

# MB 93-20

ETUDE STRUCTURALE ET METALLOGENIQUE DE LA REGION DE BELLETERRE-TEMISCAMINGUE, PHASE 1:  
QUART NORD-OUEST DU CANTON DE GUILLET

Documents complémentaires

*Additional Files*



Licence



Licence

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

Énergie et Ressources  
naturelles

Québec 



Gouvernement du Québec  
Ministère de l'Énergie et des Ressources  
Service géologique du Nord-Ouest

# Étude structurale et métallogénique de la région de Belleterre-Témiscamingue

## Phase 1: Quart nord-ouest du canton de Guillet

Ghislain Tourigny



### SÉRIE DES MANUSCRITS BRUTS

Le présent projet est financé par le ministère de l'Énergie, des Mines et des Ressources du Canada et le ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec dans le cadre de l'entente auxiliaire Canada - Québec sur le développement minéral.

**MB 93-20**

**1993**

## Table des matières

	Page
GÉNÉRALITÉS .....	5
Localisation et accès .....	5
Méthode de travail .....	6
Travaux antérieurs .....	6
Géologie régionale .....	7
Remerciements .....	11
UNITÉS LITHOTECTONIQUES .....	11
Généralités .....	11
Volcanites mafiques .....	12
Tufs cherteux et formation de fer au faciès oxyde .....	13
Tufs felsiques .....	13
Sédiments argileux .....	13
Roches intrusives .....	14
Granodiorite .....	14
Péridotite .....	14
Gabbro .....	14
Porphyre quartzo-feldspathique .....	15
Lamprophyre .....	15
Diabase .....	15
Tectonites : Schistes, phyllonites et mylonites .....	15
GÉOLOGIE STRUCTURALE .....	16
Généralités .....	16
Stratification $S_0$ .....	17
Éléments structuraux reliés à $D_1$ .....	17
Schistosité $S_1$ .....	17
Linéations $L_{0-1}$ .....	19
Plis mineurs et majeurs $P_1$ .....	19
Linéations minérales et d'étirement $L_1$ .....	20
Éléments structuraux reliés à $D_2$ .....	20
Surface $S_2$ .....	20
Linéations $L_2$ .....	20
Plis mineurs et majeurs $P_2$ .....	20
Plis en chevron et kink band .....	21
Zones de cisaillement ductile-fragile est-ouest .....	21
Failles régionales .....	22

---

GÉOCHIMIE .....	23
Généralités .....	23
Caractères chimiques une volcanites et des péridotites .....	25
Laves mafiques .....	25
Tufs cherteux .....	25
Péridotite .....	25
Tufs à lapillis et lapillistones .....	26
Classification géochimique .....	26
GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE .....	28
Minéralisation aurifère .....	28
Généralités .....	28
Type 1 .....	30
Type 2 .....	33
Métaux usuels et disséminations pyriteuses dans la séquence plissée .....	33
CONCLUSIONS .....	39
RÉFÉRENCES .....	40
HORS-TEXTE : carte 1 : 20 000 :	
Géologie de la région de Belleterre, Témiscamingue, carte préliminaire SNRC 31M/07.	

## LISTE DES FIGURES

- Figure 1. Localisation et accès à la région de Belleterre.
- Figure 2. Carte géologique préliminaire couvrant le quart ouest du canton de Guillet. Hors texte.
- Figure 3. Géologie régionale simplifiée de la sud de la sous-province du Pontiac. Modifiée de Tourigny et al., 1991.
- Figure 4. A) Carte géologique simplifiée de la figure 2. B) Légende de la figure 4 a.
- Figure 5. Projection stéréographique équi-aire des éléments structuraux mesurés dans les métavolcanites de la région de Belleterre.
- Figure 6. Carte géologique d'un affleurement de basalte massif et coussiné recoupé par deux zones de faille NO-SE à rejet latéral dextre inverse.
- Figure 7. Diagrammes géochimiques discriminants des roches volcaniques, des volcanoclastites et des péridotites de la région de Belleterre. A. Diagramme des alcalis en fonction de la silice (Irvine et Baragar, 1971). B. Diagramme AFM (Irvine et Baragar, 1971). Diagramme cationique de Jensen (1976). D. Diagramme des éléments traces Y versus Zr.
- Figure 8. Représentation schématique de la composante d'extension reliée aux cisaillements senestres (A) et de la composante de raccourcissement reliée aux bandes dextres (B). Une ligne de longueur initiale  $L_0$  possède une longueur L après extension (e) ou raccourcissement (r). Modifiée de Tourigny, 1993.
- Figure 9. Carte géologique simplifiée du décapage 90 B de Audrey. Indice aurifère. Voir figure 4b pour symboles structuraux.
- Figure 10. Carte géologique de l'indice JAG. Modifiée de Tourigny et al., 1991.
- Figure 11. Carte géologique simplifiée d'une zone de dissémination pyriteuse dans les tufs felsiques de la séquence plissée. Décapage 90 D de Audrey. Voir figure 4b pour symboles structuraux.
- Figure 12. Localisation des échantillons utilisés pour la géochimie. Voir figures 4 et 7 pour légendes. Carte en annexe.

## LISTE DES TABLEAUX

- Tableau 1. Caractéristiques géologiques de la minéralisation aurifère de l'homoclinal sud.
- Tableau 2. Caractéristiques de l'indice de pyrite dans les tufs felsiques de la séquence plissée.

## ANNEXES

- Annexe 1. Analyses géochimiques de roches du Groupe de Belleterre. Voir figure 12 pour localisation des échantillons.
- Annexe 2. Teneurs en métaux précieux et usuels des veines de quartz et des lithologies du Groupe de Belleterre.

## GÉNÉRALITÉS

Ce document présente les résultats préliminaires d'un levé géologique de la région de Belleterre à l'échelle de 1:20 000. La carte géologique résultant de ce travail est annexée au présent rapport. Cette carte couvre le feuillet 31M7/303 et la partie sud-ouest du feuillet 31M7/304 du découpage SNRC.

L'objectif principal de ce levé géologique est de réviser la stratigraphie, la structure et la géologie économique des unités volcano-sédimentaires et des roches intrusives associées afin d'évaluer le potentiel minéral régional. Les travaux de l'été 1992 représentent la phase 1 d'un projet de deux ans et font suite à l'étude des indices aurifères du secteur de Tourigny et al. (1991). La région de Belleterre a fait l'objet de peu d'études géologiques régionales depuis la fermeture de l'ancienne mine Belleterre en 1959. Les principaux travaux de cartographie et de métallogénie régionale sont ceux d'Auger (1952). Cet auteur a interprété la séquence volcanique de la région comme formant une séquence stratigraphique homoclinale faisant face au sud. Nos travaux de cartographie démontrent toutefois que cette séquence volcanique se subdivise plutôt en deux domaines lithotectoniques stratigraphiquement et structuralement distincts; i. une séquence homoclinale faisant face au sud et ii. une séquence plissée où la distribution spatiale des lithologies est principalement contrôlée par un système de plis isoclinaux régionaux. Ces deux blocs structuraux sont juxtaposés le long d'une grande discontinuité structurale localisée au contact entre des ensembles lithologiques aux propriétés rhéologiques fortement contrastées.

On distingue deux types de minéralisation aurifère potentielle dans les métavolcanites de l'homoclinale sud. Le premier type consiste en une minéralisation filonienne associée aux zones de cisaillement ductile-fragile et le second se retrouve au sein de formations de fer au faciès oxyde.

Outre cette minéralisation aurifère, une importante zone de dissémination pyriteuse associée

aux volcanoclastites felsiques de la séquence plissée représente une cible prometteuse pour la recherche de métaux usuels.

### Localisation et accès

Le secteur étudié, d'une superficie de 85 km<sup>2</sup>, est situé dans la région immédiate du village de Belleterre au Témiscamingue à environ 110 km au sud de Rouyn-Noranda (figure 1). Plus spécifiquement, ce secteur couvre la partie centre-ouest du canton de Guillet et est délimité par les longitudes 78°36'30" et 78°45'00" et par les latitudes 47°36'29" et 47°26'15" (voir figure 2 en pochette). On accède aisément à la région par la route 101 à partir de Rouyn, et par la route 382 qui relie Ville-Marie à Belleterre. La région est sillonnée par de nombreux chemins forestiers qui facilitent l'accès aux secteurs d'affleurements.

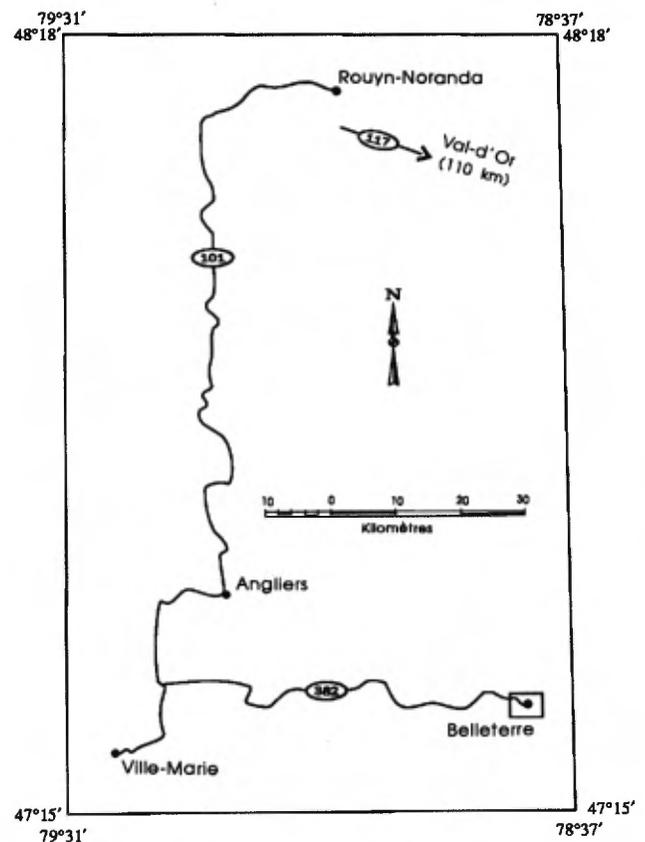


Figure 1. Localisation et accès à la région de Belleterre

## Méthode de travail

Les données géologiques ont été recueillies sur le terrain à partir de cheminements systématiques en forêt, espacés de 150 mètres et de 2 à 5 km de longueur. Ces traverses furent planifiées à l'aide de photos aériennes à l'échelle de 1:15 000 sur lesquelles était localisé chaque affleurement. Également, toutes les aires d'affleurement longeant les routes principales et secondaires, les rivages des lacs et des rivières ainsi que les îles ont été visitées (figure 2 en poche). Pour chaque affleurement visité, nous avons relevé les surfaces planes et les éléments linéaires en appliquant de façon rigoureuse le principe de recoupement tel que décrit par Turner et Weiss (1963). Un échantillonnage systématique des différentes lithologies et des divers types de minéralisation a complété les relevés de terrain.

## Travaux antérieurs

Les premiers travaux géologiques effectués dans la région de Belleterre furent réalisés par Wilson en 1918, lequel cartographia la partie sud-est du canton de Guillet (Auger, 1952). En 1935, Henderson publia deux rapports géologiques qui décrivaient la géologie économique aux environs du lac Guillet, un peu au sud des terrains de la mine Belleterre (Auger, 1952).

Le seul producteur d'or de la région fut le Groupe Belleterre Québec Mines Limited qui exploita les filons n<sup>os</sup> 1, 2, 11, 12, 13, 14 et 18 de la mine Belleterre de 1936 à 1959. Cette mine a produit plus de 960 000 onces d'or à partir d'un minerai dont la teneur moyenne était de 0,4 once (13,7 grammes) d'or par tonne. La majeure partie de cette production provenait de la veine n<sup>o</sup> 12 (Trenholme, 1948). Plusieurs travaux d'exploration ont été réalisés dans le canton de Guillet lorsque la mine Belleterre était en opération. À l'époque, ces travaux consistaient surtout à faire des tranchées recoupant les veines aurifères observées en affleurement. Des forages peu profonds étaient également effectués sur la plupart des filons aurifères.

Après la fermeture de la mine Belleterre en

1959, les travaux d'exploration ont été à peu près inexistant dans la région jusqu'en 1971 lorsque Teck Corporation effectua la cartographie géologique et des relevés géophysiques (HEM, VLF, SP, MAG) sur les claims entourant le puits de la mine Aubelle (Pelletier, 1989). Plusieurs travaux géologiques ont été également effectués sur la propriété Aubelle entre 1979 et 1989. De 1979 à 1981, Sulpétre et St-Joseph Minerals complétèrent une cartographie à l'échelle 1:2 000 accompagnée par des relevés pédogéochimiques, lithogéochimiques et géophysiques (HEM, VLF et MAG) des claims entourant la mine Aubelle. Plusieurs trous de forage furent également effectués lors de cette campagne d'exploration (Pelletier, 1989).

De 1983 à 1987, la compagnie Les Mines JAG Ltée, réalisa une importante campagne d'exploration sur les terrains de la mine Aubelle et ailleurs dans le canton de Guillet. Cette campagne comprenait des travaux géophysiques (IP, VLF, EM et MAG), une cartographie détaillée à l'échelle du 1:2 000 et 149 sondages au diamant totalisant 24 000 mètres de forage (Pelletier, 1989). Plus d'une douzaine de nouveaux filons aurifères furent localisés dans le canton de Guillet (Pelletier, 1989). Au début de 1988, Ressources Halex dénoya le puits de la mine Aubelle et effectua alors la cartographie géologique des galeries souterraines avec un échantillonnage systématique de la veine n<sup>o</sup> 1 et des ses épontes aux niveaux 2, 3 et 4 (Pelletier, 1989). Malheureusement, aucun rapport géologique faisant état des résultats de cette campagne d'exploration n'a été rendu public par Ressources Halex. Des résultats d'analyses réalisées sur les échantillons furent toutefois dévoilés par JAG en décembre 1988 (Y. Pelletier, comm. pers., 1990). Ces résultats affichaient une moyenne de 0,178 once d'or (6,1 grammes) par tonne et un tonnage prouvé et probable de près de 350 000 tonnes métriques. Les réserves prouvées de la veine n<sup>o</sup> 1 sont évaluées à 54 750 tonnes métriques à une teneur de 4,44 grammes d'or par tonne à partir de la surface jusqu'à une profondeur de 190,5 mètres (Pelletier, 1989).

D'importants travaux géologiques furent également effectués par Ressources Audrey Inc.

à l'intérieur du canton de Guillet entre 1986 et 1991. Cette société détient 315 claims qui ont presque tous été couverts par des levés géophysiques (MAG et EM). Une cartographie détaillée de plusieurs claims et indices minéralisés a également été réalisée durant leurs travaux. Cette campagne d'exploration devait résulter en la découverte d'un important indice aurifère localisé à moins de deux kilomètres au nord de la mine Aubelle. Cet indice aurifère, que nous dénommons ici l'indice Audrey, fut la cible de plusieurs forages et d'un échantillonnage en vrac à la suite du nettoyage mécanique de l'affleurement. Un échantillonnage en vrac de 982 kg a donné une teneur moyenne calculée de 4,24 grammes d'or par tonne métrique avec une teneur moyenne récupérée de 3,9 grammes par tonne métrique (Laurin, 1988). Par ailleurs, d'autres travaux géologiques considérables furent effectués en 1987 et 1988 sur l'indice Gains-Moore (indice n° 19) dans la partie nord-est du canton de Guillet par les Mines Orina (Hawley, 1989). Cette propriété était auparavant détenue par Les Mines Patino qui avaient effectué plus de 200 mètres de forage en 1977 sur des cibles géophysiques. Les résultats obtenus étaient de 0,01 à 0,03 once d'or (0,3 à 1,0 gramme) par tonne métrique (Hawley, 1989). Les Mines Orina ont de leur côté effectué des levés géophysiques (MAG et VLFEM) et pédogéochimiques avec une cartographie sommaire de la propriété (Hawley, 1989). Ces travaux devaient permettre la découverte de deux horizons magnétiques riches en pyrite et pyrrhotite qui furent subséquemment forés en 1988. Aucune valeur en or n'a été détectée à l'intérieur des niveaux magnétiques mais des teneurs en argent de 0,02 et 0,03 once/tonne et de cuivre variant de 0,047 à 0,22 % furent obtenues (Hawley, 1989).

Plus récemment, des études spécifiques ont été réalisées par le Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec. Les travaux de Tourigny et al. (1991) ont consisté à cartographier plus de vingt indices aurifères de la région. Ces travaux ont permis de reconnaître divers types de minéralisation en or et de préciser le contexte métallogénique local de cette minéralisation. Tourigny et Schwerdtner (1991) ont également analysé la géométrie interne des divers systè-

mes de cisaillements aurifères.

Par ailleurs, un inventaire géochimique des sédiments de ruisseau de la bande volcanique Belleterre - Ville-Marie a été entrepris en 1990 (Beaumier, 1991). Ces travaux ont permis de détecter des aires anomaliques en Pb, Sb, Zn et Cu à l'ouest du Lac-de-la-Chaloupe et démontrent qu'il existe une corrélation positive entre les anomalies en or et en arsenic dans certains secteurs.

La présente étude s'inscrit dans le cadre d'une synthèse structurale et métallogénique de la partie est de la ceinture volcanique Belleterre - Ville-Marie. Ce rapport préliminaire présente les premiers résultats des travaux de cartographie réalisés durant la phase 1 de ce projet d'une durée de deux ans.

### Géologie régionale

La région de Belleterre se localise dans le centre sud de la sous-province du Pontiac à l'intérieur du Bouclier Canadien (Card et Ciesielski, 1986). Les roches supracrustales de la région forment un mince sillon de forme arquée, composé de roches métasédimentaires et métavolcaniques qui se situe à environ 10 km au nord du Front de Grenville (figure 3). Les roches métasédimentaires du Groupe de Pontiac forment une bande continue qui sépare ce sillon de roches vertes du Front de Grenville au sud (figure 3; Tourigny, 1993). Toutes ces lithologies sont recouvertes en discordance par les métasédiments huroniens dans la partie ouest de la région (figure 3).

