MM 86-02

GITOLOGIE DE LA REGION DE MONTAUBAN

Documents complémentaires

Additional Files



Licence

License

Cette première page a été ajoutée
au document et ne fait pas partie du
rapport tel que soumis par les auteurs.

Énergie et Ressources naturelles
Québec

Gîtologie de la région de Montauban

Gaétan Morin

MM 86-02



1987

Québec

Gîtologie de la région de Montauban

Gaétan Morin

MM 86-02

DIRECTION GÉNÉRALE DE L'EXPLORATION GÉOLOGIQUE ET MINÉRALE
Sous-ministre adjoint : A.F. Laurin

DIRECTION DE LA RECHERCHE GÉOLOGIQUE
Directeur : J.-L. Caty

SERVICE DE LA GÉOLOGIE
Chef : J. Cimon

Manuscrit soumis le 83-05-05
Accepté pour publication le 83-06-15

Éditeur
Géomines Ltée

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

Page couverture: Contact entre le métatuf à pyrite et le métabasalte (amphibolite) sur le bord de la route 363 près de Montauban. (Photo par Jehan Rondot)

Dépôt légal – 2ième trimestre 87
Bibliothèque nationale du Québec
ISBN 2-550-16327-3
© Gouvernement du Québec, 1987

RÉSUMÉ

Cette étude a pour but de préciser le contexte gîtologique des indices minéralisés de la région de Montauban. Pour ce faire, nous avons cartographié une région de 186 km^2. Nous avons porté, pendant cette étape, une attention particulière à la géologie structurale. Le gisement de Montauban a été réexaminé et la plupart des indices minéralisés de notre district ont été étudiés. Les travaux de laboratoire ont consisté en l'examen de lames minces et de lames minces polies provenant d'échantillons des différentes unités géologiques et des sites minéralisés. Des analyses à la microsonde ont aussi été effectuées dans les laboratoires de la Commission Géologique du Canada.

Les roches de la région appartiennent à la province géologique de Grenville. Elles sont constituées de gneiss à biotite, de quartzites, de gneiss à biotite-hornblende et d'amphibolites. Les roches intrusives sont représentées par des pegmatites, des granites, des diorites et des gabbros.

Le gisement de Montauban, d'une longueur de 2 200 mètres, est la seule exploitation minière de la région. On y retrouve, au centre, le dépôt aurifère qu'exploite actuellement (mars 1985) la compagnie « Muscocho Explorations Ltée ». La roche hôte est un gneiss très quartzeux, à biotite, dans lequel les minéraux suivants sont présents par endroits : la cordiérite, l'anthophyllite, le grenat, la gahnite, la staurotide et la tourmaline. Les réserves en 1983 étaient de 923 000 tonnes métriques titrant : 3,8 g/t Au, 13 g/t Ag, 0,3% Zn, 0,2% Pb et 0,3% Cu. Le niveau aurifère est englobé dans un gneiss à agrégats de sillimanite.

Latéralement, on retrouve le dépôt zincifère d'où on a extrait, de 1911 à 1955, 2,7 millions de tonnes de minerai à 4,5% Zn, 1,5% Pb, 0,56 g/t Au et 70 g/t Ag. La roche hôte est une roche à diopside-trémolite.

Un niveau métallifère régional relie le gisement de Montauban aux indices minéralisés que l'on retrouve dans le district. Les minéralisations de type « sediment-hosted » traduisent probablement une période de « rifting » qui, tout en favorisant la formation de ces gîtes, contrôlerait le dépôt des roches sédimentaires.

Table des matières

Page

INTRODUCTION 1

But de l'étude 1
Situation géographique 1
Méthode de travail 2
Travaux antérieurs 2
Remerciements 2

GÉOLOGIE RÉGIONALE 3

Socle 3
Roches supracrustales 4
Nature et distribution 4
Milieu de dépôt 4
Roches intrusives 6

GÉOLOGIE LOCALE 7

Généralités 7

Lithologies 7
Gneiss à biotite 7
Amphibolite 8
Quartzite 9
Gneiss à hornblende-biotite 9
Gabbro 10
Diorites quartziques 10
Granite 11
Pegmatite 11

Hypothèse proposée sur le milieu de dépôt des roches supracrustales de la région 11

GÉOLOGIE STRUCTURALE 13
Éléments structuraux 15
Compétence relative des roches 15
Critères de polarité 15
Plis 15
Structures de première phase 15
Structure de deuxième phase 16
Structure de troisième phase 17
Métamorphisme 17

GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE 19

Mine de Montauban 19
Historique des travaux miniers 19
Caractéristiques externes de la minéralisation 19
Caractéristiques internes de la minéralisation 21
Roche hôte à diopside-trémolite 21
Roche hôte à cordiérite-anthophyllite 23
Structure 25
Modèles génétiques proposés antérieurement 26
Modèle pyrométasomatique 26
Modèle exhalatif-volcanogène 26
Modèles exhalatifs dans des sédiments 27

Indice de la Traverse (N° 2) 27
Historique des travaux d'exploration 27
Caractéristiques externes de la minéralisation 27
Caractéristiques internes de la minéralisation 28

Indice du lac des Laurentides (N° 3) 29
Historique des travaux d'exploration 29
Caractéristiques externes de la minéralisation 29
Caractéristiques internes de la minéralisation 29
Structure 29

Indice du « Vieux Cinq Piastre » (N° 4) 29
Historique des travaux d'exploration 29
Caractéristiques de la minéralisation 30
Structure 30

Indice Perron (N° 5) 30
Historique des travaux miniers 30
Caractéristiques de la minéralisation 30

Indice du lac des Américains (N° 6) 30
Historique des travaux d'exploration 30

Indice du rang Saint-Thomas (N° 7) 30
Historique des travaux d'exploration 30
Caractéristiques de la minéralisation 30

Indice du lac Froid (N° 8) 30
Historique des travaux d'exploration 30
Caractéristiques de la minéralisation 31

Indice du lac aux Sables (N° 9) 31
Historique des travaux d'exploration 31
Caractéristiques externes de la minéralisation 31
Caractéristiques internes de la minéralisation 31
Structure 33

Indice Grawmont (N° 10) 33
Historique des travaux d'exploration 33
Caractéristiques de la minéralisation 33
Indice du lac Audet (N° 11) 33
Historique des travaux d'exploration 33
Caractéristiques externes de la minéralisation 33
Caractéristiques internes de la minéralisation 33
Indices mineurs 33
Rang Saint-Achille, lot 313, seigneurie de Grondines (N° 12a) 33
Rang IV SW, lot 15, canton de Chavigny (N° 12b) 34
Rang I, lot 32, canton de Montauban (N° 12c) 34

GENÈSE DU GISEMENT DE MONTAUBAN 35

Gneiss à sillimanite 35
Origines possibles 35
Sommaire des hypothèses retenues 35
Roche à cordiérite-anthophyllite 36
Hypothèse A : La zone de roche à cordiérite-anthophyllite représente une cheminée d'altération 36
Exhalaison à faible profondeur 37
Exhalaison à grande profondeur 38
Hypothèse B : La zone de roche à cordiérite-anthophyllite représente une variation latérale du faciès à diopside-trémolite 38
Conclusion 39

SYNTHÈSE MÉTALLOGÉNIQUE DE LA RÉGION 41

Environnement du gisement de Montauban et du niveau métallifère 41
Définition de métallotectes pour l'exploration 42
Bassins protérozoïques 42
Amphibolites 43
Présence de chert 43
Contexte structural 44
Halos de manganèse 44
Présence de sillimanite 44

CONCLUSIONS 45

RÉFÉRENCES 47

ANNEXES

1 – Localisation des échantillons analysés 51
2 – Analyses lithogéochimique 53
3 – Caractéristiques des indices minéralisés de la région de Montauban 57

CARTE

N° 2038 : Gîtologie de la région de Montauban (1:20 000) . . . . . hors-texte

Introduction

But de l'étude

La région de Montauban est reconnue depuis le début du siècle pour son potentiel minier. Au cours de ces années, plusieurs études ont été entreprises afin de préciser la compréhension de l'environnement géologique de ce district.

Les études géochimiques de Seymour (1975) et de Prabhu (1981) ont apporté de nouvelles hypothèses sur la genèse du gisement de Montauban. La nature exhalative du dépôt laissait présager l'existence d'un niveau métallifère régional, cependant, aucun de ces travaux n'a intégré les nombreux sites minéralisés de la région.

Notre travail avait donc pour but de vérifier l'existence d'un niveau métallifère reliant les indices du district de Montauban. Pour ce faire, nous avons examiné les caractéristiques gîtologiques de ces minéralisations (roches hôtes, contexte structural, etc.). Une cartographie régionale à l'échelle de 1:20 000 a été réalisée afin de préciser la géologie structurale. Enfin, nos travaux nous ont permis de décrire le mode de mise en place des dépôts métallifères, en plus de définir des métallotectes pour l'exploration de gisements similaires dans la Province de Grenville.

Situation géographique

La région de Montauban est située à environ 120 kilomètres à l'ouest de la ville de Québec. On y accède par les routes 138 et 363 ; cette dernière traverse le centre du terrain étudié (figure 1).

Le territoire, englobé par le feuillet S.N.R.C. 31 I/16, est limité par les latitudes 46°45' et 46°55', et les longitudes 72°17' et 72°26'.

Les cantons de Chavigny et de Montauban ainsi que les seigneuries de Grondines-Est et de Grondines-Ouest, du comté de Portneuf, couvrent la plus grande partie de la région. La seigneurie de Sainte-Anne, dans le comté de Champlain, occupe le coin SW du terrain étudié.

Au sud de la rivière Batiscan, les terrains sont constitués à 40% de champs cultivés. Au nord de la rivière, la topographie devient accidentée et les terrains plus boisés.

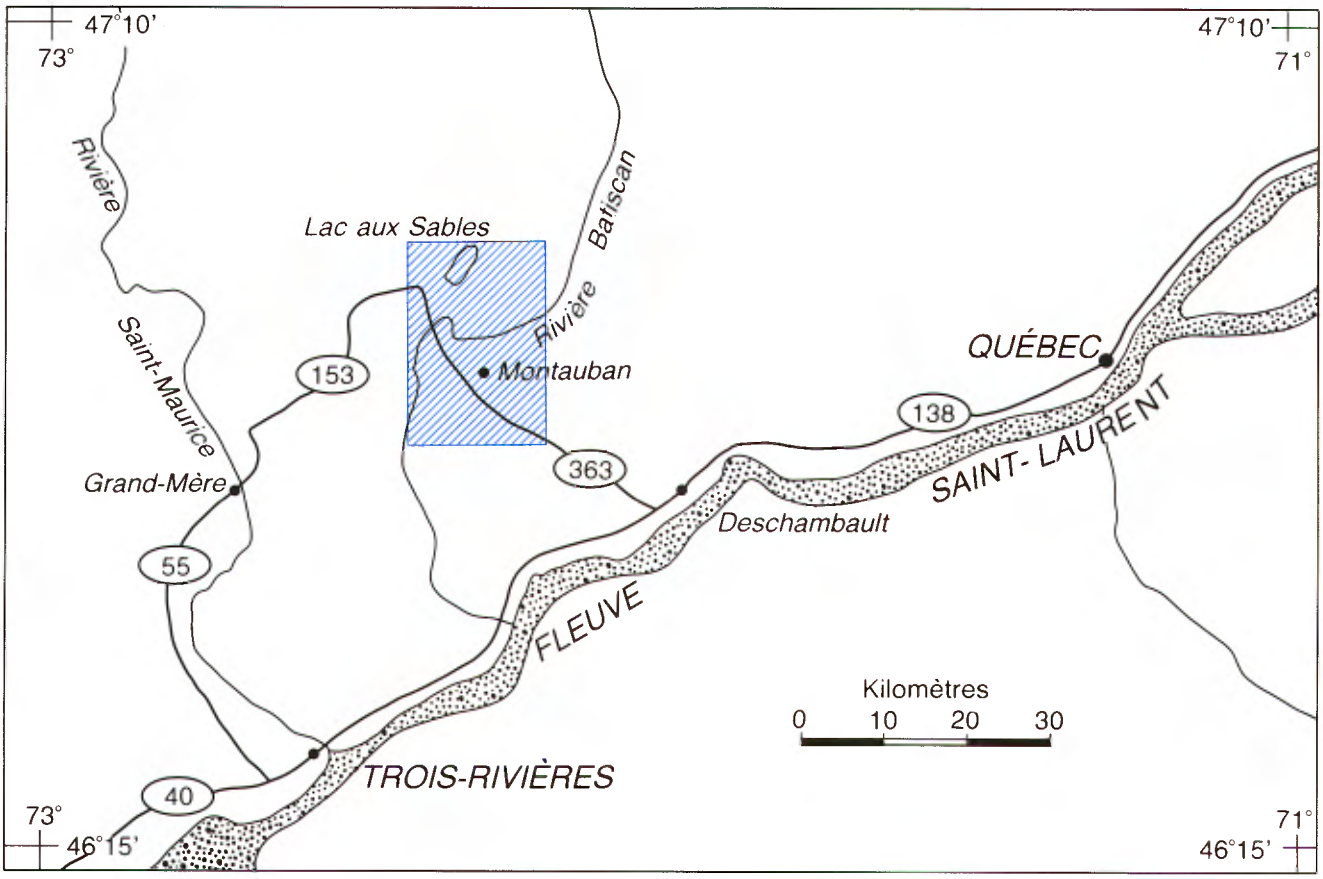


FIGURE 1 – Carte de localisation du levé géologique effectué dans la région de Montauban.

Méthode de travail

Notre recherche, appuyée par le Ministère de l'Énergie et des Ressources, visait à établir le contexte gîtologique des nombreuses minéralisations de la région de Montauban.

Au cours de l'hiver 1982, nous avons entrepris la compilation et l'étude des rapports statutaires déposés au Ministère de l'Énergie et des Ressources. Puis, au cours des étés 1982 et 1983, nous avons effectué la cartographie à l'échelle 1:20 000 d'une superficie de 186 km^2 (Morin, 1982, 1984 a et b). L'espacement entre les cheminements était de 300 mètres, ou moindre, dans les zones plus complexes.

Au début, nous avons étudié le contexte géologique de la zone aurifère du gisement de Montauban avec des cartes au 1:500 fournies par SOQUEM. Au printemps 1983, le début des travaux d'exploitation par « Les Explorations Muscocho Ltée » nous a permis d'y préciser plus avant le contexte géologique.

La cartographie de détail de l'indice du lac aux Sables ainsi qu'un levé magnétique au sol, dans son prolongement, ont été complétés au cours de l'été 1983. Les sites minéralisés que l'on retrouve partout dans la région ont aussi retenu notre attention.

Travaux antérieurs

La première carte géologique exhaustive de la région a été produite par Bancroft, en 1915, à l'échelle de 1:31 680. O'Neil & Osborne (1939) ont publié un rapport géologique et une carte au 1:1 200 du gisement de Montauban, à partir des données de Wilson (1939). Smith, en 1956, a raffiné la compréhension géologique en produisant une carte à l'échelle de 1:12 000 des environs immédiats de la mine de Montauban. Pyke (1966) a publié une carte régionale (1:63 360) couvrant une superficie d'environ 1 000 km^2 qui est centrée approximativement sur le village de Notre-Dame-des-Anges. Seymour (1975) a étudié la géochimie de la minéralisation et des épontes du gisement de Montauban. Elle a interprété le gîte comme étant de type volcanogène et les roches associées comme étant majoritairement d'origine volcanique. Rondot (1978) a produit un rapport géologique sur la région du Saint-Maurice (échelle 1:100 000) dans lequel il synthétise la géologie régionale en un modèle tectonique global.

Prabhu (1981) a réalisé une autre étude lithogéochimique des roches avoisinant le gisement de Montauban et en a déduit, contrairement à Seymour (1975), que le gisement exhalatif était encaissé dans des sédiments.

Fletcher & Farquhar (1982) ont effectué une étude isotopique sur les gisements de plomb-zinc de la Province de Grenville. Ils ont daté le gisement à 1270 Ma et ont déterminé la source du plomb.

Bernier (1985) a entrepris une étude de la minéralogie et du métamorphisme de la zone à cordiérite-anthophyllite du gisement de Montauban.

Enfin, dans tous les travaux énumérés, mentionnons que plusieurs compagnies minières ont produit des cartes et rapports qui ont largement contribué à notre compréhension du gisement de Montauban.

Remerciements

Nous tenons à remercier M. Michel Gauthier, directeur de notre recherche à l'Université du Québec à Montréal. Nous remercions également nos assistants sur le terrain : Richard Bernard, André Gaumont, Vincent Jourdain et Raynald Lapointe.

Les travaux de terrain ont été réalisés avec l'appui du Ministère de l'Énergie et des Ressources, et nous en remercions particulièrement MM. Jules Cimon et Kamal Sharma.

MM. Marcel Vallée de SOQUEM et J.T. Flanagan de Muscocho Explorations Ltée nous ont autorisé à consulter certains dossiers qui nous ont grandement aidé lors de cette étude. Nelson Labbé, de la mine d'or de Montauban, a rendu possible les nombreuses visites à la mine au début des travaux d'exploitation.

Les études à la microsonde ont été effectuées à la Commission Géologique du Canada et nous sommes redevables envers M. Don Sangster qui nous a aussi fourni d'innombrables informations, conseils et critiques.

Géologie régionale

La Province de Grenville, d'une largeur de 300 km, s'étend sur une longueur de 1 000 km dans une direction NE, du sud de l'Ontario jusqu'à l'océan Atlantique (figure 2).

Les roches de cette province peuvent être subdivisées en trois entités importantes : le socle, les roches supracrustales et les intrusions.

Socle

Dans la partie nord de la Province de Grenville, les roches semblent être l'équivalent des unités présentes dans la Province du Supérieur. Ainsi, les roches volcaniques des régions de Val-d'Or et de Chibougamau se poursuivent dans la Province de Grenville sous forme d'amphibolites et de gneiss (Wynne-Edwards, 1972 ; Allard,

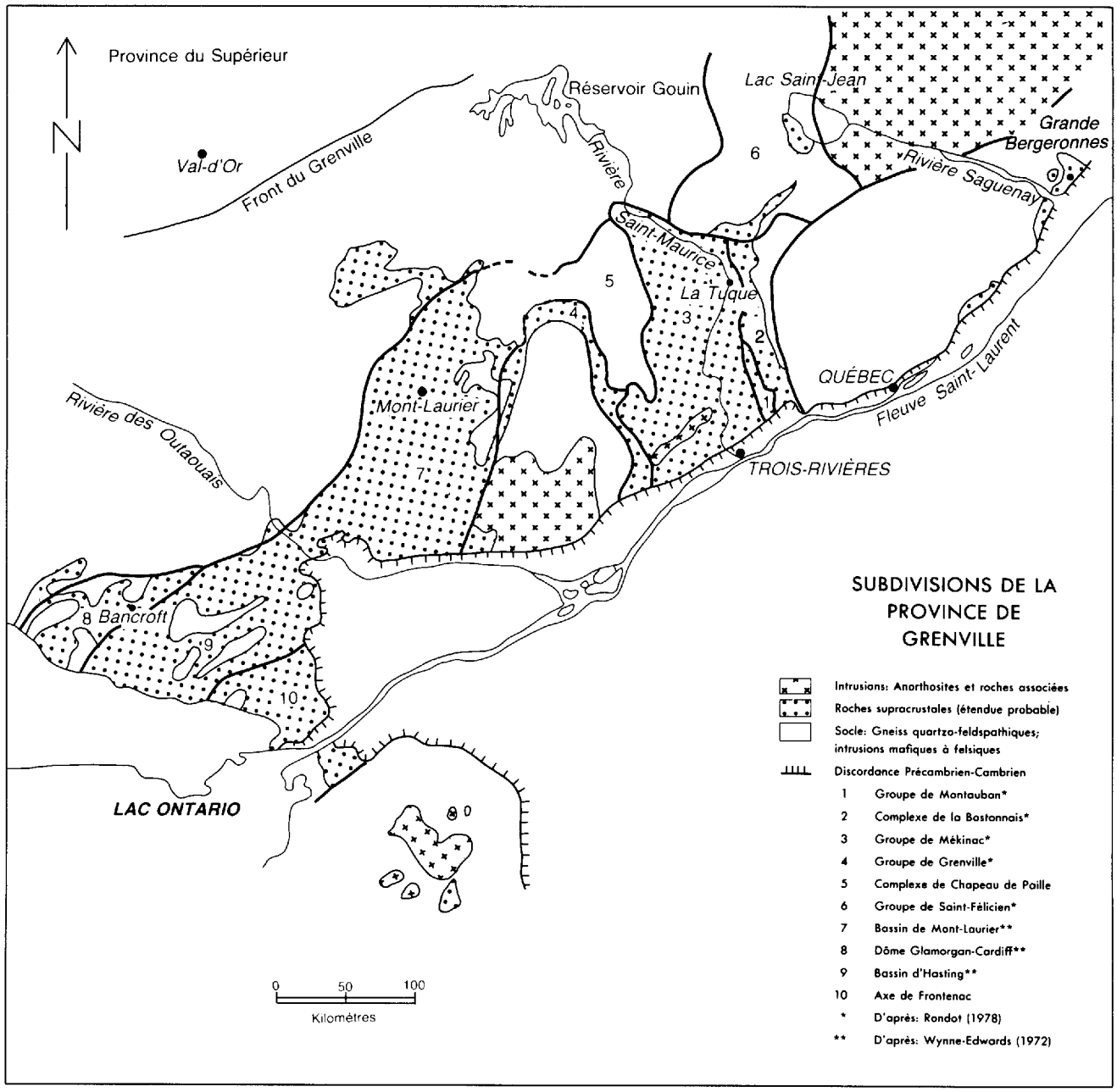


FIGURE 2 – Subdivisions de l'ouest de la Province de Grenville.

1981). De plus, les formations de fer aphébiennes de la Fosse du Labrador (non montrées) se prolongent jusque dans la région de Gagnon, où le faciès métamorphique est celui des amphibolites (Butler, 1969). Le socle semble donc être d'âge Archéen et/ou Aphébien. Dans la Mauricie, le socle est représenté par les migmatites formant « Le complexe du Chapeau de Paille » (Rondot, 1978). Selon Rondot, l'âge de ce socle, déduit à partir de la rareté des roches mafiques et la présence de quelques lits de paragneiss, serait Aphébien.

Roches supracrustales

NATURE ET DISTRIBUTION

Généralement présentes plus au sud du front du Grenville, les roches supracrustales d'âge Paléohélikien, appartenant au Supergroupe de Grenville (Wynne-Edwards, 1972), se sont déposées sur le socle. Dans le SE de l'Ontario, les paragneiss, les quartzites, les amphibolites et les carbonates forment des unités importantes comme dans le Bassin d'Hasting et dans l'Axe de Frontenac (Wynne-Edwards, 1972). Dans le Bassin de Mont-Laurier, où un milieu de plate-forme prédomine, on retrouve une grande proportion de carbonates, bien que les gneiss, les quartzites et les amphibolites y soient aussi représentés (Gauthier, 1983).

Dans la Mauricie, les limites des roches de couverture sont moins bien définies. Il ressort cependant des travaux de Rondot (1978) que les roches métasédimentaires forment une bande de direction SW-NE, de la région de Shawinigan jusqu'au sud du lac Saint-Jean. Ces unités constituent, selon Rondot (op.cit.) : les groupes de Saint-Félicien, de Mékinac, de Grenville et de Montauban (figure 2).

Le *Groupe de Saint-Félicien* est surtout composé de migmatites et de gneiss mixtes. Des niveaux de paragneiss et des intrusions basiques s'y retrouvent en proportions mineures.

Au sud du Groupe de Saint-Félicien, le *Groupe de Mékinac* se distingue par la quasi absence de masses mafiques et par un style tectonique différent (dômes et bassins). La base de la séquence est composée de gabbros. Vers le sommet, des passées métasédimentaires (carbonates, paragneiss) et quelques couches d'amphibolites sont présentes.

Le *Groupe de Grenville*, contrairement aux groupes précédents, est constitué en majorité de dépôts marins (marbres, dolomies, métashales). Il rappelle les lithologies présentes plus à l'ouest, comme par exemple dans le Bassin de Mont-Laurier.

Finalement, Rondot (1978) a distingué le *Groupe de Montauban* comme étant formé majoritairement de roches sédimentaires caractérisées par un litage bien développé et un gradient métamorphique plus faible.

Les unités sédimentaires de la Mauricie sont majoritairement composées de métashales et de métagrauwackes (groupes de Montauban et de Grenville). Les conditions de dépôt seraient donc différentes de celles du Bassin de Mont-Laurier. Cependant, il s'agit probablement d'une variation latérale des faciès sédimentaires à l'intérieur du même bassin, les roches de la Mauricie représentant un environnement plus profond (Martignole, 1975 ; Gauthier, 1983).

Ailleurs dans la Province de Grenville, il existe d'autres lambeaux de roches de couverture. Il s'agit du Groupe de Wakeham et des gneiss à biotite, des quartzites et des amphibolites de la région des Grandes Bergeronnes où on retrouve des roches similaires à celles rencontrées dans la région de Montauban, (Greigg, 1952 ; Morin, 1984c).

MILIEU DE DÉPÔT

Environnement de type orogénique

Plusieurs auteurs préconisent la formation d'un géosynclinal au moment du dépôt du Supergroupe de Grenville (roches de couverture). Ainsi, la ceinture orogénique se serait construite sur une plaque continentale (socle). Wynne Edwards (1972), soulignant qu'il n'y a pas d'évidence d'ophiolites dans la Province de Grenville, a cependant émis l'hypothèse que celles-ci pourraient exister plus au sud, sous les Appalaches.

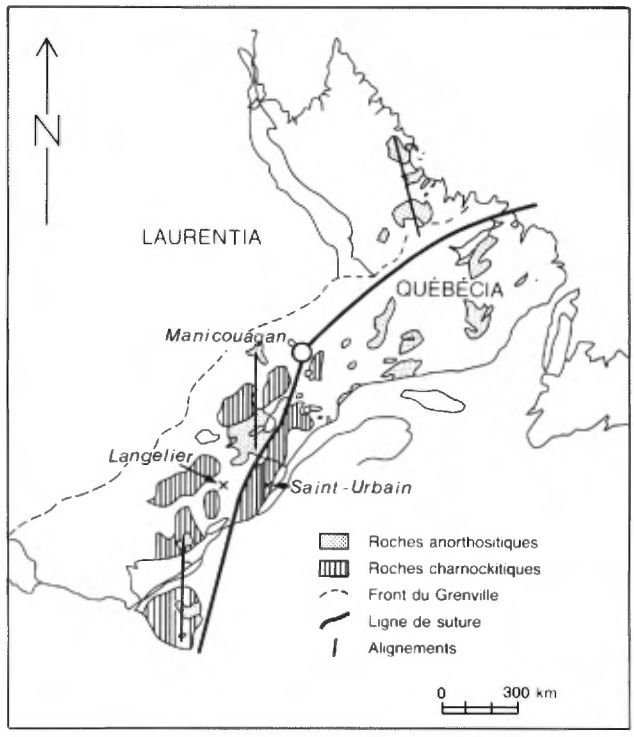


FIGURE 3 – Ligne de suture séparant les continents Laurentia et Québécia ; modifié de Emslie (1975).

Sangster (1970) a intégré les minéralisations dans le modèle métallogénique de Billibin (1968). Il a de plus souligné le fait qu'un environnement d'eugéosynclinal a caractérisé la région de Madoc en Ontario. L'environnement devenant plus stable, le magmatisme et les sédiments associés ont fait place aux carbonates et aux dolomies. Ces auteurs expliquent le métamorphisme élevé par un enfouissement de la séquence, suivi d'un relèvement qui expose maintenant le socle et la base de la ceinture orogénique.

Plus près de notre région, Rondot (1978) a relié le diapirisme des anorthosites à la formation d'un rift dans lequel le Groupe de Montauban se serait déposé. Le Complexe de la Bostonnais, immédiatement à l'est de notre région (figure 2), serait formé, toujours selon Rondot (op.cit.), à 50% de croûte océanique et à 50% de sédiments de type grauwackes. La présence de roches charnockitiques (figure 3) traduirait l'existence d'une zone de subduction (vers le SE) qui serait ensuite apparue dans la région. L'alignement de ces roches correspondrait à une ligne de suture entre deux proto-continents : Laurentia et Québécia.

Environnement de rift

Baer (1976) a émis l'hypothèse que le dépôt de roches supracrustales s'est effectué dans un aulacogène, limité à l'ouest par une série de failles en échelons représentant le linéament « Bancroft-Renfrew ». Cette structure linéaire marque la discordance entre le socle et le Supergroupe de Grenville (figure 4). La limite est du rift serait représentée par le linéament « Chibougamau-Gatineau », souligné par la présence d'anorthosites et par un alignement d'anomalies magnétiques.

Toujours selon Baer (op. cit.), l'ouverture du rift coïnciderait avec une période d'activité volcanique, aux bordures des horsts et des grabens. Les carbonates réfléteraient le milieu sédimentaire calme, au centre des blocs faillés, tandis que les sédiments détritiques se seraient déposés près des zones de failles où la sédimentation est plus rapide.

