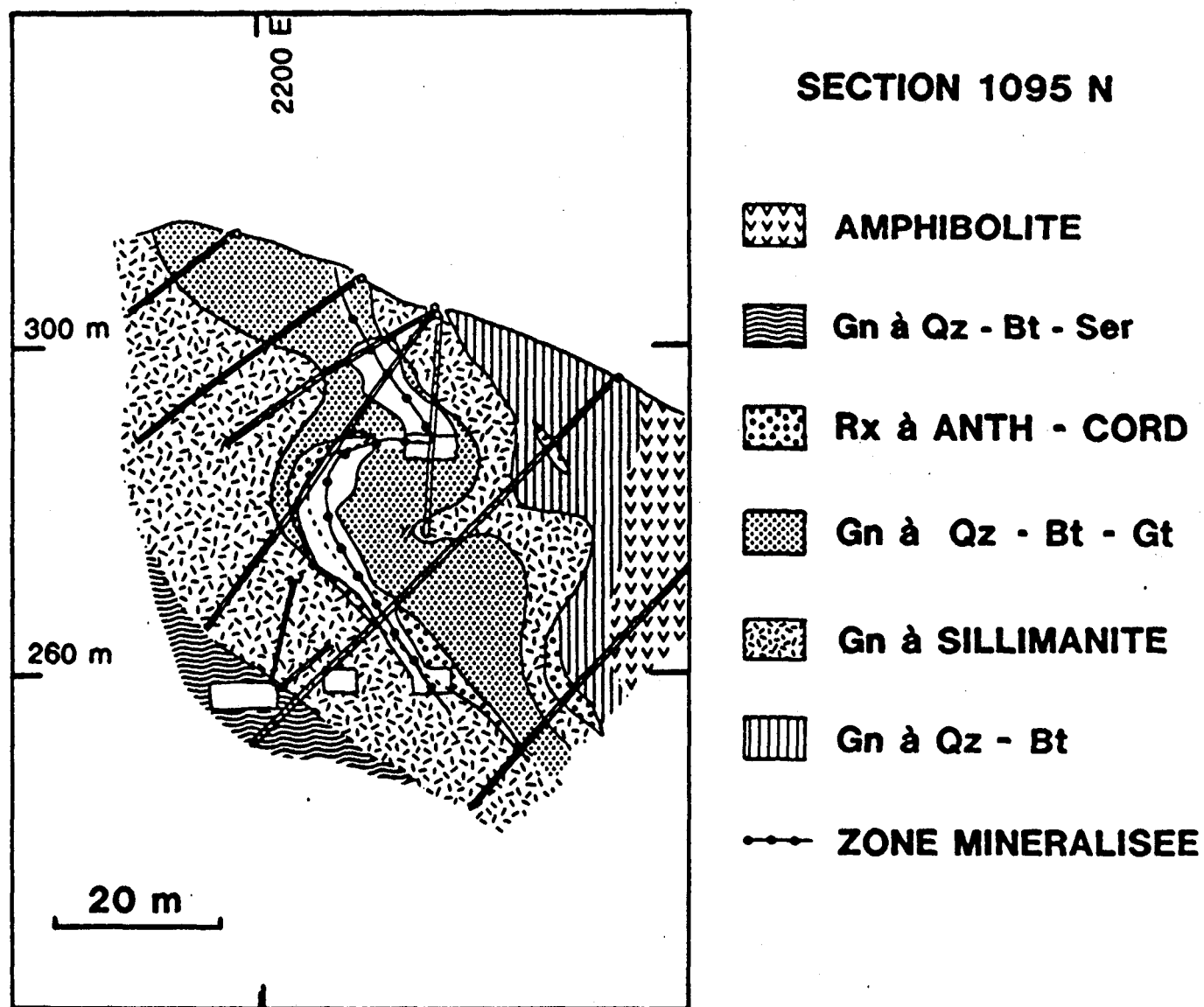
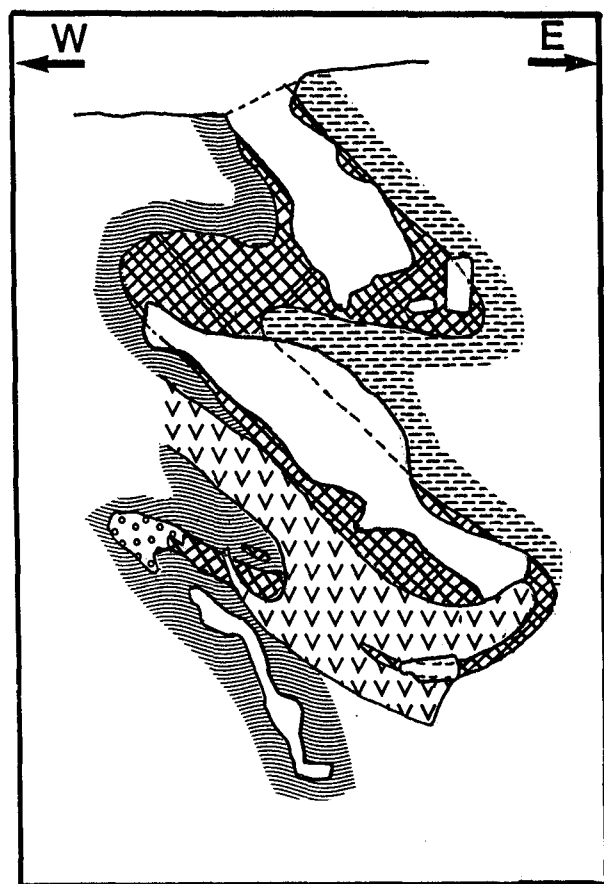


Figure 8 Coupe géologique à travers la Zone Aurifère Nord du glissement de Montauban.
(Tiré de Jourdain, 1987)



SECTION 265 N



AMPHIBOLITE



GNEISS a QUARTZ-BIOTITE-SERICITE ?



ROCHE a DIOPSIDE-TREMOLITE



ROCHE a ANTHOPHYLLITE-CORDIERITE



GNEISS a QUARTZ-BIOTITE FAIBLEMENT RUBANE

30 m

Figure 9 Coupe géologique à travers la Zone zincifère du gisement de Montauban.
(Modifié de Smith, 1956)

présente à la fois dans les flancs longs et les zones de charnière de plis asymétriques. De plus, il est important de noter que la minéralisation n'est pas restreinte à des zones fortement plissées pouvant être interprétées comme des zones de cisaillement où l'augmentation du taux de déformation serait marquée par l'intensification du plissement.

La zone "Tétrault" et les zones "A" sont encaissées par des roches calcosilicatées. Les zones "C" et "Montauban" sont encaissées par un mélange de roche à trémolite et de roche à cordiérite-anthophyllite. La Zone Aurifère Nord est caractérisée par la transition entre une roche à cordiérite-anthophyllite à la base des chantiers et un gneiss à grenat près de la surface. La Zone Aurifère Sud, généralement encaissée par un gneiss pauvre en plagioclase, est encaissée par des roches calcosilicatées à proximité de la zone "Tétrault".

Cette répartition semble indiquer que les zones aurifères sont situées en périphérie des zones zincifères près de la limite de la lithologie encaissant la minéralisation zincifère. Ainsi, la Zone Aurifère Sud est située à l'extrémité sud de la zone "Tétrault" et elle est encaissée à proximité de cette dernière par une

roche calcosilicatée. La Zone Aurifère Nord est située à la limite supérieure de la zone "C" et elle est encaissée à la base par une roche à cordiérinite-anthophyllite. La zone aurifère "A" est située à l'extrémité nord de la zone zincifère "A" et elle est encaissée comme cette dernière par une roche calcosilicatée.

2.3 Pétrographie

2.3.1 Zones zincifères

Le minerai contenu dans les zones zincifères du gisement de Montauban montre une teneur moyenne de 4.5% Zn, 1.5% Pb, 0.56 g/t Au et 70 g/t Ag. Il se compose essentiellement de sphalérite, pyrrhotite et galène (O'Neill and Osborne, 1939), accompagnés de pyrite, chalcopryrite, et cubanite. Les minéraux accessoires sont la tétrahédrite, la marcassite, la molybdénite, le graphite, l'électrum ainsi que l'or et l'argent natif (Stamatelopoulou-Seymour et MacLean 1984).

La roche encaissante est constituée de marbre et de roche calcosilicatée. L'assemblage minéralogique se compose majoritairement de proportions variables de calcite, dolomite, diopside, trémolite et cummingtonite.

Les minéraux accessoires sont l'épidote, la hornblende verte, la biotite, le grenat, la gahnite et le sphène. Une partie du minerai zincifère est encaissé par une roche à cordiélite-anthophyllite composée de ces deux minéraux en proportions très variables.

Les sulfures présentent une texture granoblastique et sont recristallisés. Ils se retrouvent fréquemment sous forme d'inclusions dans les grains de silicates. La pyrite forme des cubes idiomorphes à hypidiomorphes et les contacts avec les minéraux de gangue sont essentiellement planaires. Les grains de chalcopryrite et de galène sont généralement allotriomorphes. Ils moulent ou pénètrent les autres minéraux. La chalcopryrite se retrouve en exsolution dans la cubanite et vice versa. La sphalérite est habituellement hypidiomorphe et contient des inclusions globulaires de chalcopryrite. Elle se retrouve aussi sous forme d'étoile à l'intérieur des grains de chalcopryrite-cubanite. La marcassite remplace partiellement ou totalement la pyrrhotite par endroit.

Plusieurs textures de déformation ont été observées tels des plis en kink dans la pyrrhotite, la bréchification de la pyrite et de la sphalérite ainsi que la courbure des plans de clivage de la galène.

Stamatelopoulou-Seymour et MacLean (1984) indiquent que les paragénèses minérales des roches calcosilicatées et des gneiss à cordiérite suggèrent que les conditions de température et de pression ont atteint 630-650 °C et 5.5 à 6.5 kbar lors du métamorphisme. La composition de la sphalérite dans l'assemblage pyrite-pyrrhotite-sphalérite indique une pression de 4.9 \pm 0.4 kbar. Cette pression inférieure est attribuée à une période de recristallisation subséquente au pic du métamorphisme. Il faut cependant noter que l'utilisation de ce géobaromètre en présence de chalcopryrite peut mener à une sous-évaluation des conditions de pression (Toulmin et al., 1991).

2.3.2 Zones aurifères

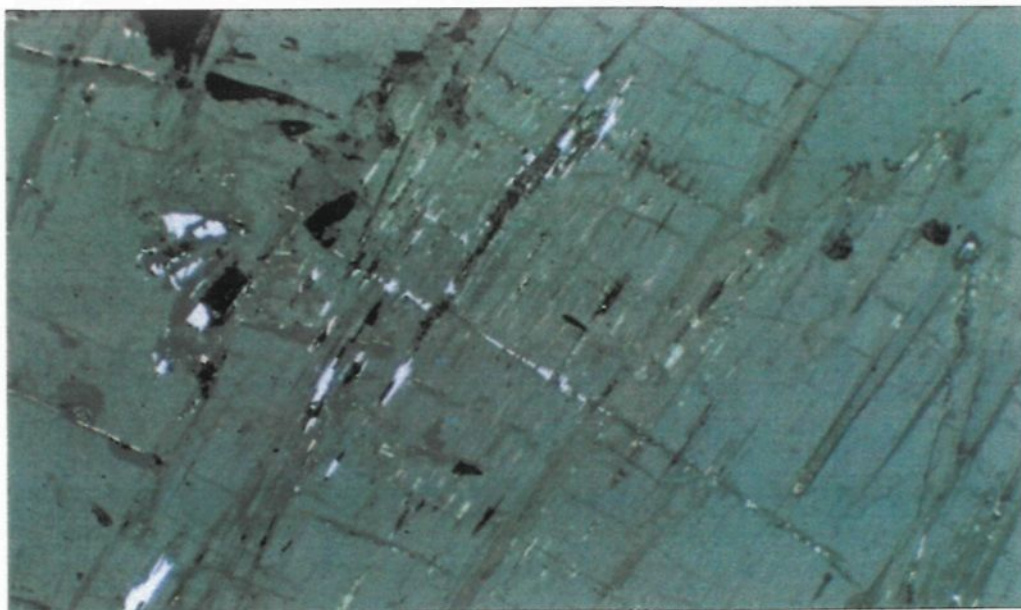
Le gisement de Montauban contient deux types de minéralisations aurifères. Le premier type est représenté par la Zone Aurifère Nord qui contient en moyenne 3.8 g/t Au et 13 g/t Ag. Cette zone est encaissée par un gneiss à grenat. Le second type est représenté par la Zone Aurifère Sud qui montre une teneur moyenne de 4.69 g/t Au et 63 g/t Ag. Elle est encaissée par un gneiss pauvre en plagioclase. Une partie de la Zone Aurifère Sud ainsi que la Zone Aurifère "A" sont encaissées par une roche calcosilicatée.

2.3.2.1 Gneiss à grenat

Cette minéralisation aurifère se présente sous forme de sulfures disséminés ou en bandes. Les sulfures peuvent représenter jusqu'à 30 et même 50% de la roche. Le contenu aurifère est indépendant de la concentration des sulfures et n'est pas relié non plus à la concentration d'un sulfure en particulier. Ainsi des zones faiblement minéralisées en sulfures peuvent montrer de fortes teneurs en or tandis que des zones bien minéralisées en sulfures peuvent montrer de faibles teneurs en or.

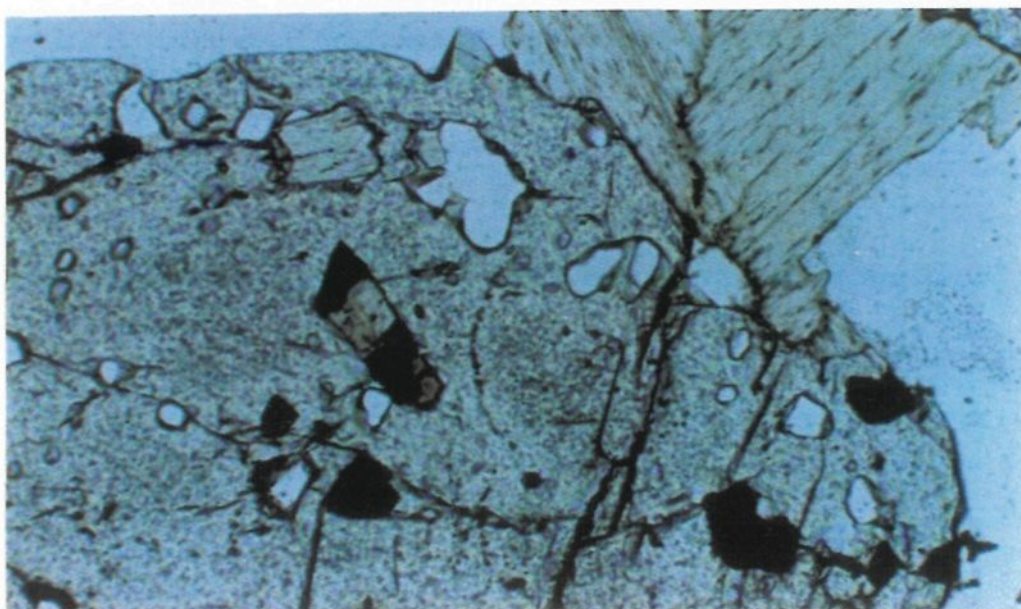
Les principaux sulfures sont les mêmes que dans les zones zincifères soit la sphalérite, la pyrrhotite et la galène, auxquels on doit ajouter la chalcoppyrite et la pyrite. Au microscope, les sulfures montrent une texture généralement granoblastique et allotriomorphe, mais ils sont aussi présents dans des fractures et des clivages de certains minéraux tels la biotite et l'anthophyllite (planche 1) ou encore en inclusions dans les silicates métamorphiques (planche 2).

Les sulfures montrent des textures similaires à celles observées à l'intérieur des zones zincifères. On retrouve de la chalcoppyrite et de la pyrrhotite en inclusions globulaires à l'intérieur de la sphalérite, des étoiles de sphalérite dans la chalcoppyrite et des exsolutions de cubanite dans la chalcoppyrite. De plus, la transformation de pyrrhotite en pyrite est observée le long des lamelles de cubanite dans la chalcoppyrite.



0.1 mm

Planche 1 Présence de chalcopryite et galène dans les clivages et fractures de cristaux d'anthophyllite. (lumière réfléchie)



0.1 mm

Planche 2 Porphyroblaste de grenat montrant des inclusions de quartz, de biotite et de sulfures. (lumière naturelle)

Coté (1989) indique que l'électrum est le principal minéral porteur d'or et d'argent. Son contenu en or varie de 25 à 89%. L'électrum se présente principalement à l'intérieur d'aggrégats polyminéraliques de sulfures tels la pyrrhotite, la cubanite, la sphalérite et la bornite, mais la galène et la chalcopyrite sont le plus souvent observés.

Le même assemblage minéralogique se présente dans une proportion beaucoup moindre sous forme de microfractures à l'échelle de un à quelques grains. Cette texture peut être observée dans les sulfures et les silicates. Plus rarement, il est aussi possible d'observer l'assemblage électrum-sulfures le long des plans de clivage de silicates tel l'anthophyllite. Finalement, l'électrum peut se présenter à l'occasion sous forme d'inclusions à l'intérieur de sulfures (galène, chalcopyrite) et de silicates (grenat, gahnite).

La roche hôte contient l'assemblage suivant en proportion très variable: quartz, grenat (riche en Mn), plagioclase, feldspath potassique, anthophyllite, biotite-phlogopite, cordiélite, sillimanite, gahnite et sulfures. Bernier et al. (1987) indiquent que la désulfurisation de la sphalérite est un mécanisme

important pour la formation de la gahnite. Les minéraux accessoires sont le zircon, l'apatite, la staurotide, le sphène et la chlorite ainsi que la tourmaline. Cette roche se présente le plus souvent sous la forme d'un gneiss d'aspect très siliceux montrant une faible foliation marquée par la biotite-phlogopite. Les grenats peuvent être ubiquistes ou concentrés en bandes parallèles à la foliation. Cette unité contient des bandes de schiste à biotite de faible extension latérale qui présentent souvent une fabrique complexe constituée de nombreux plis en "kink".

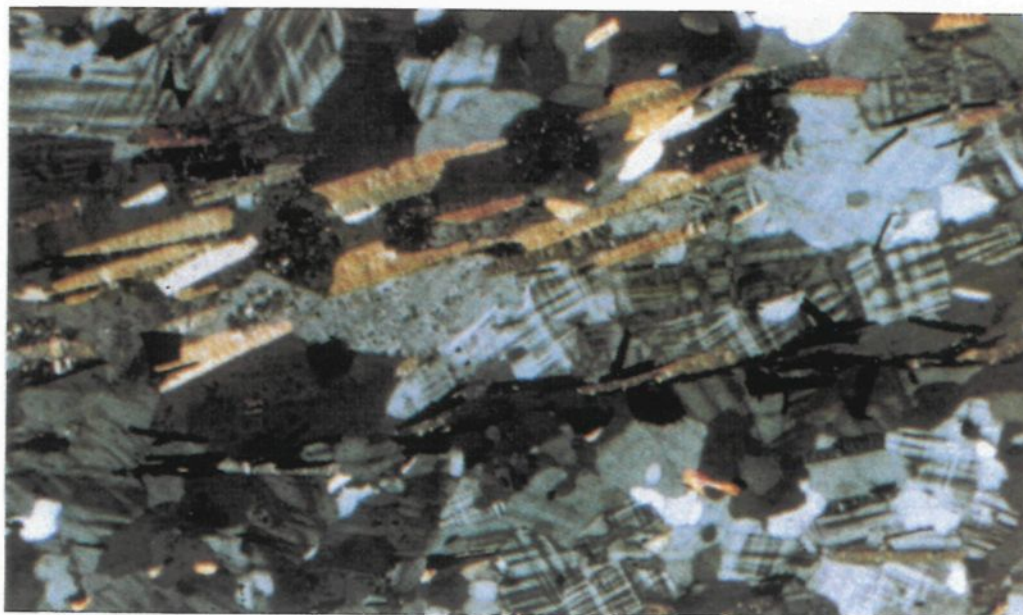
Une partie du minerai est contenu dans une roche à cordiérite-anthophyllite. Cette lithologie est en contact graduel avec le gneiss à grenat décrit plus haut. On observe toutes les transitions entre un gneiss à grenat contenant moins de 20% d'anthophyllite et un schiste contenant plus de 80% d'anthophyllite. Cette dernière se présente en amas radiaux de cristaux aciculaires ne montrant pas d'orientation préférentielle.

Au microscope, la cordiélite se présente en plages irrégulières montrant une altération plus ou moins prononcée en pinnite. L'anthophyllite se présente en gerbes de cristaux aciculaires ou en sections prismatiques. Elle montre une altération en talc qui peut être très poussée par endroit donnant à la roche un aspect soyeux.

La minéralisation est entourée par deux bandes de gneiss à sillimanite constitué de deux fractions granulométriques distinctes. La première, pouvant représenter jusqu'à 25% de la roche, est composée d'aggrégats blancs de quartz et de sillimanite de forme allongée pouvant atteindre jusqu'à 5 centimètres de longueur (planche 3). Ils reposent parallèlement à la foliation mais n'épousent pas une linéation. Au microscope, ces aggrégats se révèlent être des tapis de fibrolite où les bâtonnets ne montrent pas d'orientation préférentielle. Ils semblent croître à partir de la biotite-phlogopite et montrent des évidences de faibles rotations dues à un cisaillement dans le plan de la foliation. La seconde fraction granulométrique est majoritairement composée de quartz, biotite, muscovite,



Planche 3 Gneiss à sillimanite en surface altérée. Les agrégats de sillimanite apparaissent en relief positif.



0.2 mm

Planche 4 Gneiss pauvre en plagioclase de la Zone Aurifère Sud du gisement de Montauban. La foliation est marquée par la biotite et les sulfures. (lumière polarisée)

cordiérite et plagioclase. L'assemblage présente une texture lépidoblastique, la foliation est marquée par la biotite-phlogopite et la muscovite ainsi que par un léger étirement des cristaux de quartz.

Les études de géothermométrie sur les couples grenat-biotite et cordiérite-grenat effectuées par Bernier et al. (1987) indiquent des températures de 660 ± 60 °C et 650 ± 25 °C respectivement. La composition de la sphalérite à l'intérieur de l'assemblage pyrrhotite-pyrite-sphalérite est la même qu'à l'intérieur des zones zincifères.

Ces roches ont subi un rétro-morphisme tardif marqué par la pinnitisation de la cordiérite, l'altération en talc de l'anthophyllite, la chloritisation de la biotite et de la staurotide, la séritisation des plagioclases et l'épidotisation des hornblendes vertes. Il est aussi possible que ce rétro-morphisme soit la cause de la remobilisation de la minéralisation dans les micro-fractures et les clivages de silicates.

2.3.2.2 gneiss pauvre en plagioclase

Le minerai aurifère contenu dans ce type de lithologie présente généralement moins de 10% de sulfures composés presque exclusivement de pyrrhotite. Les sulfures accessoires sont les suivants: l'arsénopyrite, la pyrite, la sphalérite, la chalcopryrite, la galène et la marcassite. L'or se présente sous forme d'électrum dont la composition varie grandement d'un grain à l'autre. On peut observer l'électrum en grains isolés en contact avec des silicates ou des sulfures.

La roche hôte est un gneiss bien folié contenant l'assemblage quartz, muscovite, biotite-phlogopite, plagioclase, feldspath potassique et graphite. Les estimés visuels après coloration montrent que ce gneiss contient rarement plus de 15% de plagioclase. La figure 10 démontre que cet appauvrissement est restreint à la zone minéralisée et que les gneiss environnants contiennent généralement plus de 20% de plagioclase.