Les roches supracrustales de la région de Belleterre forment une suite bimodale composée surtout de coulées de laves mafiques qui passent abruptement à des tufs rhyolitiques dans la partie sud de la région (figures 2 et 4). Ces roches volcaniques appartiennent au Groupe de Belleterre (Hocq, 1990), lequel représente probablement l'équivalent méridional du Groupe de Baby (Imreh, 1978). Plusieurs filons-couches de gabbro et diorite s'intercalent dans la séquence volcanique. Les roches de composition rhyolitique se composent principalement de tufs cher

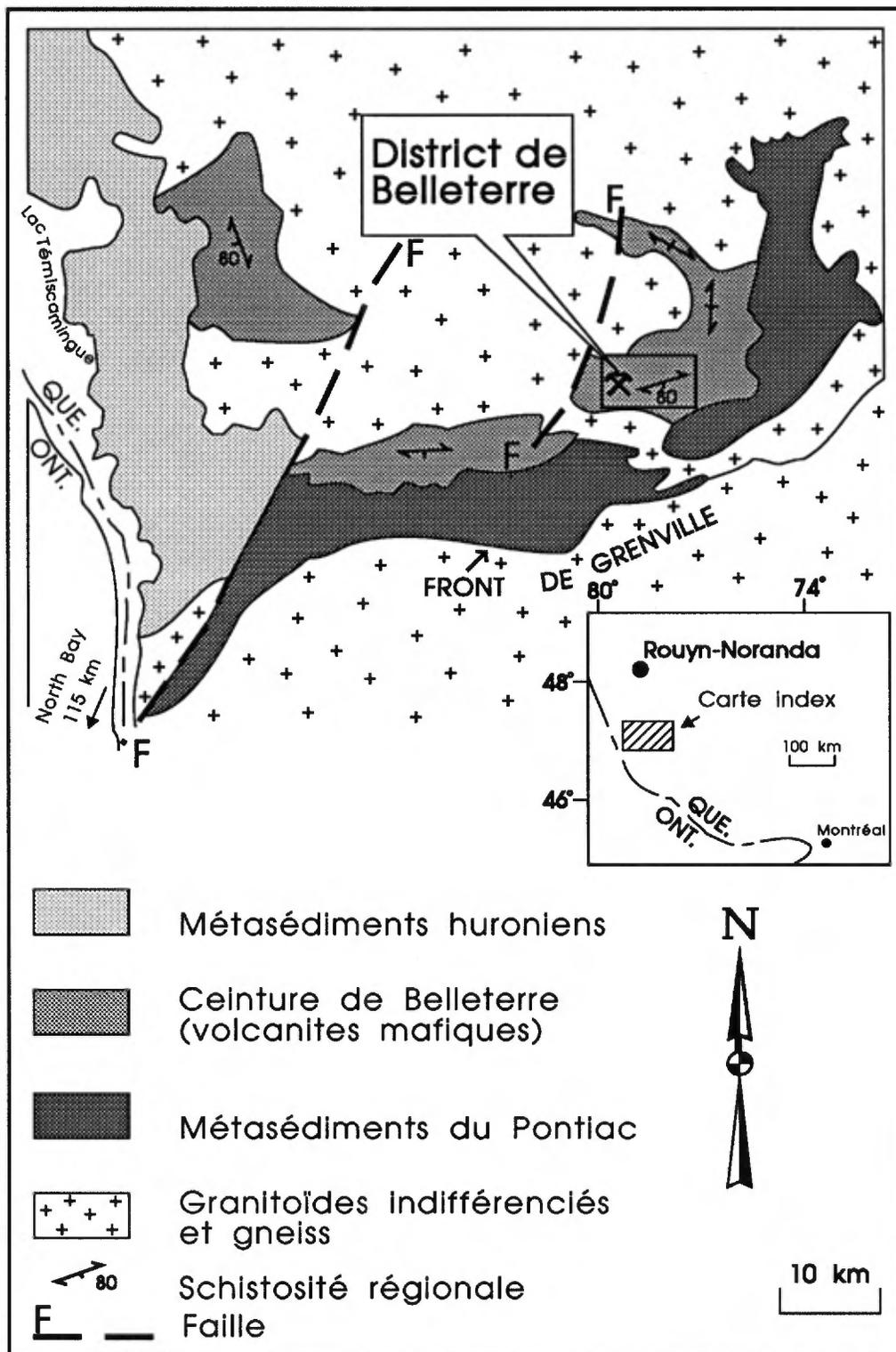


Figure 3. Géologie régionale simplifiée de la sud de la sous-province du Pontiac. Modifiée de Tourigny et al., 1991.

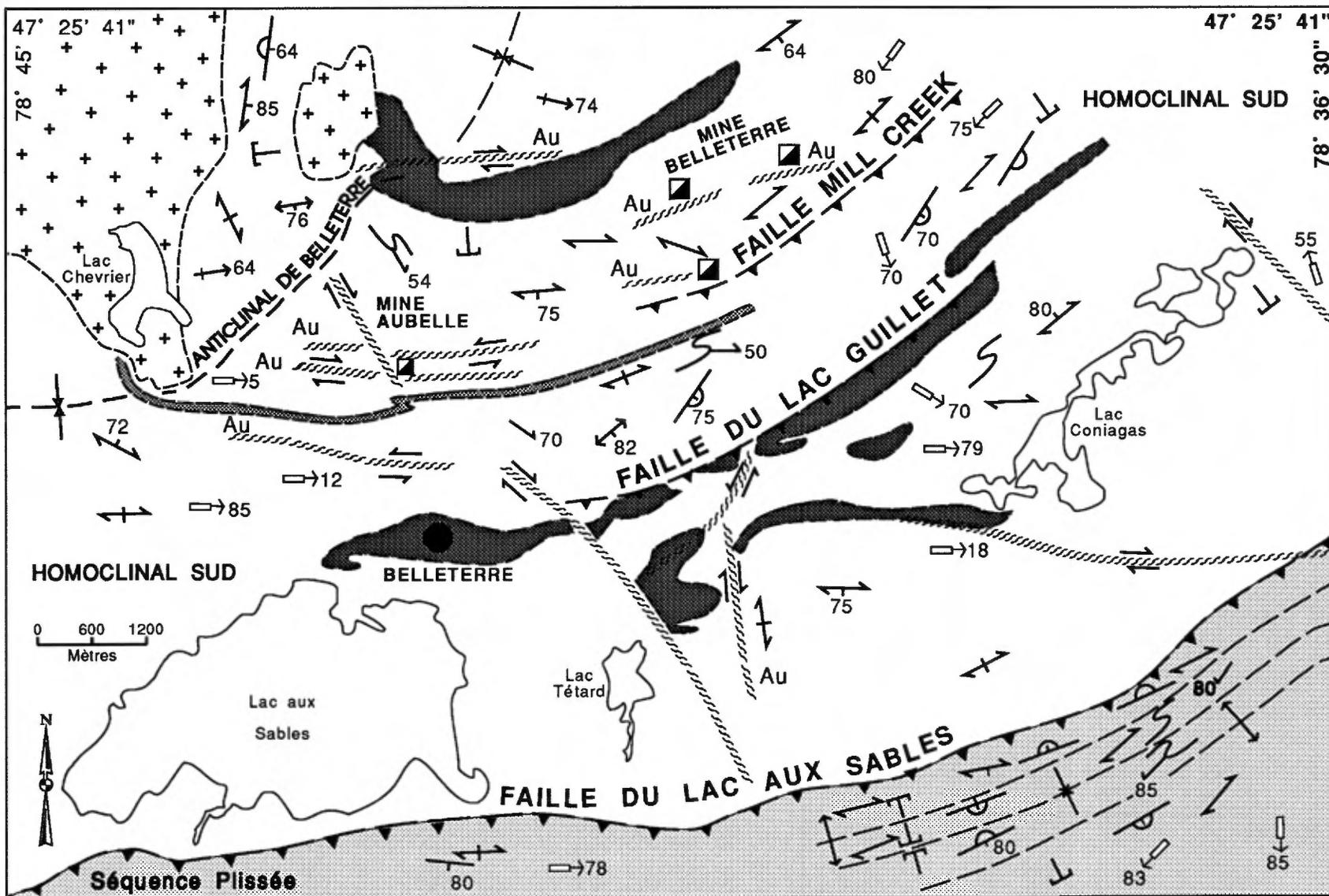


Figure 4 A). Carte géologique simplifiée de la figure 2.

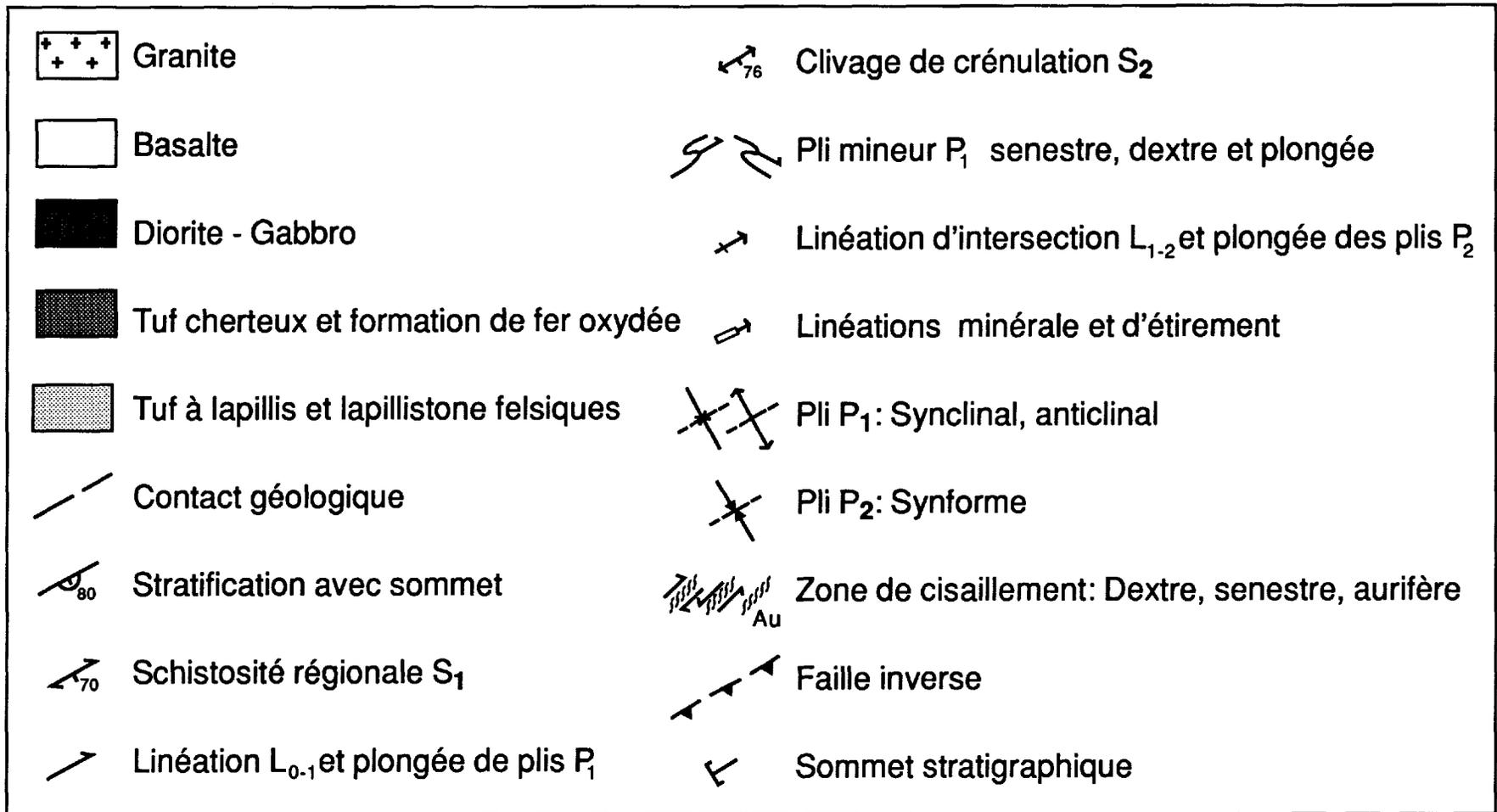


Figure 4 B). Légende de la figure 4 a.

teux, de tufs à lapillis et de lapillistone. Des niveaux sédimentaires composés de clayshale, de siltshale et de formations ferrifères sont parfois interlités dans les roches volcaniques. D'importants réseaux de dykes quartzo-feldspatiques et de dykes de lamprophyre ultramafiques recoupent cet empilement volcanique. Toutes ces lithologies sont métamorphosées au faciès des schistes verts bien défini par la présence de chlorite, de biotite et/ou d'albite. Des plutons granitiques syn- à tarditectoniques s'injectent également dans cette séquence volcanique (Rive et al., 1990; figure 4). Des auréoles métamorphiques marquées par la disparition de chlorite aux dépens de l'hornblende dans les laves mafiques se reconnaissent au pourtour de ces plutons.

L'assemblage volcano-sédimentaire est affecté par une schistosité de flux subverticale d'attitude est-ouest à nord-sud qui domine le grain structural régional (figures 2 et 4). Cette schistosité est subparallèle ou recoupe à faible angle avec la surface de stratification. L'une des principales caractéristiques structurales de la bande volcano-sédimentaire est la variation de son intensité de déformation moyenne due à la présence de failles régionales (figure 4). Ces grandes cassures correspondent à de fortes anomalies aéromagnétiques et à d'étroits corridors de déformation marqués par une intensification de la schistosité régionale.

### Remerciements

Au cours des levés géologiques, nous avons été assistés par le géologue Stéphane Dufour et par les assistants-géologues Benoît Gagnon et André Latendresse. La persévérance, l'esprit d'équipe et le professionnalisme de ces personnes ont été essentiels à la réalisation de nos travaux. Tous les travaux de mise en plan des données géologiques ont été réalisés sur le système SIGÉOM avec l'aide précieuse de Marc-André Boudreau, Joslyne Rioux et Denis Racicot.

Nous tenons également à remercier Francis Chartrand et Pierre Verpaelst pour leur visite sur le terrain et leurs échanges enrichissants sur la

volcanologie, la métallogénie et la géochimie régionales. Nous devons de même souligner la collaboration de Ressources Audrey et de leur géologue Jacques Laurin pour avoir mis à notre disposition la documentation et les échantillons nécessaires à une meilleure compréhension des indices minéralisés. Nous avons également profité de plusieurs discussions avec monsieur O'Brien Rivard sur le contexte géologique de la minéralisation aurifère du district de Belleterre.

Les figures ont été dessinées par Nathalie Drolet et la mise en page du manuscrit final a été réalisée par Sylvie Doucet. Toutes deux sont grandement remerciées pour leur collaboration. Le document a été revu et corrigé par Jean-Yves Labbé et Marc-André Boudreau dont les suggestions ont contribué à l'amélioration de la version finale du manuscrit.

---

## UNITÉS LITHOTECTONIQUES

---

### Généralités

Selon leurs caractéristiques stratigraphiques et structurales, les roches supracrustales de la région de Belleterre se subdivisent en deux domaines lithotectoniques: une séquence homoclinale faisant face au sud et une séquence plissée isoclinale (figures 2 et 4). Ces deux domaines sont juxtaposés le long de la faille du Lac-aux-Sables qui traverse toute la partie sud de la région (figure 4).

Les principales unités lithologiques que l'on peut tracer à l'échelle de la carte géologique montrent une direction générale ENE et s'inclinent fortement vers le sud parallèlement à la schistosité régionale.

L'**homoclinale sud** consiste en une bande de roches de plus de 7 km d'épaisseur, limitée au nord-ouest par un pluton granitique syn- à tarditectonique et au sud-est par la faille du Lac-aux-Sables (figure 4). Cet ensemble est dominé par une séquence de roches volcaniques mafiques intercalées de quelques horizons de tuf chertueux et de formations de fer oxydées (figure 4).

La **séquence plissée** est limitée au nord par

la faille du Lac-aux-Sables et devrait s'étendre vers le sud jusqu'aux sédiments du Groupe de Pontiac (voir cartes de compilations géoscientifiques 31M7-303 et 31M7-203). Cette bande de roches montre une épaisseur apparente d'environ 1 km mais la présence de plis isoclinaux subverticaux indique que sa puissance réelle devrait être moindre. En 1992, nous n'avons cartographié que les 400 premiers mètres recouvrant l'éponte supérieure de la faille du Lac-aux-Sables (figures 2 et 4). Cet ensemble se compose surtout de volcanoclastites felsiques intercalées de minces horizons de sédiments argileux et de laves massives et coussinées.

Les roches intrusives de la région sont représentées par des filons-couches et des dykes de gabbro, de lamprophyres et de porphyres quartzo-feldspathiques (figure 2). De petits massifs irréguliers de péridotite, de gabbro et de granodiorite s'injectent aussi dans la séquence volcanique (figure 2). Plusieurs bandes de schiste et de mylonite sont spatialement associées aux zones d'intense déformation ductile qui recourent les roches supracrustales.

### **Volcanites mafiques**

Les roches volcaniques mafiques sont de loin les plus abondantes de la région (figures 2 et 4). Elles prédominent dans l'homoclinal sud et se présentent principalement sous forme de coulées massives et plus rarement en coulées coussinées et bréchiques (figure 2). Ces basaltes (voir Géochimie ci-dessous) possèdent une couleur vert pâle à vert foncé en altération et gris foncé à noirâtre en cassure fraîche.

La majorité des coulées observées en affleurement varient de 3 à 10 mètres d'épaisseur et leur extension latérale n'est pas connue. De façon générale, l'ordre de succession des épanchements débute par un faciès massif à la base et passe verticalement à un faciès coussiné. Les coulées coussinées possèdent parfois une partie sommitale au caractère bréchique ou peuvent même être surmontées par un mince horizon de tuf cherteux à pyrite-magnétite. Le passage d'une lave massive à une lave coussinée et bréchique se fait toujours vers le sud et

révèle bien le sens de la polarité stratigraphique pour la séquence homoclinale. Les structures primaires préservées à l'intérieur des coussins telles que les pédoncules, les chambres de quartz et les vésicules indiquent aussi une polarité sud.

Les basaltes coussinés sont généralement aphanitiques et les coussins individuels mesurent de 0,25 à 2,0 mètres de diamètre. Ceux-ci sont fréquemment aplatis dans le plan de la schistosité régionale et étirés verticalement parallèlement aux linéations minérales. Ces laves peuvent être vésiculaires et amygdalaires, les amygdales étant remplies de quartz et/ou de calcite. Des varioles ont été localement observées sur quelques affleurements épars longeant la rive nord du Lac Guillet (figure 2). Dans les coulées bien exposées, le matériel hyaloclastique intercoussins est toujours inférieur à 10 %.

Les brèches de coulées forment de minces horizons discontinus qui se localisent au sommet des coulées coussinées ou sont spatialement associés à des zones de déformation. Ces brèches sont monomictes et semblent uniquement composées de fragments de coussins contenus dans une mésostase riche en chlorite. En surface horizontale, les fragments sont de forme elliptique et montrent un axe long orienté parallèlement à la schistosité régionale (Tourigny et al., 1991).

L'observation microscopique indique que les volcanites mafiques se composent principalement d'actinote-trémolite, de plagioclase, de chlorite et d'épidote. La hornblende est observée dans certains échantillons où les plages d'actinote montrent des zones de pléochroïsme plus intenses, lesquelles correspondent probablement à de la hornblende partiellement rétrogradée. La hornblende brune est parfois abondante dans les auréoles métamorphiques des plutons granitiques. Les minéraux de la mésostase cryptocristallines sont l'épidote, la calcite, le leucoxène, le quartz, le plagioclase résiduel, les oxydes de fer et le mica blanc. L'abondance d'épidote, de carbonates et de chlorite varie selon l'importance de l'altération hydrothermale. La texture volcanite mafique varie de microgranoblastique à nématoblastique dans les

granoblastique à nématoblastique dans les zones de plus forte déformation (Tourigny et al., 1991). Lorsque la déformation n'y est pas trop poussée, on y note les textures aphyriques et interstales.