Gauthier (1983), appuyant l'idée de Baer (op.cit.), a cependant repoussé la limite est du graben, dans la Mauricie (figure 4). Les sédiments observés dans la région de Montauban (figure 2) seraient donc liés génétiquement à

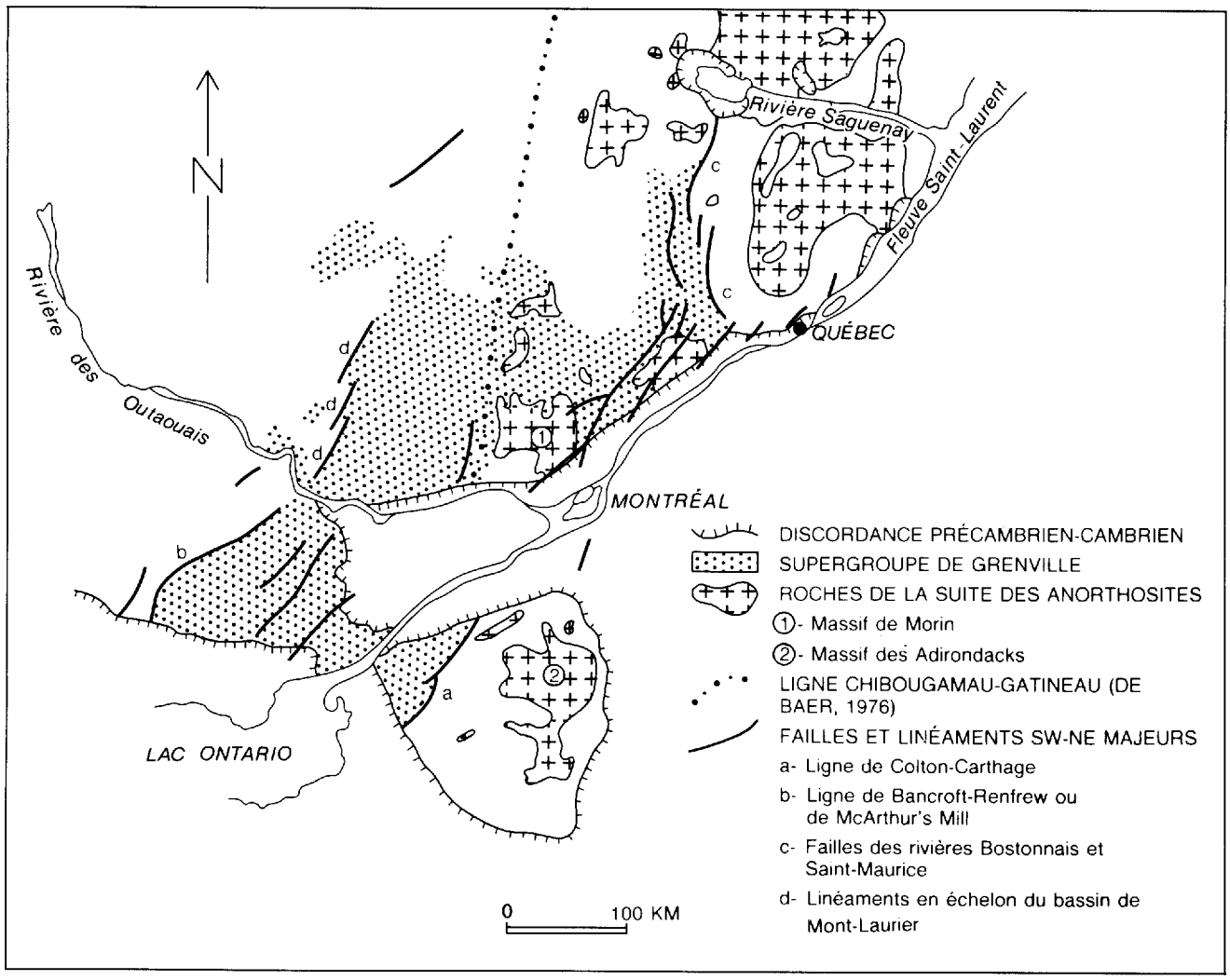


FIGURE 4 – Limite de l'aulacogène du Supergroupe de Grenville ; tiré de Gauthier (1983).

une zone de rift, comme le reste du Supergroupe de Grenville. Gauthier (op.cit.) a aussi mis en relief l'alignement des roches mafiques qui traduirait la présence de grands réseaux de failles permettant leur montée. Le même auteur incorpore finalement les minéralisations de plomb-zinc dans le modèle de « rifting » ; les dépôts exhalatifs seraient similaires à ceux d'Australie et d'Europe, formés eux aussi dans des zones de rifts.

Roches intrusives

Les roches supracrustales ont été affectées par diverses intrusions dont les anorthosites forment une grande proportion. Ces intrusions se sont mises en place alors que les roches sédimentaires avaient déjà subi un métamorphisme (Wynne-Edwards, 1972).

D'autres roches intrusives allant des gabbros aux granites ont aussi envahi les roches supracrustales ; ces intrusions sont bien représentées dans la région de Montauban.

Géologie locale

Généralités

Dans notre région, les roches supracrustales du Groupe de Montauban constituent l'essentiel des affleurements et sont représentées par quatre lithologies : les gneiss à biotite, les amphibolites, les quartzites et le gneiss à biotite-hornblende (tableau 1). De ces quatre lithologies, les gneiss à biotite sont prédominants.

Les roches du Groupe de Montauban forment une bande N-S de 20 kilomètres de largeur (figure 2). On les retrouve à partir de la réserve de Portneuf, au nord, jusque dans la région de Saint-Prosper, au sud, où les unités paléozoïques les surmontent en discordance. Le groupe est borné à l'est par des intrusions ultramafiques, mafiques et felsiques. Sa bordure ouest est moins bien définie. Ainsi, on retrouve dans le Groupe de Mékinac, des roches très similaires aux roches du Groupe de Montauban ; c'est le cas, à l'ouest de Shawinigan, où Béland (1961) a noté la présence de carbonates, de gneiss et de quartzites.

Des roches intrusives affleurent au nord et à l'est du territoire. Ce sont, par ordre d'importance : des diorites, des granites, des gabbros et des pegmatites.

Du point de vue structural, trois phases de déformations ont affecté les roches supracrustales. La première phase, isoclinale, a été reprise par une seconde, formant des plis déversés vers l'est ; la troisième phase, peu importante, est reliée à la mise en place des roches intrusives. Partout dans la région, le métamorphisme a atteint le faciès amphibolite.

Plus récemment, la dernière glaciation qui s'est effectuée du nord au sud, a modelé le paysage. Les dépôts glaciaires et post-glaciaires du Quatermaire sont composés de till, de sables et de gravier fluvio-glaciaires et d'argile de la mer de Champlain (au sud de notre territoire).

Lithologies

GNEISS À BIOTITE (unité M7qb)

Le gneiss à biotite est, de loin, la roche la plus répandue de la région (carte no 2038, hors texte). Sa couleur d'altération est généralement grise, mais elle devient rouille avec l'altération de la pyrite disséminée. La stratification est généralement très bien développée et l'épaisseur des bandes varie de quelques millimètres à 10 ou 15 centimètres (figure 5).



FIGURE 5 – Gneiss à biotite (3 km à l'ouest du village de Saint-Ubalde).

En cassure fraîche, la roche prend une couleur blanchâtre due à la grande quantité de quartz. Les minéraux essentiels sont : le quartz, le plagioclase et la biotite. Les proportions de ces trois minéraux varient souvent de fa-

TABLEAU 1 – Sommaire des formations

Quaternaire	Récent et Pléistocène		Argile, till, dépôts fluvio-glaciaires
	Néohélikien	Roches intrusives	Gabbro, diorite quartzique, granite, pegmatite
Précambrien (Protérozoïque)	Paléohélikien	Supergroupe de Grenville (roches supracrustales)	Gneiss à biotite-hornblende Quartzite Amphibolite Gneiss à biotite (avec minces horizons de roche calco-silicatée et à cordiérite-anthophyllite)

çon importante ; ainsi, sur la route de Montauban, le gneiss a la composition d'un quartzite, alors qu'ailleurs, il peut avoir une composition plus feldspathique. Ces variations ne sont cependant pas cartographiables à l'échelle de notre levé.

En lames minces, on observe l'alignement très marqué des minéraux. La biotite, d'un diamètre de moins de 1 mm, forme souvent une foliation très bien développée. Les cristaux de quartz présentent une extinction roulante et leur diamètre, comparable à celui des plagioclases, est de l'ordre du millimètre. Accessoirement, on observe la muscovite, le grenat, la pyrite, la pyrrhotine, l'épidote, le microcline, la magnétite, la hornblende et le sphène.

A l'est de la mine de Montauban, le gneiss présente une morphologie particulière (figure 6). On y note la présence de deux faciès distincts parallèles à la foliation. Le premier leucocrate et à texture granitique, est composé de quartz, de plagioclase, de microcline et de gros cristaux de hornblende verte. Le second, mafique, ressemble au gneiss à biotite. On y constate aussi la présence de hornblende, mais en moins grande quantité que dans le faciès leucocrate. Le contact entre les deux faciès pourrait représenter un plan de litage ; cependant, la présence de grandes masses de pegmatites aux environs immédiats nous porte à croire qu'il s'agirait plutôt d'une ségrégation métamorphique.



FIGURE 6 – Gneiss à biotite migmatisé (à quelques mètres à l'est de la zone zincifère de la mine Montauban).
a– Faciès leucocrate.
b– Faciès mélanocrate.
c– Pegmatite.

Une bande de gneiss à biotite, située à l'ouest de la mine de Montauban, contient de la muscovite. Rondot (1978) en a fait une unité distincte. Nous avons cependant remarqué, en lame mince, que la muscovite semblait être le résultat du métamorphisme rétrograde des feldspaths potassiques. Cet argument est supporté par le fait que les paillettes de muscovite n'ont aucune orientation particulière (Morin, 1982).

Au NW de la carte, le gneiss est perturbé par un pluton de granite qui s'étend sur plusieurs dizaines de kilomètres carrés à l'extérieur de notre région. Le gneiss y est très migmatisé et formé par deux entités en égales proportions : des bandes mélanocrates à grain moyen (environ 3 mm) composées de quartz (40%), de plagioclase (20%), de biotite (15%), de hornblende (10%), de grenat et de magnétite et des bandes leucocrates composées de quartz et de feldspaths. L'épaisseur de ces bandes est très variable.

Malgré le fait que l'équivalent antémétamorphique des roches de la région soit difficile à déterminer, à cause du gradient métamorphique élevé, certains auteurs (Seymour (1975) et Prabhu (1981)) ont tenté de le trouver à partir de la composition chimique des roches.

Seymour (op.cit.) a effectué, entre autres, l'analyse de treize échantillons de gneiss à biotite prélevés à l'ouest du gisement de Montauban. Malgré une grande dispersion des points, certains diagrammes lui ont permis de conclure à la nature volcanique du gneiss à biotite : «*In conclusion, the 13 selected Montauban leptites generally behave as acidic volcanic rocks when plotted on the various Niggli diagrams and they systematically follow igneous differentiation trends*» (Seymour (1975), p. 102). Elle a ajouté que les gneiss à biotite représentent des roches volcaniques felsiques, des tufs, des tufs silicifiés et des sédiments clastiques intercalés.

A partir d'une centaine d'analyses, Prabhu (op.cit.) a conclu que la nature du gneiss à biotite est nettement sédimentaire. Des grès ou des grauwackes seraient, selon lui, l'équivalent antémétamorphique du gneiss à biotite.

AMPHIBOLITE (unité M8)

Les amphibolites forment des collines allongées qui parcourent le terrain étudié. La roche est généralement très homogène et sa couleur d'altération est d'un gris très foncé. En cassure, on observe la hornblende (85%) ainsi que les plagioclases, à granularité généralement fine. Les grenats sont présents à certains endroits et les cristaux, quoique habituellement fins, peuvent atteindre 5 ou 6 millimètres. Sur le flanc occidental de la colline qui s'étend à l'ouest de la mine, nous avons aussi observé des amas métriques de calcite finement grenue que nous croyons être le produit d'un phénomène d'altération.

Pyke (1966) a noté la présence de laves coussinées à l'ouest du gisement de Montauban (figure 7). Nous avons aussi reconnu, à plusieurs endroits, des structures de coulée. De plus, les études géochimiques de Seymour (1975) et de Prabhu (1981) ont confirmé l'origine volcanique des amphibolites. Selon ces auteurs, l'équivalent antémétamorphique est un basalte tholéiitique. Enfin, soulignons que les analyses de Prabhu (1981) ont indiqué

que le chimisme des basaltes s'apparentait à celui d'un environnement d'arcs insulaires.



FIGURE 7 – Laves coussinées dans l'amphibolite ; 1 km à l'ouest de la mine d'or de Montauban. Tiré de Morin (1984b).

QUARTZITE (unité M11)

Le quartzite, comme l'amphibolite, forme des horizons repères qui permettent de préciser la stratigraphie et la tectonique de la région. Cette unité, relativement mince, est blanchâtre en surface altérée. On y observe deux assemblages à l'échelle centimétrique, soit : une partie très siliceuse en alternance avec une partie moins pure contenant des micas et des grenats (figure 8).



FIGURE 8 – Quartzite impur ; 1,5 km au nord du lac Sainte-Anne.

L'épaisseur de la partie siliceuse peut atteindre plusieurs mètres. Ainsi, sur la route qui relie Notre-Dame-des-Anges au village de Lac-aux-Sables, le quartzite est très pur ; la roche, homogène, y est composée de quartz (95%) et de passées plus hématitifères qui soulignent un certain litage (figure 9).

L'équivalent antémétamorphique du quartzite a suscité, dès le début de nos travaux, un certain intérêt ; en effet, l'éventualité que cette unité soit un métachert pouvait impliquer l'existence d'un métallotecte important. On sait que certains environnements exhalatifs présentent un enrichissement en manganèse. Le cas de Broken-Hill en est un exemple ; le manganèse, piégé par les grenats lors du métamorphisme, y atteint des teneurs de 12% près de l'horizon métallifère (Stanton 1976). Nous



FIGURE 9 – Quartzite pur ; 1 km au SW de Notre-Dame-des-Anges.

avons donc entrepris, avec la collaboration de Don Sangster de la Commission géologique du Canada, quelques analyses, à la microsonde, de grenats provenant de trois localités où on retrouve le quartzite.

Si on utilise la teneur en manganèse comme diagnostique, les échantillons analysés (tableau 2) démontrent bien la nature exhalative de la fraction siliceuse du quartzite.

Les quartzites ayant les grenats les plus manganésifères proviennent d'un affleurement situé à 500 mètres au nord de Notre-Dame-des-Anges (MS-1, carte hors texte) et d'un autre, localisé dans la charnière du synforme de Saint-Ubalde, dans l'angle SE de la carte (MS-2, carte hors texte). Le quartzite est, à ces endroits, très homogène, ce qui indiquerait aussi une origine chimique plutôt que détritique. L'échantillon MS-3 provient d'un forage localisé à 1,5 km au nord du lac Sainte-Anne. Les grenats y sont moins riches en manganèse, ce qui refléterait un milieu où le taux de sédimentation terrigène l'emporte sur la précipitation chimique issue des exhalaisons saumâtres. En fait, ces quartzites pourraient représenter la combinaison de deux types de sédimentation, soit terrigène et chimique.

La figure 10 montre bien un affleurement de quartzite où des niveaux très siliceux (chert) alternent avec d'autres plus micacés et grenatifères (sédiment). Nous verrons à la section traitant de la géologie structurale que cet agencement produit un critère de polarité. Deux analyses chimiques de ces quartzites (AG-11 et AG-12) sont présentées à l'annexe 2.

GNEISS À HORNBLENDE-BIOTITE (unité M7qhb)

Cette unité affleure au SW du terrain étudié. La couleur de la roche est grise en altération et en cassure. Moins mafique que l'amphibolite (M8), ce gneiss se compose de 40% de plagioclase (An_{30} à An_{60}), de 30% de quartz, de 15 à 20% de hornblende, de 5 à 10% de biotite et d'épidote, le tout en grains de moins de 1 mm. La magnétite, l'apatite et le zircon sont aussi présents dans la roche.

TABLEAU 2 – Résultats d'analyses à la microsonde de grenats provenant de trois sites d'échantillons de quartzite. Région de Montauban.

Échantillon MS-1*

Analyses	1**	2	3	4	5	6	Moyenne
SiO_2	36,81	36,37	36,74	37,15	37,09	36,94	36,85
TiO_2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al_2O_3	21,30	20,87	21,24	21,40	21,48	21,58	21,31
Cr_2O_3	0,06	0,01	0,00	0,09	0,01	0,00	0,03
FeO	20,86	19,69	20,30	20,39	20,84	21,11	20,53
MnO	15,78	15,90	15,71	16,55	15,66	15,83	15,91
MgO	3,15	2,17	3,03	2,22	2,84	2,75	2,69
CaO	2,54	4,04	2,55	3,52	2,49	2,51	2,94
Na_2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K_2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	100,50	99,05	99,57	101,32	100,41	100,72	100,26

Échantillon MS-2

Analyses	1	2	3	4	Moyenne
SiO_2	36,54	37,05	36,78	36,77	36,79
TiO_2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al_2O_3	21,03	21,46	21,07	21,04	21,15
Cr_2O_3	0,11	0,00	0,00	0,02	0,03
FeO	20,20	20,18	19,90	20,50	20,20
MnO	15,77	16,14	15,91	16,30	16,03
MgO	2,91	2,72	3,25	2,49	2,84
CaO	2,48	3,28	2,40	2,51	2,67
Na_2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K_2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	99,04	100,83	99,31	99,6s	99,70

Échantillon MS-3

Analyses	1	2	3	4	5	6	Moyenne
SiO_2	36,35	36,51	36,35	36,11	36,39	36,10	36,30
TiO_2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al_2O_3	21,11	21,15	21,15	20,85	21,02	20,93	21,04
Cr_2O_3	0,12	0,06	0,00	0,07	0,04	0,08	0,06
FeO	37,15	37,12	37,31	37,42	36,58	37,44	37,17
MnO	0,96	0,74	0,70	0,65	1,09	0,91	0,84
MgO	1,76	1,80	1,73	1,82	1,85	1,72	1,78
CaO	2,36	2,54	2,33	2,41	2,43	2,31	2,40
Na_2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K_2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	99,81	99,92	99,57	99,33	99,40	99,49	99,59

* Voir localisation de MS-1, MS-2 et MS-3 sur carte hors texte
** 1, 3 et 5 : partie centrale
2, 4 et 6 : bordure

Aucune étude géochimique n'a été effectuée sur ce lithotype. Pyke (1967) a émis l'hypothèse qu'il s'agissait d'un métagrauwacke, mais il serait aussi possible que le gneiss à hornblende-biotite soit une métarhyolite.

GABBRO (unité 3G)

On observe le gabbro à l'est du territoire, près du lac Blanc et à 1,5 kilomètre à l'est du lac des Laurentides. Les deux localités présentent des roches semblables, bien que la granulométrie du gabbro du lac Blanc soit plus grossière.

La roche est gris brunâtre en surface d'altération et montre en cassure environ 40% d'hypersthène et de diopside, des plagioclases et un peu de biotite et de quartz. La granulométrie, relativement fine en bordure, devient plus grossière (ordre du millimètre) vers le centre des intrusions.

DIORITE QUARTZIQUE (unité 2T)

Cette unité se retrouve au nord de la rivière Batiscan et à l'est du lac des Laurentides. La roche, grise en surface d'altération et en cassure, est bien foliée en bordure des

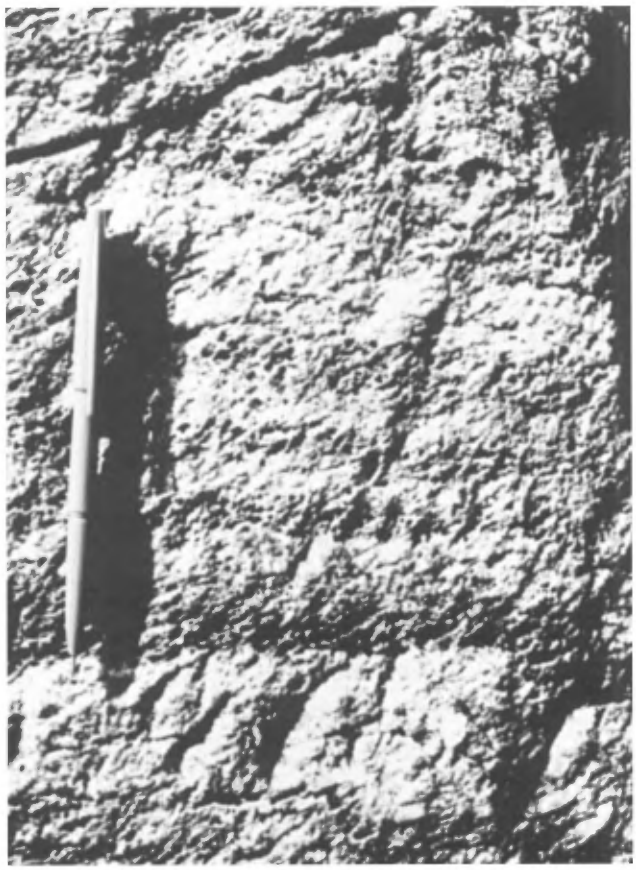


FIGURE 10 – Alternance de la composition du quartzite ; 1,5 km au nord du lac Sainte-Anne.

massifs et devient plus homogène vers le centre des intrusions.

La roche, finement grenue (1 mm), est constituée de 55% de plagioclases (andésine et oligoclase), 20% de quartz, 10% de biotite et 10% de hornblende. De plus, l'épidote, le microcline et la muscovite sont présents par endroits. Des alignements de quartz et de biotite montrent que les massifs se sont mis en place sous l'effet d'une certaine contrainte.

Le contact entre la diorite et les gneiss encaissants est franc. On peut observer des zones mylonitisées à l'est du lac Perreault.

GRANITE (unité 1G)

Ce type de roche se retrouve au SE de la carte (granite de Saint-Ubalde) et à l'est du lac des Laurentides.

La roche, de couleur rosâtre, est légèrement foliée quoiqu'à certaines localités, elle soit plutôt massive. La grosseur des grains est de l'ordre du millimètre. Les plagioclases (An_{30}) forment 25% de la roche tandis que les feldspaths potassiques sont présents dans une proportion de 40%. Le quartz (30%) et la biotite (5%) développent la foliation. D'autres minéraux sont aussi présents, ce sont, par ordre d'importance : la magnétite, la muscovite, le grenat et l'épidote.

Le granite de Saint-Ubalde s'est mis en place sous forme de filon-couche, sous le gneiss à biotite.

PEGMATITE (unité 1P)

Bien que les pegmatites ne soient pas très répandues dans la région étudiée, comparativement à d'autres régions de la province de Grenville, la portion SW du terrain renferme des masses assez étendues pour être cartographiées.

La roche varie de blanchâtre à rosâtre et est constituée de 55% de plagioclases, de 25% de quartz et de 20% de microcline. On note aussi de la biotite, de la muscovite, du grenat, de la tourmaline et de la magnétite. A certains endroits, les pegmatites recoupent les gneiss et résultent de la ségrégation métamorphique.

Hypothèse proposée sur le milieu de dépôt des roches supracrustales de la région

L'objet de cette section est de définir le type d'environnement qui a caractérisé le milieu de dépôt de Montauban. Selon nous, une zone de rift répond le mieux à la morphologie des composantes géologiques de la partie méridionale de la Province de Grenville (voir chapitre sur la géologie régionale). Une telle zone de tension caractérise aussi le type de minéralisation que l'on retrouve dans les roches supracrustales (voir chapitre sur la géologie économique).

La formation d'un rift est généralement expliquée par un amincissement marqué de la lithosphère (figure 11). Le graben du Rhin, qui présente beaucoup de similarité avec ceux de l'Afrique de l'Est, est localisé sur une zone où la croûte est amincie de plusieurs kilomètres (Perrodon, 1983). Cet amincissement de la lithosphère crée une zone de tension et de dislocation où la structure longue et étroite s'affaisse à des vitesses relativement rapides de l'ordre de 200 à 400 mètres par million d'années (Perrodon, op.cit.). La sédimentation est, à ce stade, très rapide et de courte durée (quelques millions d'années). À mesure que le rift évolue, la subsidence est de moins en moins importante et la sédimentation de plus en plus mature.

La période de « rifting » est toujours accompagnée d'activité volcanique, comme en témoignent les rifts de la mer Rouge ou de l'Éthiopie, qui sont le site d'un volcanisme de type tholéiitique (Juteau *et al.*, 1983). Les métabasaltes (amphibolites) de notre région traduisent la période d'effondrement et sont de type tholéiitique (Prabhu, 1981). Prabhu (op.cit.) a conclu cependant, à partir d'analyses de terres rares, que le magmatisme est de type « arcs insulaires ».

Malgré cela nous favorisons plutôt un magmatisme continental et ce, pour les raisons suivantes :

1. La compilation des compositions de tholéiites continentales montre des teneurs extrêmement variables en éléments de terres rares (Girod, 1978).
2. Le mécanisme de la distribution des terres rares dans l'espace et le temps n'est pas actuellement tout à fait compris.

3. L'immobilité des terres rares lors du métamorphisme ne fait pas l'unanimité chez les auteurs et leur utilisation dans l'interprétation de la pétrogénèse de basaltes métamorphiques est discutable (Hellman *et al.*, 1979).

L'activité volcanique a également produit des tufs dans la séquence stratigraphique de la région. Le métamorphisme a cependant oblitéré les différences morphologiques entre les tufs et les sédiments.

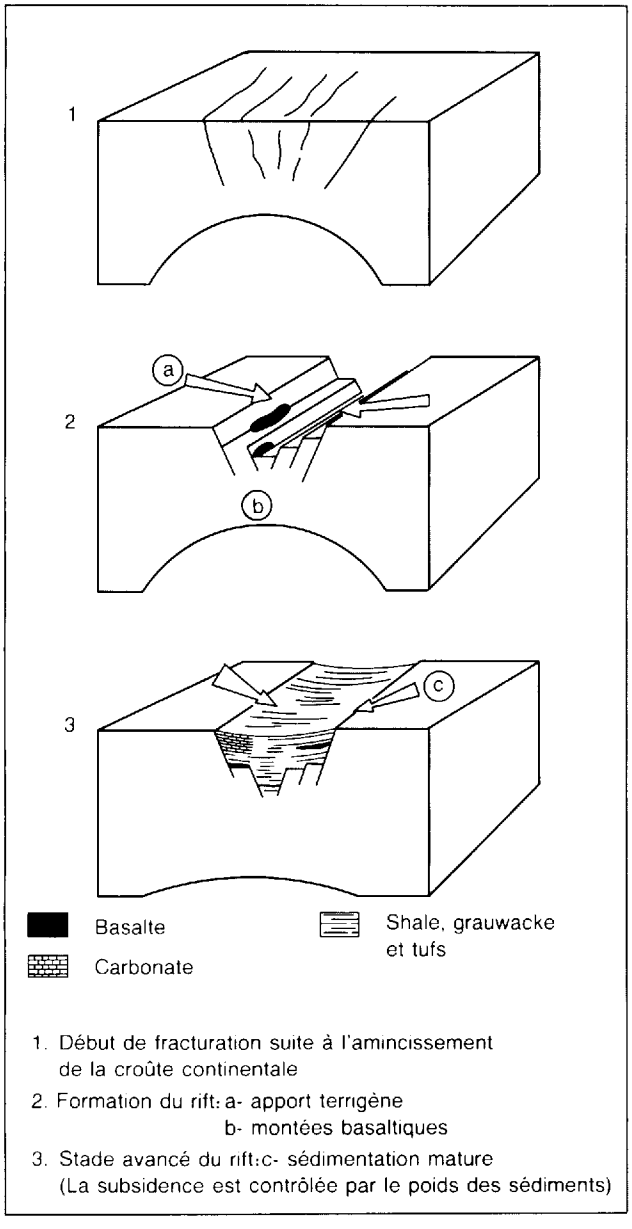


FIGURE 11 – Étapes de l'évolution d'un rift.

Au sud de la carte, l'étude de la géologie structurale est entravée par l'épaisseur considérable des dépôts quaternaires. Un levé de géophysique, effectué en 1979 par Muscocho Exploration Ltée, a été gracieusement mis à notre disposition par M.J.T. Flanagan et nous a aidé à synthétiser la géologie régionale. Les projections stéréographiques des foliations S_1 des sept domaines structuraux apparaissent sur les figures 12 et 13.

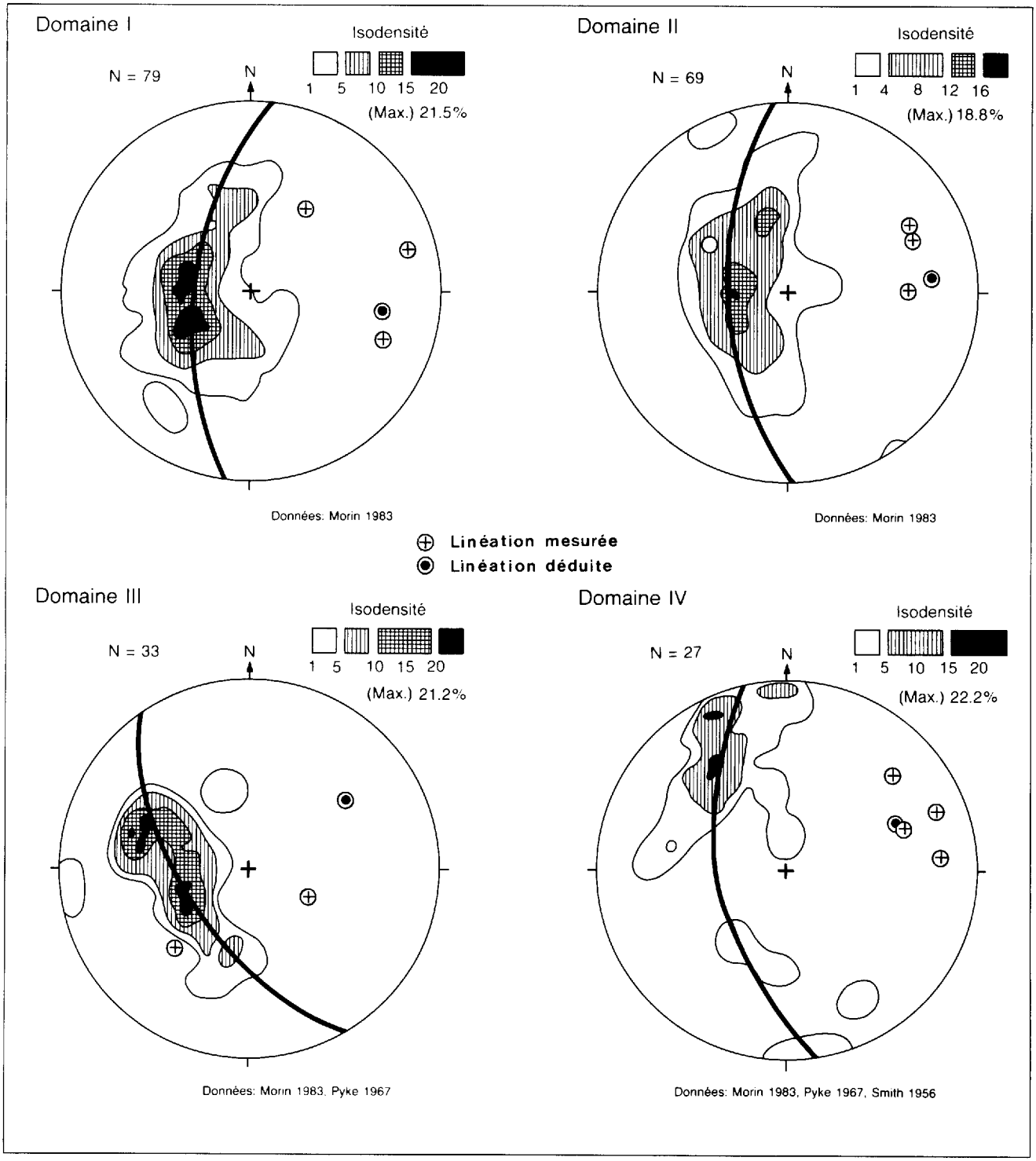


FIGURE 12 – Stéréogrammes montrant la densité de S_1 et les pôles des linéations pour les domaines structuraux I à IV (carte hors texte).