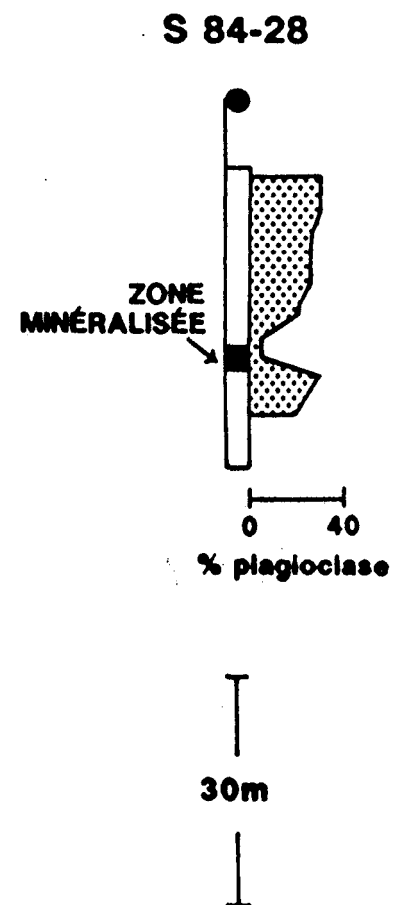
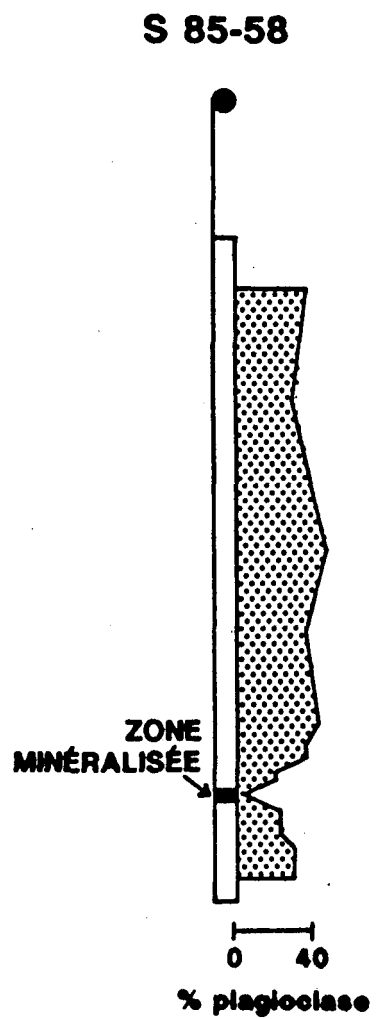


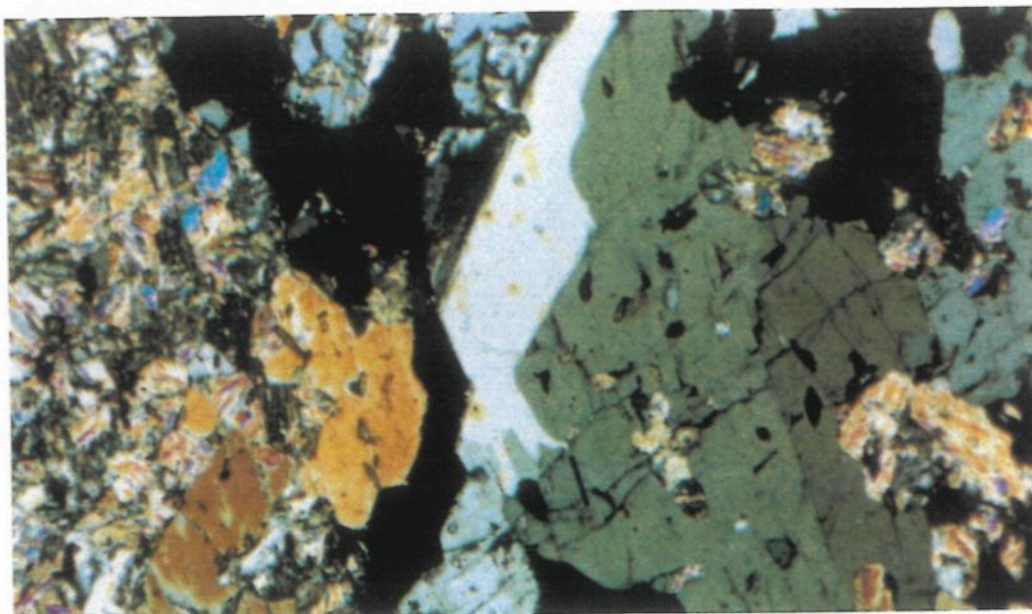
Figure 10 Proportion de l'assemblage plagioclase - quartz - feldspath potassique autour de la Zone aurifère Sud du gisement de Montauban.

Au microscope, la roche présente une texture lépidoblastique, la forte foliation étant marquée par la muscovite et la biotite ainsi que par l'allongement des grains de pyrrhotite (planche 4). Cette foliation est parallèle à un rubanement millimétrique défini par des variations de proportion de l'assemblage quartz - plagioclase - feldspath potassique.

Dans la partie nord de la zone minéralisée encaissée par le gneiss pauvre en plagioclase, la concentration de bandes de roches calcosilicatées varie de 0 à 100%. Dans la Zone Aurifère "A", cette lithologie représente la totalité des roches encaissantes. A ces deux endroits, la minéralisation se présente sous forme de sulfures disséminés pouvant représenter jusqu'à 20% de la roche. Les sulfures dominants sont par ordre décroissants d'abondance la pyrrhotite, la sphalérite, la chalcopryrite et la galène. Ils sont accompagnés d'électrum en grain de composition très variable, d'allargentum (Ag_2Sb), d'arsénopyrite et de pyrite. Les textures observées sont les mêmes que celles observées à l'intérieur des zones zincifères.

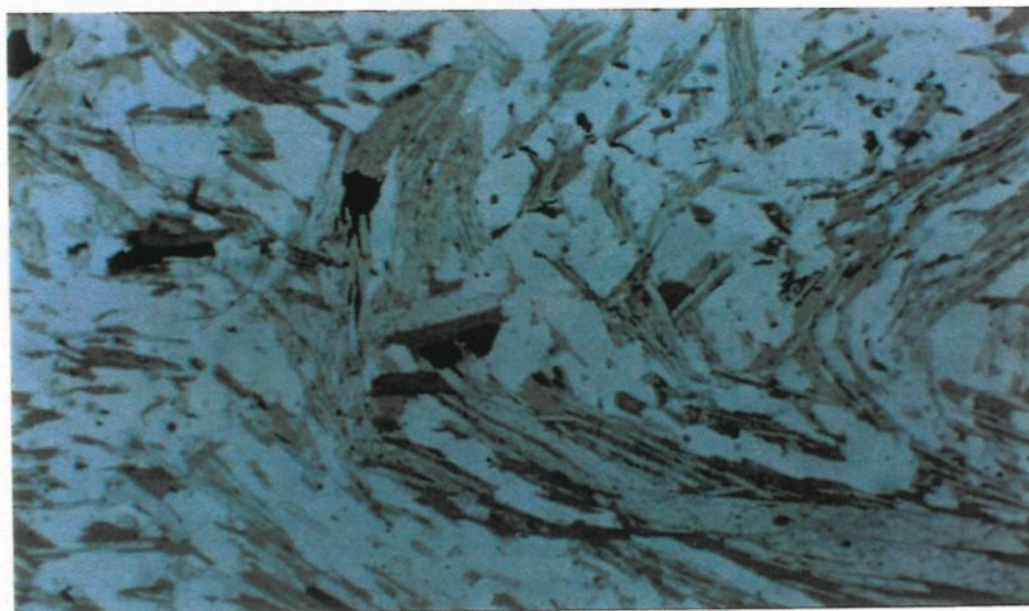
La roche calcosilicatée se présente sous différents aspects variant d'une roche massive d'apparence siliceuse jusqu'à un schiste à trémolite et biotite-phlogopite. Au microscope l'assemblage se compose de proportions variables de trémolite, diopside, scapolite altérée en wilsonite, quartz et carbonates. Cette lithologie contient des bandes de gneiss et schistes à biotite pouvant contenir de l'anthophyllite et de la cordiélite.

Les variations de composition et d'abondance des différentes phases amènent une grande diversité de texture passant d'une roche granulaire riche en quartz jusqu'à un schiste à trémolite aciculaire fortement folié. Ces variations de texture sont très rapides s'observant même à l'échelle de la lame mince (planche 5). Les sulfures montrent une texture généralement granoblastique et allotriomorphe, mais ils sont aussi présents dans les fractures et clivages de certains minéraux tels les amphiboles et les micas. Par contre, cette texture est observée à l'échelle de un ou quelques grains et ne représente que très rarement la texture principale d'un échantillon.



0.2 mm

Planche 5 Passage rapide d'une roche calcosilicatée à une roche à cordiérite-anthophyllite. (lumière polarisée)



0.4 mm

Planche 6 Micas "polygonisés" démontrant l'existence d'une période de recristallisation postérieure au plissement. (lumière naturelle)

2.4 Déformations

Les roches encaissant le gisement de Montauban ont subi une première phase de déformation ductile très sévère caractérisée par des plis isoclinaux complexes (Morin 1987). Cette déformation est responsable de l'oblitération de la plupart des structures primaires et du développement d'une fabrique métamorphique parallèle aux contacts lithologiques donnant le grain structural général nord-sud.

Cette fabrique métamorphique est marquée par une foliation généralement bien développée qui est elle-même reprise par une seconde phase de déformation. Cette dernière se manifeste par des plis d'amplitude kilométrique déversé vers l'ouest et plongeant faiblement vers le sud ou le nord (figure 5). Cette phase de déformation "D2" fut suivie par une période de haute température responsable de la recristallisation complète de l'ensemble des lithologies (planche 6). La grande dispersion des linéations à l'intérieur de la Zone Aurifère Nord et la courbure de certains contacts sont attribuées à une phase de déformation "D3".

Finalement, de nombreux joints de direction est-ouest à pendage sub-vertical sont présents dans tout le gisement. La surface de ces joints est plaquée par de la calcite, de l'épidote et des plagioclases. Ils sont discontinus, d'une longueur de un à quelques mètres. Ils forment des zones en échelon séparés de quelques décimètres. Ces zones sont espacées de quelques mètres. Ces joints qui peuvent remobiliser la minéralisation affectent toutes les différentes lithologies même les pegmatites. Ils sont interprétés comme les manifestations d'une phase de déformation "D4" plus cassante.

Jourdain (1987) démontre que la forme de la Zone Aurifère Nord du gisement de Montauban est contrôlée par la déformation "D2". Les plis d'entraînement en forme de "Z" sont déversés vers l'ouest et présentent des flancs allongés et des charnières pincées. Ces plis d'entraînement s'observent à toutes les échelles et peuvent provoquer des déplacements des zones minéralisées de l'ordre d'une dizaine de mètres (figure 8). La figure 11 montre que la totalité de l'unité de gneiss à quartz-biotite-grenat présente un enrichissement en or.

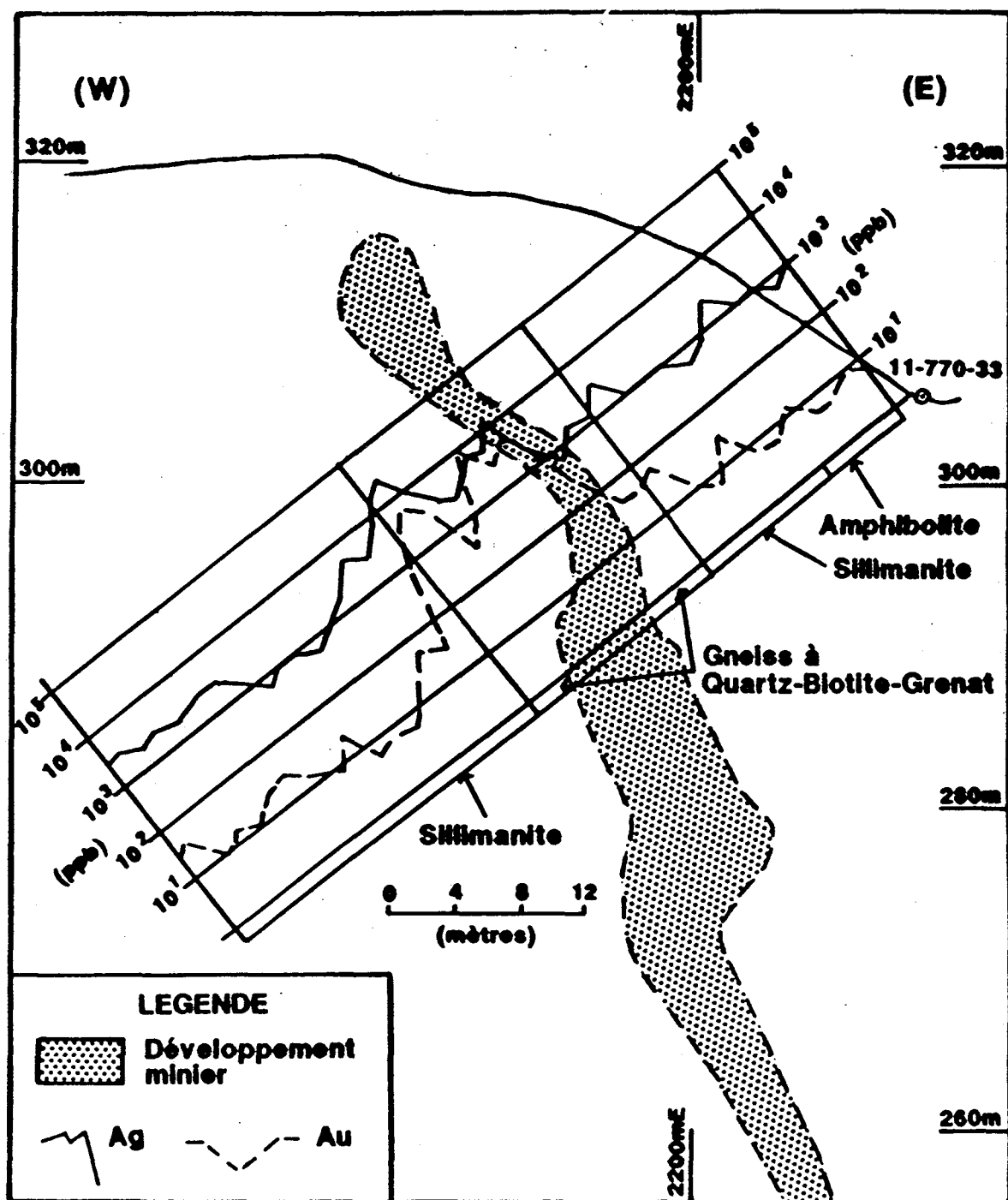


Figure 11 Distribution de l'or et l'argent dans la Zone aurifère Nord du gisement de Montauban. (Tiré de Coté, 1989)

L'apparence oblique des développements miniers par rapport à cette lithologie (figure 8) n'est dû qu'au fait que seule la partie la plus riche de la minéralisation fut exploitée.

Une coupe géologique à travers une zone zincifère (figure 9) démontre que cette zone est affectée par le même style de déformation. L'exploitation de la Zone Aurifère Sud a permis de confirmer que cette zone est elle aussi affectée par des plis d'entraînement similaires. La minéralisation se présente donc comme un amas de sulfures parallèle à la foliation des gneiss encaissants.

2.5 Chronologie minéralisation/métamorphisme

Les sulfures et les minéraux de gangue contenus dans les différentes zones minéralisées du gisement de Montauban ne montrent pas de texture primaire, mais plutôt des textures de recristallisation, de rééquilibrage et de déformation.

La granulométrie grossière des sulfures, les inclusions globulaires de chalcopryrite et de pyrrhotite à l'intérieur de la sphalérite, les étoiles de sphalérite à l'intérieur de la chalcopryrite, les exsolutions de cubanite dans la chalcopryrite et la transformation de pyrrhotite en pyrite démontrent que les sulfures ont subi une recristallisation à haute température. La présence d'inclusions de sulfures et d'or à l'intérieur de silicates métamorphiques ainsi que la présence de silicates métamorphiques zincifères (gahnite et staurotide) attestent de la présence de la minéralisation lors de l'épisode de métamorphisme. De plus, les données géobarométriques indiquent que le rééquilibrage des sulfures s'est effectué sous de fortes pressions.

Par contre, les sulfures montrent des textures de pénétration des minéraux de gangue le long de veine, de clivage ou de fracture ce qui atteste soit de la mobilité soit de l'introduction d'une partie de la minéralisation après le pic du métamorphisme.

Les plis en kink de la pyrrhotite, la bréchification de la pyrite et de la sphalérite ainsi que la courbure des clivages de la galène démontrent que la minéralisation a subi des déformations mécaniques après sa mise en place.

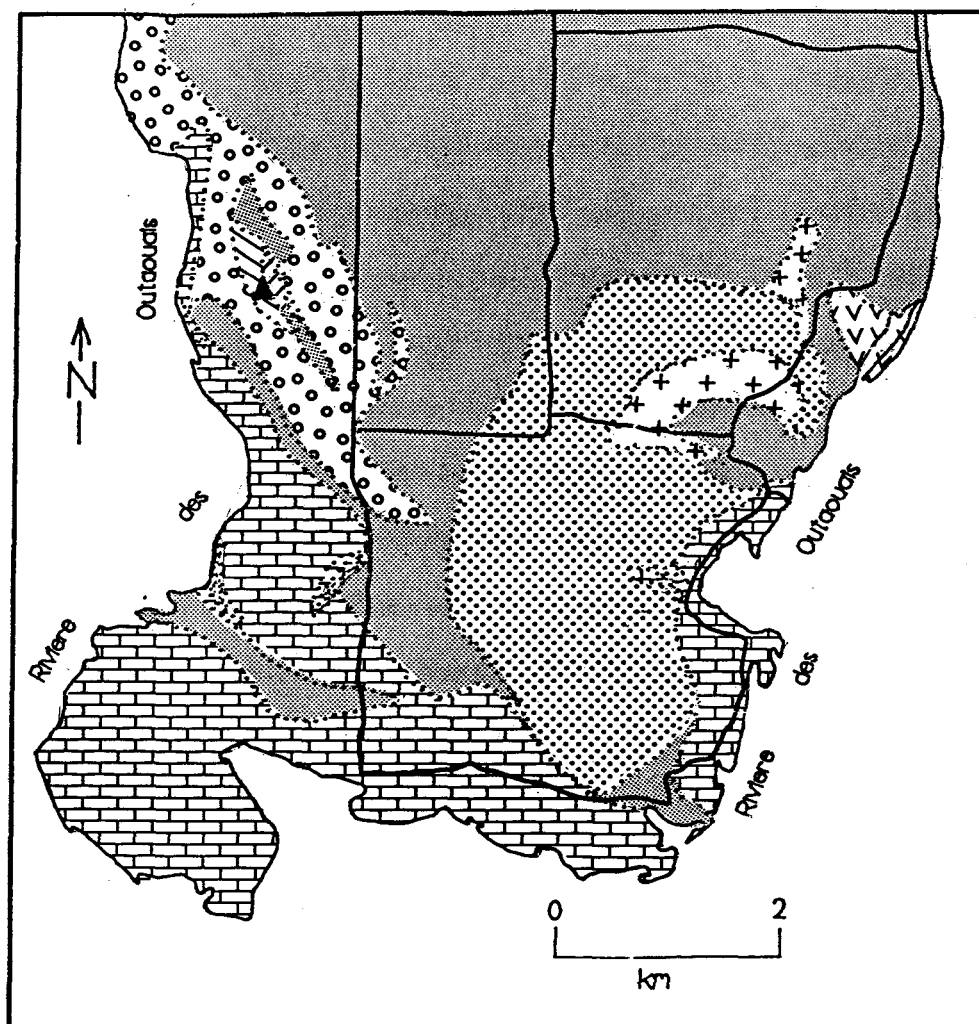
CHAPITRE III

GISEMENT DE CALUMET

3.1 Géologie locale

Les travaux d'Osborne (1944) indiquent que la partie sud de l'Ile Calumet est caractérisée par le contact entre une séquence de gneiss à hornblende et une séquence de marbre (figure 12). Du côté est de l'île, le contact est orienté nord-sud et pente modérément ($30-40^\circ$) vers l'est tandis que du côté ouest de l'île, il est orienté nord-ouest / sud-est et pente modérément ($30-40^\circ$) vers le nord-est.

La séquence de gneiss à hornblende occupe la partie centale d'un pli à plan axial orienté nord-sud fortement déversé vers l'ouest dont l'axe plonge à 20° vers l'est.














- | | |
|--|---|
|  granite |  amphibolite et gneiss à biotite, à patine rouillée |
|  gabbro |  calcaire cristallin et dolomite |
|  migmatite |  amphibolite granulaire et gneiss basique à hornblende |
|  gneiss à biotite et gneiss à biotite injecté |  alternance de gneiss à hornblende-biotite et gneiss à biotite |
|  amphibolite à scapolite et à carbonates |  route |
|  gisement de Calumet | |

Figure 12 Géologie de l'île Calumet. (tiré de Osborne, 1944)

Le gisement de Calumet, situé sur le côté ouest de l'île, est encaissé par une mince bande de gneiss à biotite à l'intérieur de la séquence de gneiss à hornblende.

Dans les environs immédiats du gisement, on retrouve, structuralement à la base de la séquence, les calcaires cristallins de Grenville. Cette unité est composée majoritairement de marbre calcitique contenant des bandes de marbre dolomitique et des bandes de roches calcosilicatées. Quelques forages indiquent la présence de niveaux contenant de l'anhydrite et du gypse (Osborne, 1944).

Reposant structuralement sur les marbres, on observe une unité de gneiss à hornblende se présentant comme une roche de couleur gris foncé montrant une foliation bien développée. Cette roche est majoritairement composée de plagioclase (oligoclase-andésine), de hornblende verte, de biotite, de sulfures et de carbonates. La hornblende verte marque une foliation donnant une texture nématoblastique. Cette unité présente des bandes de gneiss à hornblende plus riches en carbonates (10-20%)

contenant des fragments mésocrates aplatis dans la foliation. Ces fragments présentent une minéralogie similaire à la matrice, mais ils contiennent moins de hornblende, présentent une granulométrie plus grossière et ne montrent pas de foliation.

La prochaine unité est composée d'un gneiss à biotite leucocrate de couleur gris clair. Constituée majoritairement de quartz, plagioclase et feldspath potassique, cette roche est caractérisée par la présence de grenat (jusqu'à 10%). Les minéraux mafiques, principalement la biotite et la hornblende, définissent une foliation lépidoblastique. Cette lithologie présente un aspect variable dû à des quantités plus ou moins importantes (jusqu'à 40%) de bandes centimétriques de quartz souvent parallèles à la foliation. Cette unité est équivalente à l'unité de migmatite décrite par Moorhouse (1941) et Osborne (1944).