### **Tufs cherteux et formations de fer au faciès oxyde**

Les tufs cherteux et les formations de fer au faciès oxyde forment de bons horizons repères dans l'homoclinal sud (figures 2 et 4). Ces niveaux varient de 1 à 10 mètres de puissance et ont une extension latérale faisant plus de 4,5 km (figure 2). En affleurement, cette roche se caractérise par une surface de stratification définie par l'alternance de lits cherteux blanchâtres, de lits cendreux vert pâle et de lits mélanocrates de magnétite-pyrite. Les lits cherteux se composent de plus de 95 % de quartz microcristallin recristallisé avec une faible proportion de muscovite, de chlorite, d'épidote et d'opacités. Les niveaux cendreux se composent de 60 % de cendres constituées de cristaux de plagioclase subanguleux et de quartz polycristallins baignant dans une mésostase de chlorite-épidote-carbonates. Par ailleurs, les niveaux mélanocrates comprennent l'assemblage pyrite, magnétite, chalcopryrite, pyrrhotite, covellite supergène, limonite, quartz, épidote, carbonates et une amphibole verte.

### **Tufs felsiques**

Les tufs felsiques possèdent une patine blanche et une cassure grise à rose. Certains lits riches en sulfures ont une patine brunâtre due à l'oxydation avancée de la pyrite. Ces tufs forment des horizons de 1 à 30 mètres de puissance qui se composent de plusieurs lits d'épaisseur centimétrique à métrique. On reconnaît deux sous-faciès distincts: i. les tufs à lapillis et ii. les lapillistones.

Les premiers dominent nettement l'assemblage lithologique de la séquence plissée alors que les seconds ne forment que de minces horizons lenticulaires. Sur le terrain, ces deux lithologies se distinguent principalement par l'abondance de

lapillis et par les structures internes des lits. Les tufs à lapillis forment des lits généralement inférieurs à 1 mètre de puissance et contiennent de 30 à 60 % de lapillis composés de cristaux de quartz et de plagioclase. En affleurement, cette roche se caractérise également par la présence d'environ 10 % de yeux de quartz bleu subarrondis et de fragments de roches mafiques aplatis. Les lits individuels montrent un grano-classement normal qui passe verticalement à des laminations parallèles dans leur partie la plus fine. Les interlits riches en cendres possèdent une bonne fissilité et se débitent parallèlement à la schistosité régionale, laquelle correspond au plan d'aplatissement des pyroclastes de la partie grossière.

L'examen en plaques minces révèle qu'il s'agit de tufs lithiques constitués de 20 à 35 % de feldspaths, de 10 à 20 % de quartz et d'environ 10 % de fragments lithiques dans une matrice de quartz et muscovite ± chlorite ± biotite ± calcite. Les fragments lithiques sont constitués principalement de clastes de plagioclase-séricite-quartz et de fragments sédiments argileux. Des porphyroblastes de biotite et d'hornblende poécioblastiques peuvent aussi former jusqu'à 10 % de la fraction principale.

De leur côté, les lapillistones se composent de plus de 80 % de pyroclastes supérieurs à 2 mm de diamètre. Cette roche se présente en lits épais (> 2 m) massifs et lenticulaires. La fraction grossière est constituée de cristaux de quartz et de plagioclase et de fragments de roches pélitiques qui pourraient provenir de sédiments argileux adjacents.

### **Sédiments argileux**

Les sédiments argileux forment des horizons de 1 à 10 mètres d'épaisseur interlités avec les tufs felsiques de la séquence plissée. Cette roche arbore une surface d'altération variant de gris bleuté ou noirâtre. En cassure fraîche, elle présente un aspect graphiteux et une teinte gris foncé. La surface de stratification est définie par l'alternance centimétrique de lits argileux et de lits gréseux. Ces niveaux répondent très bien à la déformation et montrent plusieurs évidences

de transposition, plissement et cisaillement.

La roche possède une texture lépidoblastique donnée par l'alignement des phyllosilicates. Cette texture s'accompagne d'un rubanement métamorphique très fin défini, par l'alternance de microlithons quartzo-feldspathiques et de microlithons riches en muscovite. Les niveaux siliceux se composent d'environ 40 % de quartz et de 10 % de plagioclase. Les niveaux phyllosilicatés contiennent surtout de la muscovite et des quantités mineures de chlorite et biotite. Les minéraux accessoires sont l'épidote, la calcite, la tourmaline, l'apatite et la pyrite.

### Roches intrusives

On retrouve divers types de roches intrusives à l'intérieur de la séquence de roches volcaniques (figure 2). La principale masse intrusive est de composition granodioritique, mais on trouve également des filons-couches et dykes de gabbro, des amas irréguliers de péridotite et plusieurs générations de dykes de lamprophyre et quartzo-feldspathiques (figure 2).

#### Granodiorite

Un intrusif de composition granodioritique occupe un territoire de plus de 4 kilomètres carrés, dans l'angle nord-ouest de notre région (figures 2 et 4). Il s'étend vers l'ouest au-delà de notre secteur sur plus de 20 kilomètres. On retrouve deux amas satellites de moindre importance, affleurant dans la partie nord de la carte géologique (figure 2). Cette granodiorite est pénécontemporaine à la déformation régionale et fait partie de la suite F (monzodiorite à granodiorite) de Rive et al. (1990). Ces intrusions sont entourées par une auréole de métamorphisme de contact où l'actinote du basalte commun est transformé en hornblende avec la disparition de chlorite. À son pourtour, la granodiorite est fréquemment foliée et devient plus isotrope en s'approchant du cœur de l'intrusion. Lorsqu'elle est présente, la foliation est définie par des rubans de quartz polycristallins et de plagioclase aux contacts suturés et alvéolaires séparant les microlithons riches en minéraux ferro-magnésiens.

La roche est massive, grenue et arbore une teinte gris moyen en patine et rosâtre en cassure fraîche. En lames minces, les phénocristaux se composent de plagioclases zonés (30 à 40 %), de quartz (20 à 30 %), de microcline (< 10 %) et occasionnellement d'orthose perthitique. La gangue recristallisée se compose surtout de quartz, séricite et carbonates. Les minéraux accessoires sont la chlorite, l'épidote, le sphène, l'apatite, le zircon et la pyrite.

#### Péridotite

De petites masses elliptiques de péridotite sont observées du côté ouest du village de Belleterre (figure 2). Selon Auger (1952), ces amas pourraient former un horizon continu orienté est-ouest mais la rareté d'affleurements nous oblige à considérer chaque aire d'affleurement comme une masse distincte.

La péridotite est caractérisée par une surface d'altération vert olive, une cassure gris foncé et une schistosité bien développée. L'examen microscopique de 3 échantillons démontre que la roche se compose d'olivine (0 à 50 %), de serpentine (35 à 75 %), de carbonates (10 à 15 %), d'épidote (trace) et de magnétite disséminée (5 à 10 %). La présence d'olivine semble fonction du degré d'altération puisque les échantillons les plus altérés en sont complètement dépourvus. Lorsqu'on l'observe, l'olivine partiellement altérée se présente sous forme de plages relictuelles séparées par des bandes anastomosées de serpentine. Dans les zones de plus intense altération, l'olivine est complètement pseudomorphosée par la serpentine qui forme alors des plages gris pâle et blanches séparées par des microlithons anastomosés de carbonates.

#### Gabbro

La distinction entre les laves massives et les sills de gabbro est problématique sur le terrain. De façon générale, les laves massives sont aphanitiques et parfois vésiculaires alors que les unités de gabbro se caractérisent par une texture porphyrique. Ces roches intrusives forment des filons-couches variant de 50 cm à plus de 350 mètres de puissance et peuvent atteindre

une continuité latérale de plus de 6 km dans l'homoclinal sud (voir au sud du Lac Guillet, figure 2). Il s'agit d'une roche homogène et isotrope de teinte gris verdâtre en surface altérée et gris foncé en cassure fraîche. Leur texture commune est porphyrique et parfois nématoblastique dans les zones cisillées.

La composition minéralogique des gabbros est caractérisée par 25 à 60 % d'amphibole formant des phénocristaux poéiloblastiques parfois enchevêtrés et séparés par des plages de plagioclase partiellement altéré. Le plagioclase, rarement mâclé, montre divers degrés d'altération en épidote-calcite-quartz-séricite. La chlorite est généralement présente et remplace l'amphibole. La mésostase phanéritique est surtout composée de chlorite, de plagioclase, de calcite et d'épidote. Parmi les minéraux accessoires, nous devons mentionner la biotite, le leucoxène, le sphène et les oxydes de fer et de titane.

### **Porphyre quartzo-feldspathique**

Les roches porphyriques intrusives et de composition quartzo-feldspathique ont été observées sur plusieurs affleurements dans l'homoclinal sud. Elles forment des dykes inférieurs à 1 mètre de puissance qui recoupent obliquement les métavolcanites. Elles sont identifiées comme des granophyres (I1H) sur la carte géologique en pochette (figure 2). Ces roches sont rarement concordantes à la stratification et un seul filon-couche observé par Auger (1952) est présent à quelques centaines de mètres au nord du village de Belleterre (figure 2).

Ces roches possèdent une teinte d'altération beige et gris pâle à rose en cassure. Elles se composent principalement de phénocristaux subidiomorphes de plagioclase et de quartz recristallisés dans une pâte microcristalline de mica blanc, chlorite, épidote, quartz et calcite. Les minéraux accessoires sont l'apatite, les sulfures disséminés (pyrite, pyrrhotite) et les oxydes de fer et de titane.

### **Lamprophyre**

Les dykes de lamprophyres sont abondants dans la région de Belleterre et peuvent être

observés sur la majeure partie des indices minéralisés et des grandes aires d'affleurement. Il s'agit de filons généralement inférieurs à 2 mètres de puissance. Ces intrusions recoupent nettement toutes les roches effusives et sédimentaires du secteur, sont subverticales et montrent une orientation variable due à la présence de plusieurs générations (voir Tourigny et al., 1991). Les dykes les plus communs s'orientent est-ouest et sont fréquemment associés à des zones de cisaillement aurifères.

La roche est de teinte vert foncé en surface d'altération et en cassure fraîche et se caractérise par une texture lépidoblastique définie par l'alignement préférentiel des porphyroblastes de biotite. Au microscope, on distingue l'abondance de biotite, d'amphibole fibreuse partiellement altérée en chlorite et épidote, et de plagioclases épidotisés et carbonatés. Le quartz recristallisé est présent et est associé aux plagioclases qui séparent les amas fibreux de biotite et/ou d'amphibole. Certains dykes contiennent des xénolites de granite, de volcanites mafiques et de veines de quartz qui indiquent que les lamprophyres sont parmi les lithologies les plus jeunes de la région.

### **Diabase**

Un seul dyke de diabase apparaît sur la carte géologique. Ce dyke, reconnu par Auger (1952), montre une direction NNE-SSO, est subvertical et fait moins de 10 mètres de puissance (figure 2). Nous n'avons retrouvé aucun affleurement de cette lithologie lors de notre cartographie. Selon Auger (1952), la roche montre une surface d'altération foncée et se compose de 75 à 90 % de cristaux d'augite et de labrador avec du quartz et de la hornblende secondaire. Les minéraux accessoires sont l'apatite, le sphène et la magnétite.

### **Tectonites : Schistes, phyllonites et mylonites**

Ces roches se retrouvent à l'intérieur des zones de faille et de cisaillement. Les deux variétés de schistes les plus communs sont les schistes à chlorite-carbonate et les schistes à

muscovite dérivés respectivement de volcanites mafiques et felsiques.

Les schistes à chlorite-carbonate se retrouvent surtout intercalés à l'intérieur des coulées de lave mafique. Il s'agit de tectonites bien foliées caractérisées par l'abondance de carbonates d'altération (calcite et ankérite) et/ou de chlorite qui définit une texture lépidoblastique. L'assemblage typique tel qu'observé à la mine Aubelle se compose de chlorite + carbonate + biotite + muscovite + quartz + plagioclase + sulfures + oxydes. Le carbonate peut atteindre parfois plus de 50 % alors que le contenu en chlorite est généralement inférieur à 40 %. La biotite (5-15 %) est habituellement remplacée par des agrégats de chlorite.

Les schistes à muscovite sont bien développés à l'intérieur des roches volcanoclastiques de composition felsique. Cette roche se compose principalement de porphyroclastes de quartz, de plagioclase, de muscovite avec des quantités moindres de chlorite, d'épidote, de carbonate et de pyrite. L'apatite peut être présente dans certains échantillons de schistes situés à proximité des veines de quartz.

D'étroites bandes (<2 cm) de phyllonites s'observent localement dans les zones de cisaillement. Ces phyllonites sont des roches aphanitiques contenant plus de 60 % de muscovite en très fines lamelles généralement orientée parallèlement à la schistosité pénétrante. Le quartz recristallisé forme de petits grains avec l'épidote qui remplissent les espaces entre les amas de muscovite phylliteux.

Les mylonites sont caractéristiques des zones de cisaillement qui recoupent les roches isotropes grenues telles que les gabbros. Il s'agit de petites bandes (1 cm à 1,5 mètres de largeur) qui possèdent parfois une bonne continuité latérale (>100 mètres). Le protolithe subit une diminution de granulométrie abrupte et passe à une roche à grain fin (<1,0 mm) qui se compose de bandes de chlorite anastomosées. Cette chlorite définit les plans S et C classiques (Berthé et al., 1979) qui séparent des plages grossières de forme losangique composées de plagioclase résiduel presque complètement

pseudomorphosé en épidote, quartz, carbonate et leucoxène. La chlorite résulte du remplacement de l'amphibole qui abonde dans le protolithe gabbroïque.

---

## GÉOLOGIE STRUCTURALE

---

### Généralités

Les roches métavolcaniques de la région de Belleterre montrent des caractéristiques de déformation qui résultent de la superposition de deux principales générations de structures chronologiquement identifiées comme D1 et D2.

La première génération de structures D1 est responsable des traits structuraux régionaux et est mise en évidence par une schistosité de flux pénétrante et par un système de plis orientés ENE-OSO (figures 2 et 4). La deuxième génération de structures D2 est principalement caractérisée par un clivage de crénulation discret coplanaire avec la surface axiale d'une mégaflexure anticlinale synforme qui réoriente la stratification et la schistosité régionale dans l'homoclinal sud.

Des structures tardives, correspondant à des plis en chevron et à des plans de kink, sont parfois observées dans les roches anisotropes. Ces structures ont peu d'influence sur la géométrie interne des métavolcanites déformées et ne font tout au plus que réorienter légèrement les surfaces  $S_0$  et  $S_1$ . Plusieurs zones de cisaillement ductile-fragile est-ouest recoupent les gabbros isotropes ainsi que la stratification et la schistosité régionale dans les métavolcanites.

Deux principaux systèmes de failles ont été relevés dans la région (figure 2). Les dislocations de premier ordre sont subparallèles ou recoupent légèrement la schistosité régionale et s'inclinent fortement vers le sud. Elles sont probablement tardi-D1 et pourraient marquer le paroxysme d'un régime en compression. Les cassures de second ordre correspondent à des failles à rejet directionnel dextre orientées NO-SE à nord-sud qui recoupent obliquement toutes les structures antérieures. Quelques dislocations orientées NE-SO montrent un déplacement apparent senestre et semblent représenter la

contrepartie conjuguée du système dextre.

### Stratification $S_0$

La qualité de la surface de stratification est très variable dans la région. Dans la séquence mafique de l'homoclinal sud, elle est généralement observée à l'intérieur des horizons de tufs chertoux interlités avec les formations de fer oxydées. On l'observe beaucoup plus rarement dans les volcanites mafiques où elle correspond aux contacts entre les morphofaciès massifs, coussinés et bréchiques. Dans la séquence plissée, cette surface est visible sur la majorité des affleurements où elle est donnée par l'alternance de lits de tufs à lapillis et/ou de lapillistone et par la présence d'interstratifications riches en cendres. Les horizons de sédiments argileux interlités avec les volcanoclastites felsiques montrent également un litage interne souligné par l'alternance de lits silteux et argileux.

En général, il est facile de déterminer les polarités sédimentaires et structurales au sein des volcanoclastites. Les lits de tufs felsiques exhibent fréquemment un granoclassement normal des cristaux et des fragments de roches et se caractérisent par une zone de laminations parallèles surmontant la partie granoclassée. Ces structures sédimentaires correspondent respectivement aux divisions A et B de la séquence de Bouma (Walker, 1984).

L'examen des stéréogrammes des plans  $S_0$  (figure 5) et de la carte géologique en pochette (figure 2) montre que le plan de stratification a une attitude variable dans la région. Dans la demie est de la carte géologique, soit sur le flanc sud de l'anticlinal de Belleterre, la surface  $S_0$  possède une direction générale ENE-OSO et s'incline fortement vers le sud (figure 2). À l'ouest du village de Belleterre, les unités lithologiques bifurquent rapidement vers le nord pour devenir parallèle au contact est de l'intrusif du Lac Chevrier (figure 2). Dans cette partie de la carte géologique, les lithologies possèdent une orientation nord-sud et s'inclinent abruptement vers l'est (figures 2 et 4). Cette région coïncide avec un segment de la zone de charnière de l'anticlinal de Belleterre (figure 4). La variation dans l'orientation et l'inclinaison de la stratifica-

tion résulte en une distribution sur un grand cercle des pôles de  $S_0$  (figure 5). Le pôle de ce grand cercle correspond à l'axe du grand pli  $P_2$  et plonge à  $74^\circ$  vers l'est (figure 5).

### Éléments structuraux reliés à $D_1$

Les éléments structuraux chronologiquement assignés à la première génération de structures sont les mieux développés dans la région (figure 2). Ils sont représentés par une schistosité régionale  $S_1$ , par un système de plis majeurs et mineurs  $P_1$ , par les linéations d'intersection  $L_{0-1}$  et par les linéations minérales et d'étirement  $L_1$ .

### Schistosité $S_1$

La surface  $S_1$  forme une schistosité de flux d'occurrence régionale. Elle confère aux roches une anisotropie prononcée et est produite par l'orientation préférentielle des phyllosilicates dans la plupart des lithologies. Cette schistosité n'est pas développée uniformément dans la région. Elle est omniprésente dans les laves mafiques, très pénétrante en bordure des failles Mill Creek, du Lac Guillet et du Lac-aux-Sables et quasi absente à l'intérieur des sills de gabbro isotrope. À l'échelle mésoscopique, cette surface correspond au plan d'aplatissement des coussins qui affichent une morphologie elliptique en plan. À l'intérieur des brèches et des roches volcanoclastiques,  $S_1$  est définie par l'aplatissement des fragments de roches et des pyroclastes.