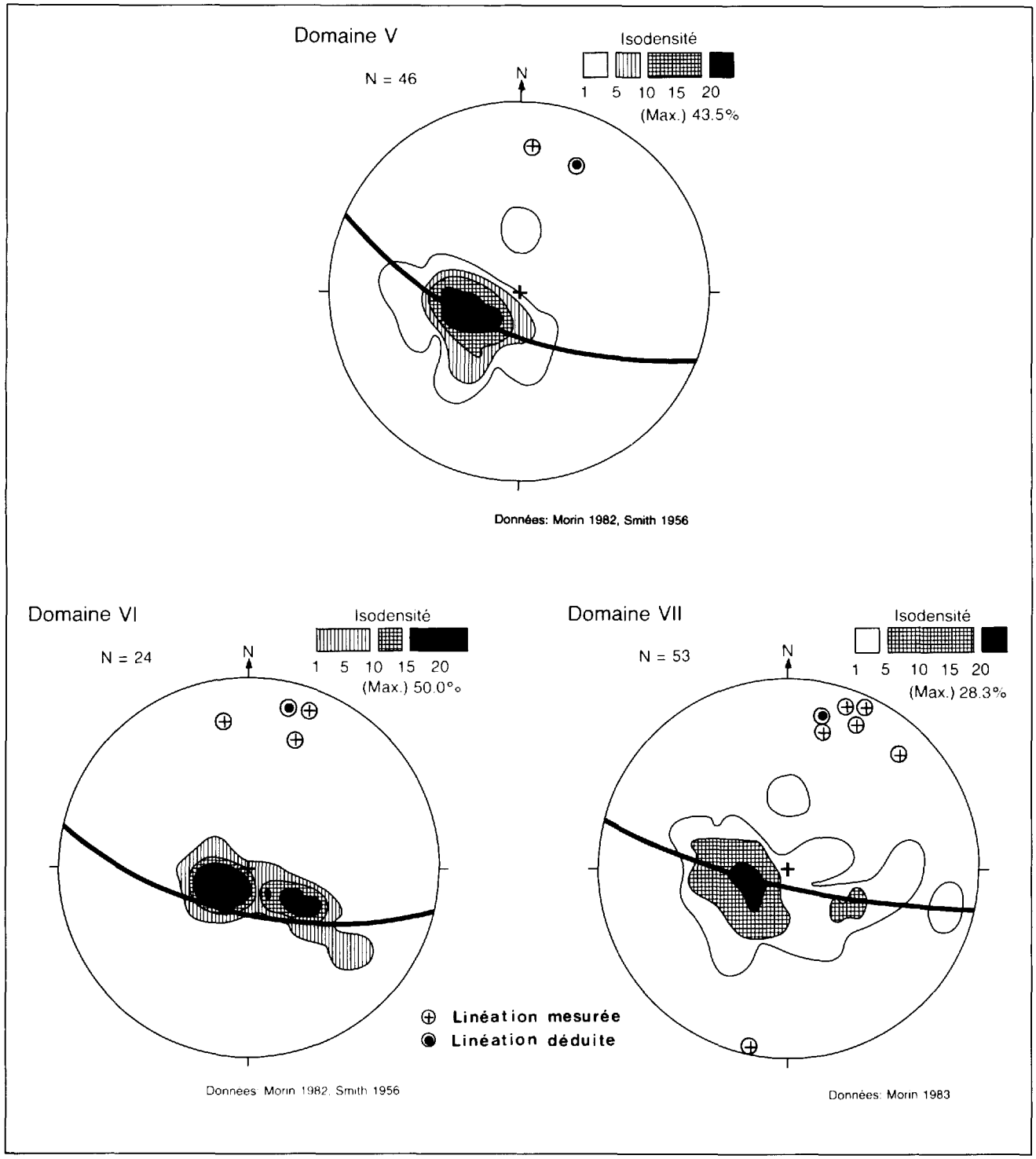


FIGURE 13 – Stéréogrammes montrant la densité de S_1 et les pôles des linéations pour les domaines structuraux V à VII (carte hors texte).

Éléments structuraux

La schistosité S_1 s'est développée par l'alignement de différents minéraux comme les micas, le quartz ou l'amphibole. Cette schistosité ou foliation se confond généralement avec le litage et ce, à l'échelle de la lame mince aussi bien qu'à celle de l'affleurement.

La schistosité S_2 semble se développer seulement dans les charnières de plis de deuxième génération. Cette schistosité est soulignée par une crénulation développée par les micas (figure 14). Le nombre de localités où la présence de cette deuxième schistosité a été observée est cependant limité.



FIGURE 14 – Crénulations développées par les micas dans le gneiss à biotite ; 3 km à l'ouest du village de Saint-Ubalde.

Les linéations sont également soulignées par l'allongement préférentiel de certains minéraux comme l'amphibole et la sillimanite. Ces minéraux, formés probablement lors de la première phase de déformation, ont été réorientés lors de la deuxième phase.

Les linéations d'axes de plis mineurs ont aussi été répertoriées lors des travaux de terrain.

Compétence relative des roches

Les types de roches de notre région ont réagi de façon différente aux déformations qu'elles ont subies. Les niveaux de quartzite ont eu tendance à former des boudins et à se transposer en réponse au stress. L'amphibolite a réagi d'une façon analogue et ce, même à grande échelle ; c'est le cas de la crête localisée à l'ouest de la mine de Montauban qui forme un « mégaboudin ». Les laves coussinées, localisées au centre du mégaboudin, sont effectivement moins applaties que celles qui sont présentes près de la route 363.

Les gneiss à biotite, moins compétents, ont épousé les contours des niveaux plus compétents et les roches calcosilicatées très incompétentes ont eu tendance à s'injecter dans les charnières de plis.

Critères de polarité

Pyke (1967) a déduit, à partir de laves coussinées, une polarité pour la séquence stratigraphique de la région de Montauban. Nous avons décapé de grandes surfaces d'affleurements pour vérifier la valeur statistique de l'observation de Pyke. Il en ressort que sur de grandes surfaces, il est difficile de déduire une polarité constante. À cause de la déformation, les pédoncules n'ont aucune orientation préférentielle.

Nous avons cependant observé le granoclassement dans le quartzite (figure 10). Sangster (communication personnelle) a relevé le même type de critère de polarité dans la région de Broken-Hill en Australie, dans des roches similaires aux nôtres. Sur la figure 10, on constate que chaque lit possède, à sa base, une proportion très élevée de quartz qui tronque le lit précédent. Au-dessus de cet horizon, les grenats et les micas (qui reflètent un milieu plus argileux) atteignent de plus fortes proportions. La même figure nous montre les niveaux attribués à la précipitation chimique (chert) par rapport à ceux associés à la sédimentation détritique.

Plis

La *première phase de plissement* (P_1) est représentée par des plis isoclinaux. A cause du cisaillement et de la transposition, les plis sont rarement observés. Nous avons cependant remarqué à certains endroits des plis très serrés qui originent de la première phase (figure 15). Cette phase, très importante, engendre une foliation (S_1) qui est parallèle au litage, sauf dans les nez de plis (P_1).

La *deuxième phase de plissement* (P_2) a généré des plis généralement plus ouverts, d'une longueur d'onde de l'ordre du kilomètre. Mises à part les zones de charnière, nous n'avons pas remarqué le développement d'une schistosité (S_2) à l'échelle régionale.

La superposition de ces deux phases de déformation donne, à petite et grande échelle, des plis en crochet. Les deux périodes de plissement devaient donc être coaxiales, soit de direction EW, pour engendrer un tel patron d'interférence.

La *troisième phase de déformations* (P_3)est probablement causée par l'intrusion des diorites et des granites, à la fin du métamorphisme. Cette phase, peu importante, a provoqué le déversement et la réorientation des structures antérieures.

STRUCTURES DE PREMIÈRE PHASE

Même si la rareté des affleurements limite la compréhension des phénomènes structuraux, il nous a été possible de bien observer les effets de cette déformation à certains endroits.

Près du lac aux Sables, à l'extrémité SE du domaine II, (carte hors texte), le contrôle géologique, donné à cet endroit par l'amphibolite, nous permet d'envisager la pré-

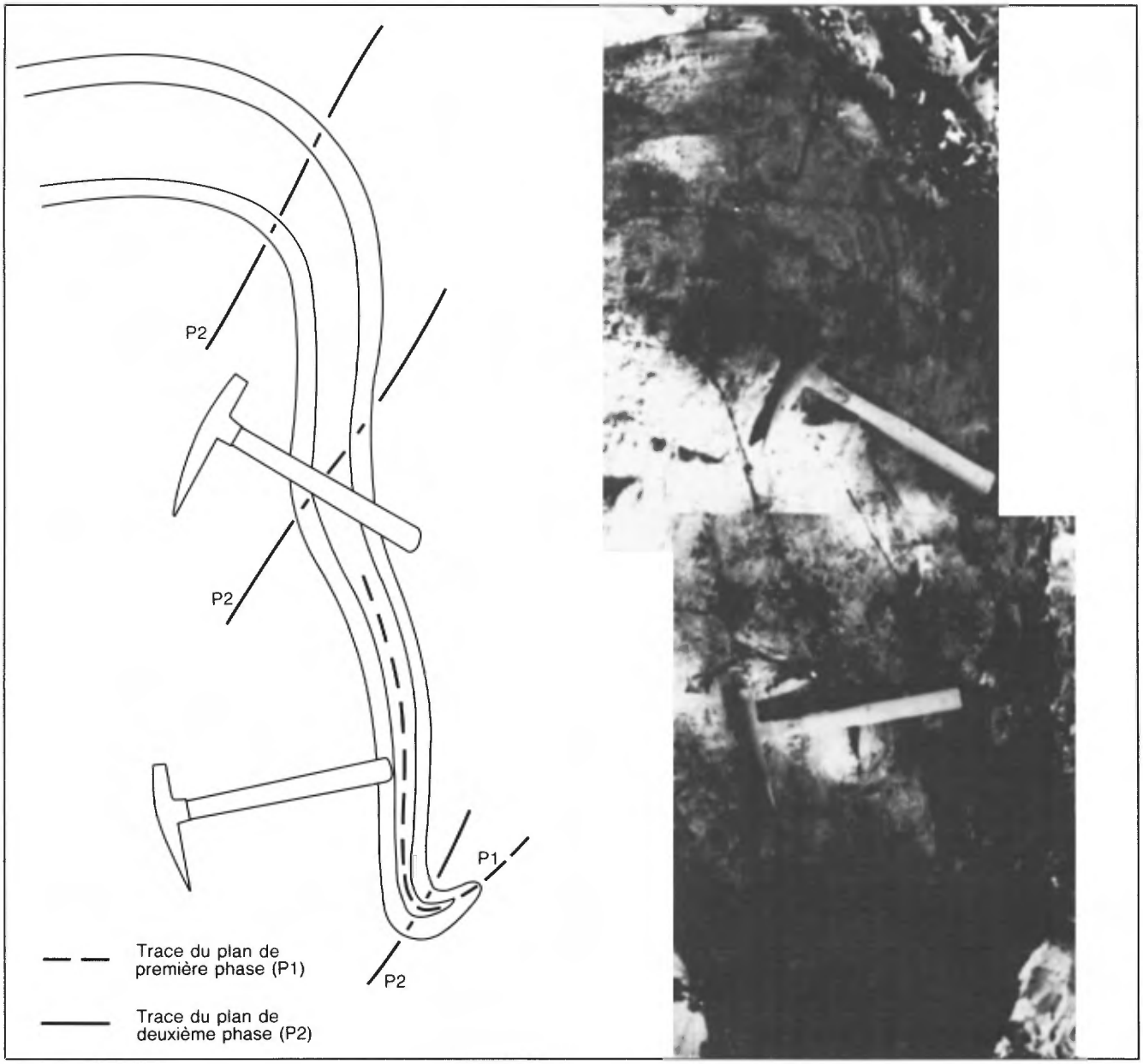


FIGURE 15 – Pli en crochet résultant de la superposition des plis P_2 sur un pli isoclinal P_1 ; 3 km à l'ouest du village de Saint-Ubalde.

sence d'un pli isoclinal replissé. Le manque de données structurales nous a cependant incité à ne pas définir un domaine particulier pour cette structure. L'indice du lac aux Sables est localisé dans la charnière d'un pli de première phase, très serré (figure 34 page 31) et du même type que le pli formé par l'amphibolite.

A l'est de la diorite (2T), à trois kilomètres au nord du gisement de Montauban (domaine III, carte hors texte), l'amphibolite forme une structure qui est très serrée. L'axe de l'antiforme a une direction N 55° E et un plongement de 28° (figure 12). Les deux flancs du pli deviennent rapidement parallèles hors de la charnière et s'éloignent l'un de l'autre à quelques kilomètres au sud.

Le domaine IV (figure 12) met en évidence la charnière d'un pli isoclinal dont l'axe synforme a une direction N 78° E et un plongement de 27°. La limite SW du quartzite indique le nez du synforme. Il est possible que cette structure, pincée entre deux intrusions, ait été plus ouverte avant leur mise en place. Il est cependant plus cohérent d'inclure ce pli dans les structures de première phase pour respecter le style tectonique observé à petite échelle.

Le gisement de Montauban (domaine V) pourrait également être localisé à l'intérieur d'une structure de première phase. Cette éventualité sera discutée à la section traitant de la structure de la zone minéralisée (chapitre de la géologie économique).

STRUCTURES DE DEUXIÈME PHASE

Sur sa carte, Smith (1956) a mis en évidence un synforme dans les gneiss qui affleurent juste à l'est du lac Sainte-Anne. Ce pli, que nous avons englobé dans le do-

maine VI, a une direction N 15° E et un plongement de 10° (figure 13). Cette structure plus ouverte origine d'une deuxième période de déformation. Les plis isoclinaux de première phase s'enroulent donc autour des axes de deuxième génération pour former des plis en crochets (figures 15 et 16).

Une structure très similaire est localisée à l'ouest du village de Saint-Ubalde (domaine VII). Le synforme, d'une longueur d'onde d'environ 1 kilomètre, a une direction de N 13° E et un plongement de 11°. Le flanc ouest de la structure se divise en deux horizons. Il s'agit à nouveau de la manifestation du patron d'interférence engendré par les deux phases de plissement. Le quartzite trace un pli isoclinal formant un crochet autour de l'axe de deuxième phase.

Nous avons reconnu, au NW du lac aux Sables, des structures appartenant à la deuxième phase de plissement (domaine I). Un antiforme de direction N 100° E avec un axe à 23° est suivi, au SW, d'un synforme (domaine II) dont la direction de l'axe est N 87° E avec un plongement à 23° (figure 12). Un bloc diagramme (figure 17) schématise le style tectonique de ces deux domaines. On y remarque la superposition, au sud, des deux phases de plissements.

STRUCTURES DE TROISIÈME PHASE

Il est intéressant de noter que les domaines I et II ont subi une influence marquée de la troisième phase de déformation. Les axes de plis sont effectivement réorientés et leur direction E-W diffère de celles des structures plus au sud qui sont plutôt N-S (p. ex. domaines V et VII). Cette réorientation est due à la mise en place d'un granite immédiatement au nord de cette région. De plus, l'antiforme du domaine I est déversé vers le SW. Cette caractéristique ne se retrouve pas au sud (domaine II), où le pli est plutôt droit (figure 17).

A la limite est de la carte, les diorites agissent sensiblement de la même façon. Cependant, la mise en place de l'intrusion étant parallèle au grain tectonique préexistant dans cette région, les réorientations sont mineures. Les foliations déversées épousent les bordures des massifs, sans vraiment être réorientées comme au NW du lac aux Sables.

Métamorphisme

Les roches de la région de Montauban ont été métamorphisées jusqu'au faciès almandin des amphibolites. L'assemblage que l'on rencontre le plus souvent dans les gneiss à biotite (quartz-plagioclase-feldspath potassique-biotite ± grenat) est compatible avec ce faciès métamorphique. Comme Pyke (1966) et Seymour (1975), nous n'avons pas observé de kyanite dans nos lames minces. Le sous faciès de la sillimanite précise le degré de métamorphisme de la région.

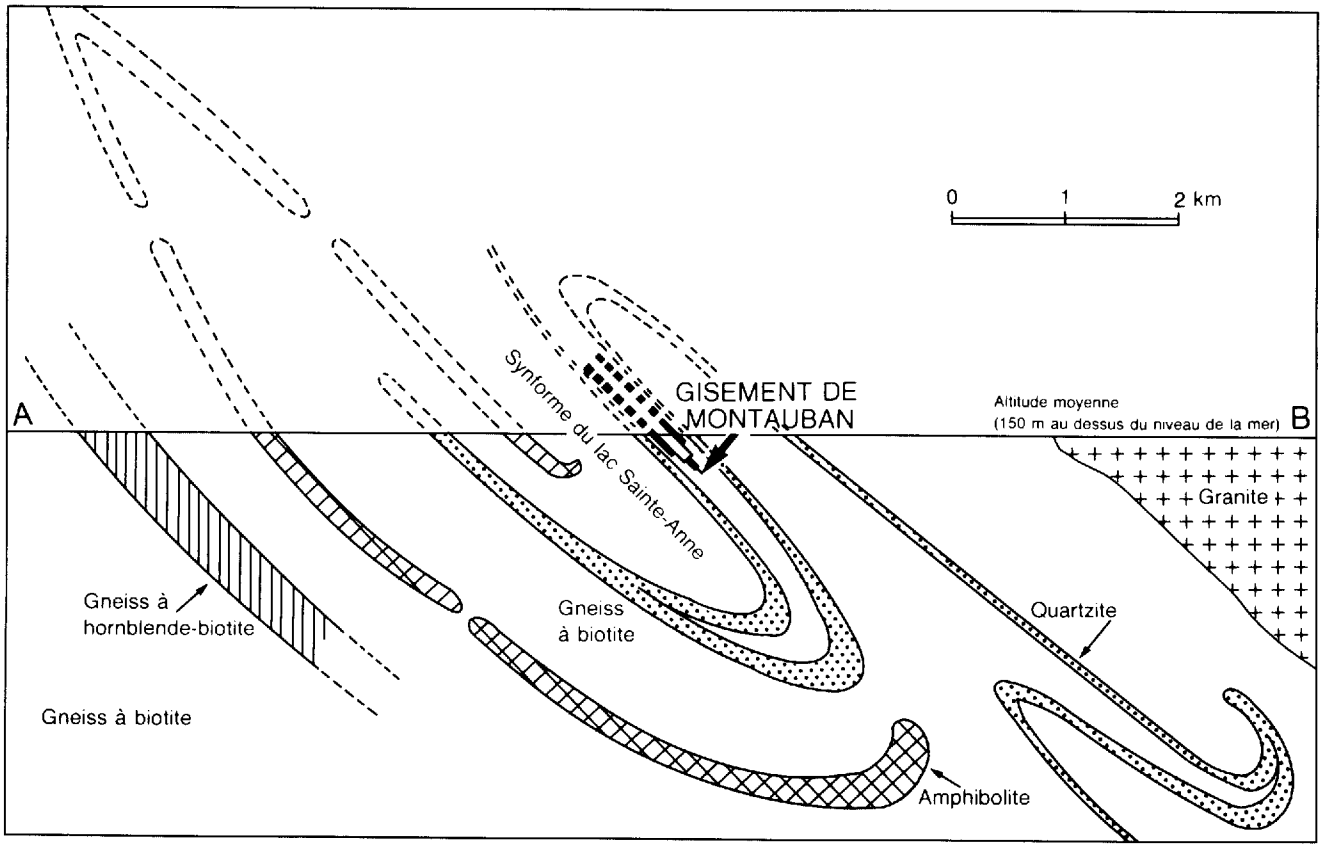


FIGURE 16 – Coupe structurale A-B à la hauteur du gisement de Montauban (voir localisation sur carte hors texte).

Seymour (1975) a mesuré une proportion de 15,4% de fer dans la sphalérite provenant d'échantillons du gisement de Montauban. Le géobaromètre de la sphalérite indiquerait, selon l'auteur, une pression située entre 3,5 et 4,5 kb. Seymour (op.cit.) a aussi analysé les différents assemblages de silicates que l'on retrouve à proximité du gîte de Montauban ; une température d'environ 650 °C a affecté, selon cette dernière, les roches de notre district.

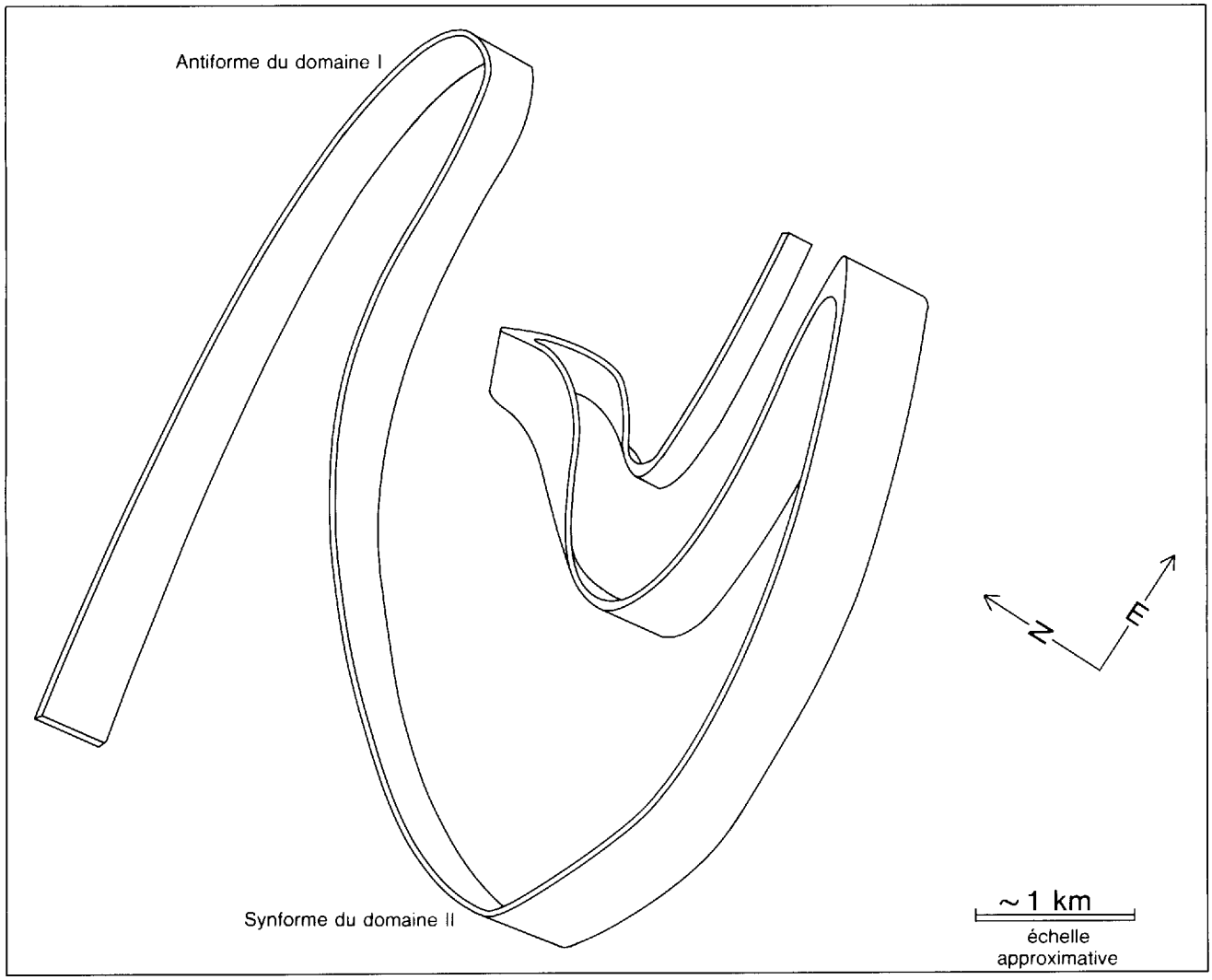


FIGURE 17 – Bloc diagramme des domaines structuraux I et II.

Nous traiterons dans cette section des caractéristiques gîtologiques (contexte géologique, épontes, géologie structurale) de tous les sites minéralisés de la région de Montauban. Les informations proviennent des rapports statutaires des sociétés minières et des observations que nous avons effectuées sur le terrain et en lames minces. Chaque secteur minéralisé décrit dans cette section est localisé sur la carte géologique (hors texte). Un résumé des caractéristiques des zones et indices minéralisés de la région de Montauban est présenté à l'annexe 3.

Mine de Montauban

HISTORIQUE DES TRAVAUX MINIERS

Nous avons retracé, à partir des rapports statutaires et des différents rapports géologiques, l'historique de la mine de Montauban.

Le gisement plombo-zincifère a été découvert près du village de Montauban, en 1910, dans le lot 39 du rang I, par Elzéar Gauthier, prospecteur de la région. Les droits miniers ont été transférés à Pierre Tétrault en 1911. Les travaux de mise en valeur ont débuté en 1912 et un petit atelier de traitement a été construit au sud de la route qui rejoint le village. La « Weedon Mining Company » a acquis les droits miniers en 1914 et améliora l'usine de Tétrault. Par la suite, l'exploitation de la mine est relancée par la « Zinc Company Ltd. ». Une usine de production d'oxyde de zinc est installée près de la voie ferrée à Notre-Dame-des-Anges et un nouvel atelier de traitement est construit à la mine. Le bail minier expirant en 1921, la mine cessa ses activités et les droits miniers furent repris par la succession Tétrault, qui continua des travaux dans la mine jusqu'en 1924.

Par la suite, c'est la « British Metal Corporation » qui fit l'exploitation jusqu'en 1929, après avoir installé un nouvel atelier. Durant la crise, la succession Tétrault a tenté sans succès d'opérer la mine. Celle-ci n'a été remise en opération qu'en 1935 pour deux autres années.

C'est pendant la deuxième guerre mondiale, alors que les besoins en métaux étaient cruciaux que la « War Time Metals Corporation » a optionné et exploité le gisement qui appartenait, à ce moment-là, à la « Siscoe Metals » ; l'exploitation a duré 2 ans, entre 1942 et 1944.

En 1949, James Boylen a acheté la propriété et a opéré sous le nom d'« Anacon Lead Mines » jusqu'en 1956. Durant cette période, d'importantes campagnes de forage ont mené à la découverte d'autres minéralisations zincifères à plus grande profondeur. On a découvert la présence de trois lentilles aurifères au nord de la propriété (Cornwall, 1952). Cependant, le prix de l'or étant à 35$/once, il n'était pas rentable de convertir l'usine de flottation en une unité de cyanurisation. Durant cette période, la « United Montauban Mines » a exploité une autre lentille zincifère, toujours sur le même horizon, mais cette fois au nord de la propriété d'« Anacon ». Après l'extraction de 100 000 tonnes de minerai, la baisse du prix du zinc a amené la suspension des travaux.

La « Ghislau Mining Corporation » a acquis les droits miniers d'« Anacon Lead Mines » en 1956 et a entrepris une campagne de forage pour explorer la zone aurifère vers le nord. Les travaux se sont poursuivis jusqu'en 1965 et la plupart des installations ont été démantelées en 1966.

Les droits miniers de la propriété « Anacon » expirant en 1972, un permis fut accordé à Marcel Poulin. En 1974, la « Muscocho Explorations ltée » a acquis les droits de cette portion du gisement. Cette compagnie ayant également obtenu les droits de la « Satellite Metal Mines Ltd. » (ancienne propriété de « United Montauban Mines »), contrôle maintenant tout le gisement de Montauban.

Suite à ces acquisitions, Muscocho Explorations ltée a effectué des levées géophysiques (EM-MAG) et une campagne de 21 sondages dans la zone aurifère. En juin 1978, la compagnie a conclu une entente avec la SOQUEM et une nouvelle campagne de forages a été entreprise de manière a préciser les teneurs et les tonnages établis en 1975. Un portail et quelques rampes ont aussi été foncés. A l'été 1981, la SOQUEM s'est dissociée du consortium, jugeant le gisement aurifère subéconomique.

En 1982, la « Muscocho Explorations ltée » décida d'implanter une usine de traitement et des ententes conclues avec la « Mining Corporation of Canada » permirent l'installation d'un atelier de traitement modulaire. L'usine, d'une capacité de 250 tonnes par jour, utilise un procédé de cyanuration qui permet une récupération de 95% de l'or. Les travaux de construction étant complétés, l'exploitation a débuté au printemps 1983 et le premier lingot d'or a été coulé le 16 juin 1983.

CARACTÉRISTIQUES EXTERNES DE LA MINÉRALISATION

Plusieurs lithologies entourent ou contiennent le gisement de Montauban (figure 18). Nous traiterons également, dans cette section, des roches stériles qui avoisinent le gîte.

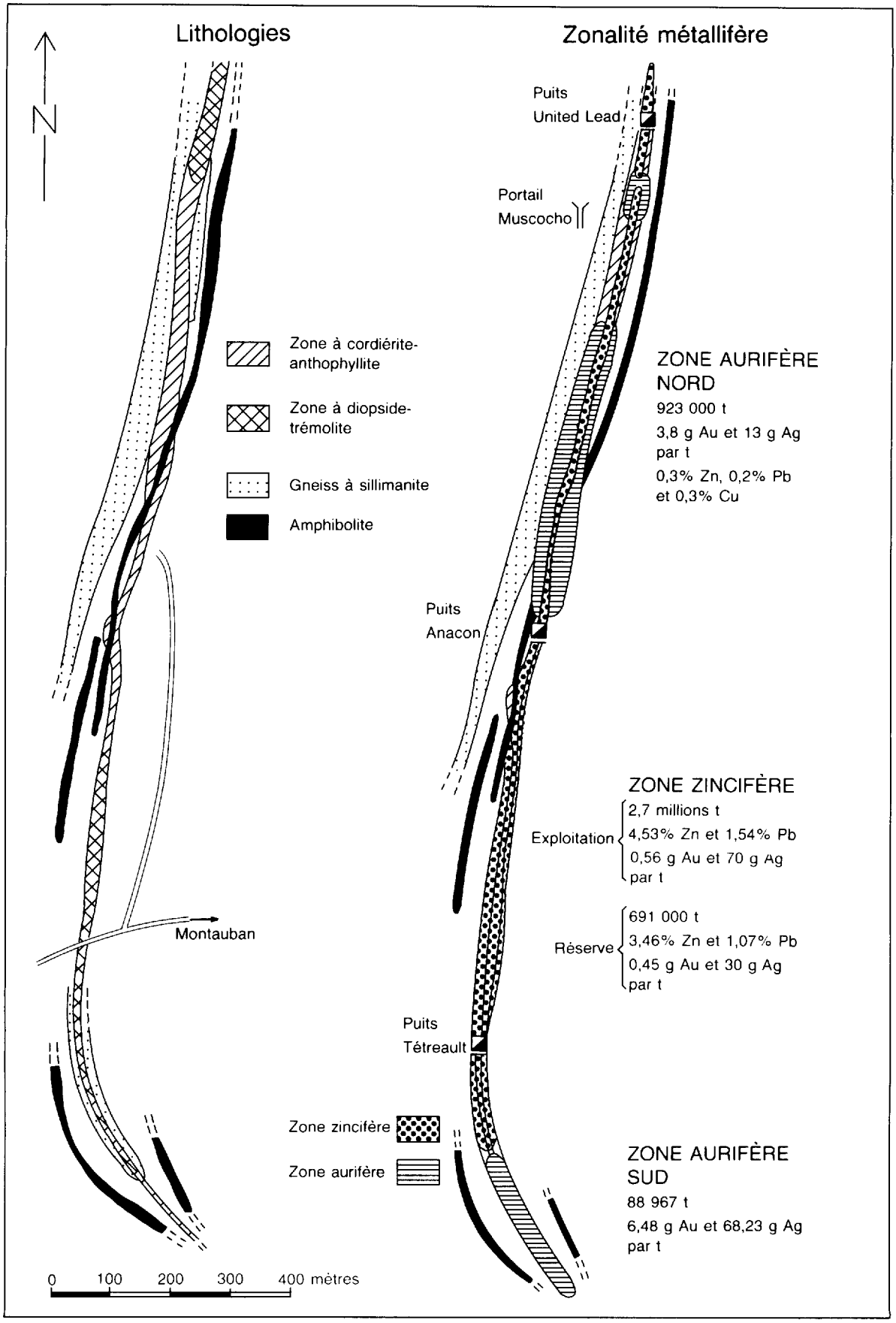


FIGURE 18 – Vue en plan du gisement de Montauban. Modifié d'O'Neil et Osborne (1939).