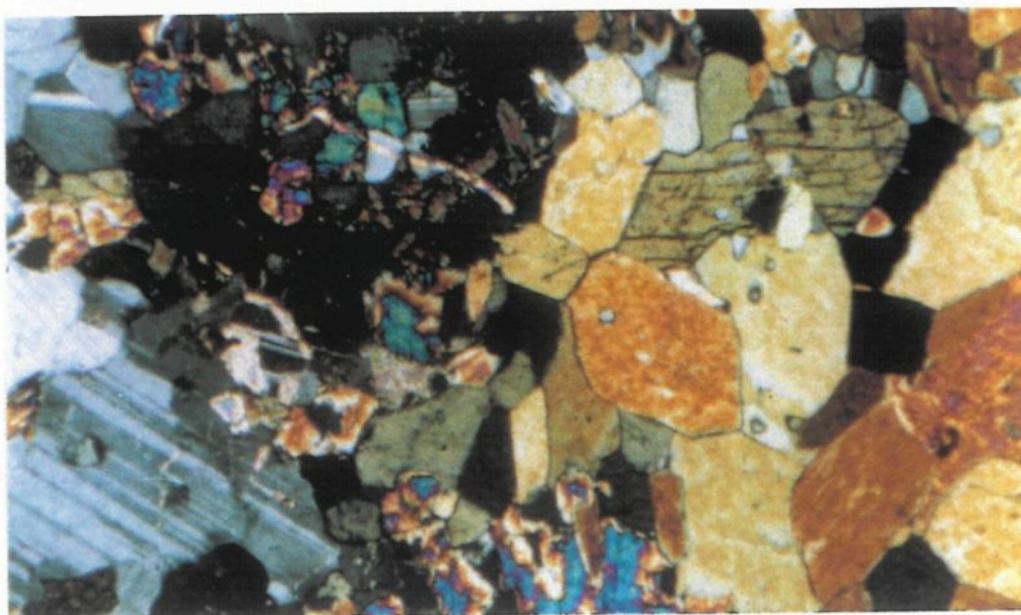
L'unité suivante, hôte de la minéralisation, se présente comme un gneiss à biotite rouillé contenant des injections de quartz et feldspath en proportion variable. De granulométrie fine, cette roche est composée majoritairement de plagioclase, quartz et feldspath potassique. La biotite-phlogopite est le minéral ferro-

magnésien dominant. Elle marque une foliation bien développée donnant une texture lépidoblastique. La sillimanite se retrouve sous forme de fibrolite en amas radiaux croissant sur la biotite-phlogopite. On observe jusqu'à 10-15% de sulfures disséminés composés par ordre décroissant d'abondance de pyrrhotite, de chalcoppyrite, de pyrite et de sphalérite. Les minéraux accessoires sont le grenat, la gahnite, la cordiérite, la muscovite et la hornblende verte. La présence de muscovite parallèle à la foliation indique que les conditions métamorphiques n'ont pas atteint le faciès amphibolite supérieur.

La minéralisation est structuralement surmontée d'une amphibolite carbonatée se présentant sous différents aspects variant d'un gneiss massif à un gneiss présentant un rubanement centimétrique jusqu'à une roche fragmentaire (planche 7). Les bandes ou fragments mélanocrates sont majoritairement composés de hornblende et de plagioclase accompagnés de diopside et de carbonates. Leurs bordures sont enrichies en diopside (planche 8), tandis que les parties leucocrates de la



Planche 7 Fragments mélanocrates à l'intérieur de l'amphibolite carbonatée.



0.2 mm

Planche 8 Abondance de diopside au contact entre un fragment mélanocrate et la matrice de l'amphibolite carbonatée. (lumière polarisée)

roche sont composées principalement de plagioclase et de carbonates accompagnés de hornblende et de diopside. Les deux parties de la roche peuvent contenir de la scapolite, de la cummingtonite et de la trémolite.

Les textures observées dans les faciès fragmentaires du gneiss à hornblende et de l'amphibolite carbonatée démontrent que les fragments sont recristallisés. Ils peuvent représenter le produit du métamorphisme de roches fragmentaires d'origine sédimentaire ou volcanique ou encore le produit de recristallisation d'une brèche tectonique.

La séquence lithologique est structuralement coiffée par une alternance de gneiss à hornblende et de gneiss à biotite. Les sondages effectués montrent que les contacts entre ces deux lithologies peuvent être francs ou graduels et qu'il est difficile de mettre en corrélation les bandes entre les sondages. En lame mince, on observe toutes les transitions entre un gneiss composé majoritairement de hornblende verte et de plagioclase jusqu'à un gneiss composé de plagioclase, quartz, biotite et sillimanite. Ces roches présentent généralement une foliation bien développée marquée par la hornblende verte et/ou la biotite. Les minéraux

accessoires tels le grenat, la cummingtonite, la scapolite et les sulfures peuvent représenter jusqu'à 20% de la roche dans certains échantillons. Moorhouse (1941) et Osborne (1944) concluent que cette grande diversité de faciès reflète l'origine sédimentaire de ces gneiss.

Williams (1990) indique qu'une partie des deux dernières unités pourrait représenter le produit d'une altération syn-métamorphique. Les assemblages riches en biotite des gneiss à hornblende correspondant à une altération potassique et les assemblages de l'amphibolite carbonatée représentant une altération calcique.

3.2 Morphologie

Le minerai zincifère du gisement de Calumet est interprété comme occupant un horizon particulier de la séquence lithologique (Sangster, 1967).

Comme l'indique la figure 13, la zone aurifère encaissée par un gneiss à grenat (Au migmatite Zone) apparaît à un niveau inférieur de la séquence lithologique par rapport à la minéralisation zincifère. Selon Cornwall (1956 p.112), les travaux d'exploitation montrent la présence de façon presque continue du gneiss à grenat sur toute la longueur de la minéralisation zincifère.

La minéralisation aurifère encaissée par un gneiss pauvre en plagioclase est observée à la limite sud de la minéralisation zincifère (figure 14). On la retrouve près de la base structurale de l'amphibolite carbonatée à l'intérieur du gneiss à biotite rouillé. Cette position à l'intérieur de la séquence lithologique est équivalente à celle occupée par la minéralisation zincifère. Le manque d'information nous empêche d'établir plus clairement les relations spatiales entre cette zone et les autres types de minéralisation.

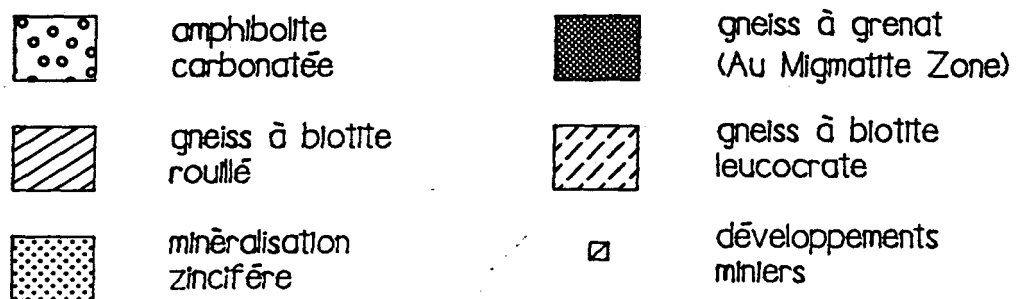
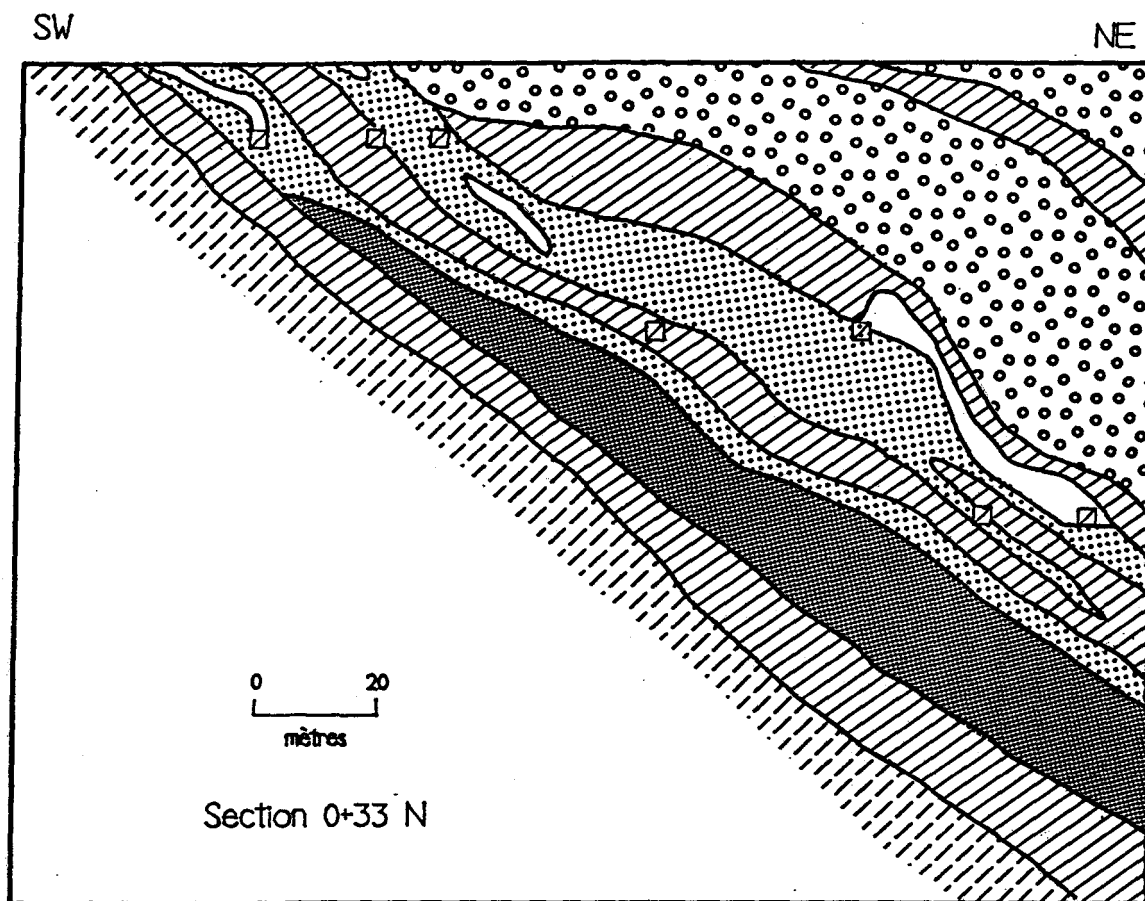


Figure 13 Coupe géologique du gisement de Calumet.
(tiré de Bishop and Jourdain, 1987)

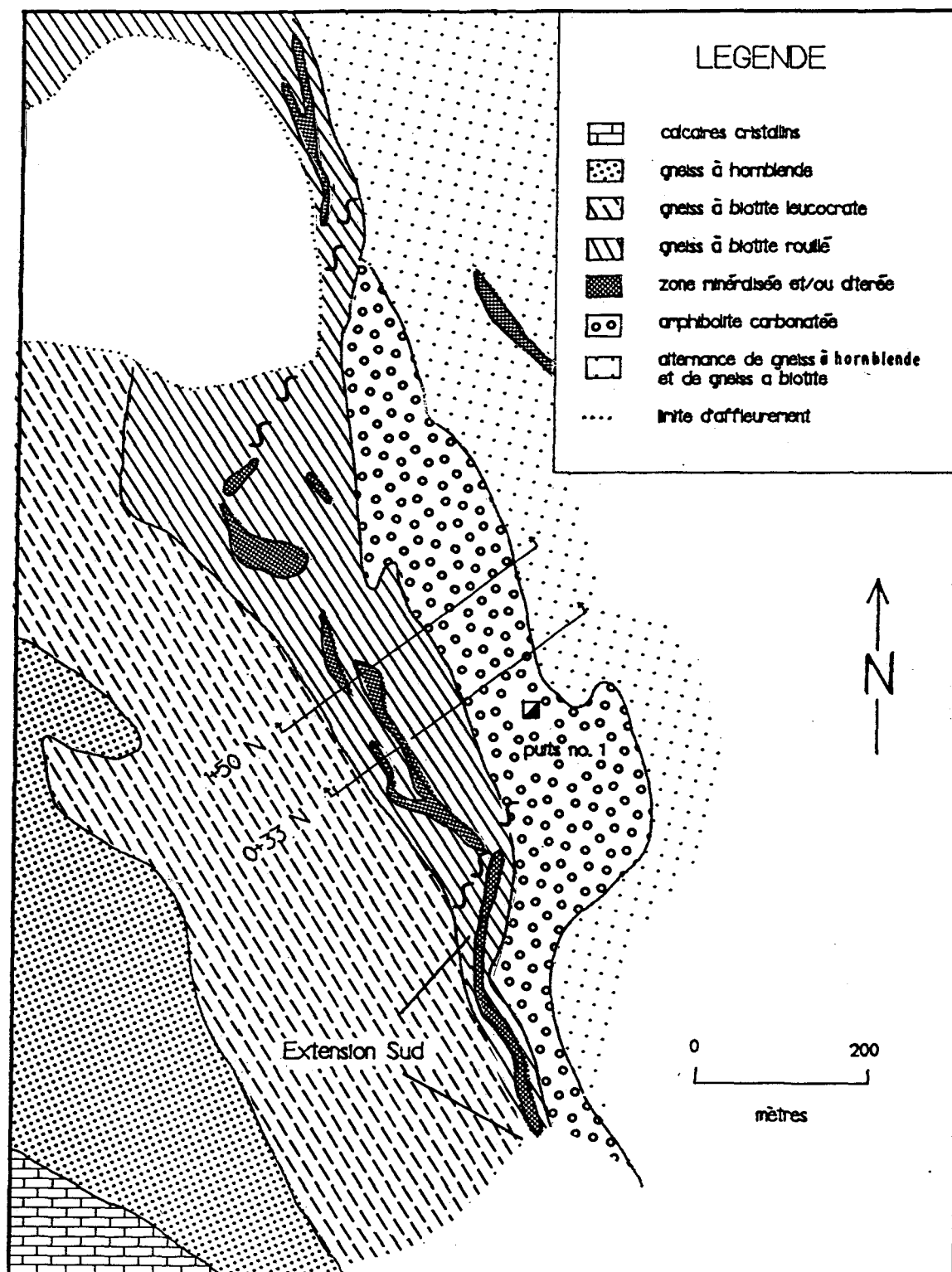


Figure 14 Géologie du gisement de Calumet. (tiré de Bishop, 1987 a)

3.3 Pétrographie

3.3.1 Zones zincifères

Le minéral contenu dans les zones zincifères du gisement de Calumet (5.8% Zn, 1.6% Pb, 0.45 g/t Au et 74 g/t Ag) se compose de sphalérite, pyrrhotite et galène accompagnés de quantités mineures de pyrite, de marcassite, de chalcopryrite, de tétrahédrite, d'arsénopyrite, de molybdenite, d'argentite et d'or natif.

Selon Sangster (1967), la roche encaissante est constituée de marbre et de roche calcosilicatée. L'assemblage minéralogique se compose majoritairement de proportions variables de calcite, dolomite, diopside, trémolite et cummingtonite. Les minéraux accessoires sont l'épidote, la hornblende verte, la biotite, le grenat, la gahnite et le sphène. Par contre, Moorhouse (1941) et Cornwall (1956) indiquent qu'une partie du minéral est encaissée par le gneiss à biotite rouillé.

Les sulfures montrent une texture généralement granoblastique et allotriomorphe. La sphalérite contient des inclusions globulaires de pyrrhotite et de chalcopryrite. La pyrite et la pyrrhotite présentent des fractures remplies par de la sphalérite et de la galène. La marcassite apparaît comme un produit de remplacement de la pyrrhotite.

Il est fréquent d'observer des minéraux de gangue entourés par des sulfures et de retrouver des inclusions de sulfures à l'intérieur des silicates. De plus, les sulfures pénètrent les minéraux de gangue le long de clivages et de fractures. Ces micro-fractures s'étendent sur un ou quelques cristaux, occasionnellement elles peuvent s'étendre sur quelques centimètres.

3.3.2 Zones aurifères

Le gisement de Calumet contient deux types de minéralisations aurifères. Le premier type, décrit par Williams (1990), est encaissé par un gneiss à grenat tandis que le second type est encaissé par un gneiss pauvre en plagioclase.

Les zones aurifères du gisement de Calumet n'en sont qu'à un stade précoce d'exploration. Récemment, douze sondages ont intersecté la minéralisation encaissée par le gneiss à grenat tandis que huit autres intersectaient la minéralisation encaissée par le gneiss pauvre en plagioclase (Bishop 1987 a et b). Les résultats des meilleures intersections sont présentés au tableau I.

3.3.2.1 Gneiss à grenat

Cette minéralisation aurifère se présente sous forme de sulfures disséminés ou en bandes représentant rarement plus de 15% de la roche. Les principaux sulfures sont la pyrrhotite, la chalcopryrite et la pyrite accompagnés de quantités mineures de sphalérite et galène. Le contenu aurifère est indépendant de la concentration des sulfures et n'est pas relié à la concentration d'un sulfure en particulier. Ainsi des zones faiblement minéralisées en sulfures peuvent montrer de fortes teneurs en or tandis que des zones bien minéralisées en sulfures peuvent montrer de faibles teneurs en or.

TABLEAU I
 Resultats de sondages
 Zones aurifères du gisement Calumet

	numéro du sondage	longueur (m)	Au (g/t)	Ag (g/t)	Ag/Au
Gneiss à grenat					
	86-12	3.81	4.05	0.84	0.21
	86-20	3.05	1.58	0.14	0.09
	86-22	18.29	5.79	0.35	0.06
	87-23	3.14	0.75	0.41	0.55
	87-26	2.26	3.94	0.32	0.08
	87-27	3.05	3.29	0.29	0.09
Gneiss pauvre en plagioclase					
	87-38	1.28	1.54	1.37	0.89
	87-39	2.13	0.16	0.20	1.25
	87-40	2.74	2.01	0.86	0.43

Au microscope, les sulfures montrent une texture généralement granoblastique et allotriomorphe. Ils sont aussi présents, en proportion beaucoup moindre, dans des fractures et des clivages de certains minéraux tels la biotite et l'anthophyllite ou encore en inclusions dans les porphyroblastes de silicates métamorphiques. Williams (1990) indique que l'or se présente sous forme d'électrum associé aux sulfures.

La roche hôte contient l'assemblage suivant en proportion très variable: quartz, grenat (riche en Mn), plagioclase, feldspath potassique, anthophyllite, biotite-phlogopite, cordiérite, sillimanite, gahnite et sulfures. Les minéraux accessoires sont le zircon, l'apatite, la staurotide, le sphène et la chlorite. Cette roche se présente le plus souvent sous la forme d'un gneiss d'aspect très siliceux montrant une faible foliation marquée par la biotite-phlogopite. Cette unité contient des bandes de schiste à biotite de faible extension latérale qui présentent souvent une fabrique complexe constituée de nombreux plis en "kink". A l'intérieur du gneiss, les grenats peuvent être ubiquistes, concentrés en bandes parallèles à la

foliation ou encore occuper une position de veine de tension discordantes par rapport à la foliation (planche 9). Ces différents mode de présentation des grenats indiquent qu'ils se sont développés durant la période de déformation.

Williams (1990) conclue que les assemblages présents dans la zone aurifère du gisement de Calumet indiquent des conditions de température et de pressions similaires à celles définies par Bernier et al. (1987) pour la Zone Aurifère Nord du gisement de Montauban.

Par contre, il souligne l'existence d'une période de rétro-morphisme caractérisée par la présence occasionnelle de microfractures extensionnelles contenant l'assemblage suivant: quartz, séricite, chlorite, calcite manganésifère, sidérite, ankérite, illite, kaolinite et sulfures. Selon cet auteur, le contenu en calcium et magnésium des sidérites indique des températures minimales de cristallisation de 450 à 500 °C, tandis que la présence de kaolinite et d'illite suggère des températures de mise en place de moins de 300 °C. Ceci démontre que ces roches ont subi un refroidissement total de l'ordre de 350 à 400 °C durant l'épisode de métamorphisme rétrograde.

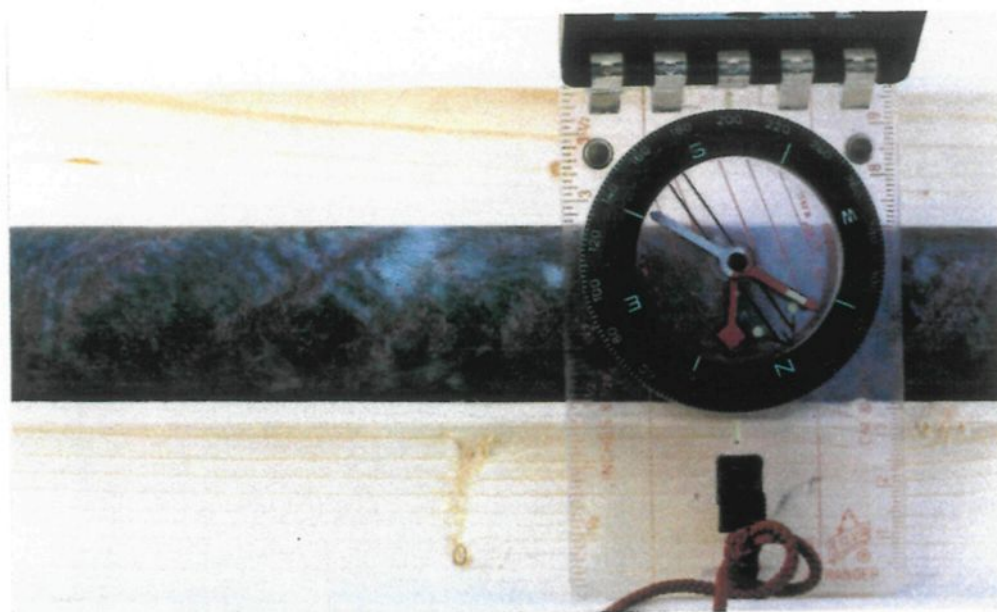
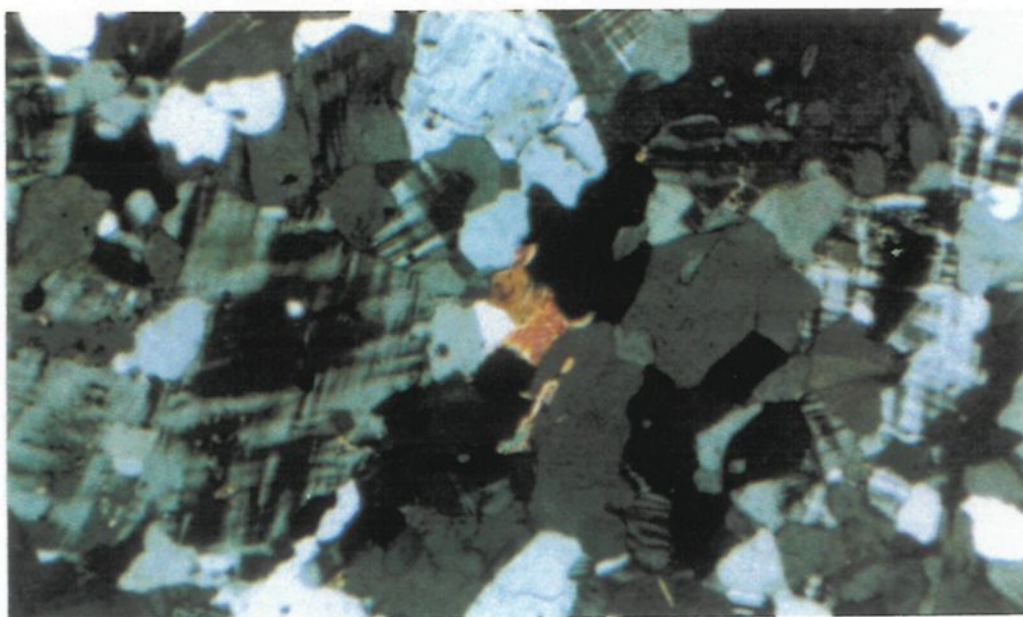


Planche 9 Grenat en position de veines de tension discordantes par rapport à la foliation.



0.2 mm

Planche 10 Gneiss pauvre en plagioclase du gisement de Calumet montrant une texture hypidiomorphe. (lumière polarisée)

3.3.2.2 gneiss pauvre en plagioclase

Ce type de minéralisation aurifère est encaissé par une roche granulaire composée majoritairement de quartz et de feldspath potassique (planche 10). Elle ne contient pas de phyllosilicates et moins de 10% de plagioclase. Les minéraux accessoires sont la sillimanite, la trémolite et des carbonates. Les grains de quartz et de feldspath potassique montrent une texture hypidiomorphe et de nombreux points triples témoignant de la recristallisation de cette lithologie.

Les sulfures disséminés ou en bandes moulent les silicates et peuvent représenter jusqu'à 30% de la roche. Ils sont composés par ordre décroissant d'abondance des phases suivantes: sphalérite, pyrite, pyrrhotite et chalcoppyrite. Aucune phase aurifère n'a pu être identifiée lors de la présente étude.

3.4 Déformations

Les roches encaissants le gisement de Calumet ont subi une première phase de déformation ductile très sévère caractérisée par des plis isoclinaux complexes (Williams, 1990). Cette déformation est responsable de l'oblitération de la plupart des structures primaires et du développement d'une fabrique métamorphique parallèle aux contacts lithologiques.