La compilation de l'orientation de  $S_1$  pour toute la région montre que sa direction régionale moyenne est de  $N083^\circ$  avec un pendage de  $78^\circ$  vers le sud (figure 5). Cette attitude moyenne est relativement constante dans la région sauf dans la zone de charnière de l'anticlinal de Belleterre et à la bordure est du granite du Lac Chevrier où elle s'oriente nord-sud parallèlement à  $S_0$  (figure 2). L'angle de recoupement de la schistosité  $S_1$  sur le litage  $S_0$  fut utilisé afin de situer les affleurements par rapport aux structures antiformes et synformes de première génération. L'homoclinal sud est caractérisé par la prédominance d'une relation angulaire horaire entre  $S_1$  et  $S_0$  (figures 2 et 4). L'angle entre ces

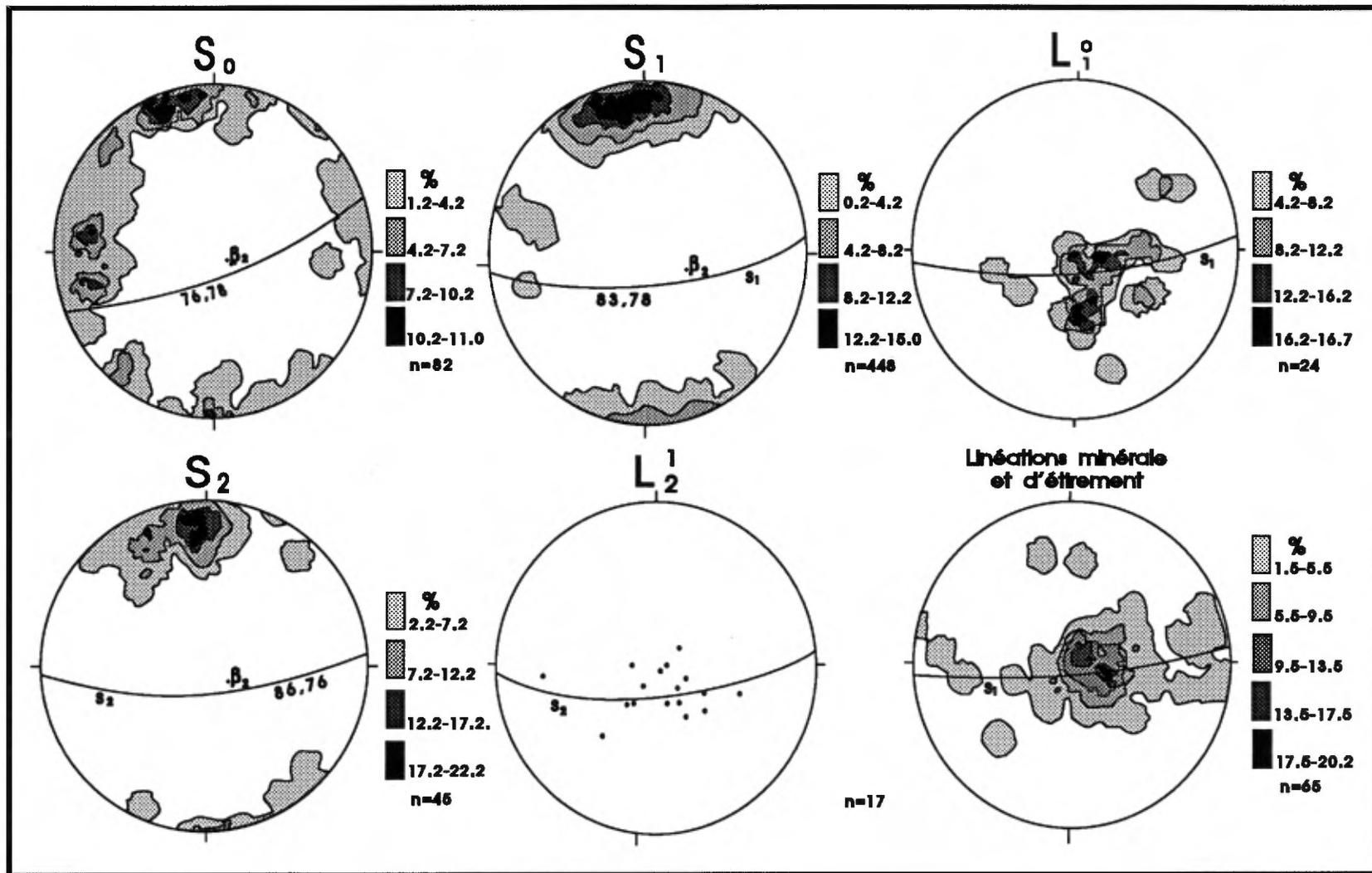


Figure 5. Projection stéréographique équi-aire des éléments structuraux mesurés dans les métavolcanites de la région de Belleterre

deux surfaces est généralement inférieur à  $10^\circ$  sauf à proximité des charnières des plis mineurs  $P_1$ , où il s'approche de la perpendiculaire.

La relation horaire se traduit par la présence de plis asymétriques senestres, lesquels sont congruents avec la présence d'une mégaflexure antiforme vers l'est qui affecte toute les roches du Groupe de Belleterre (voir figure 1). Les plis asymétriques en Z n'ont été observés que sur les flancs courts des plis senestres  $P_1$ , dans l'homoclinal sud.

Au sud de la faille du Lac-aux-Sables, on remarque que l'angle de recoupement de  $S_1$  sur  $S_0$  est variable dû à la présence de synclinaux et d'anticlinaux  $P_1$  qui contrôlent la distribution spatiale des lithologies de la séquence plissée (figure 2). Toutefois, la relation angulaire antihoraire y est le plus souvent observée et elle coïncide avec la présence de plis mineurs dextres  $P_1$ . À l'opposé, la relation horaire n'a été relevée qu'à quelques endroits où apparaissent des plis senestres  $P_1$ . Ces plis en "S" sont présents sur le flanc nord du synclinal qui occupe le centre de la séquence plissée (figure 2).

L'effet global de  $S_1$  sur la surface  $S_0$  se traduit par un aplatissement qui s'accompagne d'une transposition aux contacts entre des lithologies de compétence opposée. Ce phénomène de transposition est surtout observé à l'interface entre les tufs felsiques compétents et les sédiments argileux incompétents de la séquence plissée. Localement, on constate que les flancs de plis parasitiques dextres ont tendance à se dilacerer des charnières de sorte qu'il en résulte un litage tectonique parallèle à  $S_1$ . Cette transposition de la stratification n'est observée qu'à l'échelle mésoscopique et ne semble pas répandue à l'échelle kilométrique dans la région.

### Linéations $L_{0-1}$

Les linéations  $L_{0-1}$  correspondent aux lignes d'intersection des surfaces  $S_0$  et  $S_1$ . Ces linéations sont rarement observées et sont très difficiles à mesurer sur le terrain dû au caractère plat et sans relief des affleurements. Pour cette raison, la majorité de ces linéations apparaissant à la figure 5 ont été calculées par méthode

stéréographique en utilisant les attitudes de  $S_0$  et  $S_1$  mesurées au même endroit. La plupart de ces mesures proviennent des horizons de tufs cherteux de l'homoclinal sud et des volcanoclastites felsiques de la séquence plissée.

Les diagrammes de compilation des linéations  $L_{0-1}$  montrent qu'elles se distribuent sous la forme d'une ceinture partielle (figure 5). Leur angle de plongée varie entre  $10^\circ$  et  $75^\circ$ , la majorité d'entre elles étant supérieure à  $50^\circ$  avec une direction de plongée variant du sud à l'est (figure 5). Cette répartition des  $L_{0-1}$  semble contrôlée par l'effet de dispersion de la déformation D2. Ainsi les linéations  $L_{0-1}$  obtenues dans la zone de charnière de l'anticlinal de Belleterre plongent du sud au sud-est, alors que celles localisées sur le flanc sud de cette mégaflexure plongent principalement vers l'est (figure 2). Il apparaît donc évident que les  $L_{0-1}$  ont subi une rotation horaire à l'intérieur du plan  $S_1$  durant D2.

### Plis mineurs et majeurs $P_1$

Les relevés de polarité stratigraphique, faisant toujours face au sud, indiquent qu'aucun pli majeur  $P_1$  n'est présent dans la séquence homoclinale (figure 2). Dans ce secteur, les plis  $P_1$  correspondent uniquement à de petites flexures parasitiques senestres d'ordre métrique. Ces plis sont généralement développés entre des lits compétents et incompétents à l'intérieur des bandes de tufs cherteux ou à l'interface entre cette lithologie et les laves mafiques. Géométriquement, il s'agit de plis de classe 2 (plis semblables de Ramsay, 1967), serrés à isoclinaux avec des charnières subanguleuses. Les axes des plis mineurs plongent de  $30^\circ$  à  $55^\circ$  vers le sud et l'est. Ces plis mineurs en "S" sont cohérents avec la présence d'une mégaflexure antiforme  $P_1$  vers l'est.

Au sud de la faille du Lac-aux-Sables, les plis mineurs  $P_1$  sont dextres et senestres et sont congruents avec la présence de grandes flexures majeures  $P_1$ . Trois plis majeurs ont été reconnus dans la séquence plissée (figure 2). Ces plis forment une succession de synclinaux et d'anticlinaux droits ou légèrement déversés vers le nord-ouest. La trace de leur plan axial départage rigoureusement les aires d'affleure-

ment où des inversions de la polarité stratigraphique sont observées. Leur surface axiale s'oriente ENE-OSO conformément au grain tectonique régional et à la schistosité  $S_1$ . L'attitude de la surface  $S_0$  dans la séquence plissée suggère qu'il s'agit de plis fermés à isoclinaux. Les plongées axiales des plis mineurs observés sur leurs flancs sont fortes vers le sud-ouest et le sud. Les grandes flexures  $P_1$  plongent parallèlement à ces plis mineurs.

### Linéations minérales et d'étirement $L_1$

Les linéations minérales et d'étirement  $L_1$  contenues à l'intérieur de la surface  $S_1$  sont développées dans les laves mafiques et les volcanoclastites de la région. Les linéations minérales sont habituellement définies par l'élongation des cristaux d'amphiboles et/ou de chlorite. Les linéations d'étirement coïncident avec l'allongement des vésicules, des amygdules et des varioles dans les laves mafiques et avec l'allongement des fragments dans les pyroclastites felsiques.

Ces linéations varient beaucoup de direction et de plongée dans la région et se distribuent selon une ceinture à l'intérieur à la surface  $S_1$  (figure 5). Cette distribution est due à leur rotation en bordure des zones de cisaillement tardives où elles prennent une attitude subhorizontale, laquelle est parallèle au vecteur d'écoulement dans ces zones (voir figures 2 et 4). Les linéations minérales et d'étirement contemporaines à  $D_1$  et  $S_1$  définissent les lieux maxima de la projection stéréographique et plongent systématiquement à plus de  $70^\circ$  vers le sud-est et l'est (figure 5).

### Éléments structuraux reliés à $D_2$

Les éléments structuraux reliés à la deuxième phase de déformation sont représentés par un clivage de crénulation  $S_2$ , par les plis  $P_2$  et par les linéations  $L_2$  ( $L_{0,2}$  et  $L_{1,2}$ ).

### Surface $S_2$

La surface  $S_2$  correspond à un clivage de crénulation tardif qui déforme les surfaces  $S_0$  et

$S_1$  dans l'homoclinal sud (figures 2 et 4). Ce clivage n'est observé qu'aux endroits où son obliquité avec  $S_0$  et  $S_1$  devient très élevée en s'approchant des charnières  $P_2$ .  $S_2$  est défini par une alternance de plans d'ordre millimétrique espacés de 1 mm à 2 cm et semble texturalement analogue au clivage de type zonal décrit par Gray (1977).

Le clivage  $S_2$  est rarement observé sur le terrain car il est généralement subparallèle à  $S_0$  et  $S_1$  (figure 2). On l'observe surtout dans la zone de charnière de l'anticlinal de Belleterre où il s'oriente quasi orthogonalement à ces deux plans. Les diagrammes de compilation des pôles de  $S_2$  définissent un point maximum orienté à  $N86^\circ$  et incliné à  $76^\circ$  vers le sud (figure 5).

### Linéations $L_2$

Les linéations  $L_2$  coïncident aux linéations d'intersection  $L_{0,2}$  et  $L_{1,2}$  produites par l'intersection de  $S_2$  avec  $S_0$  et  $S_1$  respectivement (figure 5). En affleurement, elles se présentent sous la forme de crénulations discrètes marquant les surfaces  $S_0$  et  $S_1$ . Elles plongent généralement à plus de  $60^\circ$  vers l'est et s'orientent parallèlement aux axes des plis mineurs  $P_2$ .

### Plis mineurs et majeurs $P_2$

Les plis de deuxième génération n'ont été observés que dans la partie nord-ouest de l'homoclinal sud (figures 2 et 4). À l'ouest de la mine Aubelle, les surfaces  $S_0$  et  $S_1$  changent leur orientation générale ENE pour prendre une direction nord-sud à la marge est du Lac Chevrier (figure 2). Dans ce secteur, le clivage de crénulation  $S_2$  est bien développé et est coplanaire avec les surfaces axiales des plis mineurs et majeurs  $P_2$ . Les diagrammes de compilation des pôles de  $S_0$  permettent de tracer une ceinture de dispersion qui révèle bien que l'anticlinal de Belleterre est un grand pli ouvert avec un angle dièdre estimé à  $95^\circ$  (figure 5). Le pôle de la ceinture des plans  $S_0$  correspond à l'axe du grand pli  $P_2$  et plonge à  $74^\circ$  vers l'est (figure 5). L'anticlinal de Belleterre forme donc une structure synforme dont la plongée est conforme aux linéations  $L_2$  (figure 5).

De leur côté, les plis mineurs  $P_2$  n'ont été observés qu'à proximité de la charnière de l'anticlinal de Belleterre. Il s'agit de flexures symétriques ouvertes et dont la longueur d'onde et l'amplitude sont inférieures à 1 mètre. Dans la zone de charnière du pli majeur  $P_2$ , la surface enveloppante des flexures de deuxième ordre s'oriente nord-sud et s'incline vers l'est à plus de  $60^\circ$ . Les charnières varient de subarrondies à subanguleuses. Généralement, les niveaux compétents exhibent des plis parallèles (classe 1B) alors que les niveaux plus ductiles forment des plis de classe 1C, 2 ou 3 (Ramsay, 1967). Sur certains affleurements, nous avons observé une alternance des classes 1B et 3, qui donnent une géométrie globale analogue aux plis de classe 2.

### Plis en chevron et kink band

Des structures tardives correspondant à des plis en chevron et à des kink dextres sont développées dans les sédiments argileux de la séquence plissée. L'anisotropie élevée de cette lithologie semble avoir favorisé le développement de ces structures mineures.

Le clivage axial des plis en chevron et les kink band recoupent nettement  $S_0$  et  $S_1$  dans les sédiments argileux. Toutefois, la relation de recoupement entre cette fabrique et les structures  $D_2$  présentes dans l'homoclinal sud n'a pas été observée sur le terrain. Pour fin de description, nous considérerons ce clivage comme étant relié à une déformation tardive que nous dénommons  $D_t$ .

Le clivage  $S_t$  possède une attitude générale de  $N55,70^\circ$  sud-est et est coplanaire avec la trace axiale et les plis en chevron. Toutefois, cette surface s'oriente plutôt est-ouest lorsqu'elle génère des kink dextres. L'épaisseur mesurée entre les plans adjacents de kink et les plis en chevron varie du centimètre au mètre. Les linéations  $L_t$  qui sont représentées par l'intersection de  $S_0$  et  $S_1$  sur  $S_t$  et par les axes de plis  $P_t$  plongent faiblement à moyennement vers le nord-est. Aucun pli majeur  $P_t$  ne fut relevé dans la région. L'effet de cet événement de déformation tardif est négligeable sur l'ensemble des

roches du Groupe de Belleterre et les structures qui lui sont associées ne font que réorienter légèrement les surfaces  $S_0$  et  $S_1$ .

### Zones de cisaillement ductile-fragile est-ouest

Un important système de zones de cisaillement ductile-fragile est reconnu dans la région. Ces zones de déformation contiennent la majorité des indices aurifères présents dans l'homoclinal sud (figure 2). Elles ont été analysées en détail par Tourigny et al. (1991), par Tourigny et Schwerdtner (1991) et par Tourigny (1993) et ne seront que brièvement décrites ci-dessous.

Selon leurs caractéristiques lithologiques et structurales, on reconnaît deux types de zones de cisaillement ductile-fragile. Le type 1 se développe à l'intérieur des lithologies homogènes et isotropes (sills de gabbro). Ces bandes de déformation sont géométriquement analogues aux zones de cisaillement classiques décrites par Ramsay et Graham (1970) et subséquentement par Ramsay (1980). Elles s'orientent généralement est-ouest et s'inclinent fortement vers le sud. Elles varient de quelques centimètres à plus d'un mètre de largeur et peuvent atteindre plus de 100 mètres d'extension latérale. Ces cisaillements se caractérisent par une mylonitisation intense du protolithe initial et par le développement d'une fabrique C-S (Berthé et al., 1979) dans leur partie interne. L'asymétrie sigmoïdale du plan S indique que les zones est-ouest ont un déplacement latéral dextre dominant. Quelques zones de ce type, orientées NO-SE à ENE-OSO, montrent un déplacement senestre et semblent conjuguées avec les zones dextres (Tourigny et al., 1991).

Le type 2 se retrouve à l'intérieur des lithologies anisotropes (basalte cisailé) où la fabrique principale est la schistosité régionale  $S_1$ . La majorité de ces zones de cisaillement s'orientent est-ouest, sont subverticales ou s'inclinent abruptement vers le sud (figure 2). Elles varient de quelques centimètres à plus de 1,5 mètres de largeur et peuvent atteindre 60 mètres de continuité latérale. Elles recoupent nettement la schistosité  $S_1$  qui s'intensifie et subit une rotation

dextre ou senestre dans la zone de cisaillement. Outre la rotation de  $S_1$ , la présence de plis intrafoliaux et de segments de schistosité asymétriques (i.e foliation fish) révèlent également la cinématique interne de ces zones. Un phénomène important tant à l'échelle locale (voir Tourigny et Schwerdtner, 1991) que régionale (voir figure 2), est la coplanarité de zones de cisaillement dextre et senestre. Cette anomalie structurale a été interprétée comme le résultat d'une légère réorientation des axes de déformation principale durant la déformation progressive non-coaxiale (voir figure 8 dans Tourigny et Schwerdtner, 1991; Tourigny, 1993). Dans ce modèle, la présence de plis parasitiques dextres de  $S_1$  à l'intérieur des zones senestres, suggère que le cisaillement dextre fut antérieur au cisaillement senestre (Tourigny et Schwerdtner, 1991).

### Failles régionales

La carte géologique montre que deux principaux systèmes de failles affectent les roches du Groupe de Belleterre (figure 2). Le principal réseau de dislocations est représenté par les failles Mill Creek, du Lac Guillet et du Lac-aux-Sables. Ces structures s'orientent ENE-OSO, sont fortement inclinées vers le sud ou subverticales et recoupent à faible angle la schistosité régionale  $S_1$ . Elles coïncident également à de fortes anomalies aéromagnétiques alignées selon le grain tectonique régional (voir carte 1472 G, Commission Géologique du Canada). Leur cinématique interne a été déduite par les relations géométriques entre les linéations minérales et d'étirement et la schistosité mesurées à leurs bordures.

Ces cassures se caractérisent par une intensification de  $S_1$ , par une forte linéation minérale et d'étirement  $L_1$  qui plonge abruptement entre l'est et le sud-ouest et par la présence de plis isoclinaux à leur proximité.

Les failles Mill Creek et du Lac Guillet ont été initialement reconnues par Auger (1952). Les linéations minérales et d'étirement mesurées en bordure nord et sud de la faille Mill Creek plongent entre  $75^\circ$  et  $80^\circ$  vers le sud-ouest (figures

2 et 4). L'attitude fortement plongeante de ces linéations indique un mouvement vertical dominant le long de cette faille. Par contre, puisque cette plongée n'est pas parallèle au pendage de  $S_1$ , l'inclinaison de la linéation dans ce plan suggère une composante de mouvement oblique combinée au déplacement vertical. Un peu à l'est du puits # 2 de la mine Belleterre, la schistosité  $S_1$  subit une rotation antihoraire indiquant un déplacement latéral senestre en s'approchant de la faille (figures 2 et 4). Cette rotation senestre combinée avec une composante de mouvement oblique-vertical suggère que la faille Mill Creek est une faille inverse avec un rejet latéral senestre mineur.