L'horizon métallifère est encaissé dans le gneiss à biotite (M7qb) qui se trouve partout dans la région. La roche, à l'ouest du gisement, est cependant plus siliceuse. La route qui rejoint Montauban nous offre une excellente coupe de ce gneiss à biotite siliceux. On y remarque, outre des proportions très élevées de quartz (65%), de la biotite, des feldspaths, de la muscovite et quelques passées de carbonates. Cette coupe constitue le seul endroit où nous avons observé des carbonates hors des sites minéralisés.

A l'est du gisement, les pegmatites constituent une proportion importante de la roche et le gneiss à biotite y a subi les effets de la ségrégation métamorphique (figure 6).

Un niveau d'amphibolite suit l'horizon métallifère. Sa largeur est d'au maximum une quinzaine de mètres. La disposition des minéraux leucocrates et mélanocrates lui donne un aspect poivre et sel. Il renferme environ 50% de hornblende, 40% de plagioclase (An_{25} — An_{45}), du quartz et du grenat. La granulométrie, fine près des contacts avec les autres roches, est généralement de l'ordre du millimètre. Nous avons cependant observé des grenats de un centimètre de diamètre. Cette roche s'est probablement mise en place sous forme de filon-couche subconcordant dans des zones de tension. En effet, il semble exister un angle léger entre le litage dans le gneiss à biotite et l'orientation de l'amphibolite. Smith (1956) rapporte que le niveau d'amphibolite recoupe la minéralisation sous terre. Des études géophysiques (MAG-résistivité) effectuées par Courtois et Cie en 1932 confirment ces observations.

Prabhu (1981) a démontré la parenté magmatique entre les amphibolites plus à l'ouest et les filons-couches présents à la mine.

Un niveau de roche à sillimanite est aussi présent près de l'horizon métallifère. Sa largeur, maximale au nord du gisement (environ 10 mètres), est réduite à un mètre au sud de la route de Montauban. Dans la portion nord du gisement, la roche est présente de part et d'autre de l'horizon métallifère. Vers la partie centrale, nous ne l'avons observée qu'à l'ouest. Au sud, quelques horizons minces ont été notés à l'ouest et Wilson (1939) a rapporté la présence d'une telle roche à l'est du gisement.

La roche à sillimanite est présente surtout dans la portion nord du gisement où elle l'enveloppe. Ce faciès se compose d'environ 60% de quartz, de 10 à 15% de plagioclases (An_{25}), de 10 à 15% de biotite et jusqu'à 10% de sillimanite et de la muscovite. La sillimanite forme des agrégats fibreux, d'un blanc laiteux (fibrolite). Les cristaux peuvent atteindre quatre ou cinq centimètres de longueur par un centimètre de largeur (figure 19) ; leur allongement est NS et ils sont subhorizontaux. En lame mince, on remarque une quantité importante de quartz et d'amas fibreux de sillimanite dans une pâte quartzeuse (figure 20).



FIGURE 19 – Roche à agrégats de sillimanite ; mine de Montauban, à l'intérieur de la zone à cordiérite-anthophyllite.

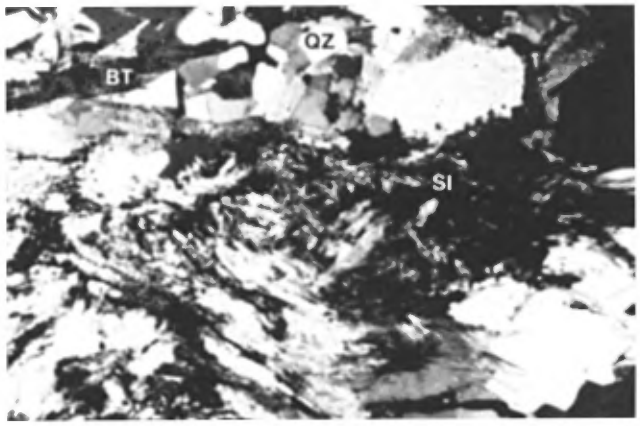


FIGURE 20 – Lame-mince provenant de la roche à agrégats de sillimanite ; mine de Montauban, zone à cordiérite-anthophyllite. (Qz : quartz ; Si : sillimanite ; Bt : biotite). Lumière transmise, nicols croisés (X10).

CARACTÉRISTIQUES INTERNES DE LA MINÉRALISATION

Il y a deux types de roche hôte le long de l'horizon métallifère de la mine de Montauban. Ces deux lithologies semblent être situées le long du même niveau stratigraphique. Ainsi, la partie centrale (zone zincifère) du gisement est constituée d'un gneiss à biotite contenant de la cordiérite, de l'anthophyllite, du grenat, de la gahnite et de la tourmaline. Au nord et au sud de ce gneiss, on retrouve une roche à diopside-trémolite (figure 18).

Roche hôte à diopside-trémolite

C'est de cette portion du gisement qu'on a retiré, de 1911 à 1965, la plupart des 2,7 millions de tonnes métriques de minerai, titrant 4,5% Zn, 1,5% Pb, 0,56 g/t d'or et 70 g/t d'argent (figure 21). Le niveau à diopside- trémolite, concordant avec la roche encaissante, a une longueur de un kilomètre et une largeur maximale de 30 mètres au sud de la zone à cordiérite-anthophyllite (figure 18). Sa direction généralement N-S passe à NW dans la

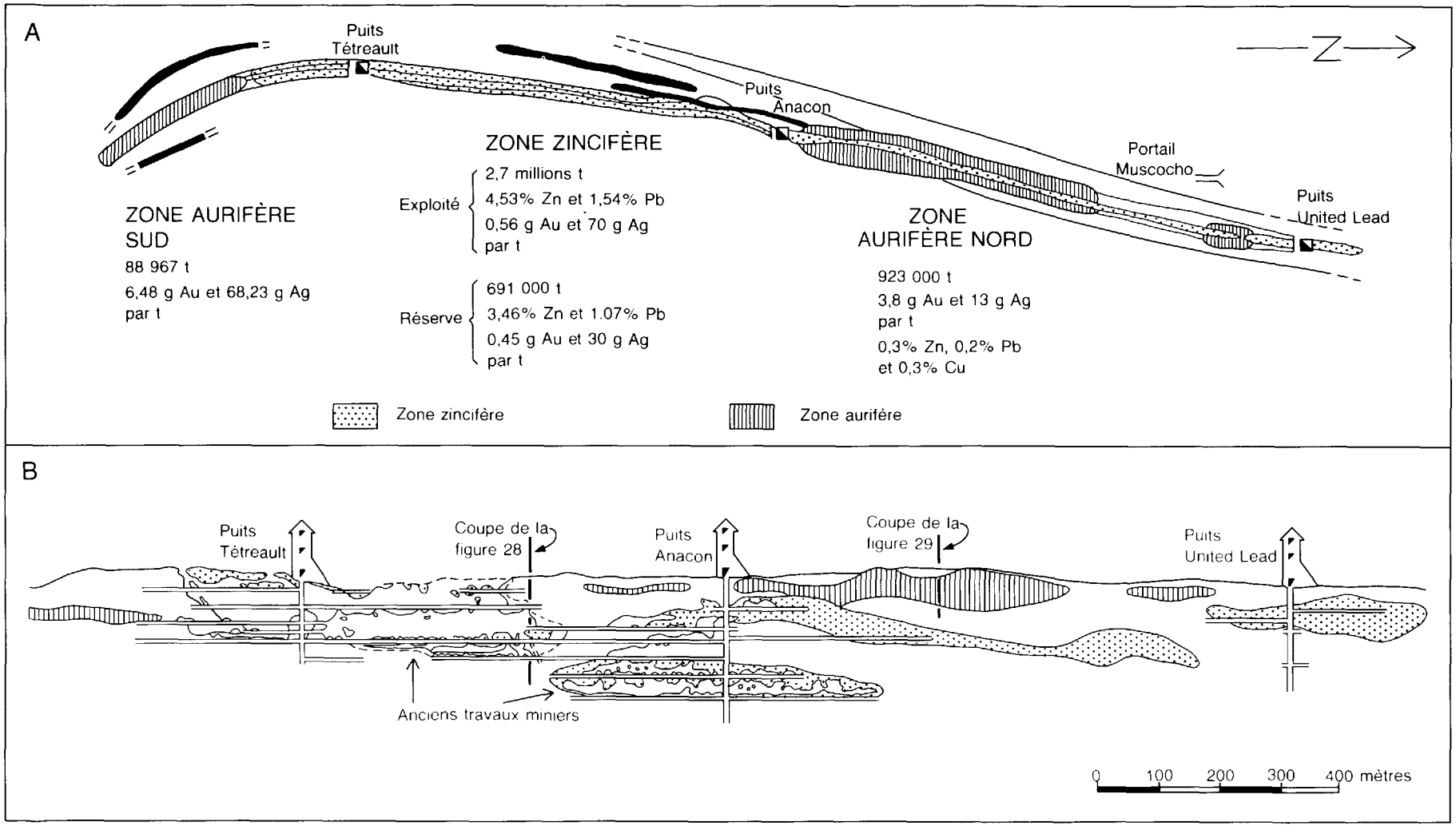


FIGURE 21 – Zonalité métallifère à la mine de Montauban. A – Vue en plan. B – Vue en coupe longitudinale ; modifié de Cornwall (1952).

partie méridionale du gisement et le pendage est abrupt (environ 60°) vers l'est. On retrouve aussi un niveau à diopside-trémolite au nord de la zone à cordiérite- anthophyllite (figure 18). Ce niveau a une longueur d'environ 350 mètres et un pendage de 40 à 60°E. C'est cette portion du gisement que la « United Montauban Mines » a exploitée dans les années cinquante. Elle en a extrait moins de 100 000 tonnes de minerai.

La roche, verdâtre en surface d'altération, présente une granulométrie variable. La trémolite, brunâtre, est plus abondante que le diopside. Elle forme, en quelques endroits, jusqu'à 60% de la roche. Les cristaux, longs et étroits, peuvent atteindre plus de 30 centimètres de longueur. Le diopside, de couleur blanche ou verdâtre, se présente le plus souvent en petits cristaux visibles en lame mince seulement. Généralement, la dimension des grains est moyenne et ce minéral forme la « pâte » interstitielle autour de la trémolite.

Dans certaines lames minces, nous avons observé des quantités importantes de dolomite. Quelques cristaux de diopside y sont présents. La déficience en silice à ces endroits a probablement limité la réaction entre le quartz et la dolomite.

Nous avons noté la présence de calcite, en horizons minces et allongés, suivant le plan de foliation. Pendant l'exploitation, des quantités notables de calcite ont été observées ; on leur a donné le nom de « fireite » dû à la couleur rouge phosphorescente que la roche prend sous le choc du marteau.

Les minéraux suivants sont aussi présents dans la zone de roche à diopside-trémolite et quelques-uns de ceux-ci ont été observés par nos prédécesseurs : la biotite, la phlogopite, la chlorite, l'anorthite, la zoïsite, la scapolite (nous l'avons observé du côté est, à l'extrémité sud du gisement), la wilsonite, le talc, la tourmaline, l'hisingérite, le sphène, le zircon, l'apatite, le quartz et la breunnérite (Wilson, 1939). Les sulfures observés sont, par ordre d'importance : la sphalérite, la galène, la pyrrhotine, la pyrite et la chalcopyrite. Les éléments natifs et minéraux métalliques suivants ont également été répertoriés : l'électrum, l'argent natif, la molybdénite et l'arsénopyrite (O'Neil & Osborne, 1939).

Les textures des sulfures témoignent du métamorphisme et de la déformation qu'a subi le minerai. La dimension des grains de sulfures est de l'ordre du millimètre, suite à la recristallisation métamorphique. Les sections polies qui contiennent une forte proportion de sphalérite montrent aussi des jonctions triples à 120°, résultant du nouvel équilibre atteint. La galène, en plus de tracer des « kinks bands », a tendance à fluer entre les autres constituants, sous l'effet du stress (figure 22).

Une zone aurifère est aussi présente dans cette section-sud du gisement (figure 18). Trois lentilles minéralisées y ont été délimitées par les forages des compagnies « Anacon Lead Mines Ltd. » et « Ghislau Mining Ltd. ». L'or se retrouve en continuité avec la zone zincifère dans un

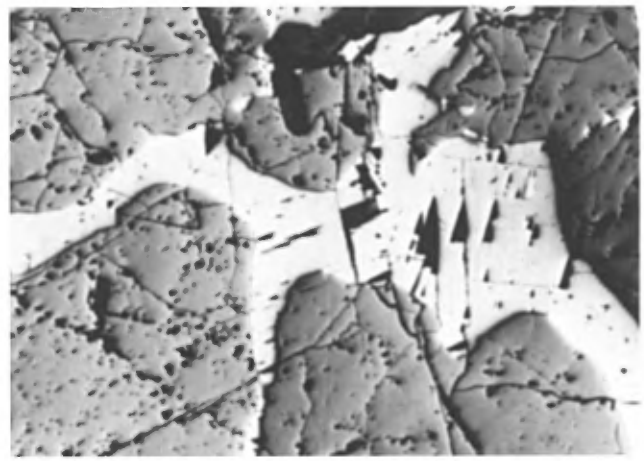


FIGURE 22 – Fluage de la galène (gris pâle) entre les cristaux de sphalérite (gris foncé) ; lumière réfléchie (X10) ; gisement de Montauban, zone aurifère nord.

gneiss enrichi en séricite. Les évaluations de « Muscocho Explorations ltée » ont donné un tonnage d'environ 90 000 tonnes métriques titrant en moyenne 6,5 g/t Au et 68,2 g/t Ag (Flanagan, 1983).

Les réserves zincifères de la zone à diopside-trémolite s'élèvent à 691 000 tonnes métriques titrant 3,46% Zn, 1,07% Pb, 0,45 g/t Au et 30 g/t Ag.

Roche hôte à cordiérite-anthophyllite

Cette portion du gisement, appelée « zone aurifère nord » de Montauban (figures 18 et 21), est actuellement exploitée pour l'or (automne 1985). Les réserves, estimées en 1982 par Muscocho Explorations ltée, sont de 923 000 t de minerai titrant 3,8 g/t Au, 13 g/t Ag, 0,3% Zn, 0,2% Pb et 0,3% Cu.

La zone, d'une longueur de 600 mètres, est constituée de trois lentilles minéralisées. Leur position, à moins de 65 mètres de profondeur, permet l'exploitation par une rampe inclinée et des travers-bancs regroupés en trois niveaux (figure 23).

La roche gris clair est un gneiss à biotite très siliceux pouvant contenir de la cordiérite, de l'anthophyllite, du grenat, de la tourmaline et de la gahnite ; l'anthophyllite forme, à quelques endroits, 80% de la roche. Ce minéral fibreux confère alors à la roche une texture nématoblastique. La granulométrie est en général de l'ordre du millimètre.

La zone est encaissée dans un gneiss à sillimanite qui est présent de part et d'autre du niveau minéralisé. Le contact entre ces deux roches semble transitionnel.

En lame mince, on note l'altération importante qu'a subie la cordiérite ; en fait, le minéral est pseudomorphosé en fines paillettes de pinnite (figure 24). L'anthophyllite, en baguettes allongées, est généralement associée à la cordiérite (figure 25). La présence de gahnite (figure 26) témoigne de la réaction métamorphique entre

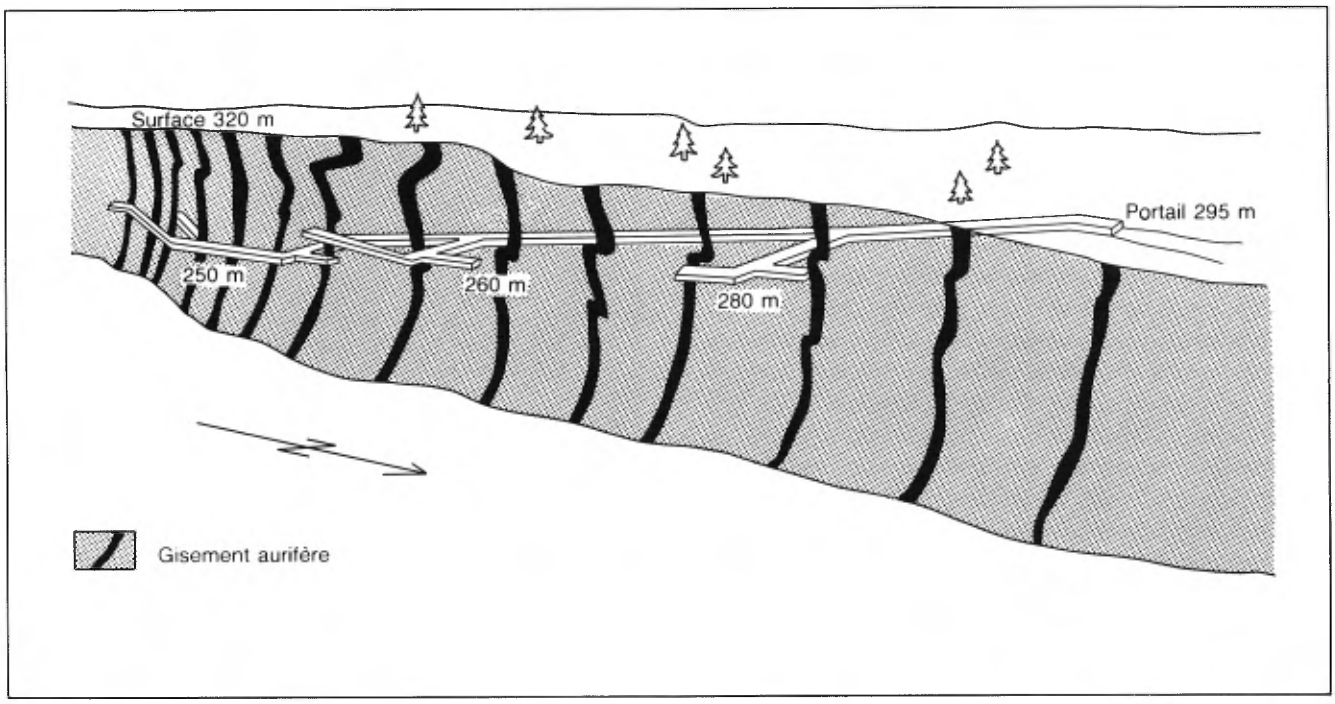


FIGURE 23 – Plan des trois niveaux d'exploitation de la zone aurifère nord de la mine de Montauban. Tiré de Flanagan (1983).

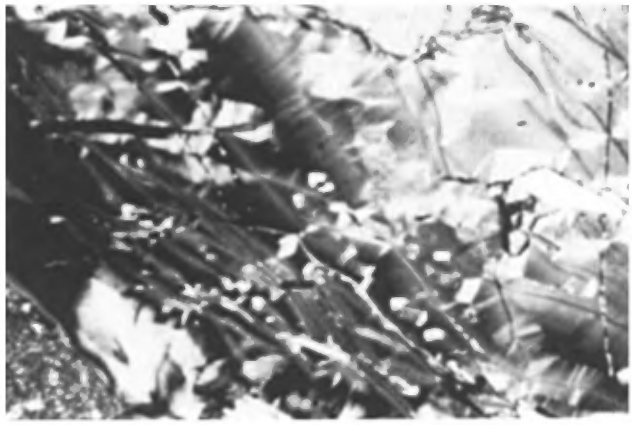


FIGURE 24 – Altération de la cordiérite en pinnite (lumière transmise ; X12). Gisement de Montauban, zone aurifère nord.

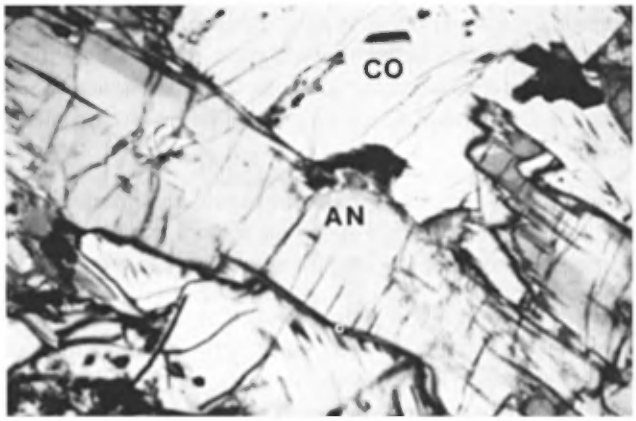


FIGURE 25 – Assemblage à cordiérite (CO) et anthophyllite (AN) ; lumière transmise (X12). Mine de Montauban, zone aurifère nord.

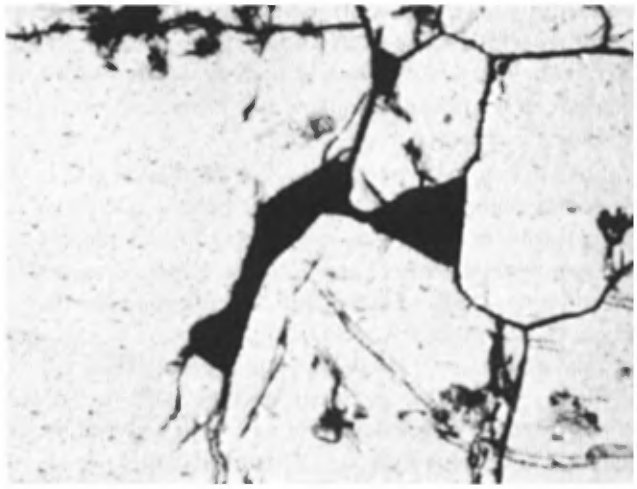


FIGURE 26 – Gahnite (noir) englobant des grains de sphalérite (gris). Lumière transmise, nicols croisés (X10). Gisement de Montauban, zone aurifère nord.

la sphalérite et des silicates alumineux (Sangster, 1972). Cette occurence implique que la sphalérite ait été déposée avant le métamorphisme régional.

La staurotide, le microcline et la magnétite sont aussi présents dans le gneiss contenant la minéralisation. Les minéraux métalliques sont la chalcopyrite, la pyrrhotine, la pyrite, la sphalérite, la galène, l'arsénopyrite, l'électrum et la cubanite.

Les teneurs en or sont généralement associées à la présence de chalcopyrite. L'or est, dans la plupart des cas, invisible. Cependant, il est possible de l'observer à quelques endroits dans la mine. Les plans de clivage des micas sont des endroits où se retrouve de l'or libre (Bérubé,

1982). Les plans de cisaillement entre les cristaux de galène semblent aussi être un endroit privilégié par l'or libre dont la taille peut atteindre quelques millimètres de diamètre (figure 27).

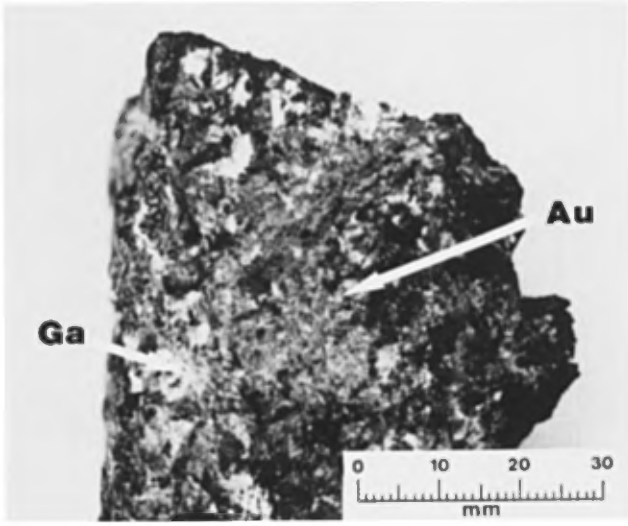


FIGURE 27 – Or visible (Au) dans un placage de galène (Ga). Gisement de Montauban, zone aurifère nord.

STRUCTURE

Deux interprétations principales ont été énoncées par les géologues qui ont étudié les déformations aux environs de la mine. Le gîte de Montauban pourrait être, selon une première hypothèse, localisé sur le flanc est du synforme du lac Sainte-Anne (Pyke, 1967). La deuxième interprétation suppose que le gîte est situé dans l'axe d'un synforme (O'Neil & Osborne 1939). Ces derniers se sont surtout appuyés sur le fait que le niveau d'amphibolite qui longe la zone minéralisée tourne au sud, en formant la charnière du pli.

Selon nous, ces deux interprétations sont fondées puisque le gisement est localisé dans l'axe d'un synforme de première phase, très serré, qui plonge légèrement vers le nord. De plus, cette structure isoclinale est reprise par le synforme du lac Sainte-Anne (deuxième phase).

La présence du pli isoclinal est soulignée par le changement d'orientation des foliations à l'extrémité sud du gisement qui passent de N-S à E-W ; ceci peut être observé sur la carte de Smith (1956). De plus, nous avons suivi les deux niveaux d'amphibolites présents de part et d'autres de la zone aurifère sud. Ces deux niveaux se rapprochent l'un de l'autre jusqu'à une distance de quelques mètres en traçant le nez du pli (figure 18). Nous avons produit le stéréogramme des mesures structurales des environs de la charnière de ce pli (voir domaine V, figure 13). Quoique les données soient clairsemées, nous déduisons tout de même une direction N 23° E avec un plongement de 20° pour ce synforme.

Les figures 28 et 29 nous montrent des sections E-W à travers les travaux miniers. On y remarque que les chantiers suivent des plis mineurs de type « Z » qui anciennement avaient été interprétés comme des plis parasites de type « S ». Ce n'est qu'avec l'avancement des travaux à la mine d'or de Muscocho qu'on s'est rendu compte que l'interprétation déduite des forages (plis parasites de type « S ») était fausse.

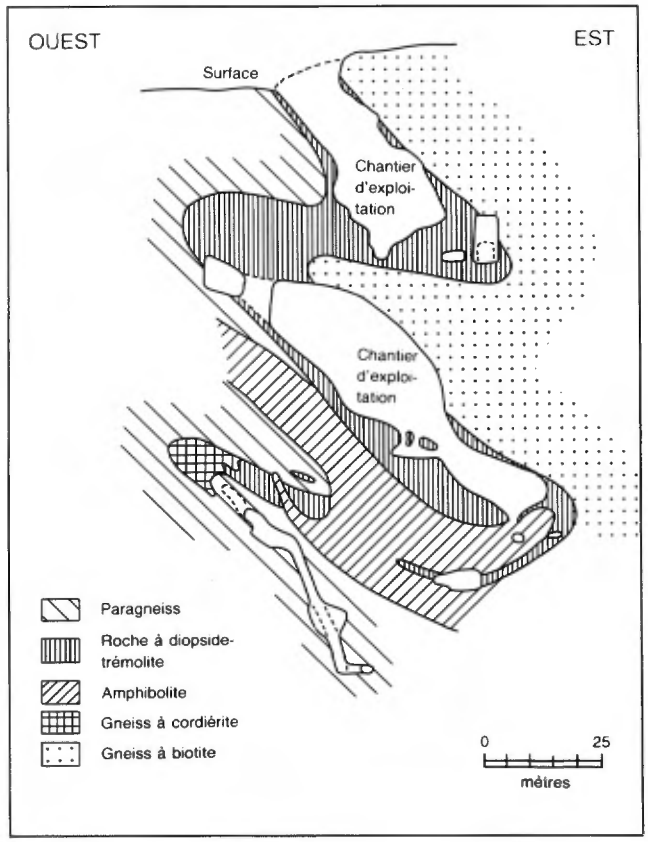


FIGURE 28 – Section transversale des anciens travaux miniers, localisée sur la figure 21. Zone zincifère (vue vers le nord). Modifié de Smith (1956).

Le contrôle structural de la minéralisation semble donc similaire dans les zones aurifères et zincifères de la mine de Montauban. Ces plis parasites de type « Z » indiquent que le gisement est localisé sur le flanc est d'un synforme majeur. Cette structure correspond au synforme de deuxième phase du lac Sainte-Anne (domaine VI, figure 13).

En conclusion, le gîte de Montauban est contrôlé par deux phases de plissements. La première phase est représentée par le synforme isoclinal dans lequel se retrouve le gisement. Cette première structure a été reprise par le synforme du lac Sainte-Anne dont on observe les plis d'entraînements de type « Z » dans les travaux miniers.

Le dépôt métallifère a aussi été affecté par des périodes de cisaillement. Des veines quartzo-feldspathiques traduisent la venue de circulations hydrothermales dans ces zones de faiblesse (mobilisats métamorphiques). Le cisaillement a aussi joué après la formation de ces veines car elles montrent, sous le microscope, des textures de blastomylonitisation (figure 30). Ces niveaux, qui atteignent rarement plus de trente centimètres, sont plissés (figure 31). Leur introduction s'est donc faite au moins

avant la dernière phase de plissement. Ces veines se sont mises en place après la formation du gîte de Montauban ; on y remarque à certains endroits la remobilisation de certains sulfures dont la pyrite et la chalcopyrite.

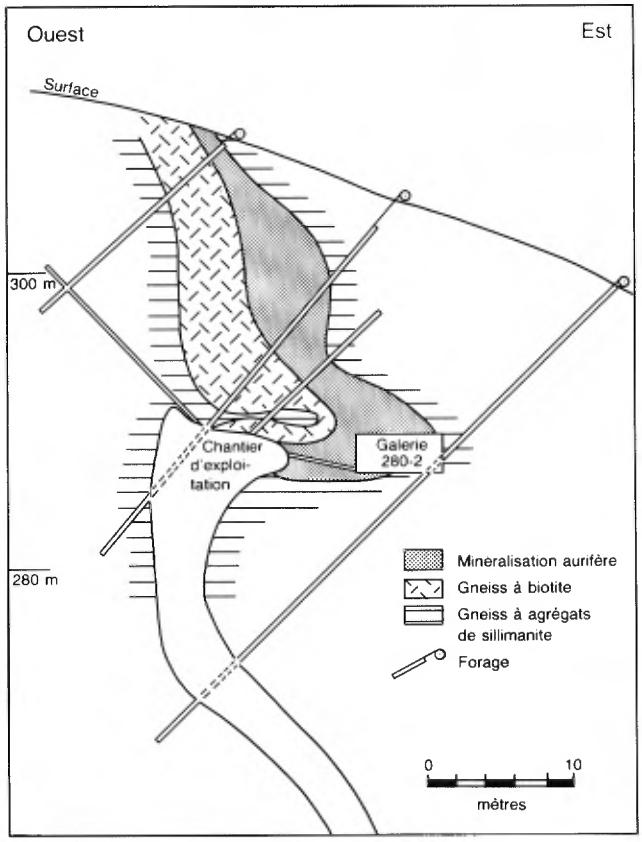


FIGURE 29 – Interprétation de la position du niveau aurifère. Section transversale de la zone aurifère nord, vue vers le nord. La coupe est localisée sur la figure 21. Communication personnelle de J.M. Simard de la mine de Montauban.