Dans la partie sud de l'Ile Calumet, Osborne (1944) indique que cette fabrique métamorphique est reprise par une seconde phase de déformation se manifestant par un anticlinal fortement déversé vers l'ouest, plongeant faiblement (20°) vers l'est.

Sangster (1967) indique que le minerai zincifère du gisement de Calumet est parallèle à la foliation des gneiss encaissants et qu'il est contenu à l'intérieur d'un seul horizon s'étendant en direction nord-ouest sud-est. Cet horizon est faiblement penté ($30-35^\circ$) vers le nord-est (figure 13). Il souligne que le minerai est fortement plissé et montre des évidences de dislocation.

Une étude des coupes montrant les travaux d'exploitation semble démontrer que le minerai est affecté par des plis compatibles avec la déformation régionale "D2" décrite plus-haut.

La section 1+50 N (figure 15) montre trois chantiers d'exploitation superposés. L'examen des coupes avoisinantes démontre que le chantier inférieur s'étend vers le nord-ouest tandis que le chantier supérieur s'étend vers le sud-est. Le chantier intermédiaire ne présente qu'une faible extension dans cette direction. Le bloc diagramme de la figure 16 illustre un modèle de plissement compatible avec l'interprétation structurale régionale (Osborne, 1944) pouvant expliquer cette répartition des chantiers d'exploitation.

En surface, les plis d'entraînement observés au sein de l'amphibolite carbonatée montrent le même style de déformation et permettent de démontrer que la phase de déformation "D2" est associée à une intense période de recristallisation.

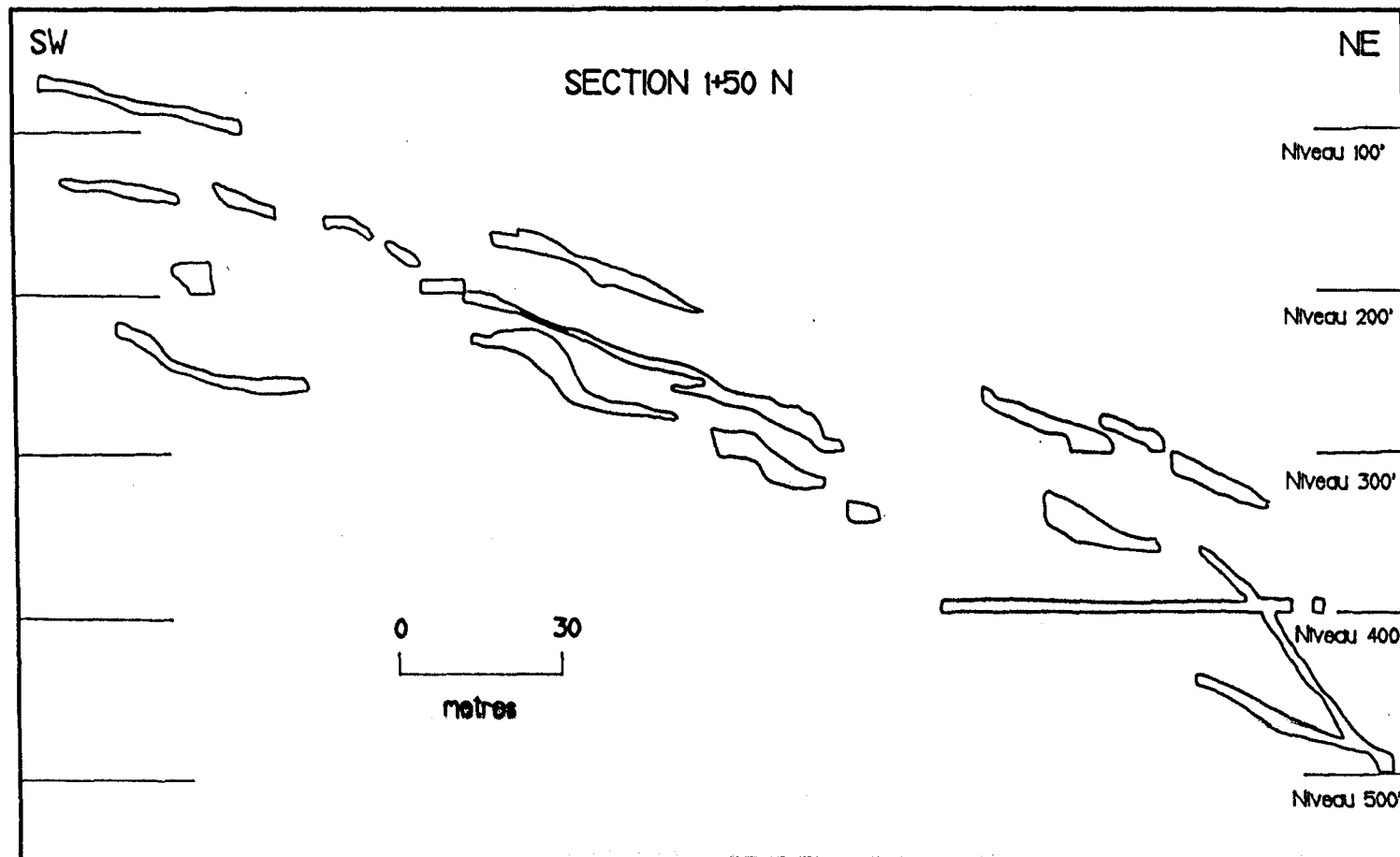


Figure 15 Coupe des développements miniers à l'intérieur du gisement de Calumet.

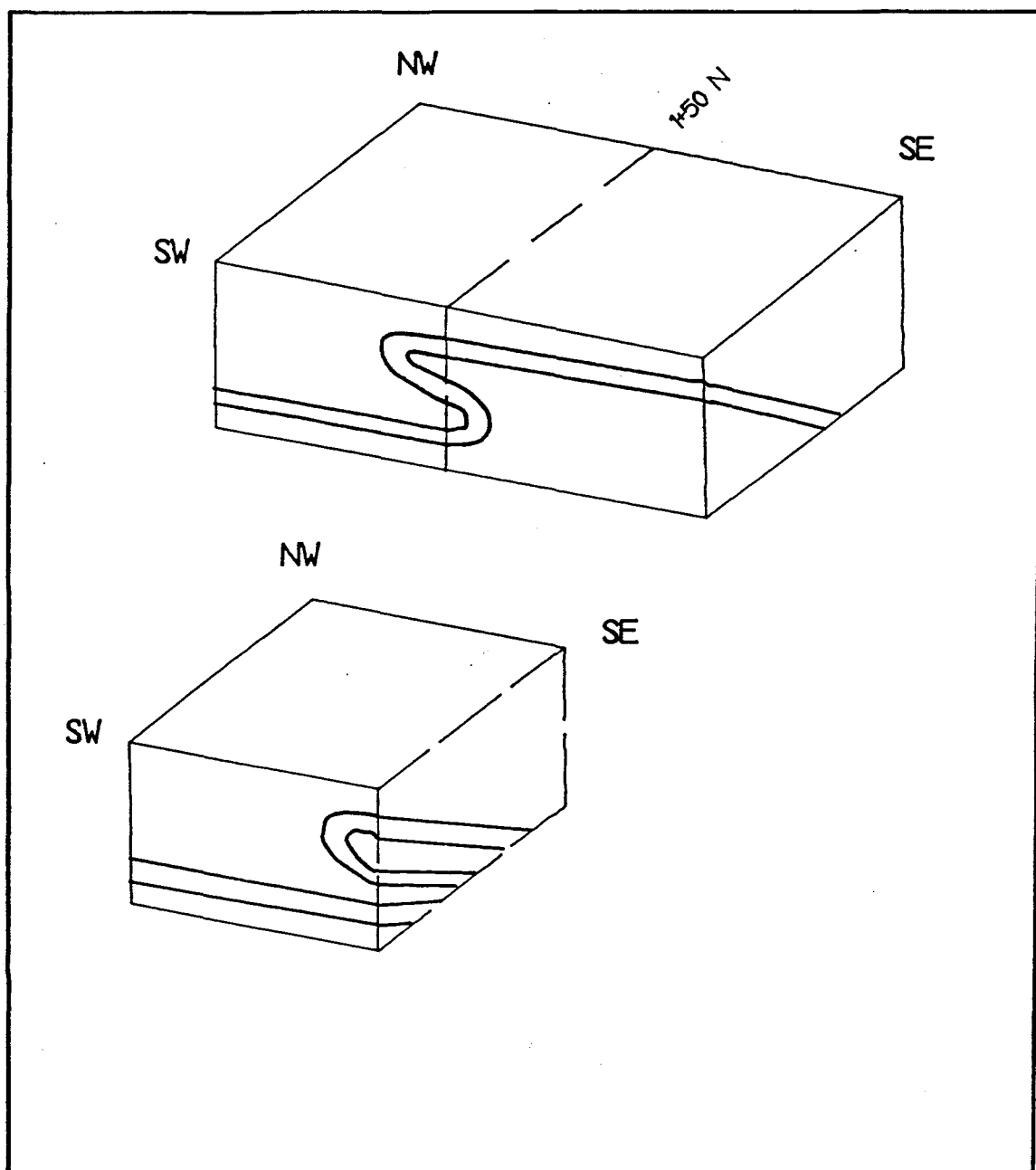


Figure 16 Modèle de plissement du gisement de Calumet.

Les zones de cisaillement encaissées par l'amphibolite carbonatée sont aussi caractérisées par une recristallisation de la hornblende. Ces zones peuvent se présenter comme des bandes centimétriques riches en hornblende qui recoupent la foliation des roches encaissantes ou encore comme des zones métriques où la foliation est plus fortement développée. De telles zones peuvent contenir des fragments mélanocrates très étirés interprétés comme étant des plis en fourreau par Williams (1990).

La phase de déformation "D2" se manifeste donc par des plissements et des cisaillements. Ces déformations sont accompagnées d'une forte recristallisation de la hornblende dans l'amphibolite carbonatée et des grenats dans le gneiss à grenat encaissant la minéralisation aurifère.

Deux types de déformation postérieure à la phase "D2" sont observés. Le premier est représenté par une zone de cisaillement sub-verticale de direction nord-sud observée seulement à l'intérieur de l'unité de gneiss à biotite rouillé (figure 14). Cette zone ne contient pas de minéralisation aurifère. Elle est caractérisée par des réseaux de veines de quartz et des "pressure solution

cleavages". Le second type de déformation est décrit par Sangster (1967) comme des failles qui recoupent et déplacent le corps minéralisé, mais ces failles contiennent elles-mêmes de la minéralisation.

3.5 Chronologie minéralisation/métamorphisme

Les conditions métamorphiques déterminées par les assemblages des minéraux de gangue dans les zones zincifères et aurifères sont équivalentes à celles subies par les roches encaissant le gisement (Sangster, 1967 et Williams, 1990).

Les agrégats de minéraux montrant de nombreux points triples et les inclusions globulaires de chalcoppyrite et de pyrrhotite à l'intérieur de la sphalérite démontrent que les assemblages de sulfures des différentes zones minéralisées du gisement de Calumet ont subi une recristallisation à haute température. De plus, les inclusions mutuelles entre les minéraux de gangue et les sulfures ainsi que la présence de gahnite indiquent que les métaux usuels étaient présents lors de la période de métamorphisme. Pour ce qui est de la minéralisation aurifère, les données disponibles ne permettent pas de déterminer son époque de mise en place.

Par contre, la présence de minéralisation le long de fractures tardives ou de clivage des minéraux de gangue indiquent qu'une faible partie de la minéralisation a pu être remobilisée ou introduite lors d'une phase de déformation cassante tardive par rapport au métamorphisme prograde.

CHAPITRE IV

ETUDE COMPARATIVE

Les chapitres précédents présentaient la description de la géologie des gisements de Calumet et Montauban. Le présent chapitre a pour objet de faire ressortir les caractéristiques communes aux deux gisements et d'identifier les différences majeures entre eux.

Les deux gisements sont situés dans des bandes de roches supracrustales à l'intérieur des Ceintures Allochtones de la Province de Grenville. Généralement, ces roches présentent des assemblages minéralogiques typiques du faciès amphibolite supérieur. Par contre, les lithologies environnant les gisements contiennent de la muscovite, ce qui est plus typique des faciès amphibolite inférieur et moyen.

Les lithologies dominantes dans les environs des gisements sont les gneiss à biotite dans le cas du gisement de Montauban et les gneiss à hornblende dans celui du gisement de Calumet.

Les différentes zones minéralisées sont parallèles à la foliation des gneiss encaissants. Elles sont contenues à un niveau particulier de la séquence lithologique. Seule la "Au Migmatite Zone" du gisement de Calumet apparaît à un niveau distinct de celui de la minéralisation zincifère.

Les zones minéralisées ne sont pas associées à des zones de déformation tardives par rapport au métamorphisme. A l'intérieur du gisement de Montauban, on retrouve de la minéralisation sous forme de zones tabulaires et sous forme de zones fortement plissées mettant en évidence le fait que la présence de minéralisation n'est pas nécessairement associée à l'intensité du plissement.

Les assemblages de minéraux de gangue à l'intérieur des zones zincifères sont similaires pour les deux gisements et c'est aussi le cas pour les zones aurifères encaissées par un gneiss à grenat. Ces assemblages permettent d'établir que les conditions du pic du métamorphisme atteignaient 630 - 650 °C et 5.5 à 6.5 kbar (Stamatelopoulou-Seymour et MacLean, 1984; Bernier, 1987; Williams, 1990). Les données de géothermométrie obtenues de la Zone Aurifère Nord du gisement de Montauban confirment une température de 650 °C (Bernier et al., 1987).

Dans le gisement de Montauban, la zone aurifère encaissée par un gneiss à grenat est entourée par un gneiss fortement enrichi en sillimanite tandis que la zone aurifère encaissée par un gneiss pauvre en plagioclase contient une forte proportion de muscovite. Ces deux caractéristiques n'ont pas été observées dans le gisement de Calumet.

Les teneurs du minerai dans les zones zincifères soit 4.5% Zn, 1.5% Pb, 0.56 g/t Au et 70 g/t Ag pour le gisement de Montauban et 5.8 % Zn, 1.6 % Pb, 0.45 g/t Au et 74 g/t Ag pour le gisement de Calumet sont similaires. Dans les deux cas, le minerai est composé majoritairement de sphalérite, galène et pyrrhotite accompagnés de chalcopryrite, pyrite, marcassite et or natif.

Les sulfures moulent et pénètrent les minéraux de gangue, la sphalérite contient des inclusions globulaires de chalcopryrite et pyrrhotite. De plus, il est fréquent d'observer des minéraux de gangue entourés par des sulfures et de retrouver des inclusions de sulfures à l'intérieur des silicates.

Le minerai des zones aurifères encaissées par un gneiss à grenat montrent aux deux endroits un enrichissement en chalcopryrite par rapport aux zones zincifères et les sulfures montrent les mêmes textures que dans les zones zincifères. Le minerai des zones encaissées par un gneiss pauvre en plagioclase semble beaucoup plus riche en sulfures dans le gisement de Calumet.

Dans les deux gisements, la présence de gahnite, les aggrégats de minéraux montrant des points triples, les inclusions globulaires de chalcoppyrite et de pyrrhotite à l'intérieur de la sphalérite ainsi que les inclusions mutuelles entre sulfures et minéraux de gangue indiquent que la minéralisation était présente lors de la période de métamorphisme.

Les textures de pénétration des minéraux de gangue par les sulfures et la présence de minéralisation dans des structures tardives démontrent qu'une faible partie de la minéralisation fut remobilisée ou introduite après la période de métamorphisme prograde. De plus, la pinnitisation de la cordiélite, l'altération en talc de l'anthophyllite, la chloritisation de la biotite et de la staurotide, la séricitisation des plagioclases, l'altération en wilsonite de la scapolite, l'épidotisation des hornblendes vertes et l'altération en marcassite de la pyrrhotite marquent sans doute qu'une période de rétro-morphisme caractérisée par la présence de fluides a influencé l'ensemble des roches avoisinant les gisements de Montauban et Calumet.

CHAPITRE V

ETUDE GEOCHIMIQUE

5.1 Introduction

L'identification d'un nouveau type de minéralisation aurifère encaissée par des gneiss pauvres en plagioclase rend nécessaire la caractérisation du contenu en éléments majeurs de cette lithologie. Pour ce faire, deux échantillons provenant de la Zone Aurifère Sud du gisement de Montauban furent analysés et seront comparés aux résultats de l'étude lithogéochimique de Prabhu (1981).

D'autre part, aucune étude antérieure n'a caractérisé le contenu en éléments traces des gisements de Calumet et Montauban. Cette caractérisation permettra de vérifier si les zones aurifères montrent des signatures géochimiques similaires à celles des minéralisations aurifères tardi-tectonique. Dans ce but,

le contenu en 29 éléments traces fut déterminé par émission au plasma pour 62 échantillons provenant de différentes zones minéralisées des gisements de Calumet et Montauban (Tableau II).

Une analyse en composantes principales permettra de comparer le comportement chimique des zones aurifères et celui des zones zincifères.

Ces données permettront aussi de vérifier si, à l'intérieur du gisement de Montauban, les différentes lithologies hôtes des minéralisations représentent le produit du métamorphisme de roche ayant subi une altération progressive.

5.2 Eléments majeurs

L'étude des éléments majeurs des roches hôtes de la Zone Aurifère Sud du gisement de Montauban fut entreprise dans le but de caractériser le comportement chimique du gneiss pauvre en plagioclase. Les essais de coloration démontrent que l'appauvrissement en plagioclase observé à

TABLEAU II
Provenance des échantillons analysés

Gisement Montauban

Zone Aurifère Sud

Gneiss pauvre en plagioclase 10

Roche calcosilicatée 8

Zone Aurifère Nord

Roche à cordiérite-anthophyllite 9

Gneiss à grenat 8

Zone zincifère "C"

Roche à cordiérite-anthophyllite 6

Roche calcosilicatée 6

Gisement Calumet

Zone Aurifère

Gneiss à grenat 6

Zone zincifère

Roche calcosilicatée 9

l'intérieur de la zone minéralisée est restreint à cette dernière puisque les échantillons situés très près de part et d'autre de la zone minéralisée montrent des concentrations de plagioclases similaires aux autres gneiss de la séquence.

Les deux analyses effectuées sur le minerai de cette zone montrent des concentrations en Na_2O inférieures à 1% et des concentrations de K_2O supérieures à 6% (Tableau III).

Les données de l'étude géochimique de Prabhu (1981) furent réexaminées (annexe III). La carte présentée à la figure 17 indique que tous les échantillons présentant un lessivage en sodium sont situés à l'intérieur ou près du contact de la minéralisation et qu'aucun autre échantillon de la séquence de gneiss ne montre un pareil appauvrissement. Il est à noter que, contrairement à ce que nous avons observé à l'intérieur de la zone minéralisée, ces échantillons ne présentent pas d'enrichissement en K_2O .

TABLEAU III
Analyse en éléments majeurs
Minerai Zone Aurifère Sud

	S 84-12	S 84-31
SiO ₂	60.64	66.11
TiO ₂	0.48	0.53
Al ₂ O ₃	13.20	14.69
Fe ₂ O ₃	13.41	9.39
MgO	1.79	1.81
CaO	0.85	0.69
Na ₂ O	0.67	0.35
K ₂ O	8.67	6.13
P ₂ O ₅	0.21	0.19
TOTAL	99.91	99.90

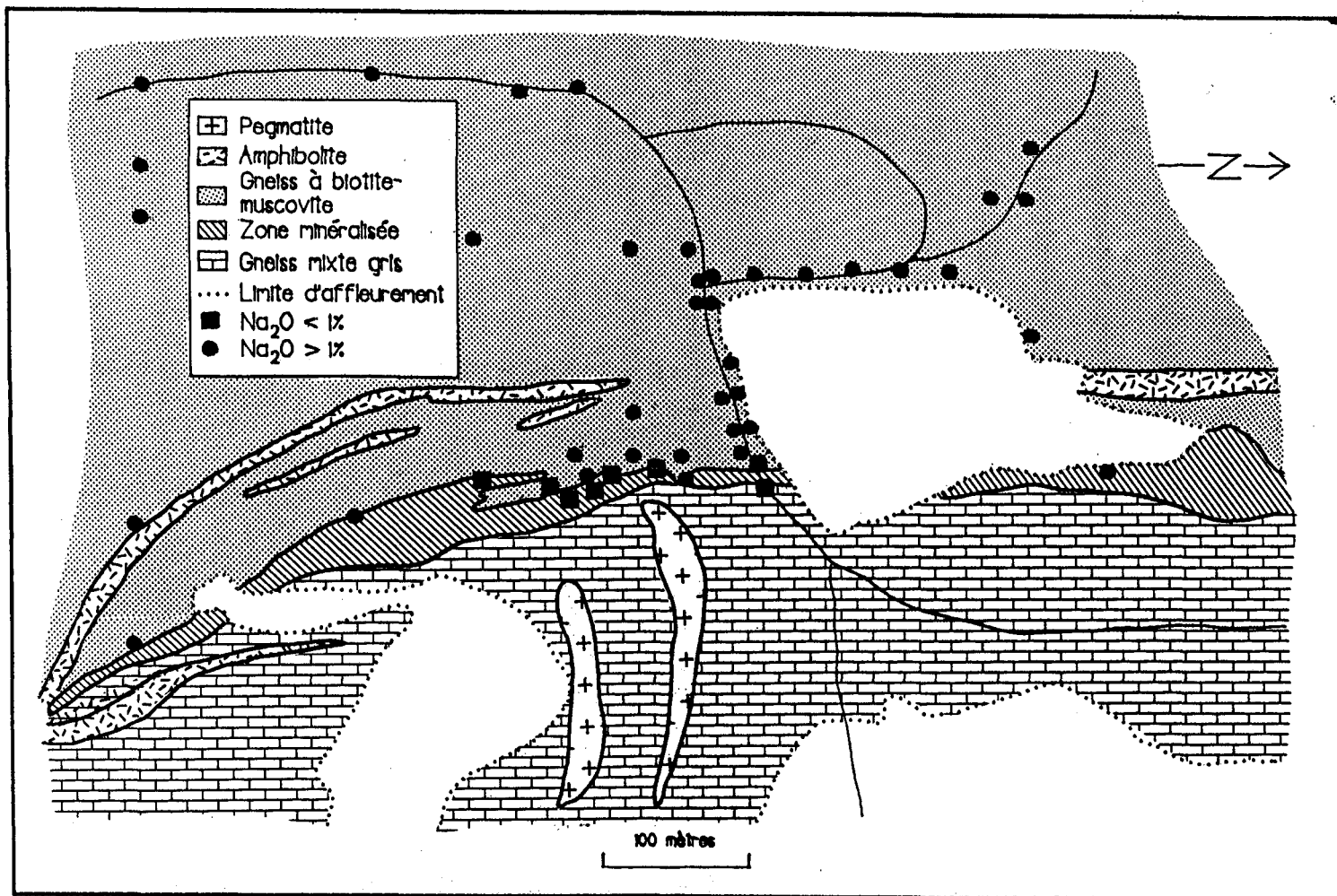


Figure 17 Lithogéochimie de la partie sud du gisement de Montauban.
(modifié de Prabhu, 1981)

La Zone Aurifère Sud du gisement de Montauban est donc encaissée par un gneiss lessivé en sodium et possiblement enrichi en potassium par rapport aux gneiss environnants. Cette forte corrélation entre l'abondance de plagioclase et de sodium à l'intérieur du gisement de Montauban suggère que le gneiss pauvre en plagioclase du gisement de Calumet représente lui-aussi un gneiss lessivé en sodium.

5.3 Eléments traces

Cette section a pour but de caractériser le contenu en éléments traces des différentes zones minéralisées des gisements de Calumet et Montauban. De plus, les données seront traitées par une analyse en composantes principales dans le but de comparer les comportements chimiques des zones aurifères et des zones zincifères.