Vers le sud, en bordure nord de la faille du Lac Guillet, les relations géométriques entre les linéations  $L_1$ ,  $S_1$  et cette faille régionale sont moins claires. En fait, un parallélisme quasi parfait existe entre  $S_0$ ,  $S_1$  et la dislocation, de sorte qu'aucune évidence de déplacement horizontal n'est observée. Par contre, l'étirement de varioles à l'intérieur des laves longeant la rive nord du Lac Guillet définit une linéation plongeant fortement vers le sud. Cette relation géométrique révèle que le déplacement le long de la faille du Lac Guillet est essentiellement vertical mais de sens inconnu. Toutefois, nous interprétons tout de même cette cassure comme une grande zone de faille inverse car elle est subparallèle à la faille Mill Creek et probablement de même âge et de même nature que celle-ci.

Les éléments structuraux spatialement associés avec la faille du Lac-aux-Sables sont compatibles avec la nature inverse des grandes failles régionales. Cette faille marque le contact entre les volcanites mafiques de l'homoclinal sud et les volcanoclastites felsiques de la séquence plissée (figures 2 et 4). Elle correspond à une zone de haute ductilité marquée par des bandes de schiste où l'on observe également des structures de transposition parallèlement à  $S_1$ . Sur l'éponte structurale supérieure de la faille, les linéations minérales et d'étirement mesurées dans les volcanoclastites plongent abruptement vers le sud, soit obliquement à la ligne d'inclinaison maximum du plan  $S_1$ , qui elle plonge plutôt vers le sud-est (figures 2 et 4). L'obliquité des

linéations minérales et d'étirement à l'intérieur de la schistosité confirme la présence d'un mouvement oblique en bordure de la faille. Cette fabrique linéaire est bien développée sur les flancs des plis isoclinaux  $P_1$ , qui eux indiquent une forte composante de raccourcissement le long de la faille du Lac-aux-Sables. Ce raccourcissement devait être associé à un étirement vertical prononcé le long de la faille. Par conséquent, nous interprétons également cette dislocation comme une grande zone de faille inverse le long de laquelle les roches volcanoclastites de la séquence plissée se sont déplacées vers le nord-ouest. Ce mouvement inverse s'accompagnait d'un faible déplacement latéral senestre.

Les cassures de second ordre illustrées sur la carte géologique consistent en des zones de cisaillement subverticales orientées NO-SE à nord-sud (figures 2 et 4). La première de ces failles à l'est du village de Belleterre est bien visible sur la carte aéromagnétique où elle définit une forte anomalie (voir carte 1472 G, Commission Géologique du Canada). Cette faille recoupe nettement les anomalies aéromagnétiques associées à la faille du Lac Guillet qui subissent alors une rotation horaire à sa bordure est. Ce sens de rotation indique un déplacement apparent dextre pour cette faille NO-SE. Ce mouvement a été confirmé par l'observation directe de trois de ces failles sur le terrain (voir figure 2, mine Aubelle, est du Lac Croteau et nord-est du Lac Coniagas).

La figure 6 présente la carte géologique détaillée de la zone de failles affleurant au nord-est du lac Coniagas. Deux failles subparallèles recoupent les basaltes massifs et coussinés de l'affleurement. Ces dislocations sont inclinées à  $76^\circ$  vers l'ouest, varient de 50 cm à 2,5 mètres de largeur et contiennent des bandes de schiste à chlorite-carbonate dérivées des laves mafiques encaissantes. Des dykes de lamprophyre s'injectent dans les zones de schiste ou recoupent celles-ci à fort angle. En bordure de la faille principale, la schistosité  $S_1$  subit une rotation dextre et devient subparallèle à sa direction générale dans sa partie interne. La linéation minérale mesurée directement sur le plan de glissement plonge de  $38^\circ$  à  $45^\circ$  vers le nord et le nord-ouest et indique qu'un mouvement vertical

inverse devait accompagner le cisaillement dextre. Cette faille consiste par conséquent en une cassure à rejet oblique dextre inverse. Une caractéristique importante de la zone de faille principale est la présence d'un amas de quartz lenticulaire dans sa partie interne. Cette lentille de quartz semble s'être mise en place dans le segment courbe du cisaillement suite à une composante d'extension longitudinale parallèle aux bordures de la zone de déformation (voir interprétation, figure 6).

La contrepartie conjuguée du système dextre est représentée par des failles senestres subverticales orientées NE-SO (figures 2 et 4). Une de ces failles peut être tracée à partir de la rive sud du Lac Guillet (figure 2). Cette cassure est soulignée par une impressionnante dépression topographique de part et d'autre de laquelle on reconnaît une variation abrupte dans la direction de  $S_1$ . Ce sens de rotation révèle qu'il s'agit d'une faille senestre.

---

## GÉOCHIMIE

---

### Généralités

Pour fins d'analyses géochimiques, nous avons sélectionné 29 analyses sur un total de 120, réparties dans les deux domaines lithotectoniques décrits aux chapitres précédents. De ce nombre, 3 échantillons de roches ultramafiques, 13 échantillons de laves mafiques et 1 échantillon de tuf cherteux proviennent de l'homoclinal sud alors que 9 échantillons de tufs à lapillis et lapillistones et 3 échantillons de lave mafique ont été recueillis dans la séquence plissée. Les résultats d'analyses apparaissent à l'annexe 1.

L'examen microscopique de chaque échantillon nous a permis d'établir une série de critères pétrographiques et géochimiques qui permettent de discriminer les échantillons altérés de ceux qui le sont peu. Les échantillons peu altérés se caractérisent par l'absence de veinules (quartz, carbonate, etc.), par l'absence de carbonates, de sulfures et/ou d'oxydes de fer disséminés, et par l'absence de séricite pour les roches felsiques. Du point de vue géochimique, ces roches con

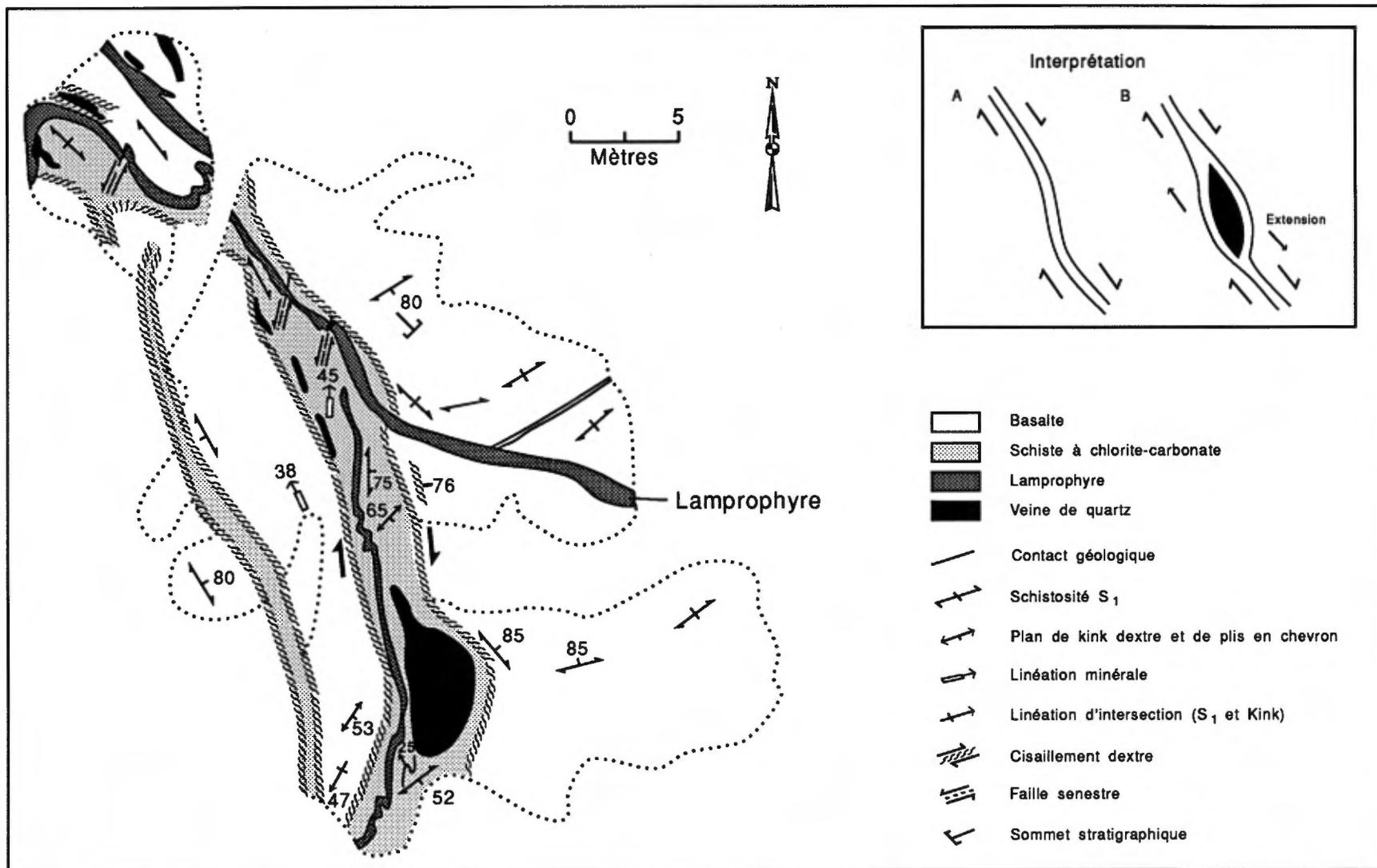


Figure 6. Carte géologique d'un affleurement de basalte massif et coussiné recoupé par deux zones de faille NO-SE à rejet latéral dextre inverse.

tiennent moins de 1 % de  $K_2O$ .

Nous avons également respecté certains critères géochimiques d'altération définis par Gélinas et al. (1977). Ainsi, les volcanites subalcalines peu altérées se caractérisent par l'absence d'albite limpide, de corindon, de wollastonite et de néphéline normatifs (Gélinas et al., 1977). Les roches felsiques peu altérées possèdent moins 1,5 % de corindon normatif.

Finalement, afin de minimiser les variations induites par la perte au feu (PAF), les diagrammes présentés ci-dessous sont construits à partir des analyses recalculées en base anhydre et en fer ferreux total.

### Caractères chimiques des volcanites et des péridotites

#### Laves mafiques

Les laves mafiques prélevées de la région se caractérisent par un pourcentage en  $SiO_2$  variant de 47,1 à 56,3 % (annexe 1). Elles sont essentiellement de composition basaltique ( $SiO_2 < 54\%$ ), sauf deux échantillons semblant de composition andésitique (voir analyses 10559 et 5508, annexe 1). Ces metabasaltes se distinguent par des teneurs élevées en  $Fe_2O_{3total}$  (10,8 à 17,5) ainsi qu'en  $MgO$ ,  $CaO$  et  $Na_2O$ . À l'exception de deux échantillons altérés, ils sont pauvres en  $K_2O$ . Leur rapport  $K_2O/Na_2O$  est généralement compris entre 0,03 et 1,65. Par ailleurs, le rapport moyen  $FeO/FeO+MgO$  (F/F+M) est de 0,65. Les concentrations en  $Al_2O_3$  varient de 11 à 15,6 et celles en  $TiO_2$  de 0,64 à 1,79 (annexe 1). Le rapport moyen de  $Al_2O_3/TiO_2$  est de 14,4 (tableau 1). Il faut aussi noter la valeur élevée de la PAF (1,21 à 7,52). Celle-ci témoigne des processus d'altération hydrothermale et augmente proportionnellement à l'abondance de carbonates dans la roche.

Les éléments traces se caractérisent par de faibles concentrations en Rb, Sr et Zr et par de fortes teneurs en Y (15 à 47 ppm). Le rapport moyen  $Zr/Y$  de 4,16 est caractéristique des suites tholéitiques de l'Abitibi (Barrett et Cattalani, 1991).

La minéralogie normative montre que ces basaltes se composent principalement de plagioclase, de diopside, d'hypersthène et d'oxyde de fer (annexe 1). Cet assemblage est difficilement vérifiable en lames minces puisque la majorité des échantillons montrent une paragenèse épimétamorphique constituée d'amphibole (actionote-hornblende), de plagioclases et de chlorite avec des quantités subsidiaires d'épidote, de carbonate et d'oxyde de fer. Sous le microscope, il est toutefois bien évident que les échantillons riches en volatils sont ceux qui contiennent le plus de carbonates secondaires.

#### Tufs cherteux

Nous avons analysé 9 échantillons de tufs cherteux de l'homoclinal sud mais un seul échantillon (5497) peut être retenu pour caractériser cette lithologie. Tous les échantillons rejetés présentaient une trop forte proportion de sulfures et de magnétite et/ou une silicification avancée (voir annexe 1).

Les résultats d'analyse de l'échantillon 5497 montrent que ces roches sont de composition rhyolitique ( $> 71\% SiO_2$ ). Les teneurs en oxydes et en éléments traces ainsi que la composition minéralogique normative des tufs cherteux sont très similaires à celles des volcanoclastites felsiques de la séquence plissée (annexe 1). Les teneurs en  $Al_2O_3$ , en  $Fe_2O_{3total}$ , en  $TiO_2$ , en  $MgO$  et  $CaO$  sont plus faibles que dans les basaltes encaissants. Au contraire, les tufs cherteux sont plus riches en  $Na_2O$  et en Sr que les metabasaltes mais semblent appauvris en Y comparativement à ces derniers. Cette particularité chimique se traduit par un rapport  $Zr/Y$  (6,0) beaucoup plus élevé pour les tufs cherteux que pour les laves basaltiques (annexe 1). Le rapport  $Al_2O_3/TiO_2$  des tufs cherteux surpassent nettement ceux des basaltes encaissants alors que le rapport F/F+M y est inférieur (annexe 1).

#### Péridotite

Trois échantillons de l'intrusion de péridotite affleurant dans l'homoclinal sud ont été analysés (annexe 1). Les résultats confirment la nature ultramafique de ces échantillons; les teneurs en  $SiO_2$  et en  $Al_2O_3$  sont faibles alors que celles en

MgO (34,8 à 38%), en  $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{total}}$ , en volatils (PAF), en Cr et V sont très élevées (annexe 1). L'abondance de magnésium et de fer se traduit par l'apparition d'une forte quantité d'olivine et d'un peu de magnétite virtuelle, le fer étant fixé sous forme d'oxydes. Finalement, la forte proportion d'hypersthène virtuel pour l'échantillon 10565 est due à l'abondance de  $\text{SiO}_2$  dans cet échantillon.

### Tufs à lapillis et lapillistones

Les analyses chimiques de 9 échantillons de volcanoclastites felsiques de la séquence plissée sont présentées à l'annexe 1. Ces roches sont surtout caractérisées par des teneurs élevées en silice et en alumine; le  $\text{SiO}_2$  varie de 67,4 à 75,8 % et  $\text{Al}_2\text{O}_3$  est compris entre 12,1 à 16,0 % (annexe 1). Le pourcentage en  $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{total}}$  fluctue de 1,7 à 4,71 et le MgO varie de 0,87 à 2,2. Le rapport moyen F/F+M pour ces roches est de 0,72 soit un peu plus élevé que celui des laves mafiques (0,66). Contrairement à ces laves, les tufs felsiques sont pauvres en  $\text{TiO}_2$  (< 0,5 %).

À cause des particularités des teneurs en  $\text{TiO}_2$  et  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , le rapport  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  des tufs felsiques est aussi beaucoup plus élevé que pour les metabasaltes (tableau 1). Les teneurs en alcalis de tufs sont également plus élevées que dans les laves mafiques. Ainsi, le  $\text{Na}_2\text{O}$  est de 1,25 à 5,44 et le  $\text{K}_2\text{O}$  de 0,73 à 2,94. Le rapport moyen  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  est de l'ordre de 0,72. De façon générale, on remarque que les échantillons possédant les plus fortes valeurs en  $\text{Na}_2\text{O}$  sont également les plus appauvris en  $\text{K}_2\text{O}$ . C'est ainsi le cas des échantillons 5514, 10570 et 10521 dans lesquels la variation en alcalis doit être attribuée à une altération plus avancée (annexe 1). Cette altération est responsable de la composition sodique élevée des tufs et est due à une remobilisation des alcalis causée par une albitisation des roches. L'albitisation est ainsi mise en évidence par une augmentation de l'albite normative dans les échantillons 5514, 10570 et 10521. En plus, on doit mentionner la présence de plus de 2 % de corindon normatif dans les échantillons 10520 et 10539. Ce pourcentage anormal de corindon semble directement relié au lessivage du CaO durant l'altéra-

tion hydrothermale (annexe 1).

En résumé, les résultats obtenus indiquent que les tufs à lapillis et les lapillistones de la séquence plissée sont de composition rhyodacitique à rhyolitique (> 67 %  $\text{SiO}_2$ ) et se caractérisent par un enrichissement en éléments incompatibles (alcalis, Rb, Sr) par rapport aux laves basaltiques de l'homoclinal sud.

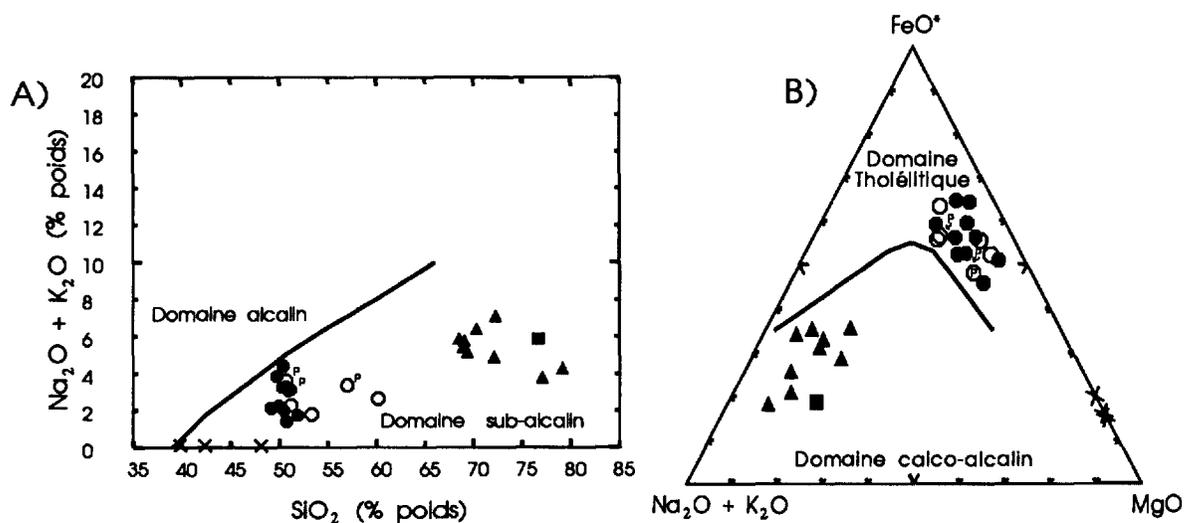
### Classification géochimique

Les roches effusives et explosives du Groupe de Belleterre appartiennent à une séquence bimodale où les basaltes, les rhyodacites et les rhyolites dominent nettement.