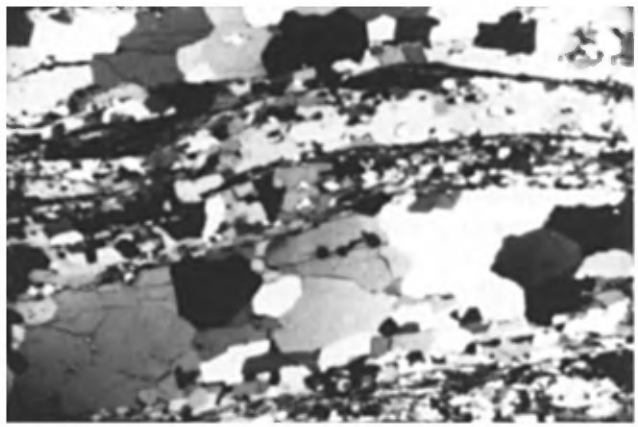


FIGURE 30 – Texture de blastomylonitisation des veines à quartz-feldspaths. Lumière transmise, nicols croisés (X10). Gisement de Montauban, niveau 280 de la zone aurifère nord.

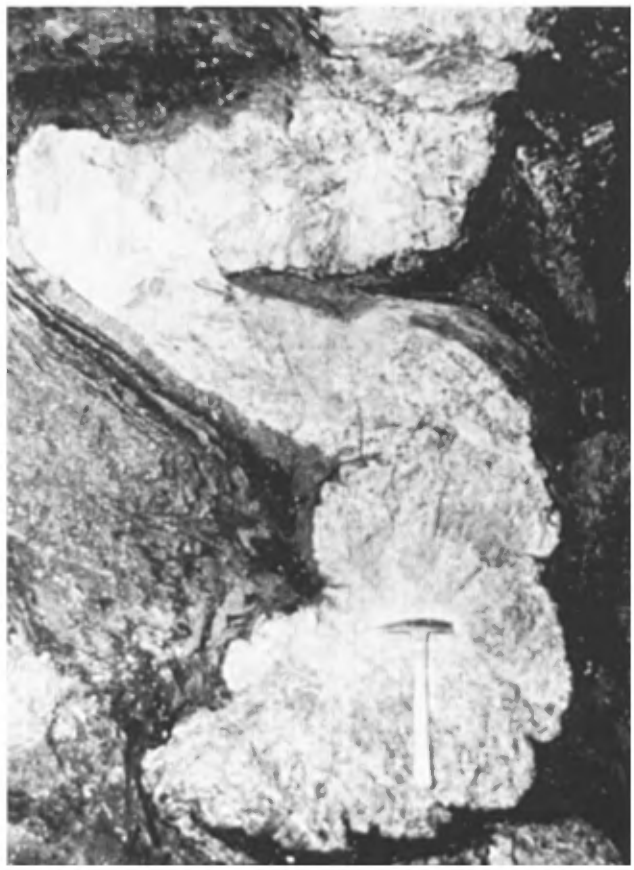


FIGURE 31 – Veine à quartz-feldspath plissée et bordée d'une zone micacée. Gisement de Montauban, niveau 280 de la zone aurifère nord. Vue vers le sud.

MODÈLES GÉNÉTIQUES PROPOSÉS ANTÉRIEUREMENT

Modèle pyrométasomatique

Le gisement de Montauban a longtemps été interprété comme étant un gîte de type pyrométasomatique. Selon l'hypothèse avancée par Wilson (1939), une zone de fracture aurait servi de chenal aux solutions minéralisatrices d'origine magmatique. Les minéraux des gneiss encaissants ont été altérés et remplacés par de la cordiérite et de l'anthophyllite. Toujours selon cette hypothèse, lors du métasomatisme, les solutions enrichies en chaux auraient précipité le diopside et la trémolite au contact des roches siliceuses, tout en déposant leur contenu métallifère dans les cavités.

Modèle exhalatif-volcanogène

Seymour (1975) a déduit le mode de dépôt à partir de l'environnement dans lequel les roches encaissantes se sont déposées. Les données géochimiques reflètent, selon l'auteur, un milieu majoritairement volcanique, intercalé avec des sédiments : «*Highly metamorphosed equivalents of acidic pyroclastic rocks and minor flows with intercalated tuff wackes, siltstones, argilites and quartzites*» (Seymour, 1975, p. 166). De plus, elle ajoute que l'unité de

gneiss à biotite migmatisé située immédiatement à l'est du gisement pourrait être un basalte andésitique. L'auteur est cependant consciente qu'il est téméraire de conclure définitivement sur cette dernière hypothèse puisqu'un seul échantillon a été analysé.

Suivant cette interprétation, il n'y a qu'un pas à franchir pour affirmer que le gîte de Montauban est situé à la fin d'un cycle volcanique. L'unité en-dessous représenterait une andésite et celle du dessus, des roches pyroclastiques felsiques intercalées avec de petites coulées et quelques niveaux sédimentaires. Le gîte présenterait alors des similitudes avec les amas de sulfures massifs d'âge Archéen. Selon ce modèle, la zone de roche à cordiérite-anthophyllite serait l'équivalent métamorphique d'une zone d'altération par laquelle les solutions minéralisatrices sont acheminées à l'interface eau de mer-lithosphère. Seymour (op.cit.) a expliqué cet assemblage minéralogique par le métamorphisme d'une cheminée magnésienne contenant une grande quantité de chlorite, la chlorite réagissant avec le quartz pour former l'association cordiérite-anthophyllite. Les zones de roche à diopside-trémolite représenteraient, selon l'auteur, le corps syngénétique du dépôt, c'est-à-dire l'horizon d'exhalite qui se dépose simultanément aux roches encaissantes. Ce niveau d'exhalite serait produit par des exhalaisons qui, en arrivant en contact avec l'eau de mer, en augmentent la température et favorisent le dépôt de carbonate. Le même phénomène se produit actuellement près des rides médio-océaniques.

Comme nous l'avons vu à la section traitant de la géologie structurale de la mine de Montauban, la zone de roches à cordiérite-anthophyllite ainsi que celles à diopside-trémolite semblent être dans le même plan de foliation. Seymour (1975) explique cette disposition par un déplacement relatif de la cheminée d'altération, par rapport au corps syngénétique, dans une zone de cisaillement (figure 37, page 36).

En résumé, l'auteur propose que le gisement de Montauban soit un gîte d'origine volcanogène de type abitibien dont la cheminée, déplacée par une zone de cisaillement, serait dans le prolongement du corps syngénétique de sulfures massifs.

Modèles exhalatifs dans des sédiments

Prabhu (1981) affirme que l'environnement de dépôt des roches dans la région de Montauban est sédimentaire. Pour en arriver à cette conclusion, l'auteur s'appuie sur différentes caractéristiques géochimiques (diagrammes de Niggli, diagrammes SiO_2 / $FeO+MgO$ / Al_2O_3, etc.)*. De plus, à partir des mêmes arguments chimiques, il propose que les deux unités hôtes du gisement de Montauban sont d'origine sédimentaire :

«*However, in the present study, it has been demonstrated that the calc-silicate rocks could also be derived from siliceous sediments, sandstones and subgreywakes interlayered with dolomitic limestone and thin magnesite lenses, and the cordierite-anthophyllite gneisses could be derived either from siliceous sediments (sandstones) with thin magnesite lenses or from chloritized siliceous sediments (sandstones)*». (Prabhu (1981), page 217).

Prabhu (op.cit.) a suggéré quelques types de roches qui pourraient produire, par métamorphisme, les assemblages que l'on observe à la mine de Montauban. Ainsi, des minéraux argileux tels la montmorillonite, pourraient produire une roche à cordiérite-anthophyllite par métamorphisme. Ces minéraux argileux seraient formés dans des bassins sédimentaires alcalins. Les exemples suivants sont aussi présentés : transformation de roche pyroclastite en montmorillonite, dépôt de matériel contenant de la chlorite (sudoïte) (Stanton, 1984), sédiments altérés par un lessivage magnésien, etc.

Le sédiment qui aurait engendré les niveaux à diopside-trémolite pourrait être, selon le même auteur, une lentille riche en magnésium (« magnesite lenses ») interlitée avec des dolomies, des shales dolomitiques, des argiles silteuses et des cherts.

En résumé, Prabhu (op.cit.) considère que les unités hôtes du gisement de Montauban sont des sédiments et qu'elles sont concordantes avec la stratigraphie. C'est une variation latérale de faciès qui expliquerait la présence de deux lithologies distinctes au même niveau stratigraphique.

Indice de la traverse (N° 2)*

Cet indice est localisé sur les lots 10-11-12 et 13 du rang I-SW du canton de Chavigny. On s'y rend facilement par la route qui relie Notre-Dame-des-Anges au lac aux Sables.

HISTORIQUE DES TRAVAUX D'EXPLORATION

En 1928, la compagnie « Montauban Metals Ltd. » a foncé un puits de 66 mètres de profondeur, relié à des galeries souterraines, dans un horizon carbonaté. La minéralisation étant peu importante, la compagnie a cessé les travaux.

En 1949, la « Western Ashley Minerals » a acquis les droits miniers de ces terrains et y a exécuté une campagne de forages.

CARACTÉRISTIQUES EXTERNES DE LA MINÉRALISATION

La roche avoisinant l'horizon carbonaté est un gneiss à biotite. Les résultats de forage (Salton, 1952) indiquent que le gneiss est très siliceux par endroits. Les sondages

* Pour de plus amples renseignements, le lecteur peut consulter le chapitre sur la synthèse métallogénique de la région de Montaubau.

* Réfère à la localisation sur la carte hors-texte.

ont aussi recoupé, en plus des carbonates, des gneiss à hornblende, des quartzites et des pegmatites.

Sur le lot 10, près de la route, une roche à sillimanite rappelle celle que l'on retrouve à la mine de Montauban. Cette caractéristique est intéressante et sera discutée dans le chapitre traitant de la genèse du gisement de Montauban.

CARACTÉRISTIQUES INTERNES DE LA MINÉRALISATION

La minéralisation disséminée est associée à un horizon de marbre calcaire ayant une direction générale E-W. Nous avons noté sa présence à quelques dizaines de mètres de la route. Le calcaire cristallin, stérile à cet endroit, est exposé dans une galerie peu profonde, à flanc de coteau. De plus, Salton (1952) a observé cet horizon carbonaté dans la plupart des carottes de sondages (figure 32). L'horizon a une longueur connue de 950 mètres et une épaisseur maximale de 3 à 4 mètres ; son pendage est de l'ordre de 60° vers le sud. Il nous a été impossible d'observer la minéralisation à cet endroit, le puits d'exploration présentant un grand danger d'éboulis.

L'examen des rapports de forages n'est pas sans rappeler les caractéristiques de la mine de Montauban, située à quelques kilomètres au sud. La trémolite et la wilsonite rappellent la zone zincifère de l'horizon métallifère du gîte de Montauban. Dans deux forages, Salton (op.cit.) a noté la « présence possible » de cordiérite et d'anthophyllite. En outre, il ressort que les grenats sont omniprésents dans les gneiss. Des zones de cisaillements sont également notées dans quelques forages et la séricite apparaît sporadiquement.

La sphalérite, la galène, la chalcopyrite, la pyrrhotine et la pyrite sont les minéraux métalliques observés. La molybdénite est aussi citée dans la fiche de gîte minéral 31 I/16-21. Les teneurs en zinc sont très faibles et les teneurs en or, négligeables. Sur la fiche de gîte minéral 31 I/16-24, on note la présence d'une minéralisation disséminée (sphalérite-chalcopyrite-pyrite-pyrrhotine) dans un gneiss, sur le lot 8, du côté est de la route qui relie Lac-aux-Sables et Notre-Dame-des-Anges. Située à quelques centaines de mètres à l'est de l'indice de la Traverse, cette occurrence pourrait en être le prolongement.

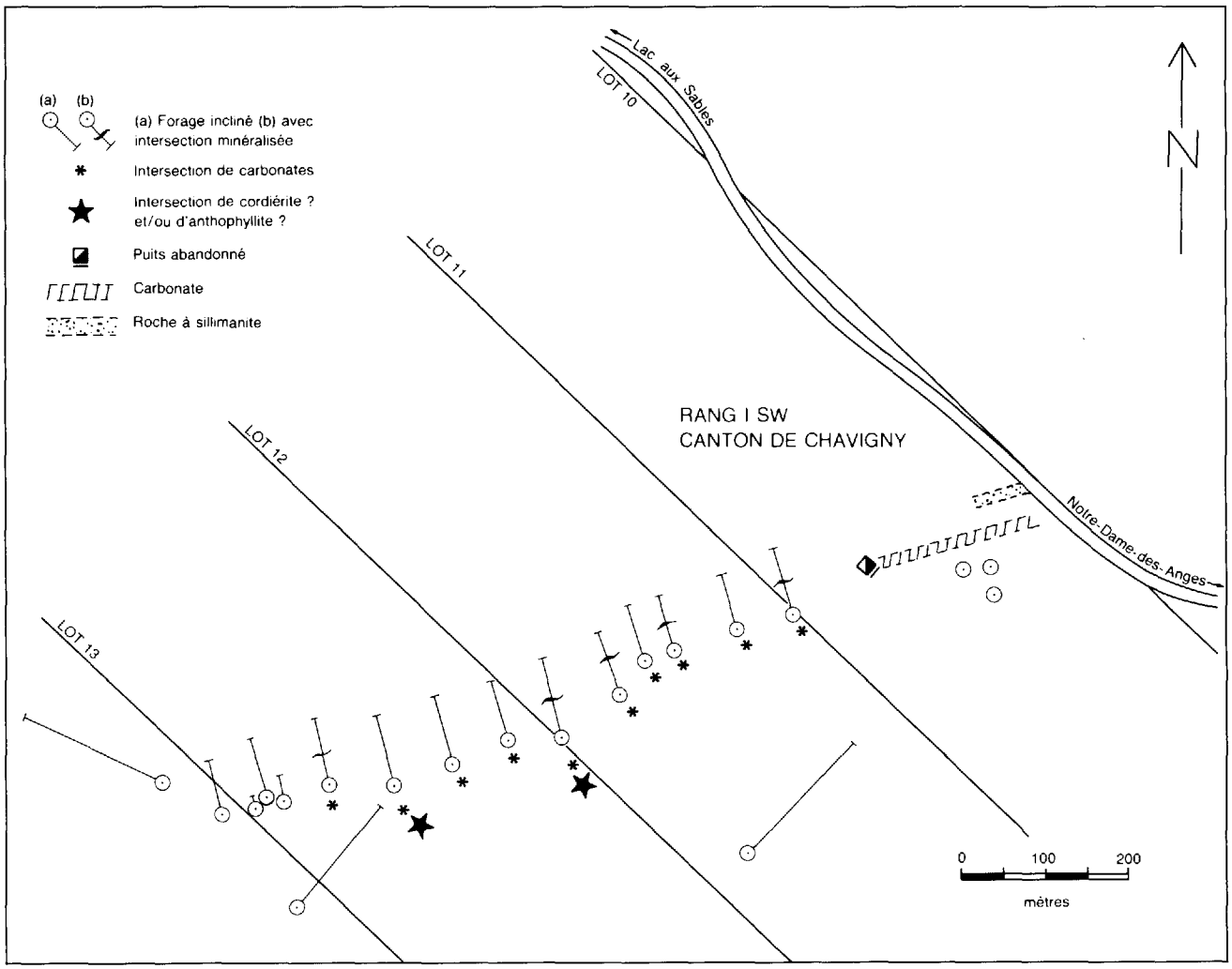


FIGURE 32 – Plan de l'indice de la Traverse (N° 2) ; modifié de Salton (1952).

Indice du lac des Laurentides (N° 3)

Cette zone minéralisée, qui s'étend sur environ 1500 m, est située sur le lot 7 du rang IV-SW et les lots 4-5-6-7 du rang V-SW du canton de Montauban. Un chemin privé relie le puits no 1 à la route qui mène à Notre-Dame-des-Anges.

HISTORIQUE DES TRAVAUX D'EXPLORATION

Suite à la découverte en 1914, de sphalérite en surface, la « Laurentide Mining Company Ltd » a foncé deux puits. Le premier, localisé sur le lot 6, rang V-SW, a une profondeur de 10 mètres et le deuxième, une profondeur de 20 mètres avec une galerie de 5 mètres de longueur (puits nos 1 et 2 sur la figure 33).

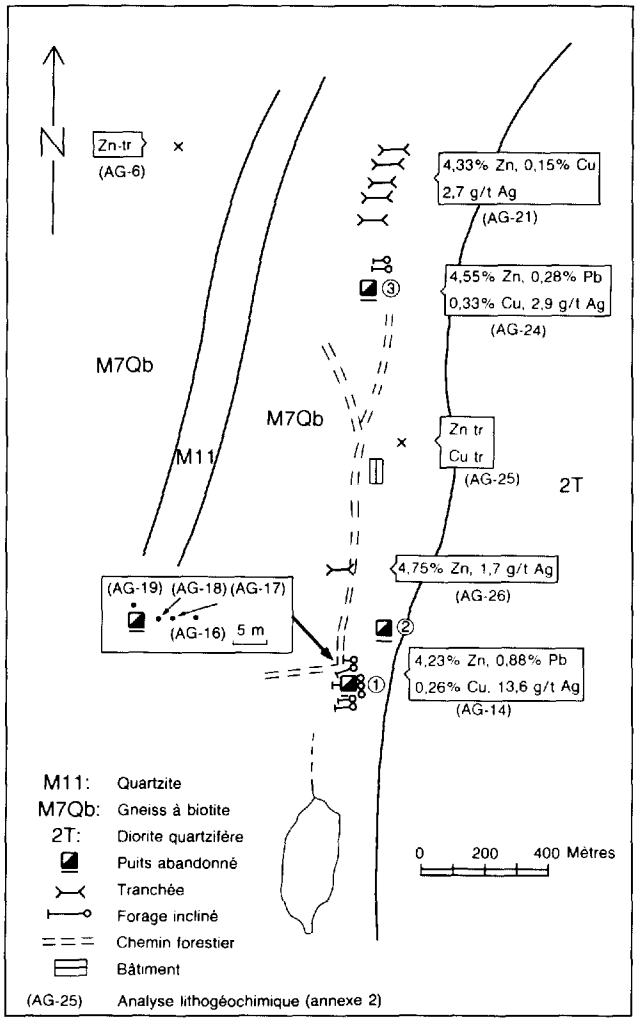


FIGURE 33 – Plan de l'indice du lac des Laurentides (N° 3) ; indice de Zn-Pb-Cu-Au-Ag.

Plus au nord, sur le même horizon, la compagnie « Adanac Mines Explorations Ltd. » a creusé un puits sur le lot 4 du rang V (puits no 3 sur la figure 33).

De 1949 à 1952, la compagnie « Nocana Mines Ltd. » a réaménagé le puits no 1 et y a effectué des tranchées et des forages autour de l'excavation. Des levés de résistivité ont aussi été effectués dans cette zone, en 1950, par Nocana Mines Ltd. ; les résultats n'ont cependant pas été concluants (Geo-Tech, 1950).

CARACTÉRISTIQUES EXTERNES DE LA MINÉRALISATION

L'amphibolite/métabasalte (M8) est présente à quelques centaines de mètres à l'ouest de l'indice. Entre ce métabasalte et l'horizon métallifère, le quartzite apparaît relativement pur (figure 33). Le gneiss à biotite (M7qb), roche encaissante de la minéralisation, est particulièrement enrichi en silice. Du côté est du puits no 3, ce gneiss est riche en biotite et en grenat. Finalement, une diorite (2T) est présente à quelques dizaines de mètres à l'est de l'indice.

CARACTÉRISTIQUES INTERNES DE LA MINÉRALISATION

En surface, la minéralisation se retrouve dans un gneiss à biotite. Les forages effectués près du puits no 1 indiquent une zone de roche à trémolite et carbonates de six mètres d'épaisseur. La sphalérite, la chalcopyrite, la galène, la pyrite et la pyrrhotine sont les principaux minéraux métalliques présents. La minéralisation est massive et disséminée. Un échantillon pris au hasard a donné des teneurs de : 9,86% Zn, 0,43% Pb, 0,4% Cu, 0,6 g/t Au et 6,8 g/t Ag (fiche de gîte 31 I/16-22) pour la portion sud de l'indice, soit le puits no 1.

Nous avons échantillonné le gneiss à biotite à une dizaine d'endroits, le long de l'indice (voir annexe 1). Les résultats d'analyse sont reportés sur la figure 33 ainsi qu'à l'annexe 2. Nous avons reconnu, en lame mince, la présence de sphalérite et de chalcopyrite dans des échantillons riches en pyrite (AG-25 ; figure 33). L'analyse des des roches correspondantes n'a donné que de faibles teneurs en zinc et en cuivre (analyse AG-25 ; annexe 2).

STRUCTURE

La direction générale des couches géologiques varie entre N 330° et N 360°. Le pendage moyen est de l'ordre de 40° vers l'est.

Indice « Du vieux cinq piastres » (N° 4)

Le site minéralisé est situé sur le lot 1 du rang V-SW du canton de Montauban, sur la rive est de la rivière Batiscan, près de la chute « du Vieux Cinq Piastres ».

HISTORIQUE DES TRAVAUX D'EXPLORATION

En 1928, la « New Montauban Zinc and Copper Company Limited » a acquis les droits miniers des lots avoisinants l'indice minéralisé. L'année suivante, une galerie

de 83 mètres de longueur y a été complétée à flanc de coteau. On retrouve, à son extrémité, un travers-banc de 10 mètres de longueur et un puits d'exploration de 10 mètres de profondeur.

CARACTÉRISTIQUES DE LA MINÉRALISATION

L'indice est localisé dans un gneiss à biotite, à quelques mètres du contact avec le quartzite. Les sulfures (chalcopyrite, pyrite, pyrrhotine) que nous avons observés dans le gneiss à biotite sont faiblement disséminés. Lacombe (1971) a cependant rapporté la présence de sphalérite dans certains échantillons. La fiche de gîte minéral (31 I/16-9), donne des teneurs de 17,14% Zn et de 48,3 g/t Ag pour un échantillon choisi dans la halde du puits.

STRUCTURE

La direction et le pendage des couches (N42°/56°) sont constants d'un bout à l'autre de la galerie. Aucune évidence de pli majeur ou de faille n'a été observée à cet endroit.

Indice Perron (N° 5)

Cet indice est situé sur les lots 20 et 21 du rang V-SW du canton de Chavigny.

HISTORIQUE DES TRAVAUX D'EXPLORATION

Un prospecteur a découvert, dans les années cinquante, la présence d'arsénopyrite au nord du lac Perron. La compagnie « Dulac Chibougamau Mines Ltd. » en détenait les droits miniers en 1956 et 1957. Différents prospecteurs ont possédé les droits jusqu'en 1965.

Les seuls travaux observés correspondent à deux tranchées peu profondes, près de la limite des rangs V et VI, à la limite des lots 20 et 21.

CARACTÉRISTIQUES DE LA MINÉRALISATION

Les roches environnant l'indice sont essentiellement constituées de gneiss à biotite. Dans les tranchées, le gneiss contient de 60 à 70% de quartz, 10% de plagioclase et 10% de biotite. La pyrite et l'arsénopyrite sont disséminées dans la roche et atteignent rarement plus de 2%.

Nos analyses (AG-20 et AG-21 ; annexe 2) ne donnent pas de teneur en or, cependant, Pyke (1967) a obtenu des teneurs moyennes de 0,07 g/t sur trois échantillons.

Indice du lac des Américains (N° 6)

Il nous a été impossible de retrouver cet indice. Il serait localisé sur le lot 6 du rang IV-SW du canton de Chavigny.

HISTORIQUE DES TRAVAUX D'EXPLORATION

Les informations qui suivent sont tirées de la fiche de gîte minéral 31 I/16-8. La découverte de la minéralisation remonte à 1956. La roche hôte serait un gneiss à biotite. Les sulfures présents, en lentilles étroites, se composent de sphalérite, de galène, de chalcopyrite, de pyrite et de pyrrhotine.

A l'ouest de cet indice, approximativement au même niveau stratigraphique, une concentration anormale de sillimanite est reportée sur la fiche de gîte minéral 31 I/16-7. Cette occurrence, que nous avons recherchée vainement, serait constituée de cristaux de sillimanite allongés et fins. Cette association rappelle l'assemblage minéralogique de la mine de Montauban.

Indice du rang Saint-Thomas (N° 7)

Cette minéralisation est localisée sur le lot 290 du rang Saint-Thomas, dans la seigneurie de Grondines. On y accède par un chemin de ferme qui relie la route 363 à un petit boisé.

HISTORIQUE DES TRAVAUX D'EXPLORATION

La découverte d'or et de molybdène à cet endroit remonte à 1930. Un levé magnétique au sol a été effectué en 1952 puis, cinq ans plus tard, cinq forages ont été implantés près de l'indice. La minéralisation est exposée dans un puits peu profond, près d'un escarpement à l'orée d'un bois.

CARACTÉRISTIQUES DE LA MINÉRALISATION

Les roches environnant l'indice sont des gneiss à biotite. La minéralisation est localisée dans une veine de quartz de trois mètres de longueur et de 0,7 mètre de largeur avec une orientation N-S et un pendage de 20° E.

Nous n'y avons observé que quelques paillettes de molybdénite. Des analyses effectuées par le Ministère des Mines du Québec (1943) donnent une teneur de 32,6 g/t d'or sur un échantillon choisi (fiche de gîte 31 I/16-27). Un échantillon pris au hasard aurait donné les teneurs suivantes : 1,8 g/t Au et 0,07% Mo.

Indice du lac Froid (N° 8)

L'indice est situé sur le lot 14 du rang III-SW du canton de Montauban. Une route gravelée relie la route publique au lac Froid.

HISTORIQUE DES TRAVAUX D'EXPLORATION

La découverte de sphalérite à cet endroit a été rapportée, dans les années cinquante, par un prospecteur de la

région. A l'époque, un puits et une tranchée y ont été excavés.

CARACTÉRISTIQUES DE LA MINÉRALISATION

Le quartzite se retrouve à quelques dizaines de mètres au NW de l'indice et la diorite s'étend à quelques mètres à l'est de la minéralisation. La sphalérite est disséminée dans un gneiss dont la composition varie de siliceux à quartzo-feldspathique. La pyrite et la pyrrhotine ainsi que la sphalérite atteignent rarement des teneurs de 2 ou 3%. Nos analyses ne donnent que des teneurs très faibles. Leblanc (1957) a obtenu néanmoins des teneurs de 2,5% de zinc pour cet indice.

Indice du lac aux Sables (N° 9)

Ce prospect est situé sur le lot 21 du rang III-SW, dans le canton de Chavigny.

HISTORIQUE DES TRAVAUX D'EXPLORATION

La découverte de ce site minéralisé remonte au début des années trente. En 1932, la compagnie « Adanac Mines Exploration Ltd. » y a effectué dix sondages. En 1954, l'« Anacon Lead Mines Ltd. » a exécuté des levés géologiques et magnétiques ainsi que 12 sondages. Une autre campagne de forage a été réalisée par « Dulac Chibougamau Mines » en 1957. Enfin, la « Muscocho Explorations Ltd. » a effectué, en 1977, un levé magnétique et électromagnétique aux environs de l'indice (Kennedy, 1977).

CARACTÉRISTIQUES EXTERNES DE LA MINÉRALISATION

Les unités présentes aux environs immédiats de l'indice sont : le gneiss à biotite, le gneiss à hornblende et l'amphibolite. Le gneiss à hornblende rappelle l'unité qui s'étend sur plusieurs kilomètres au SW de notre région. Il borde la partie nord de la minéralisation (figure 34) sur toute sa longueur. Le gneiss à biotite est exposé au contact sud de l'horizon métallifère. L'amphibolite est présente au nord, à quelques dizaines de mètres du niveau minéralisé.

CARACTÉRISTIQUES INTERNES DE LA MINÉRALISATION

L'indice, qui s'étend sur une centaine de mètres, est constitué de deux types de minéralisations qui se trouvent de part et d'autre d'un banc de marbre calcaire.

Sur la figure 34, on remarque deux horizons de magnétite massive dont l'épaisseur varie de quelques centimètres à un mètre. Une teneur de 86,8% de Fe total a été obtenue de l'analyse AG-29 (annexe 2). Au contact de ces horizons, on retrouve un gneiss à hornblende enrichi en grenat. Cette unité est aussi minéralisée en chalcopyrite, en pyrite, en arsénopyrite et en pyrrhotine. Les analyses rapportées sur la fiche de gîte 31 I/16-14 donnent les teneurs suivantes : 5,1 g/t Au, 43,9 g/t Ag et 5,6% Cu. L'échantillon AG-30 a donné les valeurs suivantes : 0,5 g/t Au, 11,2 g/t Ag et 1,31% Cu.

Des traces de malachite sont visibles dans le marbre calcaire à l'extrémité est de l'indice. Les analyses ne don-

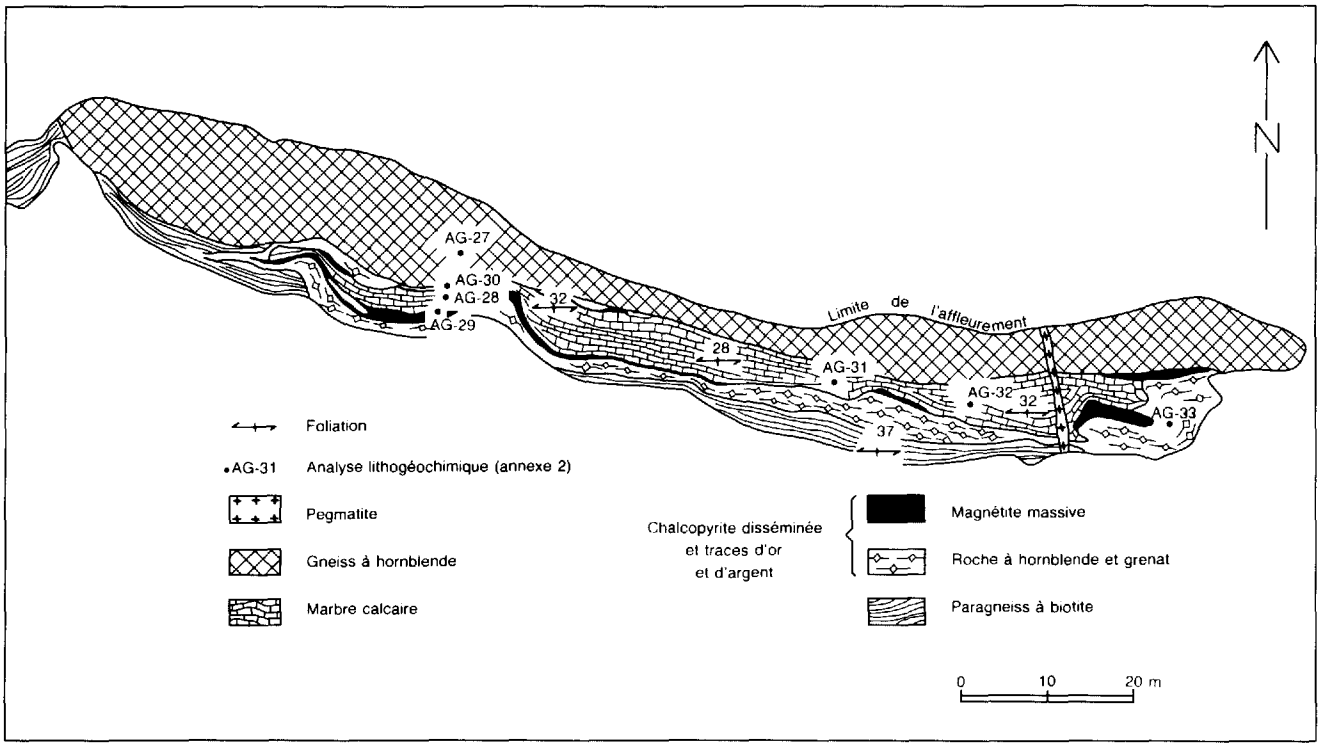


FIGURE 34 – Carte géologique de l'indice du lac aux Sables (N° 9) ; formation de fer cupro-aurifère.

nent cependant que de faibles concentrations, de l'ordre de quelques dizaines de ppm, pour les métaux de bases.