L'examen des données (Annexe I) révèle qu'aucun échantillon ne présente des teneurs en étain ou en tantale supérieures à leur limite de détection, tandis que seulement cinq échantillons montrent un contenu en tellure supérieur à 10 ppm. La teneur en zinc et en plomb de nombreux échantillons n'a pu être déterminée, étant supérieure à 2% (20 000 ppm). Par contre, la

figure 18 montre une forte corrélation entre le zinc et le cadmium pour les échantillons contenant moins de 2% zinc. Les échantillons contenant des teneurs supérieures à 1000 ppm de tungstène furent réanalysés par absorption atomique et retournèrent des teneurs inférieures à 0.01%. Ces échantillons contenaient tous plus de 2% de zinc. Il semble que ces fortes concentrations de zinc provoquent une interférence lors de l'analyse, rendant incertaines les teneurs en tungstène.

Les figures 19 et 20 permettent de visualiser la dispersion de certains des éléments analysés dans chacune des zones de minerai échantillonnées. On remarque que parmi les métaux usuels, le cuivre est enrichi par rapport au zinc et au plomb dans la Zone Aurifère Nord du gisement de Montauban ainsi que dans la zone aurifère encaissée par le gneiss à grenat du gisement de Calumet (Tableau IV). Ces deux zones se caractérisent aussi par un appauvrissement en argent, arsenic et antimoine par rapport aux autres zones minéralisées. Ceci reflète l'abondance de chalcopryrite et la quasi-absence de

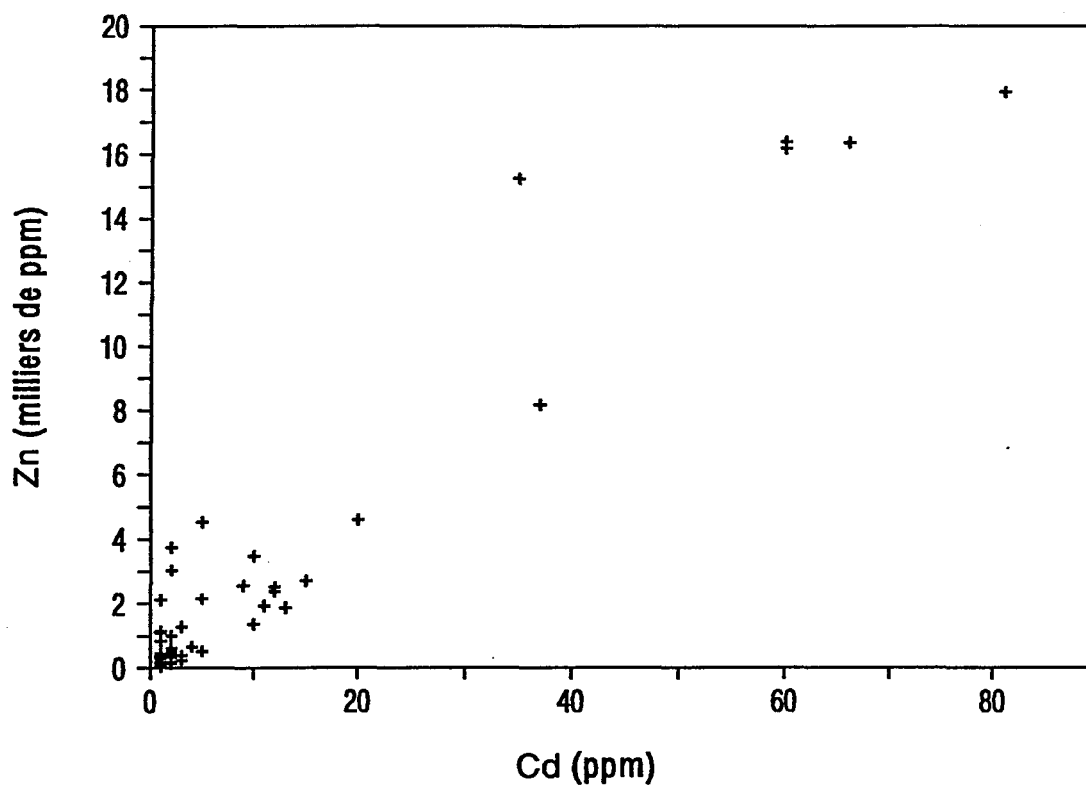
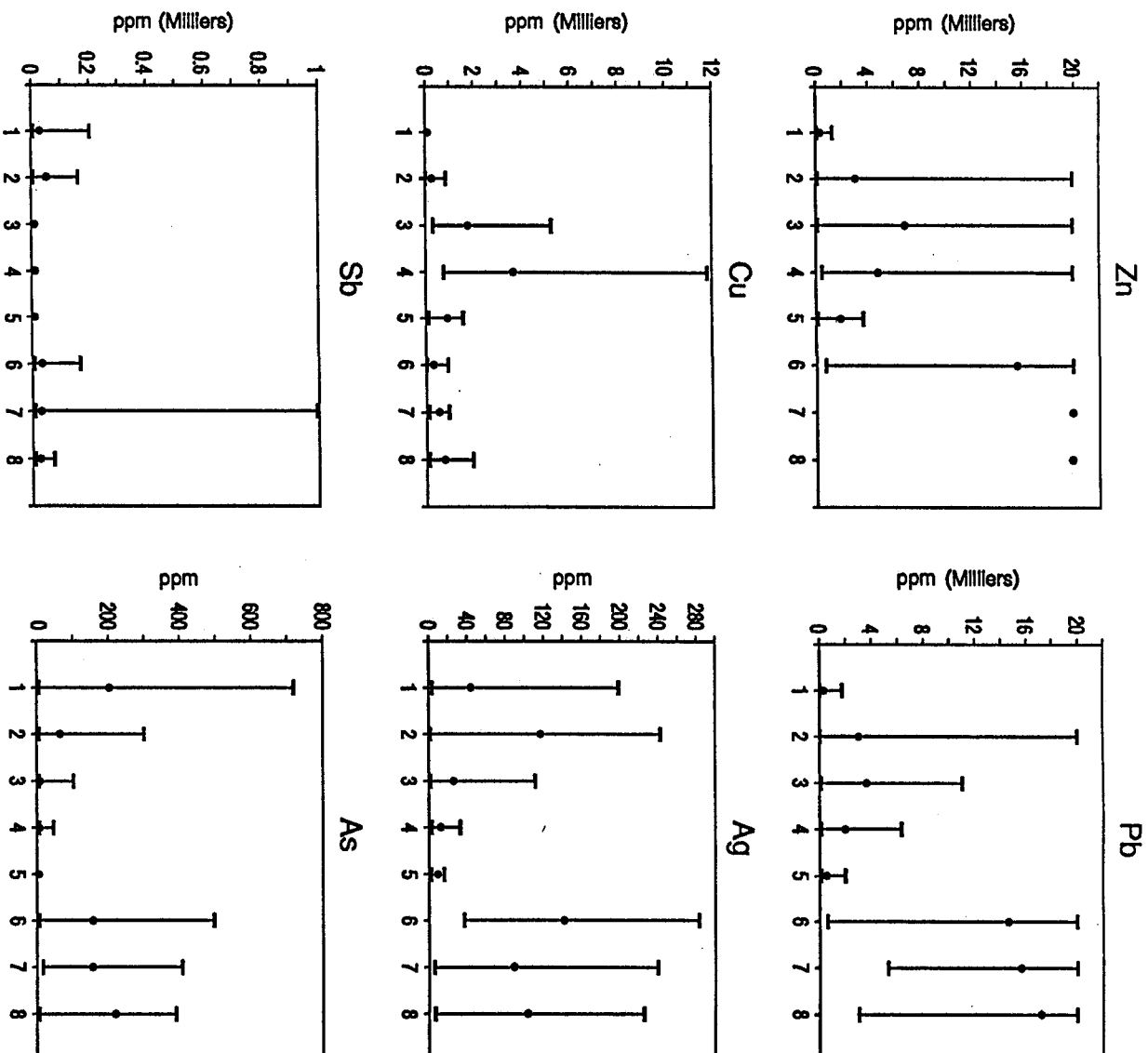


Figure 18 Relation entre les teneurs en zinc et en cadmium à l'intérieur des gisements de Montauban et Calumet.



NUMÉRO	1	2	3	4	5	6	7	8
LITHOLOGIE	Gn PAUVRE EN PLAS	Rx CALCO-SILICATÉE	Rx CORDIERITE ANTHO-PHYLLITE	Gn À GRENAT	Gn À GRENAT	Rx CALCO-SILICATÉE	Rx CORDIERITE ANTHO-PHYLLITE	Rx DIOPSIDE TREMOULITE
ZONE	SUD		NORD		Au	Zn	"C"	
GISEMENT	MONTAUBAN				CALUMET		MONTAUBAN	

Figure 19 Dispersion d'éléments dans les gisements de Montauban et Calumet. (Valeur inférieure, moyenne et supérieure)

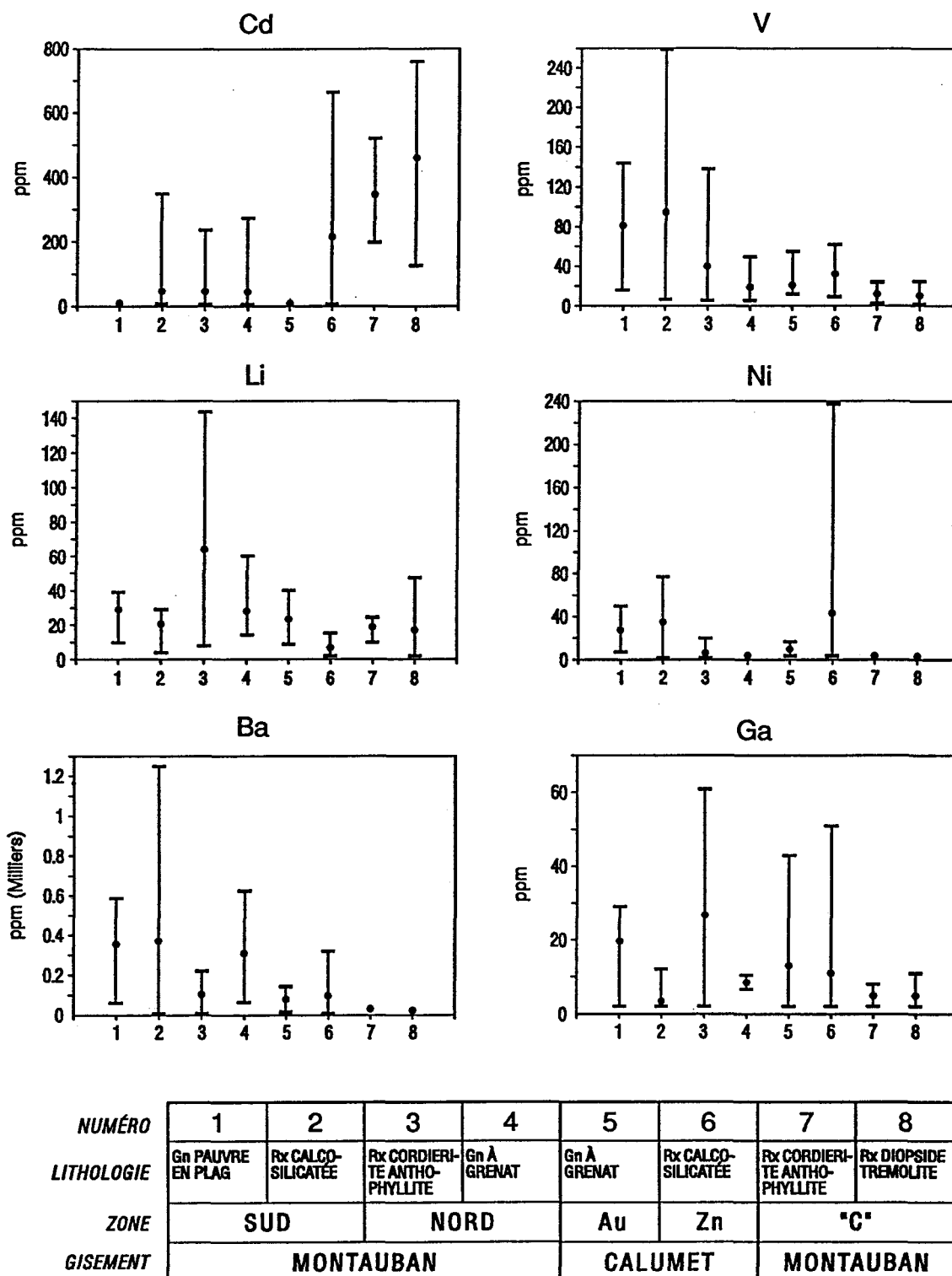


Figure 20 Dispersion d'éléments dans les gisements de Montauban et Calumet. (Valeur inférieure, moyenne et supérieure)

TABLEAU IV
Rapports Cu/(Pb+Zn) des gisements de
Montauban et Calumet

Zone minéralisée et Lithologie hôte	Cu (ppm)	Pb (ppm)	Zn (ppm)	$\frac{1000 \times \text{Cu}}{(\text{Pb}+\text{Zn})}$
Zone Aurifère Sud gneiss pauvre en plagioclase	85.6	349.3	450.9	107
Zone Aurifère Sud Roche calcosilicatée	279.6	3042.5	3174.0	45
Zone Aurifère Nord Roche à cordiérite- anthophyllite	1774.7	3632.2	6973.2	167
Zone Aurifère Nord gneiss à grenat	3670.4	1959.6	4889.4	536
Calumet gneiss à grenat	894.3	545.3	1980.8	354
Calumet roche calcosilicatée	294.3	14597.6	15618.0	9
Zone "C" Roche à cordiérite- anthophyllite	531.7	15618.5	>20000	15
Zone "C" Roche calcosilicatée	755.0	17175.5	>20000	20

tétrahédrite et d'arsénopyrite. La comparaison entre la Zone Aurifère Sud et la Zone Aurifère Nord du gisement de Montauban montre que cet appauvrissement n'est pas relié à l'abondance de sulfures puisque la Zone Aurifère Nord en contient plus que la Zone Aurifère Sud.

La Zone Aurifère Sud du gisement de Montauban présente un enrichissement en vanadium et barium. Les zones zincifères du gisement de Montauban sont très pauvres en nickel. Les échantillons de roche à cordiérite-anthophyllite provenant de la Zone Aurifère Nord du gisement de Montauban contiennent les plus fortes teneurs en lithium et gallium.

L'annexe II montre que le béryllium, le cerium, le lanthane, le strontium, l'yttrium et le zirconium montrent des dispersions similaires pour chacune des zones minéralisées. C'est aussi le cas du chrome, mais la dispersion est très marquée à l'intérieur de chacune des zones minéralisées. Le niobium, le molybdène et le scandium montrent une très faible variance, tous les échantillons contenant des teneurs inférieures à 30 ppm.

Finalement, les différentes zones minéralisées du gisement de Calumet montrent un enrichissement en rubidium par rapport aux zones minéralisées du gisement de Montauban.

Afin de mieux caractériser la répartition des éléments traces à l'intérieur des différentes zones minéralisées, tous les éléments analysés à l'exception du zinc, du plomb, du tungstène, du tellure, de l'étain et du tantale furent traités par analyse en composantes principales. L'étude des histogrammes de chacun des éléments analysés a permis d'éliminer neuf échantillons présentant des teneurs trop élevées pour appartenir à leur population respective.

Le tableau V présente les résultats de cette première analyse. Le premier facteur est influencé par le lanthane, le cerium, le gallium, le lithium, le zirconium et l'yttrium. Cette association révèle que ce facteur représente en grande partie la dimension "lithologique" des échantillons traités. Le second, le

TABLEAU V

Résultats de l'analyse en composantes principales

(Tous les éléments)

Facteur	1	2	3	4	5
Pourcentage	15.8	10.8	14.9	11.9	12.4
<hr/>					
Cu	-0.010	0.045	0.147	-0.124	0.612
Ag	-0.144	0.576	0.253	-0.023	-0.611
Cd	-0.279	0.047	0.661	-0.366	-0.371
As	-0.017	0.243	0.492	0.004	-0.697
Sb	0.146	0.556	0.064	-0.096	-0.617
Be	0.003	0.143	0.840	-0.104	0.187
Mo	-0.016	-0.029	0.664	0.212	-0.438
Co	-0.070	-0.135	0.892	0.067	-0.039
Ni	0.011	0.006	-0.015	0.888	-0.192
Cr	0.110	-0.735	-0.204	0.083	0.078
Li	0.457	-0.028	-0.035	0.198	0.587
V	0.105	0.088	0.030	0.927	0.073
Bi	-0.472	0.343	0.016	0.159	0.002
Ga	0.632	0.016	-0.230	-0.090	0.185
Ba	0.356	-0.104	-0.400	0.351	-0.136
Ce	0.857	-0.235	0.088	0.163	0.063
La	0.758	0.071	0.269	0.138	0.070
Nb	0.310	0.637	-0.054	0.271	0.119
Rb	-0.186	0.157	-0.275	0.182	0.228
Sc	0.289	0.224	-0.163	0.622	0.456
Sr	-0.092	0.591	-0.296	0.095	-0.081
Y	0.575	0.342	-0.323	0.274	-0.347
Zr	0.812	0.246	-0.284	0.200	-0.083

troisième et le cinquième facteur sont principalement influencés par l'argent, l'antimoine, le chrome, le cadmium, l'arsenic, le molybdène et le cuivre. Cette association révèle que ces facteurs représentent la dimension "minéralisée" des échantillons traités.

Une seconde analyse en composantes principales fut effectuée sur la dimension "minéralisée" soit sur les six éléments suivants: cuivre, argent, antimoine, cadmium, arsenic et molybdène. Les résultats de cette analyse présentés au tableau VI mettent en évidence trois facteurs principaux: le premier est caractérisé par l'association argent et antimoine, les deux autres sont caractérisés par le cadmium et le cuivre. En termes minéralogiques, ces trois facteurs correspondent respectivement à la tétrahédrite, la sphalérite et la chalcoppyrite.

La figure 21 présente les résultats pour chacun des échantillons sur un graphique mettant en relation les facteurs influencés par le cuivre et le cadmium. Les minéralisations aurifères et zincifères montrent deux patrons de dispersions orthogonaux. La forte corrélation entre les teneurs en cadmium et en zinc décrite plus haut

TABLEAU VI
 Résultats de l'analyse en composantes principales
 (Dimension "minéralisée")

Facteur	1	2	3	4	5
Pourcentage	31.1	26.4	17.0	17.1	5.3
<hr/>					
Cu	-0.098	-0.066	0.990	-0.071	-0.024
Ag	0.868	0.399	-0.083	0.082	-0.202
Sb	0.929	0.010	-0.082	0.080	0.249
Cd	0.103	0.946	-0.042	0.206	-0.035
As	0.471	0.693	-0.128	0.178	0.460
Mo	0.099	0.220	-0.076	0.967	0.034

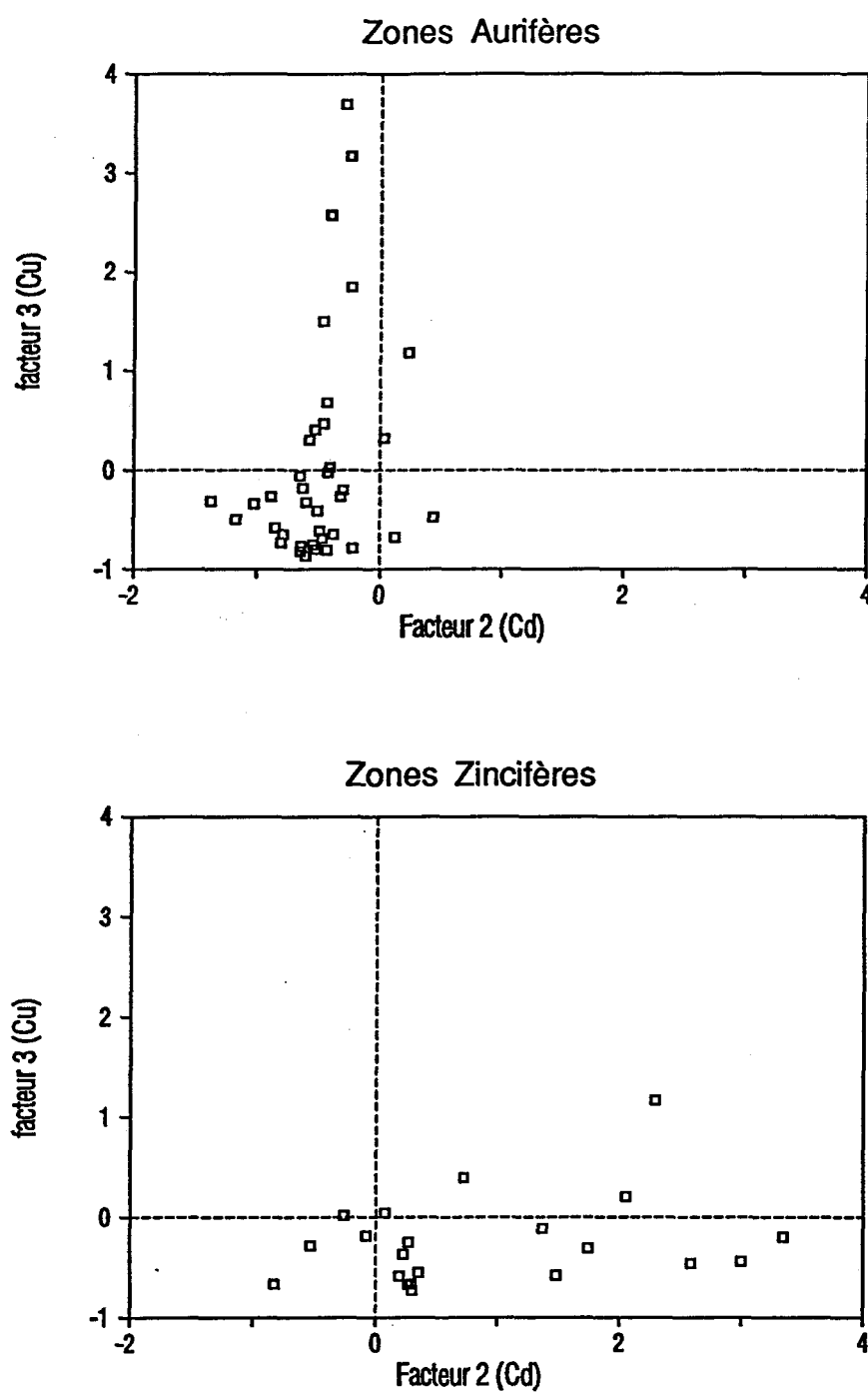


Figure 21 Relation entre les facteurs 2 et 3 pour les zones aurifères et zincifères des gisements de Montauban et Calumet.

permet d'associer le facteur cadmium à l'abondance de sphalérite. On remarque donc que les zones aurifères peuvent présenter des teneurs plus ou moins élevées en cuivre, mais que leur comportement est peu influencé par la présence de sphalérite. Les zones zincifères par contre, montrent un contenu en sphalérite variable tout à fait indépendant du contenu en cuivre.

La dimension "lithologique" des échantillons traités est plus difficile à caractériser. En effet, parmi les six éléments influençant le facteur 1 de la première analyse en composantes principales, le lanthane, le cerium et le zirconium présentent des dispersions similaires à l'intérieur de chacune des zones minéralisées.

Dans le but d'étudier la dimension "lithologique", l'approche de Marquis et al. (1990) appliquée aux amas sulfurés aurifères du gisement de Dumagami sera utilisée pour vérifier si les différentes lithologies hôtes des minéralisations du gisement de Montauban proviennent de l'altération progressive d'un même protolithe.

Cette approche utilise le rapport du contenu en éléments traces sur les moyennes du contenu en zirconium pour chacune des différentes lithologies. Ces résultats servent à déterminer les éléments immobiles lors de l'altération et à démontrer que les différentes lithologies proviennent d'un même protolithe.