Un aspect important de la géochimie concerne l'affinité magmatique du volcanisme de la région. Irvine et Baragar (1971) proposent un diagramme comparatif entre les teneurs en alcalis et celles en  $\text{SiO}_2$  (figure 7 a). Tous les échantillons occupent le champ des magmas subcalcalins. Ce diagramme binaire montre également qu'il existe une lacune en  $\text{SiO}_2$  qui correspond à l'absence de termes dacitiques (62 % <  $\text{SiO}_2$  ≤ 67 %; figure 7 a) dans l'empilement volcanique.

Sur un diagramme AFM, on constate que les roches de la région se situent dans les domaines tholéiitiques et calco-alcalins (figure 7 b). Tous les échantillons de basalte apparaissent dans le champ tholéiitique alors que les roches tufs chertoux et les volcanoclastites felsiques de la séquence plissée sont plutôt d'affinité calco-alcaline (figure 7 b). L'enrichissement en  $\text{FeO}$  caractéristique des tholéiites est toutefois peu prononcé sur ce diagramme et un échantillonnage plus complet dans nos travaux futurs devrait permettre de confirmer le caractère tholéiitique des basaltes. De leur côté, les péridotites étant très pauvres en alcalis se localisent le long de la ligne  $\text{FeO}$  et MgO.

Le diagramme discriminant de Jensen (1976) permet de confirmer l'affinité magmatique des roches du Groupe de Belleterre (figure 7 c). Sur ce diagramme, on distingue que les basaltes d'affinité tholéiitique sont de composition variée



- Basalte peu altéré
  - Basalte altéré
  - Tuf cherteux
  - ▲ Tuf à lapillis et lapillistone
  - × Péridotite
  - P Basalte de la séquence plissée
- $\text{FeO}^*$  Fer total= $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$

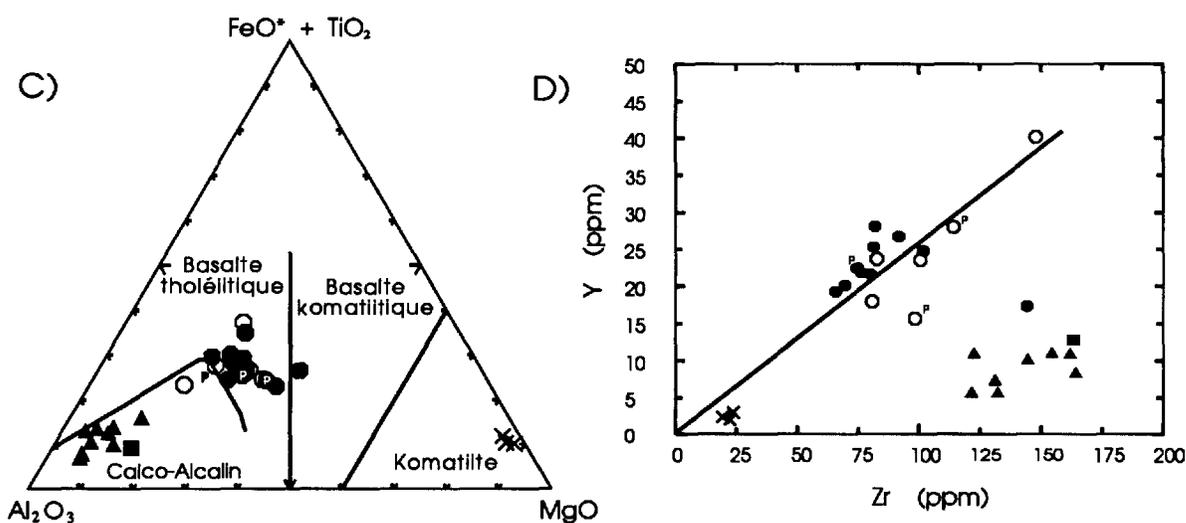


Figure 7. Diagrammes géochimiques discriminants des roches volcaniques, des volcanoclastites et des péridotites de la région de Belleterre. A. Diagramme des alcalis en fonction de la silice (Irvine et Baragar, 1971). B. Diagramme AFM (Irvine et Baragar, 1971). Diagramme cationique de Jensen (1976). D. Diagramme des éléments traces Y versus Zr.

et consistent en des ferro-tholéiites et en des basaltes magnésiens (figure 7 c). Un seul échantillon de lave mafique se situe dans le champ des basaltes komatiïques. Ce diagramme cationique montre également que les péridotites constituent un groupe distinct situé près du pôle de l'olivine dans le champ des komatiïtes ultramafiques (figure 7 c). Finalement, ce diagramme démontre que tous les tufs felsiques sont d'affinité calco-alkaline.

L'utilisation des couples d'éléments fortement hygromagmatophiles permet de déterminer si les roches d'un empilement volcanique proviennent d'une ou plusieurs suites magmatiques et de préciser leur mode de différenciation (Picard, 1986; Simard, 1987; Barrett et Cattalani, 1991). Dans le diagramme Y/Zr, les metabasaltes forment un faisceau de points qui converge vers l'origine (figure 7 d). Cette droite est caractéristique d'une différenciation par cristallisation fractionnée et indique que les metabasaltes proviennent d'une même suite magmatique (figure 7 d). Il est toutefois difficile d'évoquer un lien génétique entre les laves mafiques et les pyroclastiques (figure 7 d). Ces roches felsiques sont déprimées en Y, enrichies en Zr et forment un amas de points éloignés de la droite des basaltes. Deux hypothèses peuvent être retenues pour expliquer cette disparité géochimique entre les metabasaltes et les pyroclastites felsiques: (i) les pyroclastites felsiques proviennent d'une suite magmatique différente de celle des laves mafiques et/ou (ii) cette disparité résulterait du caractère polymictite des tufs felsiques, lesquels contiennent un mélange de pyroclastes de composition variée dans leur fraction principale, ce qui aurait pour effet de falsifier les résultats.

---

## GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

---

Cette section présente un aperçu des divers types de minéralisation rencontrés dans la séquence volcanique ainsi que les nouvelles données de géologie économique recueillies à l'été 1992. Depuis le début des années 1930, la région de Belleterre est reconnue pour la présence de minéralisation aurifère filonienne dont

certain filons furent exploités à l'ancienne mine Belleterre (voir travaux antérieurs ci-dessus). En plus de cette ancienne mine, une vingtaine d'indices aurifères sont reconnus dans la région (voir carte 31M d'Avramtchev et Lebel-Drolet, 1979). La majorité de ceux-ci se localisent dans l'homoclinal sud et consistent en des veines de quartz en cisaillement occupant la partie centrale de zones de cisaillement ductile-fragile. L'analyse géométrique et la métallogénie de ces indices ont été décrites par Tourigny et al. (1991), Tourigny et Schwerdtner (1991) et Tourigny (1993). Pour cette raison, nous ne présenterons qu'un bref exposé sur la métallogénie de l'or et le lecteur est référé à ces documents pour une étude plus approfondie de ce type de minéralisation.

Outre la présence de minéralisation en or, les nouvelles données de cartographie régionale permettent de croire qu'il existe un bon potentiel pour des gisements de métaux usuels.

### Minéralisation aurifère

#### Généralités

La plupart des terrains aurifères se situent au nord-ouest et au nord de la faille du Lac Guillet (figure 2). Dans ce secteur, les zones aurifères montrent une direction générale est-ouest et plus rarement NE-SO (figures 2 et 4). Les corps minéralisés sont subverticaux ou s'inclinent abruptement vers le sud (figures 2 et 4). Par contre, du côté sud de cette grande cassure, nous avons observé un indice aurifère associé à une zone de cisaillement tardive orientée nord-sud (figures 2 et 4).

Indépendamment de leur attitude, les corps minéralisés de la région arborent une morphologie typiquement planaire à curvi-planaire; ils sont inférieurs à 2 mètres de puissance et font moins d'un kilomètre d'extension latérale (tableau 1). La plupart des indices aurifères se caractérisent par leur association lithologique avec des dykes de lamprophyre et/ou des dykes quartzo-feldspathique qui recoupent ou sont para-concordants aux structures minéralisées. L'altération hydrothermale la plus commune est une intense

**TABLEAU 1. Caractéristiques géologiques de la minéralisation aurifère de l'homoclinal sud**

LITHOLOGIE HÔTE	MINÉRALISATION	STRUCTURE HÔTE	MORPHOLOGIE DU CORPS MINÉRALISÉ	ALTÉRATION	TENEUR EN OR	ASSOCIATION LITHOLOGIQUE
<b>TYPE 1 :</b> Mylonite dérivé de gabbro.	Veine en cisaillement composée de Qz-Py-Cp-Sp-Cv-Gn-Cb-Mv-Au.	Cisaillement dextre orienté est-ouest et incliné à 80°S.	Planaire à curviplanaire et subparallèle au cisaillement hôte.	Chloritisation-carbonatation-biotitisation-pyritisation.	1 à 270 g/t Au.	Dykes de lamprophyres abondants. Ces dykes s'injectent dans le cisaillement hôte et/ou peuvent le recouper obliquement.
Schiste et phyllonite dérivés de basalte.	Veine en cisaillement composée de Qz-Py-Cp-Sp-Gn-Po-Mt-Ru-Lm-Mv-Cb-Au.	Cisaillements dextres et senestres orientés est-ouest et inclinés à 80°S.  Cisaillement dextre et subvertical orienté nord-sud.	Planaire à curviplanaire et subparallèle au cisaillement hôte.	Carbonatation-chloritisation-biotitisation-albitisation-pyritisation.	1 à 50 g/t Au.	Dykes de lamprophyres qui recourent généralement la zone minéralisée. Certains lamprophyres s'injectent au contact entre la veine principale et ses épontes. Dykes quartzofeldspathiques.
<b>TYPE 2 :</b> Tuf chertoux	Formation de fer composée de Mt-Py-Cp-Sp-Cv-Ru-Lm.	Stratification. Le principal niveau minéralisé s'oriente est-ouest et est incliné à 75°S.	Stratiforme.	Oxydation de la pyrite par la magnétite.	Deux teneurs significatives de 1.7 et 27.7 g/t Au ont été obtenues.	Minces horizons de tufs à lapillis. Dykes de lamprophyres et dykes quartzofeldspathiques.

Qz = quartz      Py = pyrite  
 Cp = chalcopryrite      Sp = sphalérite  
 Cv = covellite      Gn = galène  
 Ru = rutile      Mt = magnétite  
 Lm = limonite      Mv = muscovite  
 Cb = carbonate      Au = or

carbonatation qui peut s'accompagner d'une chloritisation, d'une biotitisation, d'une pyritisation et/ou d'une albitisation des épontes (tableau 1; Tourigny et al., 1991). Des enveloppes d'altération visible bordent fréquemment les veines aurifères.

Ces veines en cisaillement se composent d'un quartz blanc à gris moyen et contiennent moins de 10 % de sulfures représentés par l'assemblage pyrite ± chalcopryrite ± sphalérite ± galène ± covellite ± carbonate ± muscovite et des traces

d'or.

Les analyses des teneurs en or de quelques veines sélectionnées sont présentées à l'annexe 2. Les valeurs en or des filons de quartz sont directement proportionnelles à leur contenu en pyrite. Les veines dépourvues de pyrite montrent des teneurs en or inférieures au seuil de détection (5 ppm) alors que celles contenant de 1 à 10 % de sulfures titrent fréquemment à plus de 1 ppm (annexe 2). La veine titrant à 270 ppm provient de l'indice Audrey (voir Tourigny et

al., 1991).

Les analyses des éléments traces pour divers types de lithologies (basalte, gabbro et schistes) démontrent que le contenu en or des roches dépourvues de veines est généralement inférieur au seuil de détection (annexe 2). Une seule analyse (5460) a titré à 1,6 ppm en or à l'intérieur d'un basalte contenant 3 % de pyrite disséminée.

Selon leurs caractéristiques géologiques et structurales, les principaux indices aurifères de l'homoclinal sud montrent deux principaux types de minéralisation. Le **type 1** consiste en des zones de cisaillement ductile-fragile qui recoupent les sills de gabbro isotrope ainsi que les metabasaltes anisotropes (tableau 1). Le **type 2** correspond aux formations de fer au faciès oxyde intercalées dans les niveaux de tuf chercheux (tableau 1; voir également Tourigny et al., 1991).

### Type 1

La principale zone de cisaillement aurifère recoupant une roche isotrope est située dans la zone de charnière de l'anticlinal de Belleterre (voir figures 2 et 4). Cet indice, dénommé Audrey, consiste en une zone de déformation similaire aux zones de cisaillement ductile-fragile décrites par Ramsay et Graham (1970) et Ramsay (1980). Sur le terrain, ces structures planaires se reconnaissent facilement par une diminution drastique de la granulométrie du protolithe (gabbro) qui se transforme en une mylonite dans la zone de déformation (voir figure 31 de Tourigny et al., 1991). La zone mylonitique se caractérise par une fabrique C-S typique et une linéation minérale plongeant de 22 à 30° vers l'ouest et le sud-ouest (figure 2). L'attitude de cette linéation et celle du plan S interne indique que le déplacement principal à l'intérieur de la zone minéralisée de l'indice Audrey est un déplacement subhorizontal dextre. En section transversale, l'asymétrie des plans S indique qu'une composante de déplacement normal accompagnait le mouvement subhorizontal (Tourigny et al., 1991).

La minéralisation aurifère est contenue dans

une veine de quartz en cisaillement qui occupe la partie centrale de la zone de cisaillement. Cette veine (< 1 mètre d'épaisseur) s'oriente est-ouest et s'incline fortement vers le sud. Elle se compose de quartz-pyrite-chalcopyrite-sphalérite-covellite-galène-calcite-muscovite-or. L'or se situe dans les parties cataclasées du quartz recristallisé. Elle contient des valeurs variant de 1 à 270 grammes Au/tm d'or. Un échantillonnage en vrac de 982 kg a donné une teneur moyenne de 4,24 grammes Au/tm (Laurin, 1988).

Dans les metabasaltes anisotropes, la minéralisation aurifère est associée aux zones de cisaillement qui recoupent la stratification  $S_0$  et la foliation régionale  $S_1$  (figure 2). Les plus beaux exemples de ce type de minéralisation aurifère ont été observés à la mine Aubelle (voir Tourigny et al., 1991; Tourigny et Schwerdtner, 1991; Tourigny, 1993).

Selon leur sens de déplacement horizontal et leur composante de déformation interne, les zones de cisaillement de la mine Aubelle se subdivisent en deux principaux systèmes: (1) les bandes de contraction dextre et (2) les bandes d'extension senestre (figure 8). Ces cisaillements s'orientent est-ouest et sont essentiellement subparallèles les uns aux autres. Cette coplanarité des zones aurifères dextres et senestres dans les roches anisotropes est interprétée comme le résultat d'une inversion du sens de cisaillement à leur bordure durant la déformation progressive non coaxiale (voir Géologie structurale ci-dessus; Tourigny et Schwerdtner, 1991). L'examen de la carte géologique (figures 2 et 4) démontre que le parallélisme entre des zones de cisaillement est-ouest à cinématique opposée est également une caractéristique importante à l'échelle régionale.

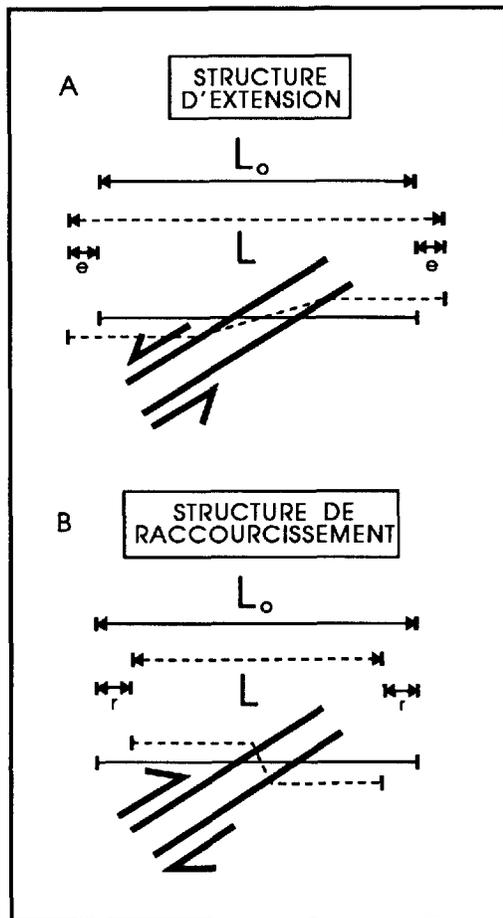


Figure 8. Représentation schématique de la composante d'extension reliée aux cisaillements senestres (A) et de la composante de raccourcissement reliée aux bandes dextres (B). Une ligne de longueur initiale  $L_0$  possède une longueur  $L$  après extension ( $e$ ) ou raccourcissement ( $r$ ). Modifiée de Tourigny, 1993.

La principale zone aurifère de la mine Aubelle est la veine n° 1 (voir figure 14 dans Tourigny et al., 1991). Cette veine se compose de quartz (> 90 %) et de pyrite + or avec des quantités subsidiaires de sphalérite, pyrrhotite et de galène ± magnétite ± rutile ± limonite. L'or natif forme de petites inclusions dans la pyrite ou d'étroites veinules remplissant ses microfractures (Tourigny et al., 1991). Les travaux des Mines JAG Ltée sur la veine n° 1 et les veines subsidiaires ont permis d'évaluer des réserves prouvées de 54 750 tonnes métriques de minerai avec une teneur moyenne de 4,44 g/tm Au

jusqu'à une profondeur de 190,5 mètres (Pelle-tier, 1989).

Par ailleurs, les récents travaux d'exploration de Ressources Audrey dans le canton de Guillet ont mis à jour un nouvel indice aurifère localisé à environ 675 mètres au nord-est du Lac Guillet sur la rive nord de la rivière Guillet (figure 2). La figure 9 présente la carte géologique simplifiée de cet indice. La minéralisation en or se concentre à l'intérieur de petites veines de quartz qui occupent d'étroites zones de cisaillement dans les basaltes anisotropes (figure 9). Localement, la stratification  $S_0$  s'oriente NE-SO et s'incline abruptement vers le sud-est dans le sens de la polarité stratigraphique. La schistosité régionale  $S_1$  recoupe à faible angle  $S_0$  et est elle-même recoupée par les zones de cisaillement minéralisées (figure 9). Cette schistosité est coplanaire avec la trace axiale des flexures mineures dextres  $P_1$  affectant les minces niveaux de tufs cherteux. Ces plis plongent vers l'est et le nord-est à plus de 65°. Localement, on observe que certains coussins déformés définissent une linéation d'étirement plongeant à 70° vers le sud-est, laquelle est colinéaire aux linéations minérales contenues dans  $S_1$  (figure 9).

Une caractéristique importante de cet indice est la présence de dykes de lamprophyres ultramafiques. Ces dykes possèdent une attitude variable; certains s'infiltrèrent dans les zones de cisaillement alors que d'autres dykes orientés vers le nord-ouest et le nord les recoupent nettement (voir partie sud de l'affleurement).