L'arsenic se présente en teneurs importantes dans ce même carbonate (jusqu'à 0,13%). De plus, cet élément semble, selon Beaumier (1983), tracer l'horizon métallifère par le biais des anomalies d'échantillons de sols.

A l'été 1983, nous avons complété un levé magnétique au sol à l'aide d'un magnétomètre à protons, pour tenter de connaître l'extension de l'horizon métallifère. Il semble, d'après nos résultats (figure 35), que le niveau à magnétite ne se prolonge pas vers l'ouest. De plus, des levés effectués au-dessus du lac aux Sables par « Muscocho Explorations Ltée » (GM-32929) nous incitent à conclure que la minéralisation ne se prolonge pas vers l'est.

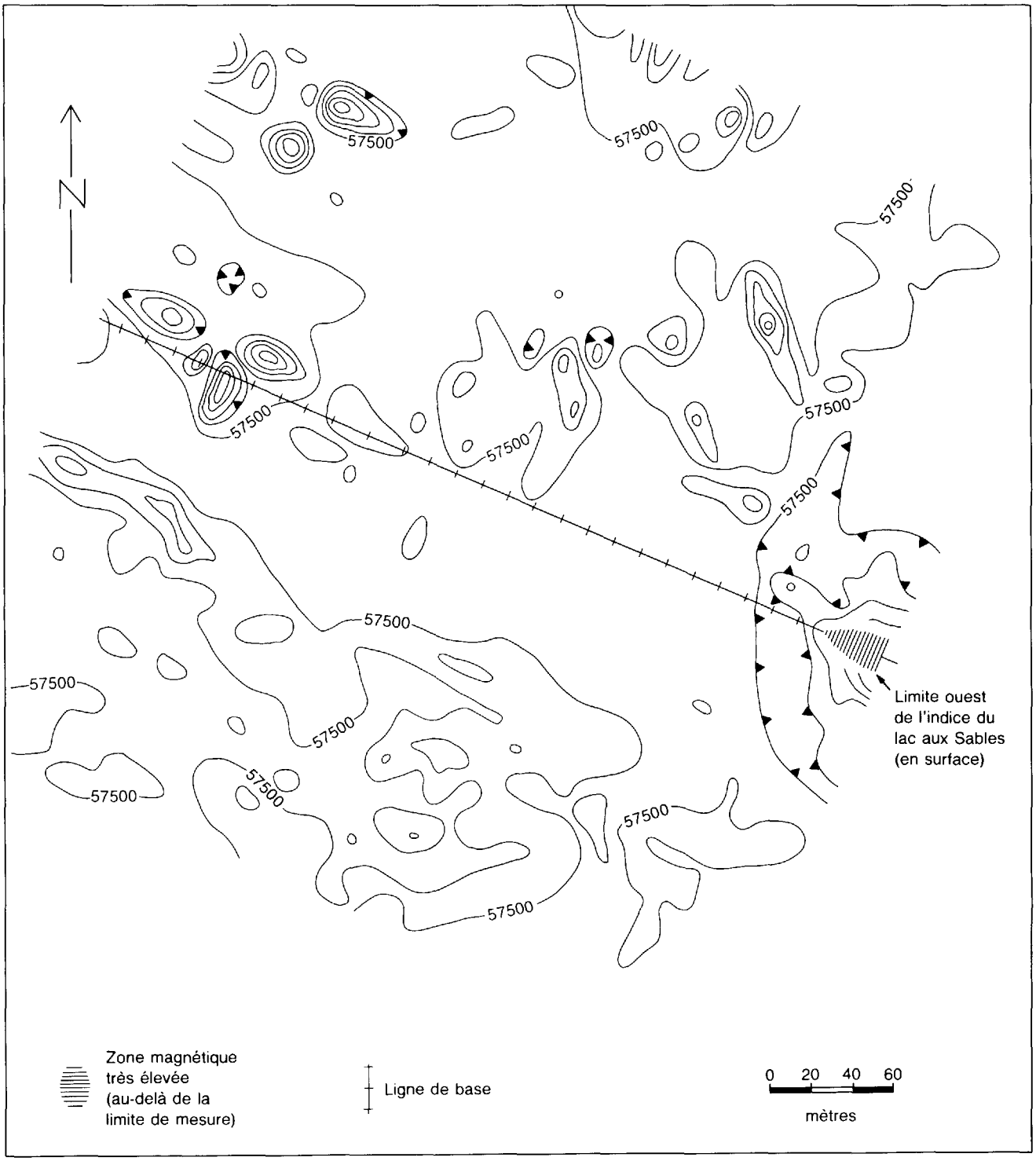


FIGURE 35 – Plan du levé magnétométrique au sol, à l'ouest de l'indice du lac aux Sables. Équidistance des courbes : 500 gammas.

STRUCTURE

L'indice semble être localisé dans un pli de première phase et le niveau à magnétite formerait les deux flancs isoclinaux du pli. Le banc de carbonates, peu compétent, aurait servi de point d'inflexion pour le pli très serré.

La charnière du pli serait donc localisée dans l'indice même. Le nez du pli est visible dans les carbonates qui affleurent dans la partie orientale de l'indice. Les carbonates sont à cet endroit plus épais, étant situés dans la charnière.

Indice Grawmont (N° 10)

Cet indice est situé à quelques centaines de mètres à l'ouest de la mine de Montauban, sur le lot 328 du rang I, dans la seigneurie de Grondines-Ouest.

HISTORIQUE DES TRAVAUX D'EXPLORATION

Dans les années 1950 et 1951, la compagnie « Grawmont Mines Ltd. » a exécuté 11 forages (figure 36) afin d'évaluer quatre zones de résistivité anomales (McCannell, 1950). Les axes anomaux s'étendent à quelques centaines de mètres à l'ouest de la mine de Montauban, près du contact avec l'amphibolite. Aucun travail supplémentaire n'a été entrepris à cet endroit, depuis ce temps.

CARACTÉRISTIQUES DE LA MINÉRALISATION

Les données de forages indiquent une alternance d'amphibolite (M8) et de gneiss à biotite (M7). La minéralisation apparaît dans ces deux types de roches. Les minéraux métalliques présents sont la chalcopyrite, la pyrite et la pyrrhotine.

Les teneurs en or, qui sont associées au gneiss à biotite, sont très faibles : soit de 0,3 à 0,6 g/t dans le forage no 1 (Mackeracher, 1951). Les forages nos 2 et 3 possèdent de faibles teneurs d'argent associées au gneiss à biotite. Le sondage no 1 contient aussi de faibles teneurs en argent associées au métabasalte. La teneur moyenne en argent est d'environ 1,6 g/t, pour l'ensemble des intersections minéralisées. Les teneurs en cuivre sont aussi très basses, soit de 0,05% dans le forage no 4.

Mackeracher (op.cit.) note la présence possible de gneiss à cordiérite dans le forage no 5, lequel est situé à quelques mètres à l'ouest du niveau à diopside-trémolite de la mine de Montauban.

Indice du lac Audet (N° 11)

Les travaux d'exploration minière sont exposés sur le lot 16 du rang I-SW du canton de Chavigny, au sommet d'une colline, du côté est du lac Audet.

HISTORIQUE DES TRAVAUX D'EXPLORATION

En 1930, la « British Metal Corp. » a foncé un puits sur le lot 16 du rang I-SW du canton de Chavigny. Devant les résultats peu concluants, peu de travaux ont été effectués jusqu'en 1965. Au cours de cette deuxième période de travaux, la « Société Minière Tétreault-Trépanier Inc. » a exécuté une campagne de neuf forages.

Quelques levés géophysiques ont aussi été accomplis ; le dernier, datant de 1977, a été effectué par « Muscocho Explorations Ltée ».

CARACTÉRISTIQUES EXTERNES DE LA MINÉRALISATION

Les roches avoisinant la minéralisation sont constituées de gneiss à biotite et de pegmatite. L'amphibolite est présente à quelques dizaines de mètres à l'est de l'indice. Un contact entre une diorite et le gneiss à biotite est localisé à quelques centaines de mètres au NW du site minéralisé.

CARACTÉRISTIQUES INTERNES DE LA MINÉRALISATION

De la pyrite et de la pyrrhotine ont été observées en lames minces dans des échantillons provenant de la halde de l'ancien puits. Ces sulfures sont disséminés (3 à 4%) dans le gneiss à biotite. L'analyse correspondante (AG-15 ; annexe 2) n'a donné que des teneurs négligeables en molybdène ; cependant, la fiche de gîte minéral 31 I/16-17 rapporte des teneurs de 0,9% et de 0,33% pour ce métal. Les sulfures (pyrite et pyrrhotine) étant disséminés dans la roche hôte, il est peu probable que les métaux aient été remobilisés. Il s'agit probablement d'un indice de type stratoïde.

Indices mineurs

Notre région renferme également des minéralisations où les teneurs connues à ce jour sont négligeables. Cependant, la possibilité que ces sites puissent représenter l'extension de minéralisations plus importantes, non encore mises à jour, nous a incité à les localiser sur notre carte et à les décrire brièvement dans cette section.

RANG ST-ACHILLE, LOT 313, SEIGNEURIE DE GRONDINES-OUEST (N° 12a)

En 1952, la compagnie O'Brien and Power a implanté un forage au sud du lac Sainte-Anne. Smith (1952) y a rapporté des traces d'or, d'argent, de zinc et de plomb associées à des roches calco-silicatées.

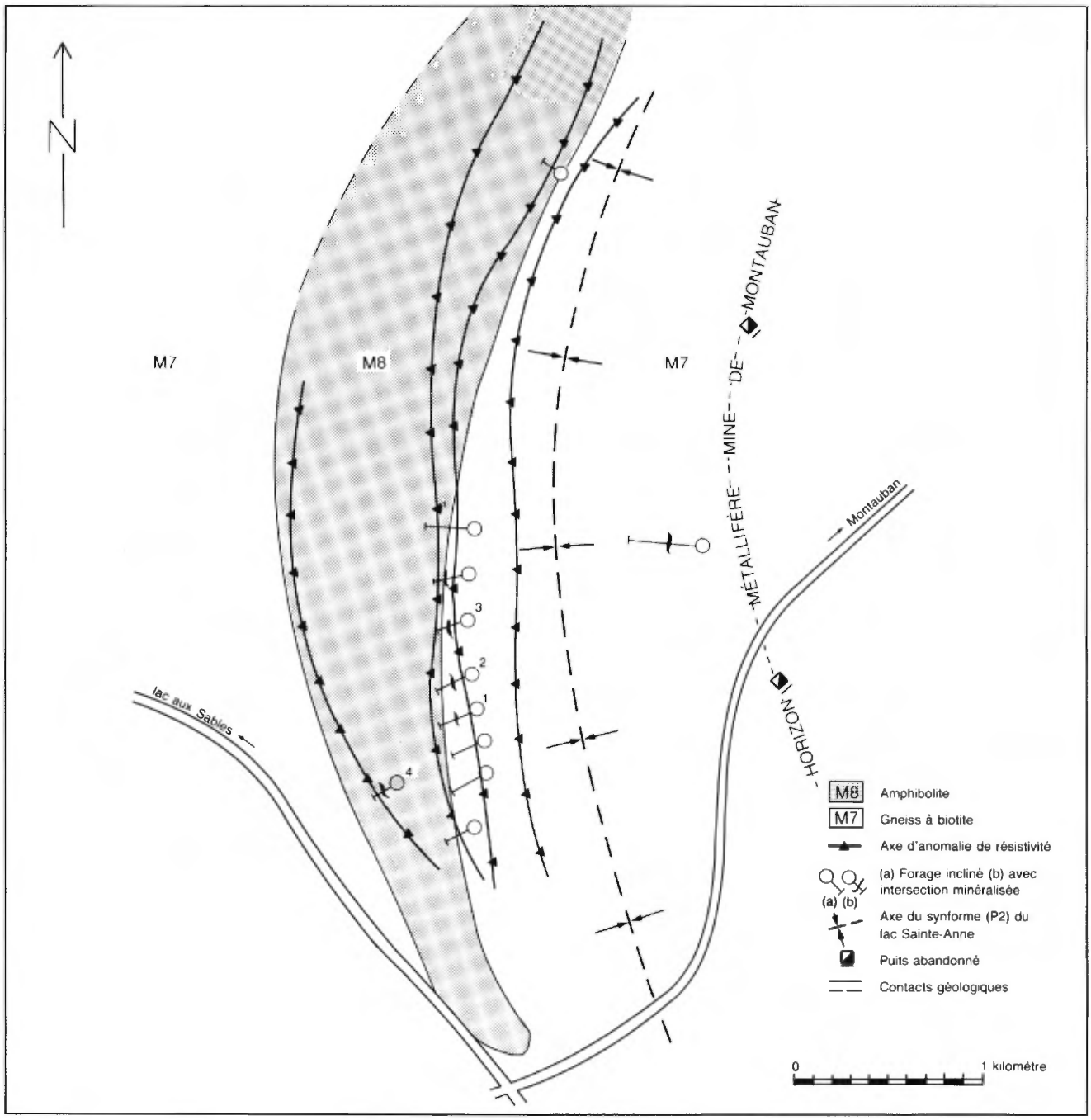


FIGURE 36 – Plan de l'indice Grawmont (N° 10).

RANG IV-SW, LOT 15, CANTON DE CHAVIGNY (N° 12b)

Nous avons localisé, sur la rive orientale du lac Veillette, un affleurement de gneiss à biotite contentant de la pyrite et de la pyrrhotine. Même si l'analyse AG-1 (annexe 2) ne donne pas de teneur anomale en zinc, nous avons observé, en lames minces polies, quelques grains de sphalérite disséminés dans la roche. Cette occurrence, qui est à priori sans importance, appuie cependant l'hypothèse que le niveau métallifère régional passe par cette localité.

RANG I, LOT 32, CANTON DE MONTAUBAN (N° 12c)

En 1951, la compagnie « Harricana Gold Mines Inc. » a foncé quatre forages sur le lot 32 du rang I du canton de Montauban, au sud du lac Narcisse. Des teneurs négligeables en or et en argent sont indiquées dans le rapport de sondages (Hurd, 1951). Ces analyses proviennent d'échantillons de gneiss à biotite-pyrite et de veines de quartz.

Genèse du gisement de Montauban

De façon à bien cerner les problèmes posés par la génèse du gisement de Montauban, nous allons, dans ce chapitre, discuter de l'origine du gneiss à sillimanite et de la roche à cordiérite-anthophyllite associés aux minéralisations.

Gneiss à sillimanite

Cette unité, décrite dans le chapitre sur la géologie économique, est limitée aux abords du gisement (figure 18). Cette lithologie caractéristique pourrait constituer un métallotecte important pour l'exploration de ce genre de gisement dans la Province de Grenville. Nous discuterons dans cette section de divers phénomènes qui auraient pu engendrer, après métamorphisme, cette lithologie particulière.

ORIGINES POSSIBLES

La première explication, classique, implique un sédiment siliceux dans lequel des passées argileuses auraient produit, suite au métamorphisme, des agrégats de sillimanite ; une série de réactions entre plusieurs minéraux, comme la suivante, serait alors à envisager :

$KAl_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2 + SiO_2 \rightarrow Al_2SiO_5 + KAlSi_3O_8 + H_2O$

Muscovite + quartz → sillimanite + feldspath-K + eau

Stanton (1983) a étudié les assemblages minéralogiques à la mine Geco dans la région de Manitouwadge en Ontario. Il est intéressant de noter qu'une roche à sillimanite, similaire à celle que l'on retrouve à Montauban, y est présente. Friesen *et al.* (1982, p. 352) en ont fait une brève description : «*The distinct spotted appearance of this rock is caused by white knots or bundles of sillimanite up to 3 cm diameter which are aligned parallel to foliation* ». Cette lithologie, comme à Montauban, est localisée de part et d'autre de la zone de sulfures massifs.

En observant des lames minces provenant de la mine Geco, Stanton ne pouvait identifier des substances incolores à brunâtres associées à la biotite et à la sillimanite. Les analyses à la microsonde lui ont révélé que ce matériel était en fait une substance de transition entre la kaolinite et la sillimanite. Stanton a alors évoqué une relation directe entre ces deux minéraux lors du métamorphisme, soit : $Al_2O_3.2SiO_2.4H_2O \rightarrow Al_2O_3SiO_2$

Kaolin → sillimanite

Le fait de retrouver des intercroissances de biotite et de sillimanite a aussi été expliqué par l'auteur. Il a en effet suggéré que le matériel précurseur puisse dériver de la kaolinisation partielle de la biotite. L'auteur a émis deux hypothèses pour expliquer le mécanisme de kaolinisation qui aurait eu lieu au moment du dépôt des unités géologiques :

1. Procédés d'altérations dans les sols (altération supergène).
2. Altération hydrothermale liée à des exhalaisons durant la sédimentation.

Une troisième explication est apportée par Chinner (1961). Ce dernier a étudié l'origine de la sillimanite dans la région de Glen Clova et a mentionné la possibilité que la sillimanite puisse résulter de la fusion partielle des roches lors du métamorphisme. La réaction suivante, tirée de Winkler (1976), est alors envisagée : Muscovite + quartz + plagioclase → liquide + quartz + sillimanite + plagioclase + feldspath-K + H_2O.

La coexistence des feldspaths potassiques et de la sillimanite, associés à de la cordiérite et/ou à du grenat riche en aluminium, serait selon Winkler (op.cit.), un indicateur de cette réaction.

SOMMAIRE DES HYPOTHÈSES RETENUES

L'éventualité de retrouver des passées argileuses dans les sédiments est une explication attrayante. Notre principale appréhension est le caractère unique de cette lithologie dans notre région. En effet, nous n'avons noté qu'à la mine de Montauban la présence de sillimanite en si grande quantité. Ailleurs, elle n'est pas observée même près des indices minéralisés*. Il est probable, selon nous, que si cet horizon alumineux était dû à des phénomènes sédimentaires, il serait présent en plusieurs localités.

Le fait de retrouver du côté est du gisement des gneiss à biotite migmatisés et des pegmatites (figure 6), pourrait supporter l'hypothèse que la sillimanite ait été produite par l'excès d'alumine, lors de la fusion partielle des roches, au cours du métamorphisme. Nous n'avons cependant pas remarqué la présence de feldspath potassique associé à la sillimanite dans nos lames minces.

Nous avons aussi certaines réticences face aux travaux de Stanton à la mine Geco. En effet, il nous paraît difficile d'envisager que du matériel primaire comme de la kaolinite ou des substances apparentées soient préservées après un métamorphisme aussi élevé. En revanche, l'idée que le gneiss à sillimanite provienne d'une zone d'exha-

* D'autres auteurs (voir fiche de gîte 31 I/16-7 du MER) ont remarqué la présence de sillimanite ailleurs dans la région de Montauban. Nos recherches ont cependant été infructueuses pour retracer des localités où ce minéral a été observé. Le lecteur devra se référer à la carte (hors texte) où les positions approximatives de ces affleurements sont notées.

laison ou de lessivage est très séduisante. Cette hypothèse explique effectivement le caractère unique de cette lithologie à la mine de Montauban et son association directe avec la minéralisation.

L'action hydrothermale des exhalaisons est de lessiver les éléments mobiles tels le potassium et le sodium ; les éléments plus stables comme l'aluminium et la silice seraient donc en excès dans les niveaux lessivés. C'est une explication valable pour expliquer la présence d'une roche, à la fois siliceuse et alumineuse, en contact avec le gisement de Montauban. Le fait de ne pas retrouver de roche similaire près des autres indices minéralisés de la région pourrait représenter une activité exhalative moins importante et/ou des dépôts distaux par rapport à la source.

L'épaisseur de gneiss à sillimanite varie à l'échelle du gisement de Montauban (figure 18). En effet, l'importance de cette roche est plus grande au nord du gisement où elle peut avoir quelques mètres d'épaisseur près de la zone à cordiérite-anthophyllite, alors qu'au sud, dans la zone de roche à diopside-trémolite, nous n'avons noté que quelques passées de l'ordre du décimètre. Cette observation tend à démontrer que la portion nord du gisement serait plus près de l'activité exhalative.

Roche à cordiérite-anthophyllite

Nous avons vu que les études géochimiques effectuées par Seymour (1975) et Prabhu (1981) concluent à la nature exhalative du dépôt. Cependant, la genèse de la roche à cordiérite-anthophyllite nous place devant un dilemne. En effet, cette zone pourrait représenter soit une variation latérale de faciès de la zone à diopside-trémolite, soit une cheminée d'altération qui, dans un mouvement de transposition, serait amenée dans le prolongement immédiat de la zone à diopside-trémolite. Nous discuterons dans cette section des arguments pour l'une ou l'autre hypothèse.

HYPOTHÈSE A : LA ZONE DE ROCHE À CORDIÉRITE-ANTHOPHYLLITE REPRÉSENTE UNE CHEMINÉE D'ALTÉRATION

Les évidences de terrain pouvant appuyer cette hypothèse sont rares. Le métamorphisme et la déformation ont effectivement oblitéré les caractéristiques morphologiques qui, normalement, appuient une hypothèse génétique pour un gisement.

Par exemple, si une zone de cisaillement antémétamorphique a transposé une cheminée d'altération par rapport au corps syngénétique, les évidences géologiques d'un tel mouvement seraient estompées par le métamorphisme. En effet, la recristallisation et la formation de nouveaux minéraux modifient l'apparence de la roche. La démonstration de Sangster (figure 37) est alors difficilement vérifiable.

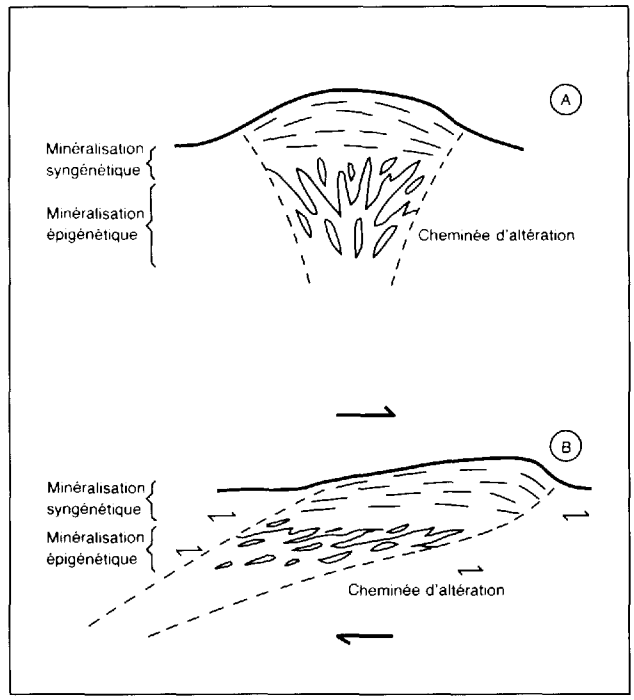


FIGURE 37 – Transposition d'une cheminée d'altération dans une zone de cisaillement (modifié de Sangster, 1972).
a– Gisement non déformé.
b– Le cisaillement indiqué par les flèches a déplacé la cheminée d'altération.

Dans le même ordre d'idées, la déformation qu'a subie la zone minéralisée pourrait expliquer la position relative des roches à cordiérite-anthophyllite et à diopside-trémolite.

Comme nous l'avons vu précédemment, le gisement de Montauban est localisé dans une charnière de pli de première phase. Il est donc possible que l'écrasement intense engendré par un synforme isoclinal rabatte une cheminée d'altération dans le prolongement de l'amas de sulfures massifs (figure 38).

Les arguments chimiques pour déterminer la nature d'un gisement peuvent être interprétés de façons différentes. Ainsi les résultats d'analyses que Prabhu (1981) a récoltés dans les roches environnantes du gisement de Montauban dénotent une perturbation chimique plus importante autour de la zone de roche à cordiérite-anthophyllite qu'en périphérie de la bande de roche à diopside-trémolite. Les éléments tels que MgO, CaO, K_2O et Na_2O se retrouvent en concentrations anormales jusqu'à une distance de 25 mètres de la zone à cordiérite-anthophyllite. Cette caractéristique pourrait être expliquée par la présence d'une cheminée d'altération. Les concentrations d'éléments (tels le Mg) dans les solutions hydrothermales augmenteraient vers la cheminée, tandis que les éléments mobiles contenus dans les épontes seraient lessivés par ces mêmes solutions. Quoique très erratiques, les résultats de Prabhu (1981) dénotent les faits suivants : 1) la proportion de MgO augmente vers le ni-

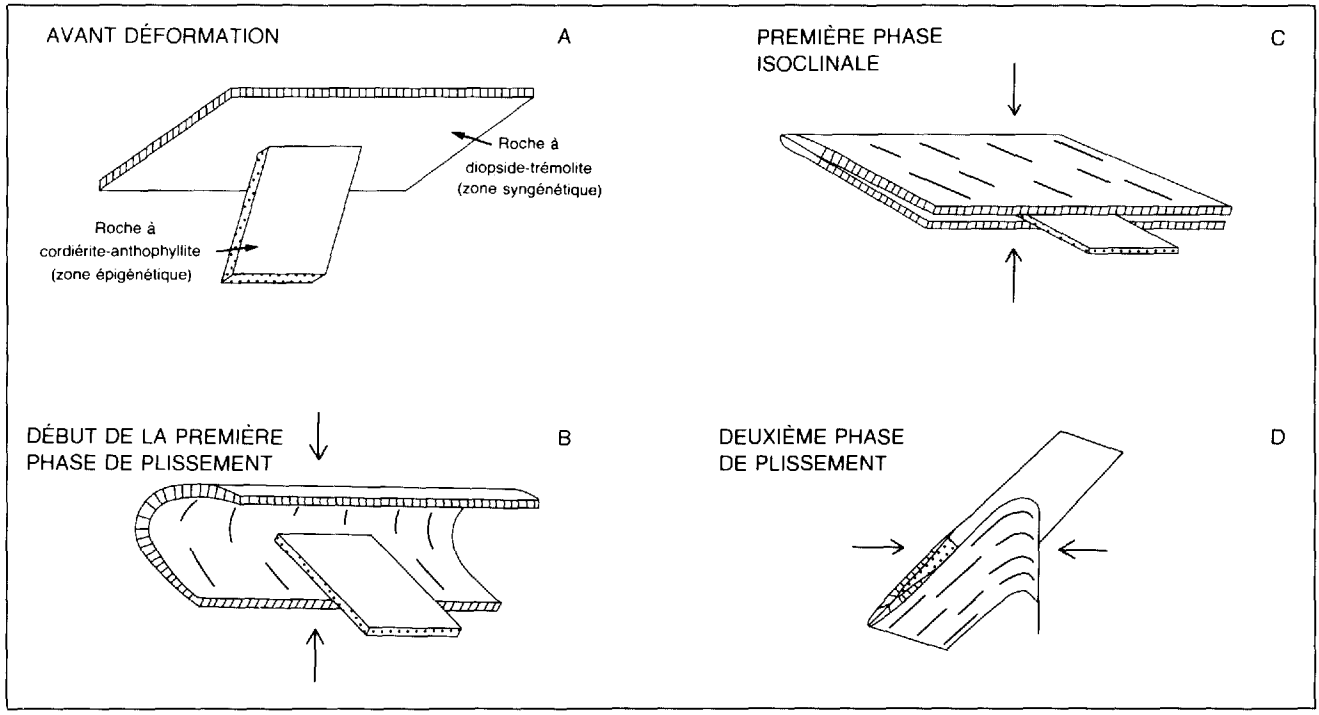


FIGURE 38 – Déplacement relatif de la zone à cordiérite-anthophyllite par deux phases de déformation.

veau métallifère, tandis que le K_2O diminue de façon notable ; 2) les concentrations de Na_2O et de CaO sont cependant très variables en se rapprochant de la zone à cordiérite-anthophyllite. Cependant, Prabhu (op.cit.) a rejeté l'hypothèse de l'existence d'une cheminée d'altération dans le prolongement septentrional du gisement de Montauban. L'équivalent antémétamorphique de la roche à cordiérite-anthophyllite étant, selon cet auteur, un grès magnésien.

La zonalité des métaux, qui est une caractéristique des gîtes volcanogènes, est un autre argument en faveur de la présence d'une cheminée d'altération ; la présence de cuivre est effectivement limitée à cette dernière. Le plomb et le zinc sont aussi présents, mais à des teneurs assez faibles (0,2% et 0,3% respectivement). Par contre, la zone de roche à diopside-trémolite est relativement riche en plomb et en zinc (1,5% et 4,5% respectivement).

Dans un modèle exhalatif, cette zonalité métallifère peut être aisément interprétée comme étant reliée à la mobilité des métaux. En général, le cuivre, peu mobile, aura tendance à précipiter dans la cheminée d'altération, alors que le zinc et le plomb, plus mobiles, pourront précipiter à l'interface eau de mer-lithosphère. Les exemples les plus typiques de ce genre de patron existent en Abitibi (Sangster, 1972).

Les zones de roches affectées par des cheminées d'altération magnésienne donnent normalement naissance à des assemblages à cordiérite-anthophyllite, après un métamorphisme adéquat (Sangster, 1972). Un exemple classique de ce phénomène est donné par le gisement de Millenbach en Abitibi. L'intrusion d'un massif granodioritique à proximité du gisement a provoqué, par métamorphisme de contact, la formation de cordiérite, alors que les gisements localisés à une plus grande distance (Quémont, Horne, etc.) ne contiennent pas de cordiérite dans leurs cheminées d'altération (Sangster, op.cit.).

Nous avons vu au chapitre sur la géologie régionale que l'environnement sédimentaire à Montauban en est un de grande profondeur marine. Selon Bates (1980), cette caractéristique pourrait expliquer la présence d'une cheminée d'altération. La figure 39 montre deux cas où la zonalité des métaux est affectée par la puissance de la colonne d'eau de mer.