Il est à noter qu'il serait plus rigoureux d'utiliser la moyenne des rapport du contenu en éléments traces sur le contenu en zirconium de chacun des échantillons des différentes lithologies. L'utilisation des moyennes du contenu en éléments traces a pour effet de masquer les écarts entre les rapports du contenu en éléments traces sur le contenu en zirconium des différents échantillons provenant d'un même lithologie.

Le tableau VII présente les résultats obtenus par l'application de cette approche sur les données provenant du gisement de Montauban. Ces résultats montrent que le scandium aurait été l'élément le plus immobile lors de l'altération et que son contenu similaire pour chacune

TABLEAU VII

Rapports des moyennes du contenu en éléments traces
sur les moyennes du contenu en zirconium
(x 100)

Zone Sud		Zone Nord		Zone "C"	
gneiss pauvre en plag.	roche calco- silicatée	gneiss à grenat	roche à cordiérite- anthophyllite	roche calco- silicatée	roche à cordiérite- anthophyllite
Ag	40	160	25	326	258
Cd	2.1	65	44	1450	1013
As	183	90	12	693	449
Be	13	30	22	112	108
Mo	6.8	16	2.8	32	20
Co	8.2	10	6.7	61	68
Ni	25	48	5.6	10	11
Cr	187	106	107	461	499
Li	26	28	62	54	55
V	73	130	38	32	34
Ba	319	509	102	64	87
Ce	54	20	43	97	74
La	28	35	29	78	62
Nb	12	17	11	25	27
Rb	53	189	49	70	33
Sc	9.7	8.8	9.8	8.8	9.6
Sr	53	150	55	98	119
Y	26	35	16	25	27
Ga	18	4.6	26	16	14

des lithologies démontreraient qu'elles proviennent d'un même protolithe. Si l'on poursuit ce raisonnement, les différences observées pour les autres éléments témoigneraient de gains ou pertes subies lors de l'altération.

Une telle interprétation implique que l'on devrait observer une faible dispersion des rapports éléments traces / zirconium pour une même lithologie. Les données provenant du gisement de Montauban ne montrent pas cette caractéristique. Le tableau VIII présente l'exemple de l'yttrium où l'on observe qu'à l'intérieur d'une seule lithologie les variations du rapport Y/Zr sont très importantes comparées aux variations observées entre les moyennes du rapport Y/Zr pour les différentes lithologies. La majorité des éléments traces analysés montrent un comportement similaire à celui de l'yttrium.

Ces observations démontrent que si ces lithologies sont le résultat d'un processus d'altération progressive, le protolithe n'était pas de composition uniforme. Elles peuvent aussi signifier que ces lithologies proviennent de protolithes de composition variable et qu'elles ne sont pas le résultat d'un processus d'altération.

TABLEAU VIII
Dispersion du rapport Y/Zr
(x 100)

Zone minéralisée et Lithologie hôte	minimum	moyenne	maximum
<hr/>			
Zone Aurifère Sud gneiss pauvre en plagioclase	17	27	43
Zone Aurifère Sud Roche calcosilicatée	25	54	89
Zone Aurifère Nord Roche à cordiérite- anthophyllite	8	21	55
Zone Aurifère Nord gneiss à grenat	10	24	33
Zone "C" Roche à cordiérite- anthophyllite	13	34	80
Zone "C" Roche calcosilicatée	17	29	54

DISCUSSION

Les gisements de Calumet et Montauban sont très similaires. Ce sont des amas sulfurés aurifères encaissés par des gneiss appartenants à des bandes de roches supracrustales de la Province de Grenville. Dans la majeure partie des Ceintures Allochtones, le métamorphisme atteint le faciès amphibolite supérieur, mais la présence de muscovite à l'intérieur des gneiss environnants ces deux gisements est caractéristique du faciès amphibolite moyen ou inférieur. Dans la région de Montauban, la lithologie dominante est constituée de gneiss à biotite tandis que dans la région de Calumet les gneiss à hornblende dominant.

Les différentes zones minéralisées des gisements de Calumet et de Montauban sont contenues à un niveau particulier de la séquence lithologique. Seule, la "Au Migmatite Zone" du gisement de Calumet apparait à un niveau distinct de celui de la minéralisation zincifère. Les zones minéralisées ne sont pas associées à des zones de déformation tardives par rapport au métamorphisme.

Les différentes zones minéralisées sont parallèles à la foliation des gneiss encaissants ce qui ne signifie pas nécessairement qu'elles étaient stratiformes avant la déformation. En effet, lors de plissement par cisaillement simple parallèle au plan axial, toute lithologie discordante sera fortement transposée dans les flancs du pli. La charnière du pli demeurera le seul endroit où l'on pourra observer des évidences de cette discordance primaire.

Les zones zincifères sont encaissées par des marbres et des roches calcosilicatées caractérisés par l'assemblage calcite - dolomite - trémolite - diopside - quartz. Un premier type de minéralisation aurifère est encaissé par un gneiss à grenat pouvant être enrichi en cordiérite, anthophyllite, sillimanite et gahnite. A l'intérieur du gisement de Montauban, cette minéralisation est entourée par un gneiss fortement enrichi en sillimanite. Les assemblages de minéraux de gangue à l'intérieur de ces deux types de minéralisation permettent d'établir que les conditions du pic du métamorphisme atteignaient 630 - 650 °C et 5.5 à 6.5 kbar.

Un second type de minéralisation aurifère est encaissé par un gneiss pauvre en plagioclase pouvant être enrichi en muscovite (Montauban). Les données sur la géochimie des éléments majeurs de la Zone Aurifère Sud du gisement de Montauban indiquent que cette diminution de la quantité de plagioclase se traduit par un lessivage en sodium et possiblement un enrichissement en potassium par rapport aux gneiss encaissants.

Les teneurs en métaux à l'intérieur des zones zincifères sont similaires soit 4.5% Zn, 1.5% Pb, 0.56 g/t Au et 70 g/t Ag pour le gisement de Montauban et 5.8% Zn, 1.6% Pb, 0.45 g/t Au et 74 g/t Ag pour le gisement de Calumet.

Le rapport Ag/Au permet de bien distinguer chaque type de minéralisation et demeure constant à l'intérieur de chaque zone minéralisée. Le minerai zincifère présente un rapport Ag/Au supérieur à 100 dans les deux gisements. Les zones aurifères encaissées par un gneiss pauvre en plagioclase montrent un rapport Ag/Au intermédiaire tandis que les minéralisations aurifères encaissées par un gneiss à grenat montrent les plus faibles rapports Ag/Au dans le cas des deux gisements.

Contrairement aux gisements filoniens de l'Archéen caractérisés par un enrichissement en B, As, Rb, W, Mo, Ba et Sb (Roberts, 1987), les zones aurifères encaissées par un gneiss à grenat montrent un appauvrissement en argent, arsenic et antimoine par rapport aux autres zones minéralisées. L'ensemble des zones aurifères présente un comportement majoritairement influencé par la dispersion des teneurs en cuivre pour des teneurs en zinc relativement constantes, tandis que la relation inverse s'applique dans le cas des zones zincifères c'est-à-dire une forte dispersion des teneurs en zinc pour des teneurs en cuivre relativement constantes.

Le minerai à l'intérieur des zones zincifères se compose majoritairement de sphalérite, de galène et de pyrrhotite. Les zones aurifères encaissées par un gneiss à grenat contiennent, en quantités moindres, les mêmes sulfures et montrent un enrichissement en chalcopryrite. A l'intérieur du gisement de Montauban, la zone aurifère encaissée par un gneiss pauvre en plagioclase contient moins de 10% de sulfures composés majoritairement de pyrrhotite, tandis qu'à Calumet ce type de minéralisation peut contenir jusqu'à 30% de sulfures composés de sphalérite, pyrite, pyrrhotite et chalcopryrite.

Les sulfures moulent et pénètrent les minéraux de gangue. La sphalérite contient des inclusions globulaires de chalcoppyrite et pyrrhotite. De plus, il est fréquent d'observer des minéraux de gangue entourés par des sulfures et de retrouver des inclusions de sulfures et occasionnellement d'éléctrum (Montauban) à l'intérieur des silicates.

Les conditions de métamorphisme déterminées à partir des assemblages de minéraux de gangue, la présence de gahnite, les données de géothermométrie et les textures décrites plus-haut démontrent que les zones minéralisées ont subi une recristallisation syn-métamorphique suivant la phase majeure de déformation. Par contre, les textures de pénétration des minéraux de gangue le long de fractures et de clivages par les sulfures et la présence de minéralisation dans des structures tardives démontrent qu'une partie de la minéralisation fut remobilisée ou introduite après la période de métamorphisme prograde.

De plus, la pinnitisation de la cordiérite, l'altération en talc de l'anthophyllite, la chloritisation de la biotite et de la staurotide, la séricitisation des plagioclases, l'altération en

wilsonite de la scapolite, l'épidotisation des hornblendes vertes et l'altération en marcassite de la pyrrhotite marquent une période de rétro-morphisme caractérisée par la présence de fluides.

Les travaux de Sangster (1967), Stamatelopoulou-Seymour et MacLean (1975), Prabhu (1981) et Morin (1987) indiquent que la minéralisation en métaux usuels des gisements de Calumet et Montauban était présente lors de la période de métamorphisme et qu'une faible partie de cette minéralisation fut remobilisée lors de phases de déformation tardives. Les travaux de Bernier et al. (1987) et de Côté (1989) indiquent que cette conclusion est aussi valide pour la minéralisation en or de la Zone Aurifère Nord du gisement de Montauban.

Par contre, les travaux de Williams (1990) sur la minéralisation aurifère encaissée par un gneiss à grenat du gisement de Calumet indiquent que les assemblages à l'intérieur des microfractures tardives reflètent le passage de fluides riches en CO_2 lors d'une phase de déformation cassante associée à une période de rétro-morphisme au faciès des schistes verts. Il souligne

la grande similarité entre ce contexte géologique et celui associé aux gisements d'or filonien de l'Archéen et conclue que la minéralisation aurifère a pu être mise en place lors de cette phase tardive du métamorphisme Grenvillien.

Ces microfractures sont aussi présentes dans les zones de minéralisation zincifère, pourtant ces dernières ne sont que faiblement enrichies en or. De plus, les zones de minéralisations aurifères encaissées par des gneiss à grenat sont appauvries en arsenic et antimoine deux éléments généralement associés aux minéralisations tardi-tectoniques. Ceci et la faible proportion de minéralisation présentant cette texture nous suggère qu'à l'intérieur de ces zones aurifères, les textures de pénétration des minéraux de gangue le long de fractures représentent une remobilisation de la minéralisation présente lors du métamorphisme prograde et non pas la superposition d'une minéralisation aurifère tardive par rapport au métamorphisme prograde.

La présente étude démontre que les zones aurifères et zincifères des gisements de Calumet et Montauban présentent des textures similaires mettant en évidence une recristallisation lors du métamorphisme prograde. De plus, l'étude géochimique confirme que la différence majeure entre les zones zincifères et les zones aurifères encaissées par un gneiss à grenat demeure leurs contenus en métaux précieux et usuels. Cette étude souligne que leurs contenus en éléments traces sont similaires. Par contre, la Zone Aurifère Sud du gisement de Montauban semble différente montrant un enrichissement en As, Ag, Sb, V et Ba.

Finalement, l'étude géochimique suggère que les lithologies hôtes des minéralisations du gisement de Montauban ne représentent pas le résultat de l'altération progressive d'un protolithe de composition uniforme.

Les observations présentées plus-haut nous suggèrent que les gisements de Montauban et Calumet sont le résultat d'un même processus. Deux modèles de génèse peuvent être soutenus par les données disponibles sur ces gisements. Le premier propose que les minéralisations

zincifère et aurifère soient synchrones et syngénétiques tandis que le second propose que la minéralisation zincifère soit syngénétique, mais que l'ensemble ou une partie des minéralisations aurifères soient épigénétiques.

Stamatelopoulou-Seymour et MacLean (1984) ainsi que Bernier et al. (1987) indiquent que la minéralisation d'origine syngénétique est similaire aux minéralisations de type "sulfures massifs volcanogènes". Ils appuient leur hypothèse sur le fait que la séquence lithologique environnant le gisement de Montauban contient des roches volcaniques acides et sur le fait que la minéralisation aurifère encaissée par le gneiss à grenat est associée à des lithologies dont la composition est similaire à celle des zones d'altération sous-jacentes aux minéralisations de sulfures massifs volcanogènes.

Il faut cependant noter que les gisements "sédimentaires-exhalatifs" peuvent présenter ces deux caractéristiques. Pouit (1984) indique que lors de la mise en place de ce type de minéralisation, des métaux et des sédiments hydrothermaux anormaux sont déposés près de l'interface entre l'eau et les sédiments. Parmi ces sédiments hydrothermaux anormaux, on retrouve des carbonates, des chloritites, des séricitites ainsi que

des adularites qui pourraient respectivement représenter les protolithes des roches associées à la minéralisation zincifère, à la minéralisation aurifère encaissée par le gneiss à grenat et à la minéralisation aurifère encaissée par le gneiss pauvre en plagioclase.

Ces observations sont confirmées par les travaux de Hannington et al. (1986) sur les gisements actuels qui montrent que les minéralisations en milieu sédimentaire peuvent être associées à des roches contenant 50% de calcite et jusqu'à 80% de smectite magnésienne.

La présence de sédiments anormaux faisant partie intégrante du processus minéralisateur pourrait expliquer pourquoi l'étude géochimique effectuée sur les différentes lithologies hôtes des minéralisations du gisement de Montauban indique que ces roches ne proviennent pas de l'altération progressive d'un protolithe de composition uniforme. De plus, ceci expliquerait pourquoi l'ensemble de ces lithologies apparaissent à un niveau particulier de la séquence lithologique et qu'aucune ne montre de caractère clairement discordant par rapport à la minéralisation.

L'étude de Large (1980) sur les gisements de type "sédimentaire-exhalatif" indique ces minéralisations sont retrouvées dans un contexte tectonique d'extension. Elles sont encaissées par des séquences lithologiques contenant des horizons de volcanites acides.

A une échelle plus locale (bassin de troisième ordre), ces minéralisations sont associées à des lithologies autochtones déposées dans un environnement euxinique. Ces sédiments peuvent être caractérisés par l'abondance de carbone organique et de pyrite diagénétique. Interlités à l'intérieur de ces sédiments, on retrouve des lithologies allochtones représentées par des conglomérats, des brèches intraformationnelles et des sédiments clastiques grossiers.

Le gisement de Calumet présente ces deux dernières caractéristiques. Il est encaissé par un gneiss riche en pyrite et graphite pouvant être le produit du métamorphisme d'un sédiment clastique riche en pyrite diagénétique et carbone organique. De plus, les lithologies à faciès fragmentaire observées à proximité du gisement pourraient représenter les sédiments alloctones décrits plus-haut.

Large (1980) indique que le gisement de Mount Isa (Australie) est encaissé dans une séquence de siltstone dolomitique. Cette lithologie représente un protolithe possible des gneiss à hornblende encaissant le gisement de Calumet.

Le gisement de Mount Isa contient 14 corps minéralisés distincts couvrant environ 650 mètres de la séquence lithologique. Ceci démontre, qu'à l'intérieur de ce type de gisement, il est possible de retrouver de la minéralisation à différents niveaux de la séquence lithologique comme observé à l'intérieur du gisement de Calumet.

Les travaux de Hannington et al. (1986) démontrent que des minéralisation exhalatives modernes peuvent contenir de l'or en quantité appréciable (jusqu'à 6,7 g/t). Il est intéressant de noter que, comme à l'intérieur des gisements de Montauban et Calumet, les rapports Ag/Au les plus faibles sont associés aux sites enrichis en or.

Nous venons de voir que de nombreuses caractéristiques des gisements de Montauban et Calumet peuvent être utilisés pour soutenir l'hypothèse que ces gisements représentent des minéralisations de type exhalatif.

Le modèle exhalatif en milieu sédimentaire permet d'identifier un protolithe possible pour l'ensemble des lithologies associées aux trois types de minéralisation observés. Il permet aussi d'expliquer la présence de lithologies de composition très variée à un niveau particulier de la séquence lithologique ainsi que la présence de niveaux de volcanites acides à l'intérieur de cette séquence.

Dans le cas du gisement de Montauban, la signature géochimique des métavolcanites mafiques caractéristique d'un volcanisme d'arc insulaire ou de bassin arrière-arc correspond plus à un environnement géologique favorable à la mise en place de minéralisation de type "sulfures massifs volcanogènes".

De plus, à notre connaissance, aucune minéralisation aurifère clairement exhalative n'est associée à une lithologie pauvre en sodium et enrichie en potassium pouvant représenter le protolithe des minéralisations aurifères encaissées par le gneiss pauvre en plagioclase dans les gisements de Montauban et Calumet.

Le second modèle de génèse propose qu'une partie ou que la totalité de la minéralisation aurifère soit d'origine épigénétique. L'or se serait mis en place durant le métamorphisme prograde puisque, comme mentionné plus-haut, l'hypothèse d'une mise en place tardive de la minéralisation aurifère par rapport au métamorphisme nous semble difficile à soutenir.

Les gisements de type "Big Bell / Hemlo" (Phillips, 1985) et de type "pyriteux" (Robert, 1990) présentent aussi cette controverse entre une origine syn- ou épigénétique de la minéralisation aurifère.

Les gisements de type "pyriteux" sont soit composés d'une zone contenant de nombreuses veinules riches en pyrite accompagnées de pyrite disséminée, soit d'amas massif à semi-massif de sulfures composés majoritairement de pyrite accompagnée par des quantités variables de chalcoppyrite, pyrrhotite, sphalérite, arsénopyrite, galène et magnétite.

Dans le passé (Valliant et al., 1983), ces gisements "pyriteux" étaient interprétés comme reposant parallèlement à la stratigraphie locale. Des études récentes (Wyman et al., 1986 et Tourigny et al., 1988) démontrent la présence et l'importance de la forte déformation et de la transposition à proximité de ces minéralisations.

Des volumes importants de roches altérées sont présents dans les environs de ces gisements. Ces roches ne sont pas directement associées ni situées seulement autour des corps minéralisés. Dans la région de Bousquet, les volcanites felsiques sont séricitisées et contiennent des proportions variables d'andalousite, de kyanite, de chloritoïde et de grenat manganésifère. Cette altération est interprétée comme antérieure au métamorphisme de faciès schistes verts. Superposée à

cette dernière altération, on observe une altération rétrograde caractérisée par le remplacement de l'andalousite par la kaolinite, la pyrophyllite et le diaspore. La minéralisation aurifère serait associée à cette altération.

L'époque de mise en place de l'or dans ces gisements est encore l'objet d'une controverse. Trois scénarios sont envisagés 1- l'or est syngénétique 2- une partie de l'or est syngénétique et une autre partie est syntectonique 3- l'or est syn- à tardi-tectonique.

Le gisement de Big Bell (Australie) décrit par Chown et al. (1984) et par Phillips (1985) est encaissé par une roche composée de quartz - feldspath potassique - muscovite - plagioclase contenant généralement moins de 10% de sulfures. Les textures observées dans ces assemblages montrent qu'ils ont subi une recristallisation lors du métamorphisme prograde aux faciès des amphibolites. Les données de géochimie montrent que la minéralisation est associée à un enrichissement en Mo, Sb, W, As et Ag. L'altération se caractérise par un lessivage en sodium et un enrichissement en potassium qui culminent à l'intérieur de la zone minéralisée.

La minéralisation peut être d'origine syngénétique, mais le manque d'enrichissement en métaux usuels la différencie des minéralisations de type "sulfures massifs volcanogènes". Elle peut aussi être de type "veines de quartz" (Robert, 1990) mise en place lors d'une période de métamorphisme au faciès des schistes verts qui est suivie par le métamorphisme de la minéralisation et de ses altérations au faciès des amphibolites. Ce dernier métamorphisme serait la cause du faible contenu en sodium et de l'absence de carbonate qui différencient ce gisement des gisements de type "veines de quartz".

Il est important de considérer les nombreuses implications de ce dernier métamorphisme. Comme nous l'avons vu dans le cas des gisements de type "pyriteux", l'origine épigénétique de la minéralisation est soutenue par l'association des gisement de ce type avec des zones de déformation à l'échelle locale. Lorsque l'on superpose un métamorphisme au faciès des amphibolites, la recristallisation métamorphique oblitère les caractéristiques permettant d'identifier cette zone. de plus, si l'on considère que la zone de déformation est associée au métamorphisme de faciès amphibolite, Cameron (1989) indique qu'une zone de déformation équivalente aux

zones encaissant les gisements de type "pyriteux" présentera une largeur d'une vingtaine de kilomètres. Il est donc possible que des gisements soient encaissés par des roches fortement déformées, sans qu'ils soient associés à des zones de déformation à l'échelle locale.

Le métamorphisme au faciès des amphibolites a pour effet de changer la minéralogie des lithologies, mais il peut aussi en changer la composition. Phillips (1985) indique que le métamorphisme au faciès des amphibolites est responsable de la perte des carbonates dans le gisement de Big Bell. De plus, ce type de métamorphisme est souvent associé à un faible degré de fusion partielle. Phillips (1985) démontre que certaines lithologies pourront perdre jusqu'à 40% de leur contenu en sodium lors d'une fusion partielle de 10%.

Finalement, le métamorphisme au faciès amphibolite est suivi d'une période de rétro-morphisme où le développement de muscovite est possible en présence de fluides. La présence de muscovite peut être reliée à la perméabilité des lithologies lors de la période de rétro-morphisme. Cette plus grande perméabilité peut

avoir été acquise avant le métamorphisme prograde. Il est donc clair que la présence de muscovite n'est pas nécessairement diagnostique d'un changement de composition des lithologies ni d'un changement des conditions de pression et température du métamorphisme.

Dans la prochaine section, nous tenterons d'appliquer aux gisements de Montauban et Calumet les modèles de génèse épigénétique proposés pour les minéralisations aurifères des gisements de type "Big Bell / Hemlo" et de type "pyriteux".

Les gisements de Montauban et Calumet ne montrent pas d'altération rétrograde clairement associée à la minéralisation aurifère comme c'est le cas pour certains gisements de type "pyriteux". Il ne semble donc pas que l'or contenu dans ces gisements soit associé à une période de minéralisation tardi-tectonique.

D'autre part, l'hypothèse qu'un métamorphisme au faciès des amphibolites soit responsable de la perte des carbonates associés à une minéralisation de type "veines de quartz" est difficile à soutenir dans le cas des

gisements de Montauban et Calumet. En effet, les minéralisations zincifères sont associées à des carbonates qui sont encore présents, il faudrait donc que le métamorphisme ait lessivé en préférence les carbonates associés à la minéralisation aurifère.

Il demeure possible que les gisements de Montauban et Calumet représentent le résultat d'une minéralisation aurifère épigénétique. Le scénario envisagé indique que les lithologies associées à une activité hydrothermale syngénétique servent de piège à une minéralisation aurifère épigénétique. Il est important de noter que ce ne sont pas les amas sulfurés riches en zinc qui sont enrichis en or, mais bien les gneiss à grenat et les gneiss pauvres en plagioclase qui contiennent une proportion beaucoup moindre de zinc.

La minéralisation aurifère serait similaire à celle des gisements de type "pyriteux" et non pas à celle des gisements de type "veines de quartz". Elle se serait mise en place à l'intérieur d'une zone de déformation permettant la circulation des fluides minéralisateurs. Cette zone de déformation peut être associée à une période de métamorphisme au faciès des schistes verts qui sera suivi d'un métamorphisme au faciès des amphibolites.

Elle peut aussi être associée à ce dernier métamorphisme, donc de dimension très vaste. Dans le cas du gisement de Montauban, cette zone de déformation pourrait correspondre à la zone tectonique du Saint-Maurice identifiée par Nadeau et Corrigan (1991).

La minéralogie et la signature géochimique de la minéralisation aurifère encaissée par un gneiss pauvre en plagioclase présente de nombreuses similitudes avec celles des gisements de type "Big Bell / Hemlo" et de type "pyriteux". On pourrait donc envisager que seul ce type de minéralisation aurifère est d'origine épigénétique.