La cinématique des zones de cisaillement minéralisées est problématique sur l'affleurement puisque leur schistosité interne est subparallèle à leurs bordures et qu'aucun autre indicateur cinématique fiable ne semble présent. Toutefois, l'asymétrie dextre des plis affectant les lits de tufs qui sont également contenus dans des cisaillements, indique un mouvement apparent dextre. Ce déplacement dextre est probablement synchrone et analogue à celui observé dans les cisaillements aurifères.

Les veines de quartz aurifères varient de 10 à 50 centimètres de puissance et sont très épar-

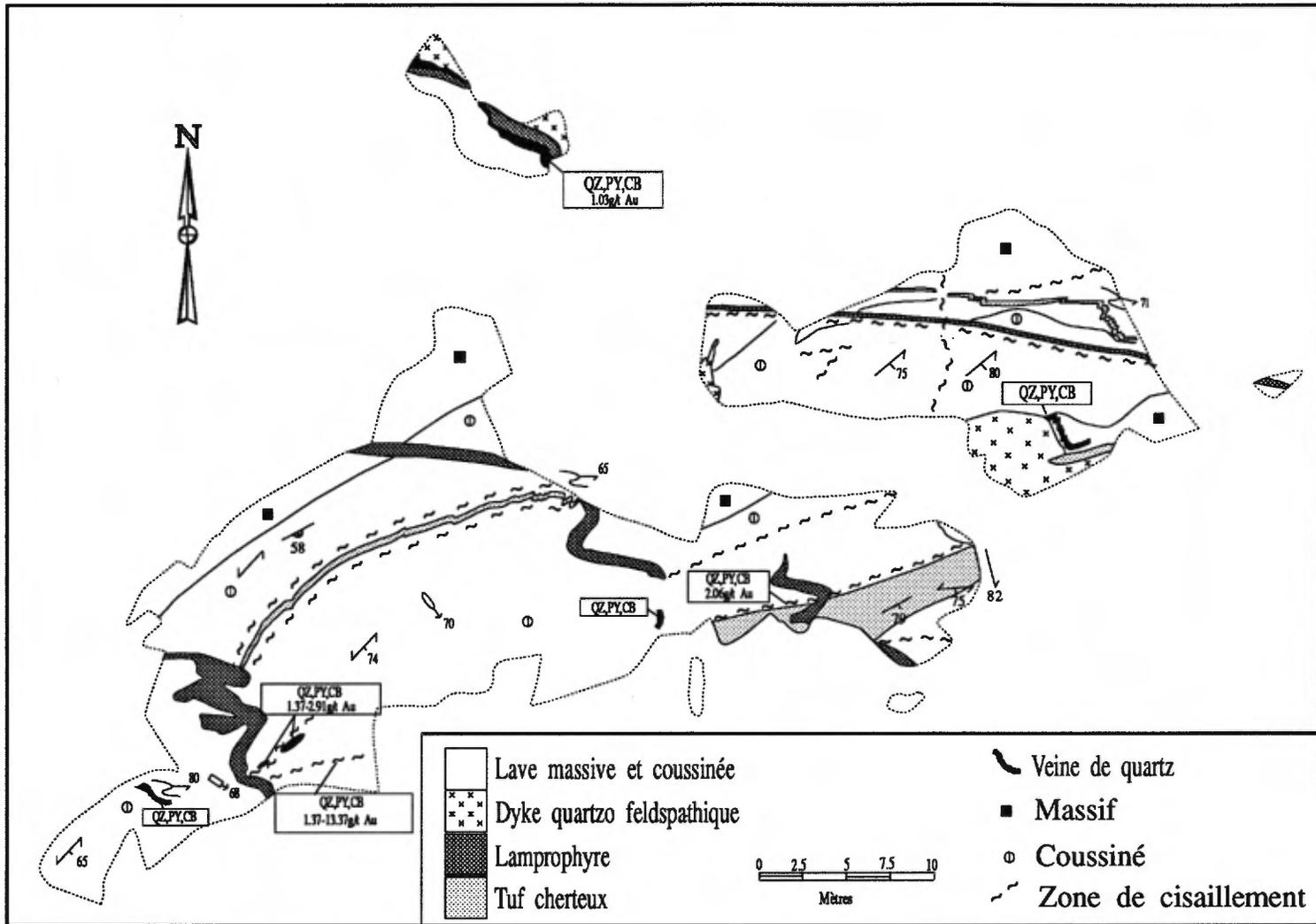


Figure 9. Carte géologique simplifiée du décapage 90 B de Audrey. Indice aurifère. Voir figure 4b pour symboles structuraux.

ses sur l'affleurement. Elles sont subverticales et montrent des évidences de boudinage latéral. Les valeurs ponctuelles en or obtenues sur des échantillons de surface par Audrey varient de 1,03 à 13,37 g/t Au (figure 9).

Finalement, rappelons la présence d'une zone de cisaillement aurifère orientée nord-sud au sud de la faille du Lac Guillet (figure 2). Cette zone de déformation minéralisée est analogue aux cassures de second ordre décrites ci-dessus dans le chapitre de géologie structurale. Une analyse de la veine aurifère a titré 2,9 g/t Au (voir analyse 5485 annexe 2; figures 2 et 4).

## Type 2

Le deuxième type de minéralisation aurifère potentiel dans la région est représenté par les formations de fer au faciès oxyde de l'homoclinal sud (tableau 1; figure 2). Ces formations de fer se retrouvent au sein des bandes de tuf chertoux qui nous ont servi d'horizons repères lors de la cartographie régionale. Nous avons obtenu deux valeurs en or de 1,7 et 27,7 g/t Au dans l'horizon qui est suivi d'est en ouest à partir de la rive sud du Lac Chevrier jusqu'au sud du puits n° 2 de l'ancienne mine Belleterre (figure 2; annexe 2). Il s'agit d'un niveau variant de 1 à 10 mètres de puissance composé de lits de chert interlités de minces bandes de pyrite-magnétite et parfois de lits de tufs à lapillis. En affleurement, la roche montre une patine brun rouille due à l'oxydation de la pyrite.

La figure 10 présente la carte géologique détaillée de l'indice JAG où l'on observe très bien les relations entre la formation de fer, le tuf chertoux et les basaltes encaissants. Localement, les tufs chertoux et la formation de fer décrivent un pli mineur  $P_1$  senestre plongeant à 49° vers l'est. Les polarités stratigraphiques indiquent que la formation de fer surmonte les tufs chertoux (figure 10). La minéralisation est stratiforme et se compose de pyrite-magnétite-chalcopryrite-pyrrhotite-limonite ± covellite supergène ± or (tableau 1).

L'examen de lames minces polies démontre que la magnétite et la pyrite sont les minéraux les plus abondants et forment des microlithons

inférieurs à 1 centimètre d'épaisseur. Dans plusieurs lames minces, on observe un remplacement de la pyrite par la magnétite le long de ses microfractures et à la bordure des grains. Ce phénomène de remplacement est à l'opposé du cas typique des formations de fer archéennes aurifères où l'on observe plutôt une pyritisation de la magnétite (MacDonald, A.J., 1984; Wyman et al. 1986).

Outre leur importance pour la minéralisation aurifère, il est possible que les tufs chertoux et les formations de fer associés représentent une cible pour la recherche de métaux usuels. Sur un total de 9 échantillons minéralisés, on obtient des valeurs en Cu variant de 15 à 2,300 ppm et en Zn de 16 à 5,300 ppm (annexe 2). Les teneurs en Ag sont comprises entre 1,5 et 37 ppm (annexe 2).

## Métaux usuels et disséminations pyriteuses dans la séquence plissée

Les analyses des éléments traces pour divers types de lithologies révèlent des teneurs parfois anomales en métaux usuels à l'intérieur des basaltes, des gabbros et des tectonites associées (annexe 2). Les teneurs en Cu sont généralement comprises entre 3 et 500 ppm et celles du Zn entre 60 et 1,000 ppm (annexe 2). À l'indice n° 8 (mine Aubelle), une zone de schiste riche en pyrite et pyrrhotite a titré à 5,500 ppm en Cu (i.e 0,55 % Cu) alors que la plus haute teneur de 8,600 ppm Cu provient d'un gabbro avec sulfures disséminés à l'indice n° 36 (voir figure 1 de Tourigny et al., 1991). Par ailleurs, d'importantes zones de disséminations pyriteuses représentent des régions cibles pour la recherche de métaux de base (figure 2).

Ce type de minéralisation est restreint aux tufs à lapillis et aux lapillistones où plusieurs affleurements nettoyés par Ressources Audrey permettent d'observer son contexte géologique. Le principal indice de pyrite cartographié se situe à environ 450 mètres au nord-ouest du Lac-de-la-Ceinture immédiatement sur l'éponte supérieure de la Faille du Lac-aux-Sables (figure 2).

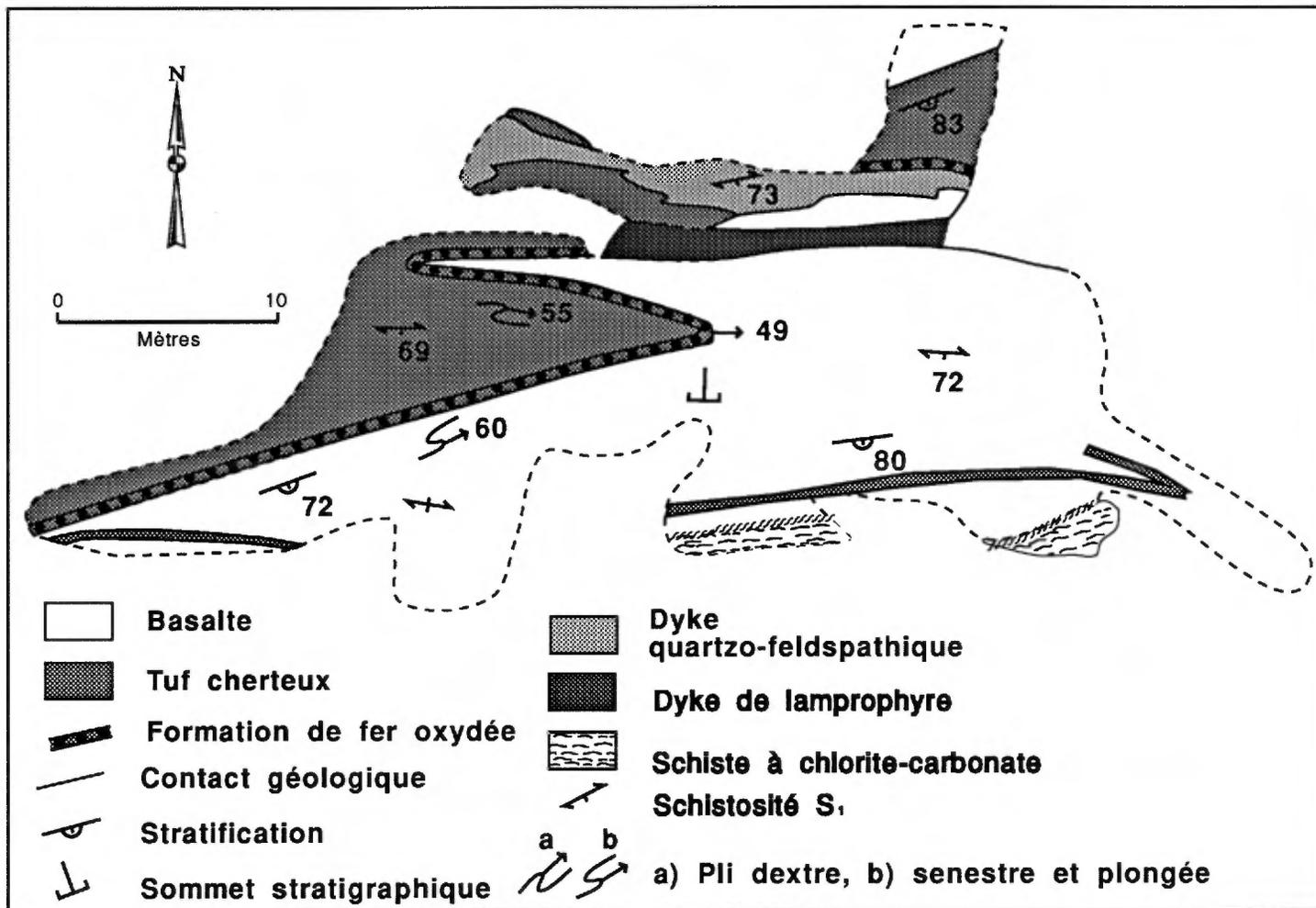


Figure 10. Carte géologique de l'indice JAG. Modifiée de Tourigny et al., 1991.

Le tableau 2 résume les principales caractéristiques locales de cet indice sulfuré.

La géologie locale consiste en un assemblage de tufs à lapillis et lapillistone interlités de sédiments argileux et de quelques épanchements de laves massives et coussinées (figure 11). Les roches intrusives sont représentées par des dykes de lamprophyres subverticaux. La stratification  $S_0$  s'oriente NE-SO et s'incline à plus de  $80^\circ$  vers le sud (figure 11). La schistosité  $S_1$  recoupe  $S_0$  à faible angle dans le sens antihoraire et s'incline fortement vers le sud. L'effet de transposition dextre de  $S_0$  par  $S_1$  est visible au contact des lits de tufs compétents et des sédiments argileux plus ductiles. Les linéations minérales et d'étirement sont colinéaires et plongent vers le sud à  $80^\circ$ . De son côté, la surface  $S_1$  est coplanaire avec la trace axiale de plis mineurs  $P_1$  dextres qui plongent à  $85^\circ$  vers le SSO (figure 11).

Les polarités stratigraphiques données par le granoclassement normal des lapillis dans les tufs indiquent la présence d'une mégaflexure anticlinale  $P_1$  dans le centre de l'affleurement (figure 11). Ce pli majeur est isoclinal et devrait plonger vers le SSO parallèlement à la plongée des plis dextres observés sur son flanc sud. L'absence de charnières associées à cette grande flexure est probablement due à la transposition de  $S_0$  le long de la zone de cisaillement principale, laquelle tronçonne nettement sa trace axiale (figure 11).

La minéralisation en pyrite se retrouve au sein de cette grande zone de cisaillement inclinée à plus de  $75^\circ$  vers le sud. Cette zone de déformation est marquée par une bande de schiste à quartz-séricite-chlorite dérivée des tufs felsiques encaissants (figure 11). Ce schiste s'interdigite avec des lentilles de schiste à chlorite-carbonate-hornblende-quartz qui proviennent du cisaillement et de l'altération des laves mafiques. Les linéations d'étirement définies par les lapillis de plagioclase en bordure et à l'intérieur de la zone du schiste sont subverticales et indiquent un mouvement vertical dominant de la faille. Son sens de déplacement devrait être inverse et analogue à celui observé le long de la faille du Lac-aux-Sables qui lui est parallèle. La pré-

sence d'un pli isoclinal  $P_1$  à sa bordure sud est compatible avec une compression NO-SE qui a pu engendrer le chevauchement des terrains de son côté sud-est vers le nord-ouest.

L'horizon pyriteux est stratoïde et forme une bande orientée NE-SO dont la puissance maximum atteint 12 mètres (figure 11). Son extension latérale est inconnue. Toutefois, nous croyons qu'il pourrait représenter le prolongement vers le sud-ouest des horizons de pyrite-pyrrhotite retrouvés dans les tufs felsiques sur la propriété des Mines Orina située à environ 3 km vers le nord-est (voir Tourigny et al., 1991; Hawley, 1989).

La minéralisation s'y présente sous forme de disséminations pyriteuses (5 à 20 %) et/ou de filonnets et amas elliptiques de pyrite orientés parallèlement à la surface  $S_1$ . Quelques filonnets de quartz-pyrite sont observés dans la zone de schiste et témoignent d'une silicification de la roche. À l'extérieur de la principale zone pyriteuse, la pyrite se retrouve sous forme de disséminations et/ou de blocs dans les tufs mais représente moins de 2 % du volume total de la roche hôte. Les laves coussinées contiennent également de la pyrite disséminée qui se concentre préférentiellement à la bordure des coussins où on l'observe une intense carbonatation.

Hormis la pyrite qui peut atteindre 20 % du volume de la roche, la paragenèse minérale contient des traces de sphalérite-chalcopryrite-pyrrhotite-covellite-marcasite-magnétite-anatase-rutile-hématite-limonite. Ces sulfures et oxydes représentent moins de 1 % du contenu métallifère. La pyrrhotite, la covellite et la chalcopryrite forment de petites inclusions dans la pyrite ou remplissent ses fractures et ses interstices. L'hématite et la limonite s'injectent dans les parties cataclasées de la pyrite et peuvent remplacer partiellement cette dernière à la bordure des grains ou dans ses fractures. De belles veinules d'hématite (< 1 mm) sont parfois observées dans les basaltes minéralisés.

**TABLEAU 2. Caractéristiques de l'indice de pyrite dans les tufs felsiques de la séquence plissée**

LITHOLOGIES HÔTES	ALTÉRATION	PARAGÉNÈSE DES MINÉRAUX MÉTALLIFÈRES	TEXTURE ET STRUCTURE DE LA MINÉRALISATION
Tuf à lapillis et schiste	Séricitisation du plagioclase  Silicification	Pyrite Pyrrhotite Chalcopyrite Sphalérite Hématite	Disséminée et en lentilles centimétriques  Bloc de sulfures
Basalte coussiné et schiste	Chloritisation Carbonatation Pyritisation Plus sévères à la bordure des coussins	Pyrite Pyrrhotite Chalcopyrite Sphalérite Hématite Rutile	Disséminée et en veinules à la bordure des coussins et dans la roche hôte

Deux principaux types texturaux de pyrite coexistent dans la zone de schiste à forte dissémination. Le premier consiste en une pyrite subidiomorphe non déformée et dont la texture colloforme est définie par une zonation interne plus ou moins concentrique. Cette zonation est donnée par l'alternance de bandes riches en pyrite et de bandes de silicates dont la minéralogie ne peut être identifiée au microscope polarisant. Cette pyrite peut former des nodules de plus de 2 millimètres de diamètre. Sa texture zonée caractéristique pourrait résulter d'une cristallisation alternée de la gangue et de la pyrite et/ou d'un remplacement partiel de la pyrite par les silicates.

Le deuxième type textural de pyrite est le plus commun. Il s'agit d'une pyrite subidiomorphe grossière (1 à 5 mm) qui forme parfois des amas lenticulaires (< 5 centimètres) à texture saccharoïdale. En plaques minces, cette pyrite montre des angles intergranulaires à 120° témoignant d'une recristallisation synmétamorphique.

À l'intérieur du schiste à quartz-séricite et dans

les tufs felsiques parents, la gangue du minéral pyriteux se compose principalement de quartz-séricite-chlorite ± biotite ± hornblende. De plus, on note la présence d'un minéral aciculaire de teinte bleutée qui représente possiblement de la kyanite. Dans les basaltes et le schiste dérivé, la gangue des sulfures est représentée par l'assemblage chlorite-carbonate-épidote-hornblende-actinote. Le type de carbonate examiné au microscope électronique à balayage se compose d'ankérite (Fe, Ca et Mn).

L'altération des lithologies hôtes est directement reliée à leur composition initiale (tableau 1). La séricitisation du plagioclase et la silicification (veines de quartz) semblent ainsi dominer dans les tufs felsiques alors que la chloritisation et la carbonatation sont plus typiques des basaltes riches en minéraux ferromagnésiens.