Exhalaison à faible profondeur

Si l'exhalaison se produit à une faible profondeur d'eau, (figure 39A), la solution minéralisatrice fera une ascension à une altitude plus élevée dans l'empilement rocheux. Les saumures seront affectées par une baisse rapide de pression et, sous ces nouvelles conditions, les métaux moins mobiles comme le cuivre précipiteront dans un halo discordant par rapport à la roche encaissante. La solution poursuivra sa montée avec les métaux plus mobiles comme le zinc et le plomb, jusqu'à ce qu'elle atteigne l'interface eau de mer-lithosphère. De nouvelles conditions physico-chimiques comme la baisse de température, la différence de Eh et de ph, provoqueront à nouveau la précipitation des métaux. Ces derniers se déposeront comme un sédiment, en concordance sur l'empilement sédimentaire et volcanique. Il est donc possible d'observer un gisement dépourvu de son corps épigénétique (cheminée d'altération) puisque l'ébullition résultant de la baisse de pression se serait produite à une profondeur plus grande que le fond marin.

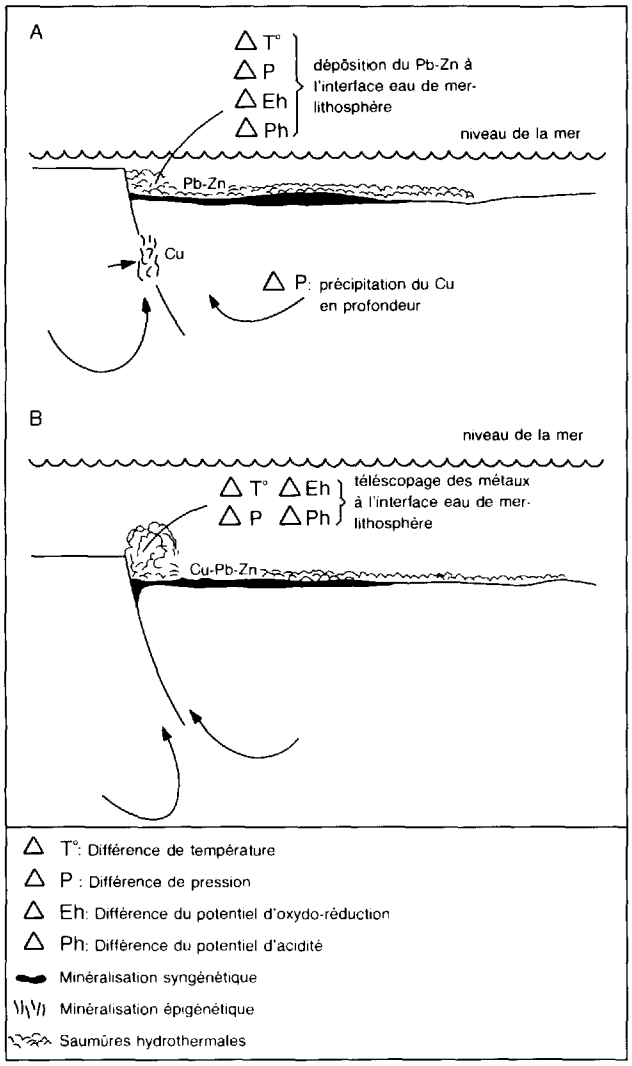


FIGURE 39 – Influence de la puissance de la colonne d'eau sur la zonalité des métaux ; modifié de Bates (1980).

Exhalaison à grande profondeur

Par contre, si la profondeur d'eau est grande, les facteurs de pression et de température agiront à peu près au même niveau (figure 39B). Dans ce cas, le cuivre, le zinc et le plomb sont intimement liés et comme la zone épigénétique se trouve à proximité de la portion syngénétique, il pourrait donc y avoir un téléscopage des zones métallifères.

L'association cuivre-zinc à Montauban indiquerait donc que le gisement de Montauban est proximal par rapport à la source exhalative. D'autre part, tout comme la roche à sillimanite, l'assemblage à cordiérite-anthophyllite n'est présent qu'à un seul endroit dans toute la région que nous avons cartographiée. Si l'équivalent antémétamorphique de cette lithologie est un sédiment, il est difficile de concevoir qu'elle ne soit pas distribuée ailleurs dans la région. De plus, comme nous l'avons vu dans la discussion sur la génèse, la roche à sillimanite pourrait être engendrée par un lessivage produit par des solutions hydrothermales. Cette unité particulière est aussi limitée aux abords du gisement de Montauban et son épaisseur est maximale (quelques mètres) aux abords de la roche à cordiérite-anthophyllite, tandis qu'elle atteint rarement plus d'un mètre dans la zone à diopside-trémolite (voir figure 18).

Ces caractéristiques pourraient traduire la présence d'une cheminée d'altération qui, en déposant son contenu métallifère (cuivre et or), a modifié les roches environnantes. La roche à sillimanite représenterait donc une « enveloppe lessivée » qui englobe une zone enrichie en Mg (assemblage à cordiérite-anthophyllite).

HYPOTHÈSE B : LA ZONE DE ROCHE À CORDIÉRITE-ANTHOPHYLLITE REPRÉSENTE UNE VARIATION LATÉRALE DU FACIÈS À DIOPSIDE-TRÉMOLITE

Cette hypothèse, préconisée par Prabhu (1981), suggère que les deux lithologies (zone à cordiérite-antophyllite et zone à diopside-trémolite) sont présentes au même niveau stratigraphique et sont concordantes par rapport à la stratigraphie. Un sédiment riche en magnésium serait l'équivalent antémétamorphique de la roche à cordiérite-anthophyllite.

Sur le terrain, les deux faciès semblent effectivement situés au même niveau stratigraphique. Si un angle existait entre eux, celui-ci ne serait visible qu'à l'aide d'un levé géologique à la planchette. Il est donc actuellement difficile de prouver que cette portion du gisement soit discordante par rapport à la stratigraphie. Il s'agit d'un argument important car la morphologie d'un gisement confirmerait son mode de mise en place.

Notons qu'il existe des exemples de gisements qui, dans leur prolongement, comportent des roches à cordiérite-anthophyllite. Le gisement de Sherritt-Gordon, dans la région de Sherridon au Manitoba, en est un exemple (Goetz & Froese, 1982). Le faciès à cordiérite-anthophyllite y apparaît sous forme de lentilles concordantes par rapport aux roches adjacentes que l'on retrouve distribuées dans une région de 150 km^2. En joignant les minéralisations et les localités où se retrouve l'assemblage à cordiérite- anthophyllite, ces deux auteurs ont pu tracer le niveau métallifère dans toute la région. Goetz & Froese (op.cit.) ont rejeté l'idée d'une cheminée d'altération « in situ » comme équivalent antémétamorphique de la roche à cordiérite-anthophyllite à cet endroit : « *The protolith of the cordierite-anthophyllite rocks of the Sherridon area might have been hydrothermally altered rocks, transported to their present site either as a fine suspension in a brine or as a sediment gravity flow* ». (Goetz & Froese, 1982, p. 567).

Les gisements du district de Pyhasalmi-Pyelavesi en Finlande (Huhtala, 1979) recèlent aussi des roches à cordiérite-anthophyllite. Cette lithologie particulière entoure les zones de sulfures massifs et s'étend souvent sur quelques kilomètres, de part et d'autre des gisements,

comme par exemple au gîte de Kalliokyla. L'origine de la roche à cordiérite-anthophyllite est aussi controversée dans cette région (cheminée d'altération, roches altérées par des fluides métamorphiques, etc.). Malgré ces ambiguités, il est probable qu'un phénomène similaire à celui proposé dans la région de Sherridon ait prévalu pour donner naissance à cet assemblage minéralogique.

Finalement, les études métamorphiques que Bernier (1985) a entreprises à l'École Polytechnique démontrent une asymétrie autour de la zone à cordiérite-anthophyllite. Les proportions de MnO dans les grenats et les staurotides ainsi que celles de Zn dans les staurotides et les gahnites augmentent d'est en ouest, à travers le gisement, sur une largeur d'une trentaine de mètres. Cette dissymétrie reflèterait vraisemblablement un enrichissement progressif des sédiments qui, au moment de leur dépôt, ont été modifiés par l'action des exhalaisons. Règle générale, une cheminée d'altération possède un halo d'influence plutôt symétrique, ce qui n'est pas le cas pour le gîte de Montauban (d'après les données de Bernier, 1985).

Conclusion

Comme nous l'avons vu, il peut être difficile de désigner un équivalent antémétamorphique pour la roche à cordiérite-anthophyllite. Cependant, il ressort quelques points essentiels qui nous incitent à croire que cette lithologie particulière a été affectée par un centre exhalatif.

En fait, la zone cuprifère et aurifère du gisement de Montauban a certaines particularités qui la marginalisent par rapport aux autres roches de la région. Cette portion du gisement présente, en plus d'un assemblage minéralogique unique dans la région (cordiérite, anthophyllite, gahnite, etc.), une association avec une lithologie exclusive : la roche à sillimanite. Si l'équivalent métamorphique du niveau à cordiérite-anthophyllite était un sédiment habituel, sa présence serait répartie dans toute la région.

Nous présumons que c'est l'action des saumûres chargées de métaux qui a affecté la composition des roches encaissantes. Cette hypothèse n'implique pas nécessairement que la cheminée d'altération corresponde à la zone à cordiérite-anthophyllite. Il est concevable que les saumûres aient aussi touché les sédiments présents latéralement.

En conclusion, si le prolongement nord du gisement de Montauban ne représente pas un centre exhalatif déplacé par le tectonisme, ce centre exhalatif devrait être situé latéralement plus en profondeur ou aurait pu être érodé, car il ne fait aucun doute que ces roches aient été affectées par la circulation de saumures chargées de métaux. Immédiatement au nord et au sud, on passe à une roche à diopside-trémolite qui représente un environnement plus distal par rapport à la source exhalative.

Synthèse métallogénique de la région de Montauban

Environnement du gisement de Montauban et du niveau métallifère

Dans les sections précédentes, nous avons vu que la génèse exhalative du gisement de Montauban est le modèle qui convient le mieux à ce type de minéralisation et à son environnement. Les données géochimiques de Seymour (1975) et de Prabhu (1981) ainsi que les similitudes avec d'autres gîtes exhalatifs appuient cette hypothèse. De plus, l'interprétation structurale nous a permis de relier la plupart des indices de la région à un niveau métallifère unique.

Selon Gauthier (1983), une zone de rift semblable à celle de la mer Rouge correspondrait bien à la disposition des roches supracrustales dans la Province de Grenville. Cet environnement géologique, en plus de contrôler le volcanisme et la sédimentation, aurait augmenté le gradient géothermique. L'eau contenue dans l'empilement rocheux aurait alors été activée en des cellules de convection. Ces solutions hydrothermales, chargées de chlore et contenues dans l'empilement volcano-sédimentaire, auraient pu dissoudre les métaux présents (Au, Ag, Cu, Zn, Pb, Fe, Mn, Mo, etc.).

Au moment de leur arrivée à l'interface eau de mer-lithosphère, si les conditions de sédimentation le permettent (environnement calme), les saumures hydrothermales très denses peuvent s'épandre en concordance sur les sédiments déjà en place. Par contre, si le milieu de dépôt des sédiments est turbulent, les saumures peuvent être transportées sur de grandes distances. La teneur en métal est alors diluée et la formation d'un gisement économique est par le fait même compromise.

Suivant ce modèle, l'environnement sédimentologique plutôt calme au moment du dépôt des unités sédimentaires a permis, dans notre région, de former au moins un gisement d'importance économique : le gisement de Montauban.

Large (1980) a discuté en détails du type d'environnement propice à la présence de gîte de type « sediment-hosted ». Selon lui, les bassins de premier ordre (quelques centaines de kilomètres de largeur), représentent en fait la zone de remplissage du rift. Les bassins de deuxième ordre (quelques kilomètres de largeur) sont contrôlés par le jeu de failles du graben. Quant aux niveaux de sulfures massifs, ils se déposent dans des bassins de troisième ordre qui ne dépassent pas quelques centaines de mètres de longeur. Ce sont ces dépressions qui permettent aux saumûres riches en chlore et en métaux de se déposer à l'abri des perturbations qui prévalent dans les bassins sédimentaires (figure 40).

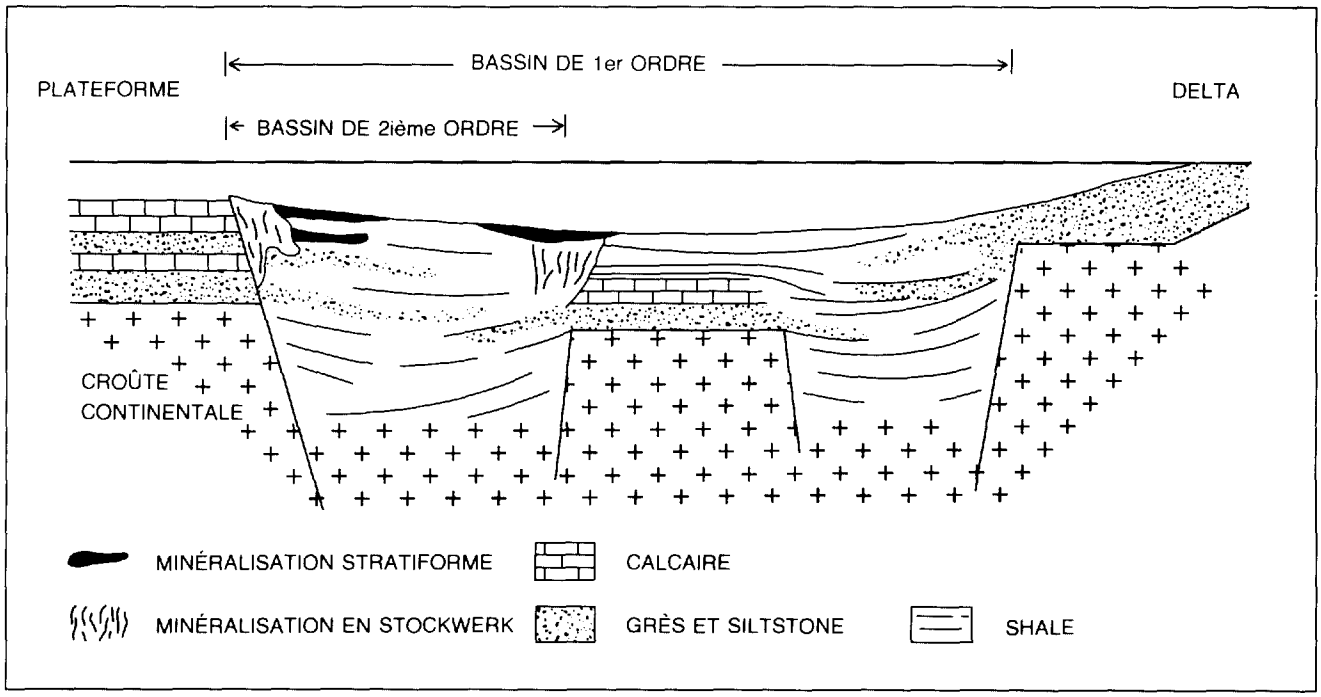


FIGURE 40 – Environnement tectonique des gîtes de plomb-zinc de type sous-marin exhalatifs encaissés dans les sédiments ; d'après Large (1980).

La présence de scapolite et de wilsonite (son équivalent d'altération) associées aux métaux (p.ex. à la mine de Montauban et à l'indice de la Traverse) pourrait témoigner de la forte salinité d'un fluide minéralisateur déposé dans un bassin de troisième ordre (Sangster, comm. pers). Ce minéral riche en chlore a effectivement été signalé dans les épontes de gisements similaires à celui de Montauban. C'est le cas, notamment, à la mine Calumet dans l'Outaouais (Osborne, 1944).

La scapolite, issue de la réaction entre le plagioclase et la calcite (Winkler, 1976), peut aussi être formée sans la présence de chlore. En effet, les études d'Orville (1975) démontrent que la scapolite, dépourvue de chlore (mizzonite), peut être produite dans des roches contenant de la calcite. La valeur de métallotecte de ce minéral est donc discutable. Cependant, la présence de scapolite riche en chlore et associée à des niveaux de sulfures massifs précise le transport des métaux du type complexe chloruré.

La distribution des métaux au contact eau de mer-lithosphère, en plus d'être contrôlée par la dynamique du milieu de dépôt des sédiments, est aussi influencée par la mobilité des éléments eux-mêmes. Si le bassin de saumures est localisé près de la source exhalative, le cuivre, généralement peu mobile, pourra s'y déposer. Le plomb et le zinc, plus mobiles, seront transportés sur de plus grandes distances. De légères dépressions bathymétriques (bassins de troisième ordre) permettront aux saumures chargées de plomb et de zinc de se concentrer afin de former des gîtes à potentiel économique.

Le fer, très mobile, sera transporté sur de plus grandes distances. L'indice du lac aux Sables (formation de fer) traduit cette mobilité importante du fer. L'association gîte de zinc – formation de fer est reconnue dans des gîtes très similaires aux nôtres p.ex. dans la Gatineau (Gauthier, 1983), dans la région de Broken-Hill (Stanton, 1976) ainsi que dans plusieurs autres districts miniers.

Comme nous l'avons vu au chapitre sur la géologie locale, le quartzite que l'on retrouve dans notre district est probablement d'origine chimique. La teneur des grenats en manganèse, comparable à celle retrouvée près du niveau métallifère de la mine de Montauban (Bernier et *al.*, (1984), dénote la nature exhalative de cette unité. Le « chert » se serait alors déposé comme un gel siliceux à l'interface eau de mer-lithosphère. Le quartzite de notre région serait donc comparable à ceux que l'on retrouve dans des districts miniers similaires. Selon Large (1976), le cas du gisement de Tynagh en Irlande en est un exemple car, à cet endroit, comme à Montauban, le chert contient de l'hématite. Large (op.cit.) a même décrit cette unité comme un « hematite chert iron formation ».

Toutes les caractéristiques reliées au gisement de Montauban (niveau métallifère régional, zonalité des métaux, présence de chert, etc.) nous permettent d'intégrer la plupart des indices de la région à l'intérieur d'une époque précise, favorable au dépôt de concentrations métallifères. Le gisement de Montauban représente selon nous un centre exhalatif important. Le stock métal ainsi que l'altération qui l'accompagne (la roche à sillimanite traduisant la lixiviation par les saumures exhalatives) caractérisent le caractère proximal du dépôt (figure 41).

Le niveau métallifère régional s'étend sur plusieurs dizaines de kilomètres. Selon la dynamique du milieu, les minéralisations auront des caractéristiques différentes. L'indice du « lac Froid » (voir chapitre sur la géologie économique), où la sphalérite est faiblement disséminée dans la roche, représente un emplacement peu favorable à la concentration de grandes quantités de stock métal. L'emplacement était probablement exposé aux légères turbulences du fond marin et comme le taux de sédimentation était plus élevé que celui du dépôt des métaux, le gîte ne contient que de faibles concentrations économiques. Par contre, l'indice du lac des Laurentides traduit probablement la présence d'un bassin de quelques centaines de mètres de largeur sur le plancher marin. Les saumures, très denses, ont pu s'épandre tout en déposant leur contenu métallifère dans un milieu confiné. La minéralisation s'y présente donc sous forme massive.

Définition de métallotectes pour l'exploration

Le milieu de dépôt des roches environnant le gisement de Montauban pourrait être, comme dans le Bassin de Mont-Laurier (Gauthier, 1983), une zone de rift. Cette caractéristique, en plus d'expliquer le type de roches, fournit une interprétation métallogénique pour les gîtes stratiformes de métaux de base.

Nous proposons, dans cette section, quelques guides utiles pour l'exploration de gisements polymétalloiques dans la Province de Grenville.

BASSINS PROTÉROZOÏQUES

Deux époques métallogéniques sont propices à la formation de gisement de types « sediment-hosted » : le Phanérozoïque moyen et le Protérozoïque moyen (Large, 1980).

La Province de Grenville offre de grandes étendues où les bassins sédimentaires protérozoïques sont exposés. Ils deviennent donc une cible importante pour l'exploration minière. En fait, il semble qu'à cette époque, des périodes de tension ont pu provoquer dans plusieurs régions du monde des zones d'effondrements (graben).

Le cas de l'Australie (région de Broken-Hill) est particulièrement intéressant. On y retrouve un socle sur lequel se sont déposés des sédiments d'âge Protérozoïque moyen (1700-1450 Ma). La séquence sédimentaire est marquée de changements abrupts de faciès qui traduiraient, selon Large (1980), la réactivation de fractures dans le socle. Dans cet environnement de graben, on retrouve des siltstones, des dolomies, des évaporites, des

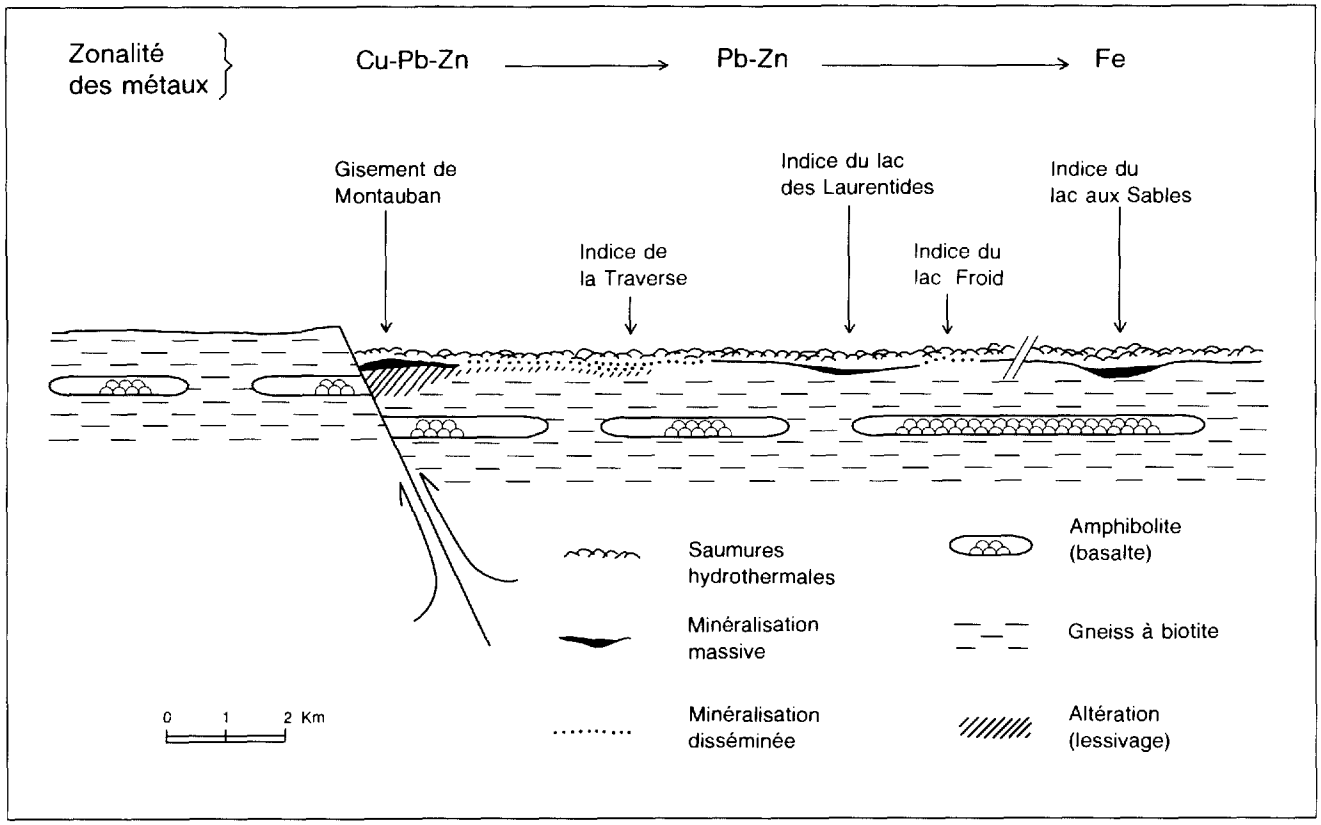


FIGURE 41 – Reconstitution de l'environnement de dépôt des minéralisations de la région de Montauban.

tufs et des roches volcaniques mafiques. Ce milieu, qui rappelle celui de Montauban, recèle aussi des dépôts de plomb-zinc stratiformes.

Cette association « rift-sediment-hosted » n'est pas fortuite puisque la formation d'un graben résulte d'un amincissement de la croûte terrestre. Le flux thermique plus important qui en résulte permet de mobiliser des solutions hydrothermales chargées de métaux qui sont canalisées, par les grandes cassures dues à l'effondrement provoqué par le rift, jusqu'à l'interface eau de mer-lithosphère. Les nouvelles conditions physico-chimiques permettront alors aux métaux de se déposer sur le fond océanique.

AMPHIBOLITES

La présence d'activité volcanique est fréquente dans la séquence géologique environnant les gîtes de type « sediment-hosted ». Cette activité est communément manifestée par de minces horizons de tuf (Large, 1980). Les amphibolites sont aussi le témoin du volcanisme dans le milieu où se sont formés les dépôts métallifères qui nous intéressent et l'exemple de la mer Rouge est, comme nous l'avons vu, un modèle actuel de cette association.

Dans l'Outaouais, la mine Calumet (Pb-Zn-Ag-Cu), qui offre beaucoup de similitudes avec le gisement de Montauban, est localisée dans des marbres au contact avec des amphibolites (Osborne, 1944). Gauthier (1983) a aussi mis en évidence des niveaux d'amphibolites qui bordent le Bassin de Mont-Laurier, où se retrouvent aussi des gîtes de plomb-zinc de type exhalatif. Dans la région de Montauban, la relation « amphibolite-sulfures massifs » devient plausible quand on examine la carte géologique (hors texte).

La présence d'amphibolites d'origine basaltique est un métallotecte important. Ce sont les réseaux de grandes fractures qui ont permis leur montée sous forme de basalte. Ces amphibolites traduisent donc la présence de grandes cassures qui ont aussi servi de canaux aux solutions minéralisatrices. Celles-ci auraient été entraînées par le flux thermique important engendré par la formation du graben et la montée des laves.

Dans la Mauricie, l'extension des amphibolites à l'extérieur de notre territoire est certaine. Au NW, Rondot (1978) en a indiqué une mince bande contournant le massif granitique situé au nord du lac aux Sables. Au sud de notre région, Lunde (1953) a noté la présence d'amphibolites près de la route qui relie le village de Laganière et le rang Sainte-Anne.

PRÉSENCE DE CHERT

Le fait de retrouver un chert dans un environnement volcano-sédimentaire peut être un facteur important pour délimiter des régions potentiellement minéralisées puisqu'il traduit la présence d'activités exhalatives. Selon Large (1980), la plupart des cherts associés à des gisements de type « sediment-hosted » sont restreints spatia-

lement au dépôt métallifère. Nous avons proposé, dans cette étude, que le quartzite que l'on retrouve dans notre région soit équivalent à un chert. Cette unité parcourt une très grande distance dans le district que nous avons cartographié. Nous devons donc envisager que ce précipité chimique ait pu s'étendre sur plusieurs kilomètres autour du ou des centres exhalatifs.

Nous croyons donc que la reconnaissance d'horizons de cherts, et leur distinction à des quartzites sédimentaires, pourrait mener latéralement à la découverte de centres exhalatifs.

CONTEXTE STRUCTURAL

L'interprétation structurale de la région étudiée a mis en évidence la corrélation qui existe entre les plis isoclinaux et la présence de sulfures massifs. Nous croyons en fait que les zones où les sulfures sont présents en grandes concentrations peuvent servir de point d'inflexion pour les plis très serrés. Selon cette hypothèse, il est compréhensible de retrouver les indices importants dans les charnières de plis isoclinaux de première phase.

La cartographie d'un territoire relevée d'une étude structurale est donc avantageuse pour localiser des cibles à potentiel économique.

HALOS DE MANGANÈSE

Les zones de roches enrichies en manganèse peuvent refléter la présence d'activités exhalatives. Le cas de Broken- Hill en Australie est un exemple de cette caractéristique puisqu'en se rapprochant du niveau métallifère, la concentration en manganèse augmente dans la composition des grenats (Stanton, 1976). Les zones où les métaux se déposent actuellement dans la mer Rouge sont aussi entourées de « boue » très riche en manganèse.

Le gisement de Montauban est aussi enrichi en manganèse qui, lors du métamorphisme, a été piégé dans la sphalérite et les grenats. Le contenu en manganèse de la sphalérite peut atteindre 1500 ppm selon les analyses de Sangster (1970). Bernier *et al.* (1984) ont aussi noté un tel enrichissement en manganèse dans les grenats et les staurotides des épondes du niveau métallifère.

PRÉSENCE DE SILLIMANITE

Dans la région de Montauban, la reconnaissance de niveaux riches en sillimanite est un guide important pour l'exploration minière (Gauthier *et al.*, 1985). Ces horizons représentent probablement des roches qui ont subi un lessivage important par les saumures hydrothermales chargées de métaux. Ce minéral alumineux sert également de guide pour l'exploration de gisements de métaux de bases en Afrique du Sud, dans la région d'Aggeneys-Gammsberg (Moore, 1983). Un environnement géologique très similaire à celui de Montauban (quartzite, gneiss à biotite, etc.) y existe et les gîtes stratiformes sont aussi associés à des niveaux très alumineux.

Comme nous l'avons vu précédemment, il y a plusieurs types de roches et de réactions métamorphiques qui peuvent donner naissance à la sillimanite. Il est donc important de discerner les niveaux alumineux sédimentaires présents dans toute une région, des lentilles restreintes à certaines localités. Ces dernières pourraient en effet refléter la présence d'une zone où des circulations hydrothermales auraient pu précipiter des métaux. Les environnements géologiques où les argiles prédominent forment aussi, par métamorphisme, des séquences sédimentaires riches en sillimanite. La présence de ces roches aura pour effet de diluer la valeur de métallotecte qu'aurait la sillimanite, aucune cible restreinte ne pouvant être cernée. Par contre, des environnements où, par exemple, la quantité de grauwacke l'emporte sur les sédiments alumineux, confèrent à la sillimanite un caractère de spécificité qui en fait un excellent guide pour l'exploration de gisements de type exhalatif.

Conclusions

Nos travaux nous ont permis de formuler quelques propositions sur l'environnement géologique de la région de Montauban :

– Un milieu volcano-sédimentaire caractérise le dépôt des roches supracrustales de notre district. Il est probable qu'un environnement de rift ait permis la formation de cette séquence volcano-sédimentaire.

– En extrapolant le style de déformations que nous avons observé en affleurement, il nous a été possible de relier la plupart des indices minéralisés. Le fait de retrouver un horizon métallifère qui s'étend sur plusieurs dizaines de kilomètres est caractéristique de gisements exhalatifs de type « sediment-hosted ».