La présence de muscovite dans les environs des gisements de Montauban et Calumet n'indique pas nécessairement un changement de composition des lithologies ni un changement des conditions de pression et de température lors du métamorphisme. Une plus grande perméabilité des lithologies, acquise avant le métamorphisme prograde, peut favoriser la circulation de fluides lors d'une phase de rétro-morphisme et ainsi expliquer la présence de muscovite.

Nous venons de voir qu'il est possible que l'or soit d'origine syn- et/ou épi génétique à l'intérieur des gisements de Montauban et Calumet. Comme dans le cas des gisements de type "pyriteux", il demeure difficile de déterminer si la minéralisation syngénétique contenait de l'or ou non. Si tel est le cas, la minéralisation épigénétique pourrait représenter une remobilisation de l'or syngénétique ou encore représenter un nouvel apport d'or lors du métamorphisme. Il est aussi possible que seule la minéralisation aurifère encaissée par un gneiss pauvre en plagioclase soit d'origine épigénétique.

CONCLUSIONS

Les gisements de Calumet et Montauban sont des amas sulfurés aurifères encaissés par des gneiss appartenant aux ceintures allochtones de la province de Grenville.

Ces gisements contiennent trois types de minéralisation. 1) Une minéralisation zincifère encaissée par des marbres et des roches calcosilicatées caractérisés par l'assemblage calcite - dolomite - trémolite - diopside - quartz. 2) Une minéralisation aurifère encaissée par un gneiss à grenat pouvant être enrichi en cordiérite, anthophyllite sillimanite et gahnite. Ce type de minéralisation est enrichi en cuivre et appauvri en argent, arsenic et antimoine par rapport aux autres minéralisations des gisements. 3) Une minéralisation aurifère encaissée par un gneiss pauvre en plagioclase pouvant être enrichi en muscovite. Ce dernier assemblage correspond à un lessivage en sodium et possiblement à un enrichissement en potassium par rapport aux gneiss encaissants.

La morphologie des zones de minerai indique que les minéralisations ont subi les mêmes déformations que les gneiss environnants et que les zones minéralisées ne sont pas associées à des zones de déformation tardives par rapport au métamorphisme. Les conditions de métamorphisme déterminées à partir des assemblages de minéraux de gangue, la présence de gahnite, les textures montrées par les sulfures et les minéraux de gangue ainsi que les données de géothermométrie démontrent que les zones minéralisées ont subi une recristallisation syn-métamorphique suivant la phase majeure de déformation.

Par contre, les textures de pénétration de minéraux de gangue par des sulfures le long de fractures tardives reflètent le passage de fluides riches en CO_2 lors d'une phase de déformation cassante associée à une période de rétro-morphisme au faciès des schistes verts.

Le fait que ces fractures ne soient nullement restreintes aux zones aurifères et que les zones aurifères encaissées par un gneiss à grenat soient appauvries en arsenic et antimoine nous suggère que ces textures représentent plutôt une remobilisation de la minéralisation présente lors du métamorphisme prograde et

non pas la superposition d'une minéralisation aurifère tardive par rapport au métamorphisme.

Les trois types de minéralisations des gisements de Montauban et Calumet peuvent représenter le produit du métamorphisme de minéralisations exhalatives. L'étude géochimique des différentes lithologies hôtes des minéralisations du gisement de Montauban indique que ces roches ne proviennent pas de l'altération d'un protolithe de composition uniforme. Il est donc suggéré que ces roches représentent des sédiments hydrothermaux anormaux accompagnant le dépôt des métaux près de l'interface eau-sédiments et non pas l'équivalent des zones d'altération sous-jacentes au gisements de type "sulfures massifs volcanogènes".

Les minéralisations aurifères peuvent représenter une période de remobilisation ou d'apport d'or lors du métamorphisme prograde. Ce scénario est similaire à celui proposé pour les gisements d'or de type "pyriteux" où une minéralisation aurifère épigénétique se superpose à une activité hydrothermale syngénétique.

Finalement, la minéralisation aurifère encaissée par un gneiss pauvre en plagioclase montre de nombreuses similitudes avec les minéralisations de type "Big Bell / Hemlo". Il est même possible que ces minéralisations soient le résultats du métamorphisme de minéralisations aurifères de type "pyriteux".

BIBLIOGRAPHIE

- ANDREWS, A.J., HUGON, H., DUROCHER, M., CORFU, F. and LAVIGNE, M.J. 1986. The anatomy of a gold-bearing greenstone belt: Red Lake, Northwestern Ontario, Canada. dans Macdonald, A.J. ed. Proceedings of Gold '86, Toronto, pp. 3-22.
- BERNIER, L., POULIOT, G. and MACLEAN W.H. 1987. Geology and metamorphism of the Montauban North Gold Zone: A metamorphosed polymetallic exhalative deposit, Grenville Province, Quebec. Economic Geology. vol. 82, pp. 2076-2090.
- BISHOP, C. 1987 a). Report on the New Calumet gold property. Rapport interne, Lacana Mining Corporation, 78p.
- BISHOP, C. 1987 b). Preliminary report on phase II diamond drilling, spring 1987, Calumet Island gold project. rapport interne, Lacana Mining Corporation, 21 p.
- BISHOP, C. and JOURDAIN V. 1987. Grenville Polymetallics. The Northern Miner Magazine. vol 2, no. 12. pp. 15-17.
- BOHMKE, F.C. and VARNDOLL, B.J. 1986. Gold in granulites at Renco mine, Zimbabwe. in Anhausser, C., and Maske, S., eds., Mineral deposits of southern Africa Geol. Soc. South Africa, v. 1, p. 221-230.
- BROCK, B.S. and MOORE, J.M. 1983. Chronology, chemistry, and tectonics of igneous rocks in terranes of the Grenville Province, Canada. Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 15, p.533.
- CAMERON, E.M. 1989. Scouring of gold from the lower crust. Geology, vol. 17, pp. 26-29
- CORNWALL, F.W. 1956. Rock alteration and primary base-metal dispersion at Barvue, Golden Manitou and New Calumet Mines, Quebec. Ph. D. Thesis. Mc Gill University.
- CORNWALL, F.W. 1954. The Anacon lead mine limited. Quebec Department of Mines. GM-3510, 31 p.
- CORRIVEAU, L. 1990. Proterozoic subduction and terrane amalgamation in the southwestern Grenville Province, Canada: evidence from ultrapotassic to shoshonitic plutonism. Geology, vol. 15, pp. 614-617

- COTE, C. 1989. La distribution de l'or à la mine Montauban. Thèse de maîtrise. Université du Québec à Chicoutimi. 104 p.
- CHOWN, E.H., HICKS, J., PHILLIPS, G.N. and TOWNEND, R. 1984. The disseminated archean Big Bell gold deposit, Murchison Province, Western Australia: an example of pre-metamorphic hydrothermal alteration. dans Proceedings of Gold '82: The geology, geochemistry, and genesis of gold deposits, édité par R.P. Foster, Geological Society of Zimbabwe, Special Publication 1, 753p.
- DAVIDSON, A. 1986. New interpretations in the southwestern Grenville Province. dans The Grenville Province, Geological Association of Canada, Special Paper 31. pp. 61-74.
- FRANKLIN, J.M., LYDON, J.W. and SANGSTER, D.F. 1981. Volcanic-associated massive sulphide deposits. Economic Geology, 75th Anniversary volume, pp. 485-627.
- FRIESEN, R.G., PIERCE, G.A. et WEEKS, R.M. 1982. Geology of the Geco base metal deposit. Geological Association of Canada, Special Paper 25. pp. 343-364
- GAUTHIER, M., MORIN, G. et MARCOUX, P. 1985. Minéralisations aurifères de la partie centrale de la Province de Grenville, Bouclier Canadien. CIM Bulletin, vol. 78, no. 874, pp. 60-69.
- GORANSON, R.W. 1925. Calumet Island, Pontiac county, Quebec. GSC Summary Report 1925, Part C. pp. 105-121.
- HANNINGTON, M.D., PETER, J.M. and SCOTT, S.D. 1986. Gold in sea-floor polymetallic sulphide deposits. Economic Geology, vol. 81, pp. 1867-1883.
- HAYDON, R.C. and McCONACHY, G.W. 1987. The stratigraphic setting of Pb-Zn-Ag mineralization at Broken Hill. Economic Geology. vol. 82, pp. 826-856.
- HUBERT, C. and MARQUIS, P. 1989. Structural framework of the Abitibi greenstone belt of Quebec and its implications for mineral exploration. in Burnsall, J.T., ed., Mineralization and Shear Zones, Geological Association of Canada, Short Course Notes, vol. 6, pp. 219-238.
- HUGON, H. 1986. The Hemlo gold deposit, Ontario, Canada: A central portion of a large-scale, wide zone of heterogeneous ductile shear. in Macdonald, A.J., ed., Gold '86 p. 379-387.

- JOURDAIN V. 1987. Analyse structurale et stratigraphie de la Zone Aurifère Nord du gisement de Montauban. Thèse de maîtrise. Université du Québec à Chicoutimi. 77 p.
- JOURDAIN V., GAUTHIER, M. et GUHA, J. 1990. Métallogénie de l'or dans le sud-ouest de la Province de Grenville. Commission Géologique du Canada. OFR 2287, 52 p.
- JOURDAIN V., ROY, D.W and SIMARD J-M. 1987. Stratigraphy and structural analysis of the North Gold Zone at Montauban-les-Mines, Québec. CIM Bulletin, vol 80, no. 906. pp.61-66.
- KATZ, M.B. 1976. Région de Portage-du-Fort et Lac Saint-Patrice. Ministère des Richesses Naturelles du Québec, RG-170, 122 p.
- KRETZ, R. 1977. Fort-Coulonge - Otter Lake - Kazabazua Area. Min. Rich. Nat. Québec, DPV-514, 309 p.
- LARGE, D.E. 1980. Geological parameters associated with sediment-hosted; submarine exhalative Pb-Zn deposits: an empirical model for mineral exploration. Geologische Jahrbuch, D40, pp. 59-129.
- MACLEAN, W.H., ST-SEYMOUR, K. and PRABHU, M.K. 1982. Sr, Y, Zr, Nb, Ti, and REE in Grenville amphibolites at Montauban-les-Mines, Québec. Canadian Journal of Earth Sciences. vol. 19, pp. 633-644.
- MARQUIS, P., BROWN, A.C., HUBERT, C. and RIGG, D.M. 1990. Progressive alteration associated with auriferous massive sulphide bodies at the Dumagami mine, Abitibi greenstone belt, Quebec. Economic Geology, vol. 85, pp.746-764.
- MOORE, J.M. et THOMPSON, P.H. 1980. The Flinton Group: a late precambrian metasedimentary succession in the Grenville Province of eastern Ontario. Canadian Journal of Earth Sciences. vol 17, pp. 1685-1707.
- MILLER, R.R. and GITTINS, J. 1982. Geochronology and petrology of the Grenville nepheline-bearing suite: a metamorphosed rift environment. Ottawa-Carleton Centre for Geosciences Studies, Grenville Workshop, Program and Abstracts, p7.
- MOORHOUSE, W.W. 1941. Geology of the zinc-lead deposit on Calumet Island, Quebec. Bulletin of the Geological Society of America, vol 52, pp. 601-632.
- MORIN G. 1987. Géologie de la région de Montauban. M.E.R.Q. MM 86-02. 59 p.

- NADEAU, L. and CORRIGAN, D. 1991. Preliminary notes on the geology of the St-Maurice tectonic zone, Grenville orogen, Quebec. in Current Research, Part E; Geological Survey of Canada, Paper 91-1E, pp. 245-255.
- O'NEILL, J.J. and OSBORNE, F.F. 1939. The Tetrault mine Montauban-les-Mines, Portneuf County. Ministère des Mines et des Pêcheries, Québec, RP-136.
- OSBORNE, F.F. 1944. Région de l'Île Calumet. Ministère des Mines, Québec. RG-18, 30 p.
- PHILLIPS, G.N. 1985. Interpretation of Big Bell/Hemlo-type gold deposits: Precursors, metamorphism, melting and genetic constraints. Geol. Soc. South Africa Trans. v. 88, p. 159-173.
- POUIT, . 1984. Les gisements à sulfures massifs exhalatifs-sédimentaires: une mise au point sur leur classification et la méthodologie de leur recherche. Chronique de la Recherche Minière, no. 476, pp. 31-34.
- PRABHU, M.K. 1981. Geology, geochemistry and genesis of Montauban lead-zinc deposit. Université Mc Gill; thèse de doctorat inédite.
- PRABHU, M.K. and WEBBER, G.R. 1984. Origin of quartzofeldspathic gneisses at Montauban-les-Mines, Québec. Canadian Journal of Earth Sciences. vol. 21, pp. 336-345.
- PYKE, D.R. 1967. Geology of the Montauban area. Université Mc Gill; thèse de doctorat inédite, 181 p.
- RIVERS, T., MARTIGNOLE, J., GOWER, C.F. and DAVIDSON, A. 1989. New tectonic divisions of the Grenville Province, southeast Canadian Shield. Tectonics, vol. 8, no.1, pp. 63-84.
- ROBERT, F. 1990. An overview of gold deposits in the Eastern Abitibi Subprovince. CIMM Special Volume 43, pp. 93-105.
- ROBERTS, R.G. 1987. Ore deposit model #11. Archean lode gold deposits. Geoscience Canada, vol. 14, pp. 37-52.
- RONDOT, J. 1978. Région du Saint-Maurice. M.E.R.Q. DPV-594. 85 p.
- SANGSTER, A.L. 1967. Metamorphism of the New Calumet sulphide deposit, Québec. M.Sc. Thesis, Carleton University.

- SANGSTER, A.L. et BOURNE, J. 1982. Geology of the Grenville Province, and regional metallogenesis of the Grenville Supergroup. In Precambrian sulphide deposits. Geological Association of Canada, Special Paper 25, pp. 91-125.
- SMITH, J.R. 1956. Région de Montauban, comté de Portneuf. Ministère des Mines, Québec. RG-65, 39 p.
- STAMATELOPOULOU-SEYMOUR, K. 1975. Metamorphosed volcanogenic Pb-Zn deposits at Montauban, Quebec. Université Mc Gill; thèse de maîtrise inédite.
- STAMATELOPOULOU-SEYMOUR, K. and MACLEAN, W.H. 1977. The geochemistry of possible metavolcanic rocks and their relationship to mineralization at Montauban-les-Mines, Québec. Canadian Journal of Earth Sciences. vol. 14, pp. 2440-2452.
- STAMATELOPOULOU-SEYMOUR, K. and MACLEAN, W.H. 1984. Metamorphosed volcanogenic ores at Montauban, Grenville Province, Québec. Canadian Mineralogist. vol. 22, pp. 595-604.
- TOULMIN, P., BARTON, P.B. and WIGGINS, L.B. 1991. Commentary on the sphalerite geobarometer. American Mineralogist, vol. 76, pp. 1038-1051.
- TOURIGNY, G. 1989. Géologie structurale et minéralisation aurifère à la mine Bousquet, Abitibi, Québec. Thèse de doctorat. Université de Montréal. 244 p.
- TOURIGNY, G., HUBERT, C., BROWN, A.C. and CREPEAU, R. 1988. Structural geology of the Blake River Group at the Bousquet mine, Abitibi, Quebec. Canadian Journal of Earth Sciences, vol. 25, pp. 581-592.
- VALIANT, R.I., BARNETT, R.L. and HODDER, R.W. 1983. Aluminum silicate-bearing rock and its relation to gold mineralization; Bousquet mine, Bousquet Township, Quebec. CIMM Bulletin, vol. 76, no. 850, pp. 81-90.
- WALFORD, P., STEPHENS, J., SKRECKY, G. and BARNETT, R. 1986. The geology of the "A" zone Page-Williams mine, Hemlo, Ontario, Canada. in Macdonald, A.J., ed., Gold '86. p.362-378.
- WILLIAMS, P.J. 1990. Evidence for a late metamorphic origin of disseminated gold mineralization in Grenville gneisses at Calumet, Quebec. Economic Geology, vol. 85, pp. 164-171.

- WYMAN, D.A., KERRICH, R. and FRYER, .J. 1986. Gold mineralization overprinting iron formation at the Agnico-Eagle deposit, Quebec: mineralogical, microstructural and geochemical evidence. in Macdonald, A.J., ed., Gold '86, pp. 108-123.
- WYNNE-EDWARDS, H.R. 1972. The Grenville Province. in Variation in Tectonic Styles in Canada. Price R.A. and Douglas, L.J.W. Ed; Geological Association of Canada, Special Paper no. 11, pp. 263-334.

ANNEXE 1

ANALYSES EN ELEMENTS TRACES

Gisement Calumet
Zone zincifère
Roche calcosilicatée

										valeur inférieure	moyenne	valeur supérieure
Cu	308	104	18	167	383	906	629	120	14	14	294.3	906
Pb	16509	>20 000	>20 000	14118	641	>20 000	12556	7554	>20 000	641	14597.6	>20 000
Zn	>20 000	788	>20 000	>20 000	>20 000	>20 000	4537	15237	>20 000	788	15618.0	>20 000
Ag	37.5	283.1	242.4	41.7	46.2	180.5	112.9	50.4	273.7	37.5	140.9	283.1
Cd	149	59	663	387	282	67	5	35	309	5	217.3	663
As	34	121	498	250	172	<5	<5	<5	325	<5	155.6	498
W	155	<10	>1000	>1000	712	49	<10	21	>1000	<10	437.4	>1000
Sb	10	31	<5	<5	<5	21	34	47	167	<5	34.4	167
Be	17.2	9.5	21.1	34.6	73.4	33.7	13.5	19.4	17.2	9.5	26.6	73.4
Mo	<1	<1	23	8	27	6	<1	6	13	<1	9.2	27
Co	7	4	32	238	97	34	3	4	6	3	47.2	238
Ni	20	16	23	24	237	42	6	19	4	4	43.4	237
Cr	20	66	122	43	98	38	74	32	21	20	57.1	122
Li	3	15	9	3	9	10	8	6	2	2	7.2	15
V	21	38	62	25	29	37	9	52	14	9	31.9	62
Bi	5	84	12	12	19	5	<2	6	10	<2	17.0	84
Ga	<2	<2	<2	<2	<2	48	51	<2	<2	<2	11.0	51
Te	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Ba	10	318	9	62	11	168	89	215	2	2	98.2	318
Ce	<5	<5	23	9	38	41	20	<5	14.6	<5	14.6	41
La	12	13	22	35	63	43	22	17	3	3	25.6	63
Nb	9	10	7	12	11	14	14	21	12	7	12.2	21
Rb	485	430	58	282	521	901	380	111	<20	<20	352.0	901
Sc	2	13	7	8	5	11	10	11	2	2	7.7	13
Sn	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20
Sr	256	170	32	42	26	15	80	248	211	15	120.0	256
Ta	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Y	10	13	7	8	9	12	9	17	11	7	10.7	17
Zr	8	80	40	40	32	57	78	72	4	4	45.7	80

Gisement Calumet
Zone aurifère
Gneiss à grenat

							valeur inférieure	moyenne	valeur supérieure
Cu	1342	1560	1015	1068	250	131	131	894.3	1560
Pb	618	110	30	480	29	2005	29	545.3	2005
Zn	1109	3741	135	3040	375	3485	135	1980.8	3741
Ag	8.8	9.7	3.4	15.8	2.1	14.7	2.1	9.1	15.8
Cd	1	2	2	2	<1	10	<1	2.8	10
As	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
W	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Sb	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Be	23.4	27.9	21	31.4	27.8	23.1	21	25.8	31.4
Mo	5	2	<1	<1	<1	4	<1	1.8	5
Co	11	17	13	15	21	6	6	13.8	21
Ni	10	17	7	15	5	4	4	9.7	17
Cr	165	402	561	280	348	83	83	306.5	561
Li	35	9	11	18	40	27	9	23.3	40
V	17	13	12	55	16	14	12	21.2	55
Bi	7	12	7	35	5	5	5	11.8	35
Ga	13	3	9	<2	10	43	<2	13.0	43
Te	<10	11	<10	<10	<10	<10	<10	1.8	11
Ba	41	84	132	142	17	55	17	78.5	142
Ce	34	31	110	27	38	34	27	45.7	110
La	32	26	60	28	31	15	15	32.0	60
Nb	11	8	6	10	9	21	6	10.8	21
Rb	476	135	517	592	261	164	135	357.5	592
Sc	11	8	6	17	9	15	6	11.0	17
Sn	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20
Sr	187	15	5	34	16	2	2	43.2	187
Ta	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Y	16	11	8	12	8	31	8	14.3	31
Zr	94	55	37	36	57	71	36	58.3	94

Gisement de Montauban
Zone zincifère "C"
Roche à cordiérite-anthophyllite

					valeur moyenne		valeur		
					inférieure		supérieure		
Cu	823	298	494	488	133	954	133	531.7	954
Pb	>20 000	>20 000	>20 000	>20 000	8415	5296	5296	15618.5	>20 000
Zn	>20 000	>20 000	>20 000	>20 000	>20 000	>20 000	>20 000	>20 000	>20 000
Ag	239.5	18.9	78.6	179.1	5.7	9.3	5.7	88.5	239.5
Cd	521	226	490	449	202	197	197	347.5	521
As	407	34	158	287	20	18	18	154.0	407
W	>1000	172	561	>1000	105	109	105	491.2	>1000
Sb	94	<5	23	64	<5	<5	<5	30.2	94
Be	41.7	16.7	26.3	58.3	13.4	66.2	13.4	37.1	66.2
Mo	6	6	2	13	3	10	2	6.7	13
Co	24	7	11	45	19	35	7	23.5	45
Ni	<1	3	2	8	5	4	<1	3.7	8
Cr	24	339	147	43	334	140	24	171.2	339
Li	19	24	19	10	18	24	10	19.0	24
V	3	11	5	21	6	24	3	11.7	24
Bi	17	3	16	6	5	7	3	9.0	17
Ga	<2	8	7	3	5	7	<2	5.0	8
Te	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Ba	26	37	42	6	30	37	6	29.7	42
Ce	10	23	36	24	20	40	10	25.5	40
La	24	12	24	25	11	32	11	21.3	32
Nb	10	6	12	12	4	11	4	9.2	12
Rb	<20	67	<20	<20	<20	<20	<20	11.2	67
Sc	1	3	2	4	4	6	1	3.3	6
Sn	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20
Sr	23	9	118	11	14	69	9	40.7	118
Ta	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Y	8	5	12	11	9	10	5	9.2	12
Zr	10	38	45	29	31	53	10	34.3	53

Gisement de Montauban
Zone zincifère "C"
Roche à trémolite

							valeur inférieure	moyenne	valeur supérieure
Cu	1038	763	428	198	1960	144	144	755.2	1960
Pb	>20 000	3053	>20 000	>20 000	>20 000	>20 000	3053	17175.5	>20 000
Zn	>20 000	>20 000	>20 000	>20 000	>20 000	>20 000	>20 000	>20 000	>20 000
Ag	133.1	6.7	225.1	38	185.2	31.1	6.7	103.2	225.1
Cd	422	125	757	644	610	201	125	459.8	757
As	202	<5	391	343	301	82	<5	219.8	391
W	761	19	>1000	>1000	>1000	96	19	646.0	>1000
Sb	75	<5	52	<5	24	12	<5	27.2	75
Be	73	25.1	26.6	27.8	46.9	13.1	13.1	35.4	73
Mo	19	4	3	12	17	6	3	10.2	19
Co	36	15	10	18	28	9	9	19.3	36
Ni	4	6	<1	2	1	7	<1	3.3	7
Cr	22	257	13	140	93	351	13	146.0	351
Li	2	47	2	12	11	28	2	17.0	47
V	4	25	2	6	6	18	2	10.2	25
Bi	16	7	4	4	22	<2	<2	8.8	22
Ga	<2	11	<2	8	6	5	<2	5.0	11
Te	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Ba	2	46	4	16	13	40	2	20.2	46
Ce	50	36	<5	34	40	24	<5	30.7	50
La	40	20	17	23	35	14	14	24.8	40
Nb	13	8	10	6	7	3	3	7.8	13
Rb	<20	54	34	<20	46	<20	<20	22.3	54
Sc	3	5	2	2	2	3	2	2.8	5
Sn	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20
Sr	2	23	26	66	49	21	2	31.2	66
Ta	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Y	13	9	7	6	6	6	6	7.8	13
Zr	28	54	13	35	25	35	13	31.7	54

Gisement Montauban
Zone aurifère Nord
Roche à cordiérite-anthophyllite

										valeur inférieure	moyenne	valeur supérieure
Cu	913	649	412	5260	3979	3044	770	620	325	325	1774.7	5260
Pb	6560	1325	11054	145	150	4739	8144	140	433	140	3632.2	11054
Zn	2153	17929	>20 000	4593	1009	187	16179	190	519	187	6973.2	>20 000
Ag	16.7	34.4	38.1	8.4	10	111.3	6.7	7.5	1.2	1.2	26.0	111.3
Cd	5	81	236	20	2	2	60	1	2	1	45.4	236
As	<5	<5	11	<5	<5	102	<5	<5	<5	<5	12.6	102
W	<10	<10	98	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	10.9	98
Sb	19	10	12	<5	<5	30	<5	<5	<5	<5	7.9	30
Be	18.4	16.8	11.3	27.3	27.5	16.4	40.7	26.8	15.6	11.3	22.3	40.7
Mo	3	5	1	3	3	2	3	5	1	1	2.9	5
Co	2	7	6	4	11	2	12	11	7	2	6.9	12
Ni	6	8	<1	2	6	<1	7	20	3	<1	5.8	20
Cr	9	17	35	99	150	10	139	254	285	9	110.9	285
Li	44	77	8	47	87	143	68	71	32	8	64.1	143
V	9	15	10	59	138	6	30	67	22	6	39.6	138
Bi	<2	15	<2	<2	4	6	3	<2	<2	<2	3.1	15
Ga	60	61	32	<2	9	55	3	13	7	<2	26.7	61
Te	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Ba	42	204	2	32	139	220	28	164	114	2	105.0	220
Ce	92	73	<5	38	35	50	26	60	21	<5	43.9	92
La	57	41	14	34	25	29	21	35	13	13	29.9	57
Nb	9	18	13	15	14	15	8	8	5	5	11.7	18
Rb	36	202	<20	<20	<20	148	<20	50	21	<20	50.8	202
Sc	6	5	4	15	24	9	8	14	6	4	10.1	24
Sn	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20
Sr	8	13	3	197	131	63	15	74	10	3	57.1	197
Ta	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Y	18	11	27	18	14	20	13	11	12	11	16.0	27
Zr	178	131	49	103	98	162	41	123	43	41	103.1	178

Gisement Montauban
Zone aurifère Nord
Gneiss à grenat

									valeur inférieure	moyenne	valeur supérieure
Cu	2737	1468	3959	4663	1802	11801	770	2163	770	3670.4	11801
Pb	247	6359	840	3232	1514	183	731	2571	183	1959.6	6359
Zn	2119	633	2397	1947	2564	8161	1294	>20 000	633	4889.4	>20 000
Ag	4.3	10.2	7.4	24.6	3	33	3.2	8.9	3	11.8	33
Cd	1	2	12	11	9	37	3	273	1	43.5	273
As	<5	<5	<5	16	<5	12	<5	47	<5	9.4	47
W	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	164	<10	20.5	164
Sb	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Be	32.7	10.7	23.6	23.5	27.1	21.1	17.6	18.3	10.7	21.8	32.7
Mo	3	4	4	2	2	3	6	18	2	5.3	18
Co	17	3	9	9	8	10	5	12	3	9.1	17
Ni	6	3	7	3	2	3	3	3	2	3.8	7
Cr	217	326	245	303	199	327	260	330	199	275.9	330
Li	24	14	33	35	60	22	20	15	14	27.9	60
V	33	7	22	18	50	6	9	9	6	19.3	50
Bi	8	6	<2	10	<2	5	<2	13	<2	5.3	13
Ga	7	7	9	10	10	8	7	10	7	8.5	10
Te	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Ba	623	194	102	127	470	316	568	64	64	308.0	623
Ce	21	22	25	22	30	24	28	11	11	22.9	30
La	17	13	15	13	19	13	14	7	7	13.9	19
Nb	6	5	8	7	10	9	8	6	5	7.4	10
Rb	42	<20	<20	55	<20	51	<20	76	<20	28.0	76
Sc	6	4	6	6	11	5	5	3	3	5.8	11
Sn	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20
Sr	36	177	33	21	63	16	52	2	2	50.0	177
Ta	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Y	7	12	22	15	13	10	20	5	5	13.0	22
Zr	21	71	69	54	42	91	76	48	21	59.0	91

Gisement Montauban
Zone aurifère Sud
Roche calcosilicatée

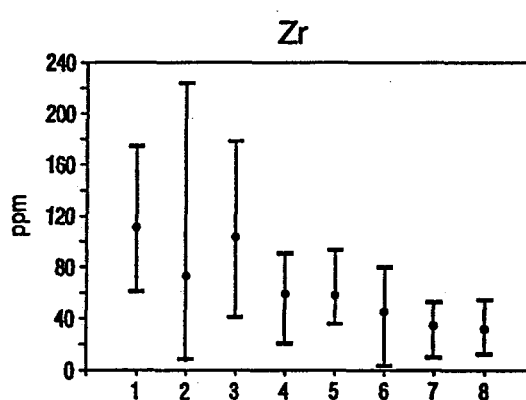
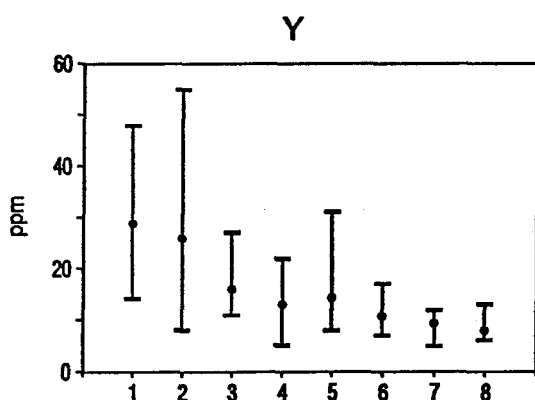
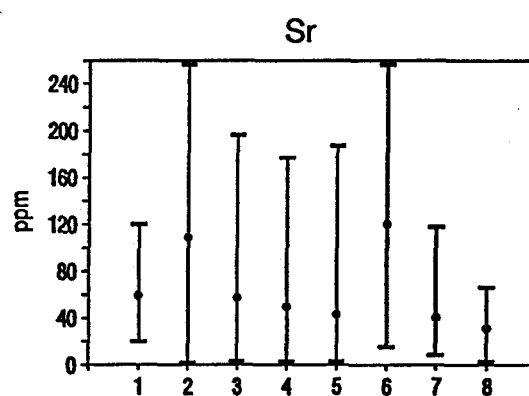
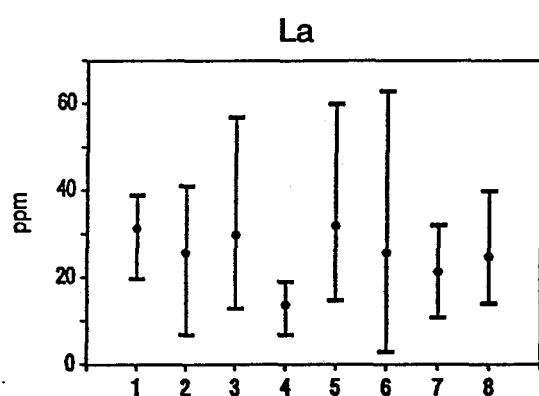
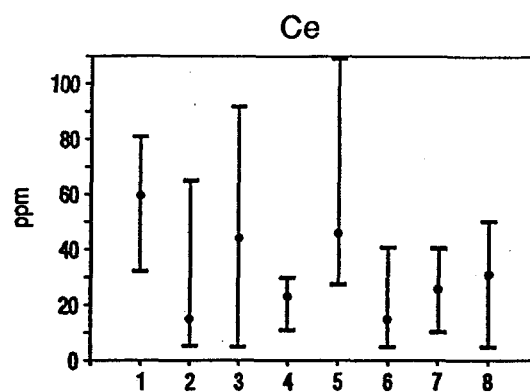
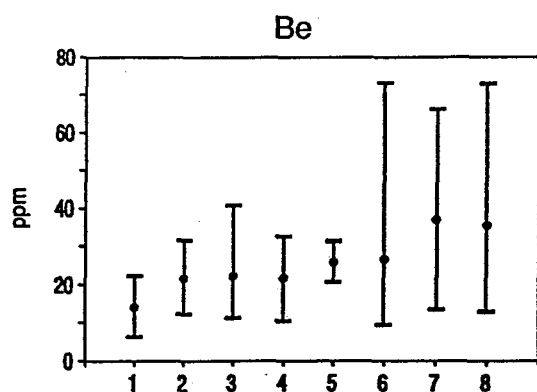
									valeur inférieure	moyenne	valeur supérieure
Cu	198	394	266	248	865	11	67	188	11	279.6	865
Pb	18	153	2889	38	>20 000	20	1086	136	18	3042.5	>20 000
Zn	460	675	1879	512	>20 000	1151	248	467	248	3174.0	>20 000
Ag	1.9	40.4	217.4	9.4	242.7	<0.2	238.2	187.9	<0.2	117.2	242.7
Cd	2	4	13	2	353	1	3	<1	<1	47.3	353
As	<5	<5	301	<5	122	<5	103	<5	<5	65.8	301
W	<10	56	<10	<10	546	13	<10	<10	<10	76.9	546
Sb	<5	38	162	<5	119	<5	111	<5	<5	53.8	162
Be	18.4	31.4	25	23.6	21.6	12.5	22.7	17.5	12.5	21.6	31.4
Mo	10	21	8	22	20	4	4	6	4	11.9	22
Co	5	17	14	12	6	<1	2	5	<1	7.6	17
Ni	59	77	34	69	13	<1	2	27	<1	35.1	77
Cr	43	80	144	48	98	24	162	23	23	77.8	162
Li	20	17	29	29	20	4	28	18	4	20.6	29
V	95	158	109	259	39	6	8	85	6	94.9	259
Bi	4	8	12	<2	285	3	4	80	<2	49.5	285
Ga	<2	<2	7	<2	<2	8	12	<2	<2	3.4	12
Te	<10	<10	<10	14	<10	<10	<10	13	<10	3.4	14
Ba	92	1246	247	479	64	4	781	59	4	371.5	1246
Ce	<5	20	34	<5	<5	<5	65	<5	<5	14.9	65
La	13	39	33	40	15	7	41	18	7	25.8	41
Nb	13	16	10	21	9	11	10	11	9	12.6	21
Rb	155	199	110	179	134	37	117	175	37	138.3	199
Sc	6	11	10	11	3	<1	7	3	<1	6.4	11
Sn	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20
Sr	26	214	156	256	17	<1	200	5	<1	109.3	256
Ta	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Y	15	31	35	35	13	8	55	15	8	25.9	55
Zr	19	90	111	87	26	9	224	18	9	73.0	224

Gisement Montauban
Zone aurifère Sud
Gneiss pauvre en plagioclase

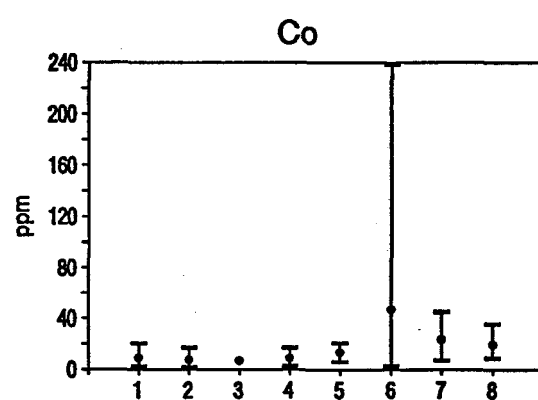
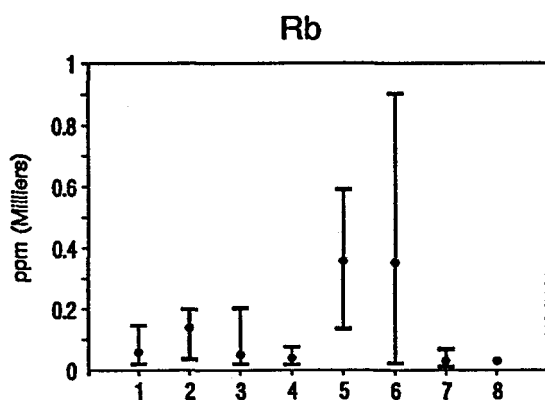
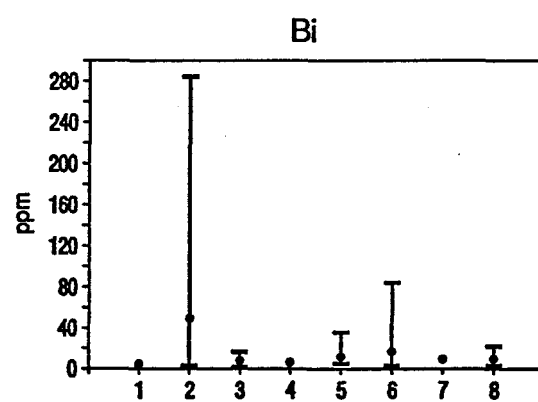
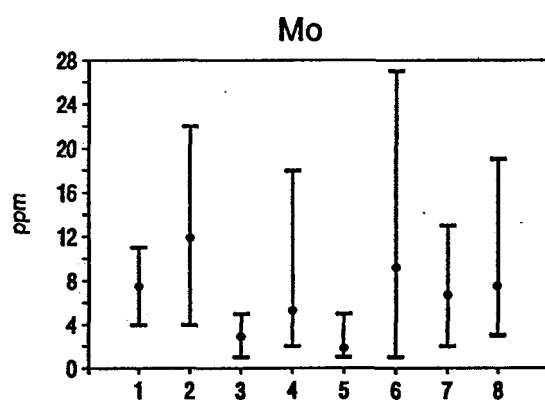
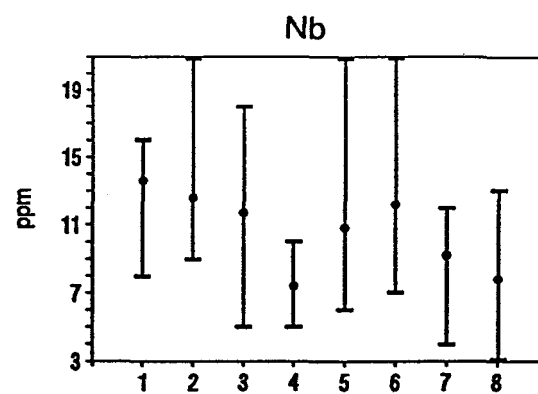
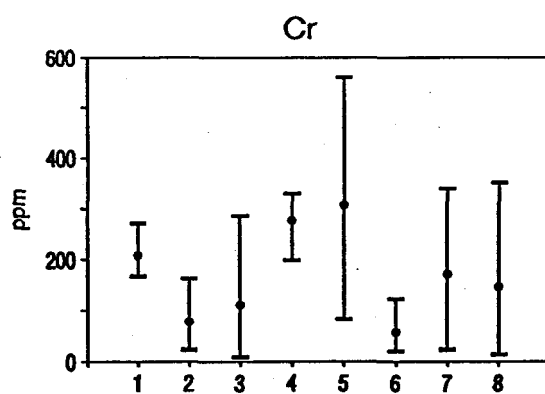
											valeur inférieure	moyenne	valeur supérieure
Cu	215	123	83	52	69	63	58	64	48	81	48	85.6	215
Pb	834	1780	57	44	265	42	175	52	131	113	42	349.3	1780
Zn	526	1372	397	112	409	59	297	146	334	857	59	450.9	1372
Ag	198.9	187.3	14.3	7.4	8.7	4.3	3.8	5.7	6	9	3.8	44.54	198.9
Cd	5	10	3	<1	2	<1	<1	<1	2	1	<1	2.3	10
As	255	376	<5	<5	31	46	69	719	164	368	<5	202.8	719
H	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Sb	80	203	<5	6	<5	<5	<5	6	<5	<5	<5	29.5	203
Be	20.7	13.8	22.4	7.8	15.6	6.6	9.2	18.1	10.1	17.3	6.6	14.16	22.4
Mo	11	6	11	4	8	5	4	11	5	10	4	7.5	11
Co	12	2	20	5	11	6	7	11	4	13	2	9.1	20
Ni	48	8	49	10	38	9	9	47	7	50	7	27.5	50
Cr	240	199	168	245	234	271	181	187	176	180	168	208.1	271
Li	28	10	39	37	26	21	24	36	37	31	10	28.9	39
V	113	16	140	40	125	28	48	129	31	145	16	81.5	145
Bi	<2	6	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	2	<2	0.8	6
Ga	20	<2	24	29	22	17	20	18	25	22	<2	19.7	29
Te	12	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	10	<10	<10	2.2	12
Ba	271	62	498	376	275	558	587	280	276	357	62	354	587
Ce	70	32	60	57	58	57	44	69	81	67	32	59.5	81
La	39	32	32	25	31	26	20	38	37	33	20	31.3	39
Nb	14	14	16	14	13	8	11	16	16	14	8	13.6	16
Rb	48	<20	<20	77	146	32	65	48	68	109	<20	59.3	146
Sc	12	7	14	13	14	7	11	11	7	12	7	10.8	14
Sn	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20
Sr	72	120	49	28	37	77	55	77	20	56	20	59.1	120
Ta	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Y	39	48	30	26	18	22	14	37	27	27	14	28.8	48
Zr	175	167	130	96	77	79	61	86	153	86	61	111	175

ANNEXE 2

DISPERSION D'ELEMENTS A L'INTERIEUR DES DIFFERENTES ZONES MINERALISEES



NUMÉRO	1	2	3	4	5	6	7	8
LITHOLOGIE	Gn PAUVRE EN PLAG	Rx CALCO-SILICATÉE	Rx CORDIERITE ANTHOPHYLLITE	Gn À GRENAT	Gn À GRENAT	Rx CALCO-SILICATÉE	Rx CORDIERITE ANTHOPHYLLITE	Rx DIOPSIDE TREMOLITE
ZONE	SUD		NORD		Au	Zn	"C"	
GISEMENT	MONTAUBAN				CALUMET		MONTAUBAN	



NUMÉRO	1	2	3	4	5	6	7	8
LITHOLOGIE	Gn PAUVRE EN PLAG	Rx CALCO- SILICATÉE	Rx CORDIERI- TE ANTHO- PHYLLITE	Gn À GRENAT	Gn À GRENAT	Rx CALCO- SILICATÉE	Rx CORDIERI- TE ANTHO- PHYLLITE	Rx DIOPSIDE TREMOLITE
ZONE	SUD		NORD		Au	Zn	"C"	
GISEMENT	MONTAUBAN				CALUMET		MONTAUBAN	

ANNEXE 3
ANALYSES EN ELEMENTS MAJEURS
(PRABHU, 1981)

numéro	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	TOTAL
146	68.18	0.26	14.70	2.81	1.62	8.24	3.44	0.69	0.06	100.00
147	82.79	0.12	10.85	0.86	0.60	1.01	2.58	1.19	0.01	100.01
148	84.12	0.23	9.10	1.42	0.80	1.37	1.27	1.62	0.06	99.99
149	82.61	0.10	10.34	1.19	0.81	1.44	2.14	1.37	0.00	100.00
150	76.98	0.27	12.04	2.60	0.79	1.76	3.01	2.52	0.03	100.00
151	78.24	0.23	12.74	2.00	0.66	0.76	3.58	1.78	0.01	100.00
152	78.94	0.25	11.63	2.56	0.94	0.71	2.26	2.69	0.01	99.99
153	81.55	0.19	10.74	2.23	0.55	0.30	1.93	2.49	0.01	99.99
154	73.28	0.34	13.44	3.67	1.45	1.35	3.16	3.26	0.04	99.99
155	77.62	0.22	12.66	2.38	0.77	0.72	3.59	2.01	0.01	99.98
156	79.77	0.22	11.33	2.15	0.82	1.17	2.84	1.68	0.01	99.99
157	77.22	0.27	12.39	2.80	0.64	0.85	3.55	2.27	0.01	100.00
158	77.53	0.24	12.06	3.07	0.94	0.46	2.77	2.91	0.01	99.99
159	77.13	0.34	11.40	3.64	1.40	1.07	3.01	1.97	0.03	99.99
160	82.03	0.33	9.16	2.66	0.82	1.56	2.43	0.97	0.04	100.00
161	74.25	0.50	12.23	4.63	1.67	1.83	3.02	1.89	0.00	100.02
162	76.00	0.23	12.49	3.15	1.04	1.33	3.05	2.71	0.01	100.01
163	80.34	0.21	11.72	1.44	0.40	0.65	3.86	1.37	0.01	100.00
164	68.73	0.12	18.95	0.88	0.28	0.77	3.73	6.54	0.01	100.01
165	71.90	0.31	13.30	3.88	1.89	5.87	1.99	0.80	0.06	100.00
166	80.94	0.15	10.85	1.59	0.38	0.78	3.89	1.43	0.00	100.01
167	66.86	0.12	20.24	0.75	0.27	1.02	3.81	6.93	0.01	100.01
238	68.35	0.47	14.13	6.04	1.27	3.96	2.88	2.74	0.16	100.00
239	71.61	0.41	13.68	4.72	0.98	2.96	3.10	2.41	0.13	100.00
240	72.26	0.30	14.44	3.25	0.89	1.68	3.14	3.92	0.13	100.01
241	72.90	0.21	14.63	2.64	0.74	1.42	2.61	4.74	0.11	100.00
242	76.76	0.23	13.61	2.00	0.67	0.64	4.59	1.49	0.00	99.99
243	76.53	0.23	13.22	2.48	0.85	0.66	4.57	1.45	0.02	100.01
244	79.98	0.41	10.16	2.69	0.94	1.85	2.81	1.09	0.07	100.00
245	84.62	0.15	4.65	4.40	3.93	0.24	0.00	1.91	0.10	100.00
246	84.54	0.07	4.83	4.11	4.32	0.34	0.14	1.63	0.01	99.99
333	69.02	0.39	16.23	3.61	1.42	1.29	3.49	4.51	0.03	99.99
334	76.63	0.31	12.63	2.78	1.21	0.60	2.91	2.90	0.02	99.99
335	77.27	0.23	11.98	2.39	0.90	1.10	2.53	3.61	0.00	100.01
336	63.72	0.29	19.78	1.89	9.93	0.21	0.40	3.76	0.02	100.00
338	73.68	0.49	13.49	3.65	1.51	1.47	1.59	3.92	0.20	100.00
339	77.78	0.46	10.65	3.45	0.98	1.20	1.70	3.71	0.06	99.99
341	79.97	0.16	11.10	1.69	0.63	0.62	4.48	1.36	0.01	100.02
342	81.11	0.21	11.65	0.95	0.39	0.56	3.53	1.59	0.00	99.99
403	74.97	0.25	16.43	2.42	4.02	0.34	0.49	1.04	0.03	99.99
404	78.36	0.17	13.30	1.28	1.14	0.67	2.05	3.02	0.01	100.00
405	80.65	0.15	10.86	1.56	2.73	0.72	1.30	2.02	0.01	100.00
16	87.76	0.08	5.91	0.58	4.35	0.17	0.11	1.04	0.00	100.00
18	77.64	0.24	15.87	1.37	3.63	0.45	0.65	0.15	0.01	100.01
20	71.35	0.26	9.99	1.22	16.92	0.12	0.06	0.07	0.01	100.00
24	74.59	0.16	13.92	1.63	2.38	2.80	3.02	1.47	0.02	99.99