– Le gisement de Montauban, le plus important des gîtes connus de la région, présente des assemblages minéralogiques particuliers. En effet, le niveau de roche à cordiérite-anthophyllite et l'horizon à agrégats de sillimanite qui l'enveloppe, ne se retrouvent nulle part ailleurs dans la région. Ces lithologies représentent, selon nous, l'équivalent antémétamorphique de roches altérées par des saumures hydrothermales ; les exhalaisons, en plus de déposer leur contenu métallifère en Au, Ag, Cu, Zn et Pb, auraient enrichi la roche encaissant en magnésium, produisant le niveau à cordiérite-anthophyllite. De plus, une zone de lessivage (produisant les roches à sillimanite) enrobe cette zone enrichie en magnésium. Les éléments stables, dont la silice et l'alumine, y sont par conséquent enrichis par rapport aux éléments plus mobiles comme le sodium et le potassium. La portion aurifère du gisement de Montauban qui s'y trouve pourrait donc représenter une cheminée d'altération déplacée par plissement ou transposée par cisaillement. Si tel n'est pas le cas, cette zone correspondrait alors à un niveau concordant avec les gneiss qui l'entourent ; le centre d'exhalaison qui pourrait être situé en profondeur ou simplement érodé aurait alors affecté les sédiments environnants.

– La roche à diopside-trémolite serait le résultat du métamorphisme d'une dolomie siliceuse formée lors du réchauffement de l'eau de mer par l'action des saumures. On retrouve cette lithologie de part et d'autre de la zone à cordiérite-anthophyllite, même à l'endroit où le gneiss à sillimanite est moins épais. Cette association indiquerait un degré d'altération moins intense qu'au centre du gisement, c'est-à-dire dans la portion à cordiérite-anthophyllite.

Plusieurs métallotectes pourraient indiquer la présence de gîtes similaires à celui de Montauban dans les roches supracrustales situées à l'extérieur de notre région :

– Les amphibolites d'origine basaltique qui se sont introduites dans le réseau de grandes cassures d'un rift. Ce contexte, par l'augmentation du gradient géothermique, favorise la circulation de solutions hydrothermales chargées de métaux ;

– La présence d'un niveau de quartzite, relativement mince, et contenant des grenats très manganésifères. Cet horizon pourrait être un précipité chimique (chert) résultant d'exhalaisons volcaniques ;

– La présence de roche à sillimanite dans un environnement géologique qui en est généralement dépourvu peut aussi se révéler un métallotecte important. Cette lithologie peut représenter l'équivalent métamorphique de roches lessivées.

Le gisement de Montauban n'est sûrement pas un phénomène unique et il est probable que les roches supracrustales de la Mauricie et d'autres régions de la Province de Grenville recèlent des gisements de ce type.

Références

ALLARD, G.O., 1981 – Quart sud-ouest du canton de Rinfret et partie du quart sud-est du canton de Lemoyne – relation avec le Front du Grenville. Ministère de l'Énergie et des Ressources ; DPV 759 ; 95 pages.

BAER, A.J., 1976 – The Grenville Province in Helikian Times : a Possible Model of Evolution. Royal Society London Transactions ; Volume A280 ; pages 494-715.

BANCROFT, J.A., 1915 – Géologie des parties des cantons de Montauban et de Chavigny et de la Seigneurie de Grondines. Ministère de la Colonisation, des Mines et des Pêcheries (service des Mines), Québec ; rapport sur les opérations minières dans la province de Québec pour l'année 1915 ; pages 103-143.

BATES, T.F., 1980 – The Chemical and Physical Controls on the Genesis of Submarine Exhalative Orebodies and their Implications for Formulating Exploration Concepts. Geologisch jahrbuch ; D.40, pages 131-138.

BEAUMIER, M., 1983 – Levé pédogéochimique de la région de Montauban, comté de Portneuf. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec ; DP 83-22, 75 pages.

BERNIER, L., 1985 – Géologie, minéralogie et pétrographie de la zone aurifère nord du gisement métamorphisé de Zn-Pb-Au-Ag-Cu de Montauban-les-Mines, Québec. Thèse de Maîtrise, Université de Montréal, 283 pages.

BERNIER, L. – POULIOT, G. – TRZCIENSKI, W., 1984 – Gahnite, staurotide zincifère et grenat manganésifère dans la zone du gisement métamorphisé en Pb-Zn (Cu, Au-Ag) de Montauban-les-Mines, Québec. ACFAS ; résumé des communications ; volume 51, no 1, page 311.

BÉRUBÉ, M.A., 1982 – La Minéralogie appliquée au traitement des minerais. Institut Canadien des Mines et de la Métallurgie ; volume 75, no. 847, pages 121-131.

BÉLAND, J., 1961 – Région de Shawinigan. Ministère des Richesses naturelles, Québec ; RG-97, 59 pages.

BILIBIN, Y.A., 1968 – Metalogenic Province and Metalogenic Epochs. E.A. Alexandrov Translator ; Queen's College Press, Flushing, New York ; 35 pages.

BUTLER, P., 1969 – Mineral Compositions and Equilibria in the Metamorphosed Iron Formation of the Gagnon Region, Quebec, Canada. Journal of Petrology, volume 10, part 1 ; pages 56-101.

CHINNER, G.A., 1961 – The Origin of Sillimanite in Glen Clova, Angus. Journal of Petrology, volume 2, part 3 ; pages 312 à 323.

CORNWALL, F.W. 1952 – Rapport général sur Anacon Lead Mines Ltd. Ministère des Mines, Québec ; GM-2403.

COURTOIS ET CIE., 1932 – Rapport d'études géophysiques sur la Mine Tétreault, canton de Montauban, Québec. Ministère des Mines, Québec ; GM-18432, 10 pages.

FLANAGAN, J.T., 1983 – Rapport annuel de la Compagnie Muscocho Explorations Ltée, Toronto.

FLETCHER, I.R. – FARQUHAR, R.M. 1982 – The Protocontinental Nature and Regional Variability of the Central Metasedimentary Belt of the Grenville Province, Lead Isotope Evidence. Journal Canadien des Sciences de la Terre, volume 19, no 2 ; pages 239-253.

FRIESEN, R.G. – PIERCE, G.A. – WEEKS, R.M., 1982 – Geology of the Geco Base Metal Deposit. The Geological Association of Canada ; Special Paper 25, pages 343-364.

GAUTHIER, M., 1983 – Métallogénie du zinc dans la région de Maniwaki-Gracefield, Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources ; MM 82-03, 107 pages.

GAUTHIER, M. – MORIN, G. – MARCOUX, P., 1985 – Minéralisations aurifères de la partie centrale de la Province de Grenville, Bouclier Canadien. Institut Canadien des Mines et de la Métallurgie ; volume 78, No 874, pages 60-69.

GEO-TECH. DEV. LTD, 1950 – Montauban Township, Québec. Report on Resistivity Survey of the Nocana Mines Ltd. Ministère des Mines, Québec ; GM-1070, 20 pages.

GOETZ, P.A. – FROESE, E., 1982 – The Sherrit Gordon Massive Sulphide Deposit. The geological Association of Canada ; Special Paper 25, pages 557-570.

GIROD, M., 1978 – Les roches volcaniques : Pétrologie et Cadre structural. Paris, Doin Éditeurs ; 235 pages.

GREIGG, E.W., 1952 – La région de Pontgravé-Bergeronnes. Ministère des Mines, Québec ; RG-32, 31 pages.

HELLMAN, P.L. – SMITH, R.E. – HENDERSON, P., 1979 – The Mobility of the Rare Earth Elements : Evidence and Implications from Selected Terrains affected by Burial Metamorphism. Contribution to Mineralogy and Petrology ; volume 71, pages 23-44.

HUHTALA, T., 1979 – The Geology and Zinc-Copper Deposits of the Pyhasalmi-Pyelavesi District, Finland. Economic Geology ; volume 74, pages 1069-1083.

HURD, D.W., 1951 – Harricana Gold Mines Inc., Montauban Township, Quebec – Report on Diamond Dril-

ling. Ministère des Mines, Québec ; GM-1375, 24 pages.

JUTEAU, T., 1983 – Structure et pétrologie du rift axial de la Mer Rouge vers 18° nord, résultats de la campagne soviétique de plongées avec submersible (1980). Bulletin des centres de recherches ELF Aquitaine ; volume 7, no. 1, pages 217 à 231.

KENNEDY, D.R., 1977 – Rapport de géophysique – Muscocho Explorations Ltée. Ministère des Mines, Québec ; GM-32929.

LACOMBE, P.G., 1971 – Rapport de propriété – Mutual Resources and Industries Corp. Ministère des Mines, Québec ; GM-28124.

LARGE, D.E., 1980 – Geological Parameters Associated with Sediment-Hosted Submarine Exhalative Pb-Zn Deposits : An Empirical Model for Mineral Explorations. Geologisch jahrbuch ; D. 40 ; pages 59-129.

LEBLANC, R., 1957 – Rapport sur les propriétés de Ghislau Mining Corp. Ministère des Mines, Québec ; GM-4942-A.

LUNDE, M., 1953 – The Precambrian and Pleistocene Geology of the Grondines Map Area. Université McGill, thèse de doctorat inédite ; 150 pages.

MACKERACHER, D.M., 1951 – Journaux de sondages de Grawmont Mines Ltd. Ministère des Mines, Québec ; GM-1081-A et B.

McCANNELL, J.D., 1950 – Rapport de géophysique de Grawmont Mines Ltd. Ministère des Mines, Québec ; GM-1631.

MARTIGNOLE, J., 1975 : Le Précambrien dans le sud de la Province tectonique de Grenville (Bouclier Canadien). Thèse de doctorat, Université de Montréal.

MER – Fiches de gîte minéral 31 I/16-3, 31-I/16-7, 31 I/16-9, 31 I/16-14, 31 I/16-17, 31 I/16-21, 31 I/16-24, 31 I/16-27. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec.

MOORE, J.M., 1983 – Investigations of and for « Aggeneys Type » Zn-Pb-Cu-Ag Ore Deposits in Namaqualand, South Africa-Past and Present. Society of Mining Engineers – American Institute of Mining Engineers ; réunion annuelle, Atlanta ; preprint no 83-12.

MORIN, G., 1982 – Métallogénie de la région de Montauban. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec ; DP 82-12.

——— 1984a – Métallogénie de la région de Montauban. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec ; DP 83-31, 14 pages.

——— 1984b – Métallogénie de la région de Montauban. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec ; ET 83-14.

——— 1984c – Gîtologie de la région de Grandes-Bergeronnes. Ministère de l'Énergie et des Ressources ; DP 85-08.

O'NEIL, J.J. – OSBORNE, F.F., 1939 – La mine Tétreault, Montauban-les-Mines, comté de Portneuf. Ministère des Mines et des Pêcheries, Québec ; RP-136.

ORVILLE, P.M., 1975 – Stability of Scapolite in the System Ab-An-NaCl-$CaCO_3$ at 4 kb and 750°C. Geochimica Cosmochimica Acta ; volume 39, pages 1091-1105.

OSBORNE, F.F., 1944 – Région de l'Ile Calumet, comté de Pontiac. Ministère des Mines, Québec ; RG-18, 31 pages.

PERRODON, A., 1983 – Rifts et ressources énergétiques fossiles. Bulletin des centres de recherches ELF Aquitaine ; Volume 7, n° 1, pages 128-135.

PRABHU, M.K., 1981 – Geology, Geochemistry and Genesis of Montauban Lead-Zinc Deposit. University McGill ; thèse de doctorat inédite.

PYKE, D.R., 1966 – Géologie de la région de Montauban – Colbert, comté de Champlain et de Portneuf, Québec. Ministère des Richesses naturelles, Québec ; RP-545, 15 pages.

——— 1967 – Geology of the Montauban Area. Université McGill, thèse de doctorat inédite ; 181 pages.

RONDOT, J., 1978 – Région de Saint-Maurice. Ministère des Richesses naturelles, Québec ; DPV-594, 85 pages.

SALTON, G.H. 1952 – Logs of Diamond Drill Holes 1-A to 16-A including Logs V-1, 12-B, Western Ashley Minerals Ltd. Ministère des Mines, Québec ; GM-1771.

SANGSTER, D.F., 1972 – Precambrian Volcanogenic Massive Sulphide Deposits in Canada : A Review. Commission géologique du Canada ; Paper 72-22, 44 pages.

SANGSTER, A.L., 1970 – Metallogeny of Base Metals, Gold and Iron Deposits of the Grenville Province of Southeastern Ontario. Thèse de doctorat non publiée, Queen's University, Kingston, Ontario ; 356 pages.

SEYMOUR, K.S., 1975 – Metamorphosed Volcanogenic Pb-Zn Deposits at Montauban, Québec. Universté McGill, thèse de maîtrise ; 230 pages.

SMITH, J.R., 1952 – Report on Diamond Drilling of O'Brien and Power Co. Ministère des Mines, Québec ; GM-1813, 1 page.

——— 1956 – Région de Montauban, comté de Portneuf. Ministère des Mines, Québec ; RG-65.

STANTON, R.L., 1976 – Petrochemical Studies of the Ore Environment at Broken Hill, New South Wales : 3-banded Iron Formations and Sulphide Orebodies : Constitutional and Genetic Ties. Transactions of the Institute of Mining and Metallurgy ; volume 85, section B ; pages 132-141.

——— 1983 – The Direct Derivation of Sillimanite from a kaolinitic Precursor : Evidence from the Geco

Mine, Manitouwadge, Ontario. Economic Geology ; volume 78, pages 422 à 437.

——— 1984 – The Direct Derivation of Cordierite from a Clay-Chlorite Precursor : Evidence from the Geco Mine, Manitouwadge, Ontario. Economic Geology ; volume 79, pages 1245-1264.

WILSON, N.L. 1939 – An investigation of the Metamorphism of the Orijarvi Type with Special Reference to the Zinc-Lead Deposits at Montauban-les-Mines. Universtié McGill ; thèse de doctorat inédite.

WINKLER, H.G.F., 1976 – Petrogenesis of Metamorphic Rocks. 4ième édition, New York, Springer-Verlag ; 334 pages.

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, pages 263-334.

Annexe 1

Localisation et description des échantillons de roches analysés (voir annexe 2)

NUMÉRO DE L'ÉCHANTILLON	UTM-est	UTM-nord	REMARQUES (type de roche, localisation)
AG- 1	699050	5196750	M7qb (rive est du lac Veillette)
AG- 2	695600	5198650	M7qb
AG- 3	695600	5198650	
AG- 4	705450	5193400	M7qb
AG- 5	705350	5192550	M7qb
AG- 6	705300	5193200	M7qb (indice n° 3)
AG- 7	705300	5193200	M7qb (indice n° 3)
AG- 8	702300	5190400	Veine de quartz-feldspath (niveau 280, mine Montauban)
AG- 9	702300	5190400	M7 à cordiérite (niveau 280, mine Montauban)
AG-10	701150	5183200	M7qbh
AG-11	701150	5183200	M11
AG-12	705850	5186550	M11
AG-13	705600	5195700	M7qb (indice n° 4)
AG-14	705300	5192650	M7qb (indice n° 3)
AG-15	701650	5193600	M7qb (indice n° 11)
AG-16	705300	5192650	M7qb (indice n° 3)
AG-17	705300	5192650	M7qb (indice n° 3)
AG-18	705300	5192650	M7qb (indice n° 3)
AG-19	705300	5192650	M7qb (indice n° 3)
AG-20	696050	5197550	M7qb (indice n° 5)
AG-21	696050	5197550	M7qb (indice n° 5)
AG-22	705650	5194550	M7qb (indice n° 3)
AG-23	705450	5191450	M7qb (indice n° 8)
AG-24	705600	5194550	M7qb (indice n° 3)
AG-25	705600	5194550	M7qb (indice n° 3)
AG-26	705500	5195500	M7qb (indice n° 3)
AG-27	698900	5194450	M7qbh (indice n° 9)
AG-28	698900	5194450	Calcaire cristallin (indice n° 9)
AG-29	698900	5194450	Magnétite massive (indice n° 9)
AG-30	697900	5194450	M7 hg (indice n° 9)
AG-31	697900	5194450	Calcaire cristallin (indice n° 9)
AG-32	697900	5194450	Calcaire cristallin (indice n° 9)
AG-33	697900	5194450	M7 hg (indice n° 9)
AG-34	701100	5183250	M7 ghb
AG-35	701250	5183350	M7 qhb
AG-36	702950	5183100	M7 qhb
AG-37	702650	5182800	M7 qhb

* M7 : gneiss ; M11 : quartzite ; q : quartz ; b : biotite ; h : hornblende ; g : grenat.

Annexe 2

Analyses lithogéochimiques des échantillons de l'annexe 1

No. échant. / No. indice référant à la carte	AG-1 (12c)	AG-2	AG-3	AG-4	AG-5 (3)	AG-6 (3)	AG-7	AG-8	AG-9	AG-10
					% du poids					
SiO_2	63,8	69,6	63,4	66,0	67,8	60,4	51,6	76,4	72,5	61,96
Al_2O_3	15,7	13,1	15,6	12,5	12,8	14,8	18,7	11,5	9,72	15,
MgO	1,50	1,26	1,87	1,86	1,76	2,33	3,76	0,39	6,09	3,11
CaO	3,00	2,12	3,07	2,77	1,31	4,16	6,75	1,09	0,29	6,48
Na_2O	4,19	2,95	3,24	2,37	1,79	2,44	4,90	0,83	0,07	2,97
K_2O	2,09	2,53	2,16	2,75	4,40	2,86	0,14	0,17	2,14	1,36
TiO_2	0,66	0,51	0,64	0,51	0,42	0,77	0,71	0,10	0,29	0,4113
P_2O_5	0,23	0,11	0,23	0,20	0,23	0,36	0,23	0,03	0,03	0,
MnO	0,14	0,06	0,14	0,09	0,05	0,38	0,18	0,02	0,12	0,08
S	0,41	0,67	0,52	2,71	1,84	0,01	0,09	2,94	0,39	0,01
Fe t. en Fe_2O_3	8,08	5,91	8,11	7,89	6,55	9,63	11,3	5,73	3,91	5,16
PAF*	0,47	1,12	1,01	2,78	3,98	0,74	0,48	2,36	3,82	0,60
					g/t					
Au	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5
Ag	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5
					ppm					
Ba	540	468	402	468	704	667	54	5	25	513
As	1	2	2	1	1	1	1	4	3	1
Sr	289	279	287	170	131	289	365	77	31	734
Cu	52	78	80	72	71	210	900	0,11%	74	6
Zn	78	310	440	220	0,16%	930	77	530	0,11%	65
Pb	3	59	100	24	50	12	3	150	38	5
Ni	2	13	6	88	59	1	26	7	1	27
Co	88	130	110	140	120	120	98	180	110	130
Cr	10	17	14	29	41	8	20	6	4	19
V	81	88	120	200	300	150	220	3	3	88
Bi	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3
Sn	5	3	3	2	2	3	11	2	1	1
Mo	6	6	3	16	16	3	3	3	3	3
U	5	2	2	2	2	2	2	25	3	2
Th	11	5	5	5	5	5	5	12	5	5
Rb	120	64	90	92	110	64	5	23	110	28
Y	30	23	35	27	26	23	20	38	26	18
Zr	150	110	130	130	140	100	34	140	160	120
Nb	5	5	5	5	5	5	5	26	5	5
Sb	10	11	11	10	11	10	10	11	13	10
La	23	29	29	18	24	18	6	5	13	14
Ce	44	38	75	16	38	31	15	15	32	22
Ta	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20

* Perte au feu

No. échant. No. indice référant à la carte	AG-11	AG-12	AG-13 (4)	AG-14 (3)	AG-15 (11)	AG-16 (3)	AG-17 (3)	AG-18 (3)	AG-19 (3)	AG-20 (5)
					% du poids					
SiO_2	99,0	96,7	59,3	61,6	72,1	75,5	66,6	66,6	77,4	44,6
Al_2O_3	1,21	2,25	16,4	10,4	10,5	12,1	14,5	13,1	11,0	16,8
MgO	0,04	0,04	3,19	3,64	0,32	0,84	1,52	2,06	0,41	2,80
CaO	0,02	0,02	3,18	6,21	1,20	2,48	3,73	1,55	1,58	4,64
Na_2O	0,01	0,02	3,49	0,33	2,95	2,62	2,95	2,16	3,23	3,09
K_2O	0,42	0,66	2,45	1,42	2,38	1,27	1,69	2,80	1,34	3,26
TiO_2	0,05	0,08	0,62	0,19	0,13	0,56	0,71	0,55	0,18	2,20
P_2O_5	0,05	0,04	0,29	0,03	0,03	0,09	0,30	0,26	0,03	1,92
MnO	0,03	0,01	0,05	0,13	0,02	0,04	0,19	0,06	0,01	0,11
S	0,01	0,01	3,23	4,29	3,40	0,02	1,70	3,28	1,16	1,53
Fe t. en Fe_2O_3	0,27	0,20	6,41	6,01	7,54	3,89	6,85	7,06	2,98	15,5
PAF	0,15	0,30	4,29	2,83	2,91	0,56	1,53	3,50	1,74	2,36
					g/t					
Au	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5
Ag	0,5	0,5	1,2	13,6	0,5	0,5	0,5	1,1	0,7	0,5
					ppm					
Ba	77	131	118	195	419	410	421	488	960	486
As	1	1	2	3	1	1	1	1	2	0,14%
Sr	6	2	185	283	182	264	259	114	210	514
Cu	4	7	83	0,26%	42	22	140	280	810	49
Zn	16	7	610	4,23%	83	98	180	560	90	140
Pb	4	6	91	0,88%	30	11	11	180	180	5
Ni	3	4	33	10	15	0,8	21	120	3	0,3
Co	280	270	110	120	100	170	140	110	180	35
Cr	9	6	46	5	19	11	14	50	6	6
V	3	440	130	9	3	22	110	360	6	94
Bi	3	3	3	10	3	3	3	3	3	3
Sn	1	1	1	15	3	1	1	2	1	1
Mo	3	3	84	6	6	6	9	25	3	6
U	2	7	2	3	2	3	2	4	2	2
Th	5	5	5	5	5	5	7	5	5	5
Rb	11	24	110	99	50	51	63	68	29	100
Y	5	5	31	170	39	15	31	34	56	52
Zr	47	70	150	260	250	210	140	170	430	370
Nb	10	5	5	6	7	5	5	10	8	33
Sb	5	10	10	35	13	12	10	15	10	22
La	12	13	23	38	32	12	8	29	43	41
Ce	20	16	25	64	54	22	15	44	58	150
Ta	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20

No. échant. No. indice référant à la carte	AG-21 (5)	AG-22 (3)	AG-23 (8)	AG-24 (3)	AG-25 (3)	AG-26 (3)	AG-27 (9)	AG-28 (9)	AG-29 (9)	AG-30 (9)
					% du poids					
SiO_2	60,8	75,0	66,2	66,9	56,0	45,7	50,2	3,34	7,81	39,4
Al_2O_3	21,3	6,96	13,7	8,55	14,3	7,57	10,8	0,28	1,72	7,59
MgO	0,44	0,32	1,90	0,69	4,36	7,09	5,82	0,61	0,73	1,91
CaO	4,08	2,13	1,90	4,71	6,01	18,7	14,7	53,2	3,98	21,7
Na_2O	7,25	0,83	3,01	0,38	0,98	0,11	0,89	0,01	0,01	0,22
K_2O	1,05	0,56	3,23	0,49	2,70	0,04	2,37	0,04	0,04	0,09
TiO_2	0,39	0,12	0,49	0,18	1,88	0,15	0,34	0,02	0,07	0,26
P_2O_5	0,18	0,08	0,18	0,11	0,36	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03
MnO	0,02	0,09	0,06	0,12	0,27	0,54	0,38	0,02	0,21	0,46
S	0,43	4,74	2,59	5,22	0,21	4,86	1,13	0,02	0,03	2,01
Fe t. en Fe_2O_3	2,85	5,55	6,67	7,78	12,7	9,45	11,0	0,45	86,8	24,0
PAF	1,32	2,57	2,92	3,42	0,98	3,54	2,38	40,0	0,01	2,46
					g/t					
Au	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5
Ag	0,5	2,7	0,5	2,9	0,5	1,7	2,1	0,5	0,5	11,2
					ppm					
Ba	189	160	535	111	323	5	416	5	5	5
As	320	110	3	6	1	2	840	0,13%	510	490
Sr	753	83	221	103	111	114	228	182	10	136
Cu	38	0,151%	62	0,32%	190	690	0,13%	26	79	1,31%
Zn	55	4,33%	720	4,55%	340	4,75%	560	32	330	550
Pb	17	750	41	0,28%	12	340	9	5	0,5	5
Ni	2	33	96	16	36	14	20	2	0,3	0,3
Co	92	200	130	220	110	48	62	5	41	84
Cr	8	13	38	9	66	5	27	4	4	3
V	16	31	150	69	320	19	81	3	3	25
Bi	3	3	3	7	10	3	3	3	15	15
Sn	2	4	4	17	8	11	5	1	20	13
Mo	6	6	22	9	3	3	3	3	3	3
U	2	2	2	2	2	2	2	2	3	4
Th	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
Rb	38	30	84	99	81	12	97	5	5	14
Y	33	53	28	170	63	67	13	7	5	26
Zr	280	69	170	260	130	150	59	16	5	87
Nb	6	5	6	5	5	5	5	5	5	5
Sb	10	10	10	19	10	12	17	69	10	20
La	20	19	20	16	12	15	9	5	5	8
Ce	42	38	28	24	36	28	15	15	15	23
Ta	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20

No. échant. No. indice référant à la carte	AG-31 (9)	AG-32 (9)	AG-33 (9)	AG-34	AG-35	AG-36	AG-37
					% du poids		
SiO_2	8,12	7,59	31,5	76,4	45,8	74,4	70,4
Al_2O_3	1,70	2,20	7,90	10,2	15,0	12,3	13,5
MgO	2,66	1,35	1,70	1,25	6,86	1,57	0,85
CaO	50,1	51,2	21,6	1,59	11,4	3,44	2,23
Na_2O	0,04	0,02	0,20	1,62	2,52	2,31	2,70
K_2O	0,02	0,05	0,07	3,40	0,54	1,74	4,26
TiO_2	0,04	0,08	0,12	0,45	1,68	0,37	0,38
P_2O_5	0,04	0,05	0,04	0,08	0,15	0,05	0,08
MnO	0,09	0,04	0,38	0,03	0,21	0,04	0,05
S	0,02	0,02	5,80	0,01	0,02	0,01	0,01
Fe t. en Fe_2O_3	—	—	29,2	3,59	14,5	3,10	3,87
PAF	35,2	35,3	5,20	0,59	0,53	0,57	0,75
					g/t		
Au	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5
Ag	0,7	2,5	6,6	0,5 f	0,5	0,5	0,5
					ppm		
Ba	20	20	20	251	269	466	244
As	500	180	3	2	1	2	1
Sr	130	150	120	681	134	417	616
Cu	87	28	0,60%	9	18	9	18
Zn	43	31	330	48	180	52	53
Pb	4	1	3	11	4	14	11
Ni	3	3	4	20	39	16	5
Co	10	5	93	160	88	160	150
Cr	0,3	0,3	3	30	93	21	13
V	0,6	0,6	3	81	400	38	16
Bi	7	7	33	3	3	3	3
Sn	1	1	54	1	6	1	3
Mo	3	3	3	3	3	3	3
U	2	2	2	2	2	2	6
Th	5	5	5	5	5	5	94
Rb	5	5	8	110	13	55	210
Y	5	5	5	18	21	15	48
Zr	5	5	—	230	52	250	350
Nb	5	5	5	5	5	5	20
Sb	80	10	10	10	12	10	10
La	5	5	14	22	11	20	90
Ce	15	15	18	33	18	38	150
W	1	1	12	0,2	7	12	2

Annexe 3

Caractéristiques des indices minéralisés de la région de Montauban

		MINE MONTAUBAN			INDICE DE LA TRAVERSE	INDICE DU LAC DES LAURENTIDES	INDICE DU VIEUX CINQ PIASTRES	INDICE PERRON
		zone aurifère nord	zone zincifère	zone aurifère sud				
NO. DE L'INDICE SUR LA CARTE GÉOLOGIQUE		1a	1b	1c	2	3	4	5
SUBSTANCES ET TENEURS	Zn	0.3 %	4.5 %		tr	9.9 %*	17.1 %*	
	Pb	0.2 %	1.5 %		tr	0.43 %*		
	Au	3.8 g/t	0.56 g/t	6.5 g/t	tr	0.6 g/t*		0.07 g/t*
	Ag	13.0 g/t	70.0 g/t	68.2 g/t		6.8 g/t*	48.8 g/t*	
	Cu	0.3 %				0.4 %*	tr	
	Mo				tr			
	Fe							
TONNAGES		923000 t	3.4×10^6 t	90000 t				
TYPE DE GÎTE	stratiforme ou stratoïde	●	●	●	●	●	●	●
	filonien							
MINÉRAUX MÉTALLIQUES		Au Ag Po Sp Ga Cp As	Sp Ga Po Py Au Ag Mo As	Au Ag...	Sp Ga Cp Po Py	Sp Ga Cp Py Po	Sp Py Po Cp	Py As
MINÉRALISATION	massive		●			●		
	disseminée	●	●	●?	●	●	●	●
ROCHES HÔTES	carbonate		●+	●–	●	●		
	gn. biotite	●+		●		●	●	●
	gn. hornblende			●				
	autres							
ROCHES ASSOCIÉES	amphibolite	●+	●	●	●	●		
	quartzite	●–	●–	●–	●–	●	●	
	gn. sillimanite	●+	●–	●–	●–			
	gn. biotite							
MÉTALLOTECTES MINÉRALOGIQUES	sillimanite	●+	●–	●–	●–			
	grenat	●			●			
	cordiérite	●			●?			
	anthophyllite	●			●?			
	gahnite	●–						
	staurotide	●–						
	diopside		●+	●–				
	trémolite		●+	●–	●	●		
STRUCTURE HÔTE	pli isoclinal	●	●	●		●?		
	cisaillement	●			●			
	fracture de tension	●						

Ag: argent natif
As: arsénopyrite
Au: or natif
Cp: chalcopyrite
Ga: galène
Mo: molibdénite
Mt: magnétite
Po: pyrrothine
Sp: sphalérite

● présent
●+ en proportion majeure
●– en proportion mineure

INDICE DU LAC DES AMÉRICAINS	INDICE DU RANG ST-THOMAS	INDICE DU LAC FROID	INDICE DU LAC AUX SABLES	INDICE GRAWMONT	INDICE DU LAC AUDET
6	7	8	9	10	11
tr tr tr	1.8 g/t *	2.5 %	5.1 g/t * 43.9 g/t * 5.6 % * 23.8 % *	0.6 g/t * 1.6 g/t * 0.05 % *	0.9 % *
●	 ●	●	●	●?	●
Sp Ga Cp Py Po	Mo Py	Sp Py Po	Cp Py Po As Mt	Cp Py Po	Py Po
 ●?	 ●	 ●	● ●	 ●	 ●
●+	 veine de quartz	●+	● + grenat	● amphibolite	●+
● ●?	 ●+		● ●		●
●			●		
	 ●		●		

* échantillon choisi

Gouvernement du Québec
Ministère de l'Energie et des Ressources
Direction générale de l'Exploration géologique et minérale