Malgré l'abondance de pyrite disséminée dans les tufs à lapillis, les schistes et les basaltes coussinés, le contenu métallifère de ces roches est nettement sous-économique. Les analyses 5505 à 5508 montrent que les teneurs

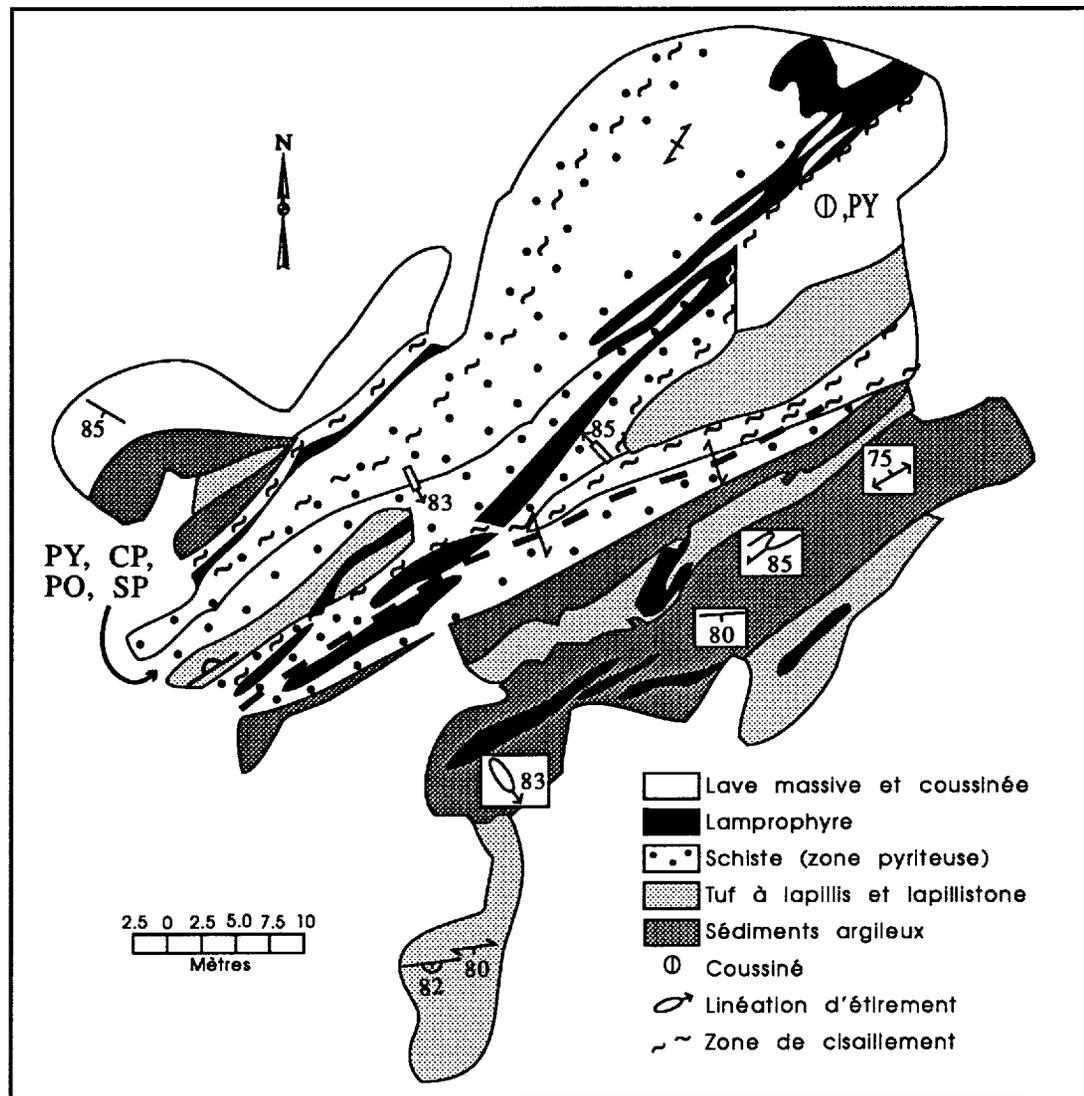


Figure 11. Carte géologique simplifiée d'une zone de dissémination pyriteuse dans les tufs felsiques de la séquence plissée. Décapage 90 D de Audrey. Voir figure 4b pour symboles structuraux.

en Cu-Zn sont inférieures à 120 ppm alors que celles du plomb sont au plus de 3 ppm (annexe 2). Nous devons toutefois noter que des teneurs variant de 470 à 2200 ppm en Cu ont été obtenues sur les horizons pyriteux retrouvées sur les terrains des mines Orina (Hawley, 1989). Tel que mentionné ci-dessus, il est probable que ces zones sulfurées représentent l'extension vers le nord-ouest du même horizon que nous avons analysé. Le contenu en or que nous avons obtenu est toujours inférieur au seuil de détection (annexe 2). Par ailleurs, l'abondance de pyrite dans le schiste (5506, 5507) se reflète par un enrichissement en fer de la roche lequel est supérieur à celui des tufs à lapillis et des lapillistones non minéralisés (voir annexes 1 et 2). Trente-trois analyses géochimiques des divers types de roches et de la zone minéralisée sont présentement en cours au CRM et les résultats devraient nous permettre de mieux évaluer l'importance économique de cet indice de pyrite.

Malgré ces résultats géochimiques, notre analyse minéragraphique a tout de même démontré la présence de chalcopyrite et de sphalérite dans les tufs felsiques, les basaltes et les schistes pyriteux. Nous croyons que le contexte géologique global de cette dissémination pyriteuse est favorable à la présence d'amas sulfurés enrichis en Cu-Zn. Les principaux métallogènes associés à cette minéralisation peuvent être énumérés comme suit: (1) présence de tufs à lapillis et lapillistones rhyolitiques, (2) présence de coulées de laves coussinées aux bordures de coussins pyritisées, carbonatisées et chloritisées, (3) présence de sédiments argileux (clayshale et siltshale) qui indiquent un arrêt temporaire de l'activité volcanique en milieu profond où pouvait avoir lieu des exhalaisons fumeroliques sulfurées, (4) la zone de dissémination en pyrite coïncide avec des anomalies électromagnétiques de types INPUT et très basses fréquences (VLF; voir carte de compilation géoscientifique 31M7-304) et (5) les blocs de sulfures dans les tufs pourraient provenir du remaniement d'un corps de sulfure massif proximal.

Cette zone de dissémination pyriteuse partage également plusieurs attributs géologiques avec les gisements de sulfures massifs archéens. Par exemple, les gisements de Zn-Cu de type

Matabi sont également encaissés dans des séquences pyroclastiques felsiques (Morton et Franklin, 1987). Il en est de même pour les gisements de Cu-Zn de la ceinture pyroclastique de Val-d'Or (Chartrand, 1991). D'autre part, la présence de sédiments argileux est significative du point de vue métallogénique. Ce même type de roches se retrouve dans les épontes immédiates du gisement de Kidd Creek où l'on retrouve également des tufs felsiques à lapillis (Coad, 1985; Fyon et al., 1992).

---

## CONCLUSIONS

---

Les principales conclusions que l'on peut tirer de nos travaux préliminaires peuvent être résumées comme suit:

1. Les roches supracrustales de la région de Belleterre se subdivisent en deux domaines lithotectoniques juxtaposés le long d'une grande zone de faille inverse dénommée la Faille du Lac-aux-Sables. Ces deux domaines sont (1) le domaine homoclinal sud au nord de cette faille et (2) une séquence plissée isoclinale dont l'arrangement stratigraphique interne est contrôlé par les plis majeurs  $P_1$ .

2. Les marqueurs et les indicateurs cinématiques montrent que les grandes failles régionales Mill Creek, du Lac Guillet et du Lac-aux-Sables, sont des failles inverses avec un faible rejet latéral senestre.

3. Les roches du Groupe de Belleterre consistent en une séquence volcanique bimodale dominée par les basaltes dans l'homoclinal sud et par les tufs rhyolitiques dans la séquence plissée. Le volcanisme d'affinité tholéitique caractérise les roches mafiques alors que les roches felsiques sont plutôt d'affinité calco-alcaline. Les données des couples d'éléments hygromagmatophiles Y/Zr démontrent qu'il n'existe probablement aucun lien génétique entre les basaltes et les tufs felsiques. Ces deux types de roches pourraient provenir de suites magmatiques distinctes.

4. Il existe deux types de minéralisation potentielle dans le secteur: (i) la minéralisation aurifère de type veine de quartz reliée aux zones de cisaillement ductile-fragile et de type remplacement associée aux formations de fer au faciès oxyde et (ii) la minéralisation en métaux usuels (Cu-Zn) à l'intérieur des zones de dissémination pyriteuse encaissées dans les tufs rhyolitiques de la séquence plissée.

---

**RÉFÉRENCES**


---

- Auger, P.E., 1952 - La région de Belleterre, canton de Guillet, comté de Témiscamingue. Ministère des Mines, Québec; Rapport géologique 55, 61 p.
- Avramtchev, C.R. et Lebel-Drolet, S., 1981 - Carte des gîtes minéraux du Québec : région de l'Abitibi. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, DPV-744.
- Barrett, T. et Cattalani, S., 1991 - New technics for evaluating greenstone, stratigraphy and quantifying hydrothermal alteration : Application to VMS deposits. Manuscrit inédit.
- Beaumier, M., 1991 - Vérification d'anomalies géochimiques et réanalyses. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec. DV91-25, p. 79.
- Berthé, D., Choukroune, P. et Jegouzo, P., 1979 - Orthogneiss, mylonite and non-coaxial deformation of granites : the example of the South Armorican Shear Zone. *Journal of Structural Geology*, Vol. 1, pp. 31-42.
- Coad, P.R., 1985 - Rhyolite geology at Kidd Creek - a progress report. *Bulletin de l'Institut canadien des mines*, Vol. 78, pp. 70-83.
- Card, K.D. et Ciesielski, A., 1986 - Subdivisions of the Superior Province of the Canadian Shield. *Geoscience Canada*, Vol. 13, n° 1, pp. 5-13.
- Chartrand, F., 1991 - Geology and gold, rare element, and base metal mineralization of the Val-d'Or area, Quebec. *Society of Economic Geologist, Guidebook Series*, Vol. 4, 89 p.
- Commission géologique du Canada, Carte 1472G, Belleterre, Québec.
- Fyon, J.A., Breaks, F.W., Heather, K.B., Jackson, S.L., Muir, T.L., Stott, G.M. et Thurston, P.C., 1991 - Metallogeny of Metallic Mineral Deposits in the Superior Province of Ontario. *Geology of Ontario, Ontario Geological Survey, Special Volume 4, Part 2*, pp. 1091-1174.
- Gélinas, L., Brooks, C., Perreault, G., Carigan, J., Trudel, P. et Grasso, F., 1977 - Chemostratigraphic subdivisions within the Abitibi volcanic belt, Rouyn-Noranda District. dans *Volcanic Regimes in Canada*, édité par Baragar, W.R.A., Colman, L.C. and Hall, J.M., Geological Association of Canada Special Paper 16, pp. 265-296.
- Gray, D.R., 1977 - Morphologic classification of crenulation cleavage. *Journal of Geology* 85, pp. 229-235.
- Groves, D.I., Phillips, G.N., Falconer, L.J., Houstoun, S.M., Ho, S.E., Browning, P., Dahl, N. et McNaughton, N.J., 1987 - Evidence for an epigenetic origin for BIF-hosted gold deposits in greenstone belts of the Yilgarn Block, Western Australia. Dans *Recent Advances in understanding of Precambrian Gold Deposits*. Éditeurs : S.E. Ho and D.I. Groves. University of Western Australia, Publication Number 11, pp. 167-179.
- Hawley, P.J., 1989 - Evaluation report on the Belleterre property, Belleterre Project, Guillet Township, Quebec. Orina Mines, 21 p.
- Henderson, J.F., 1935 - Région du Lac Guillet (Mud), comté de Témiscamingue, Québec. Commission géologique du Canada. Brochure 36-11.
- Hocq, M., 1990 - Carte lithotectonique des sous-provinces de l'Abitibi et de Pontiac. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 89-04.

- Imreh, L., 1978 - Canton de Baby. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec. RG-185, 81 p.
- Irvine, T.N. et Baragar, W.R.A., 1971 - A guide to the classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, Vol. 8, pp. 523-549.
- Jensen, L.S., 1976 - A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ministry of Natural Resources. Ontario; miscellaneous paper 66, 22 pages.
- Laurin, J., 1988 - Avancement des travaux, campagne de forages. Propriété Belleterre, Ressources Audrey Inc., 45 p.
- MacDonald, A.J., 1984 - Gold mineralization in Ontario, 1 : the role of banded iron formation. In *Chibougamau - Stratigraphy and Mineralization*, J. Guha and E.H. Chown (eds.), 534 p.; Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 34, pp. 412-430.
- Morton, R.L. et Franklin, J.M., 1987 - Two-fold classification of Archean volcanic associated massive sulfide deposits. *Economic Geology*, V. 81, pp. 1057-1063.
- Pelletier, Y., 1989 - Evaluation of the potential of the Belleterre Property. Les Mines J.A.G. Ltée, Progress Report, 32 p.
- Picard, C., 1986 - Pétrographie et géochimie des roches volcaniques archéennes à l'ouest de Chapais (Sillon de Matagami - Chibougamau), Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, MM 85-01.
- Ramsay, J.G., 1967 - *Folding and Fracturing of Rocks*. McGraw-Hill, New York, 568 p.
- \_\_\_\_\_, 1980 - Shear zone geometry, a review. *Journal of Structural Geology*, Vol. 2, pp. 83-99.
- Ramsay, J.G. et Graham, R. 1970 - Strain variation in shear belts. *Canadian Journal of Earth Sciences*, Vol. 7. pp. 786-812.
- Rive, M., Pintson, H. et Ludden, J.N., 1990 - Characteristics of late archaean plutonic rocks from the Abitibi and Pontiac subprovinces, Superior province, Canada, dans "La ceinture polymétallique du nord-ouest québécois: synthèse de 60 ans d'exploration minière", édité par Rive, M., Verpaelst, P., Gagnon, Y., Lulin, J.M., Riverin, G. et Simard, A. Institut canadien des mines et de la métallurgie, Vol. spécial 43, pp. 65-76.
- Simard, A., 1987 - Stratigraphie et volcanisme dans la partie orientale de la bande volcano-sédimentaire archéenne Frotet-Evans, Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, MB 87-17.
- Tourigny, G., 1993 - Structures en bandes aurifères à l'intérieur des roches anisotropes; exemple de la mine Aubelle, Témiscamingue, Québec. Document en impression dans "Gîtologie des gisements d'or du district de Rouyn-Noranda : Étude récente." Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec.
- Tourigny, G. et Schwerdtner, W.M., 1991 - Metre-scale band structures and associated veins in Archean metavolcanics : Aubelle gold mine, central Canada. *Journal of Structural Geology*, Vol. 13, pp. 913-918.
- Tourigny, G., Schwerdtner, W.M., Thibert, F., Trudel, P. et Hubert, C., 1991 - Géologie descriptive des indices aurifères de la région de Belleterre, cantons de Blondeau, Guillet et Hallé; Témiscamingue - Rapport intérimaire - ; Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, MB 91-18.
- Trenholme, L.S., 1948 - Belleterre Mine. In *Structural Geology of Canadian Ore Deposits*, Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Jubilee Volume, pp. 796-803.
- Turner, F.J. et Weiss, L.E., 1963 - *Structural analysis of metamorphic tectonites*. McGraw-Hill, New York, 545 p.

---

Walker, R.G., 1984 - Turbidites and associated coarse clastic deposits, dans Facies Model, Geoscience Canada, édité par R.G. Walker, pp. 171-188.

Wyman, D.A., Kerrich, R. et Fryer, B.J., 1986 - Gold mineralization overprinting iron formation at the Agnico-Eagle deposit, Quebec, Canada ; Mineralogical, microstructural and geochemical evidence. In Proceedings of Gold '86, an International Symposium on the Geology of Gold, A.J. MacDonald (ed.), Toronto, pp. 108-123.

## **ANNEXE 1**

**Analyses géochimiques des roches du Groupe de Belleterre**



## LAVES MAFIQUES

NO. BAROQ	5528	5531	5533	5534	10552	10542	10544	10548
<b>ÉLÉMENTS MAJEURS (% en poids )</b>								
SiO <sub>2</sub>	48,9	48,6	48,4	48	48	48,1	49	47,7
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,5	13	15,4	13,6	12,8	14,9	15,6	14,9
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,6	12,5	11,1	13	15,6	13,1	13,4	13
MgO	7,44	5,2	6,34	6,4	5,91	7,39	4,97	6,22
CaO	10,7	15,2	11,8	10,4	8,41	10,6	12	12,9
Na <sub>2</sub> O	1,27	0,95	2,76	2,67	4,11	1,89	1,54	1,36
K <sub>2</sub> O	0,38	0,4	0,37	0,45	0,1	0,28	0,41	0,73
TiO <sub>2</sub>	0,64	0,76	0,81	1,05	1,45	0,98	1,1	1,05
MnO	0,19	0,23	0,2	0,23	0,26	0,29	0,23	0,28
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,03	0,05	0,04	0,07	0,04	0,06	0,06	0,06
P.A.F.	7,52	3,05	2,19	3,54	1,92	1,84	1,83	1,8
TOTAL	100,2	99,9	99,4	99,4	98,6	99,43	100,1	100

<b>ÉLÉMENTS EN TRACES (ppm )</b>								
GA	13	24	19	18	22	18	20	20
NB	3	5	5	5	5	5	4	4
RB	14	21	16	10	2	6	13	24
SN	9	9	9	9	9	9	9	9
SR	280	110	100	190	130	110	160	150
TA	4	4	4	4	4	4	4	4
TE	9	9	9	9	9	9	9	9
TH	2	2	2	2	2	2	2	2
Y	16	17	18	25	23	27	15	24
ZR	70	63	67	87	97	79	140	79
AG					<0.5			
CU					181			
PB					0,9			
ZN					149			
AU					<0.5			
CR								
V								

<b>NORME CIPW ( % en poids des minéraux )</b>								
QUARTZ	5,17	3,46					2,89	
CORINDON								
ZIRCON	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,03	0,02
ORTHOCLASE	2,25	2,37	2,19	2,66	0,59	1,66	2,43	4,32
ALBITE	10,75	8,04	23,4	22,6	33,8	15,99	13,03	11,51
ANORTHITE	27,29	30	28,5	23,8	16,19	31,35	34,45	32,4
NÉPHÉLINE					0,53			
DIOPSIDE	21,08	37,6	24,6	22,7	21,17	17,25	20,72	25,95
HYPERSTHENE	22,36	10,9	3,37	11,3		23,7	19,42	16,6
OLIVINE			11	7,63	17,89	2,57		2,23
MAGNÉTITE	1,54	1,82	1,61	1,89	2,27	1,9	1,95	1,89
ILMÉNITE	1,22	1,44	1,54	1,99	2,75	1,86	2,09	1,99
APATITE	0,07	0,12	0,09	0,17	0,09	0,14	0,14	0,14
TOTAL	91,74	95,8	96,2	94,7	95,3	96,44	97,15	97,05

## LAVES MAFIQUES

NO. BAROQ	10549	10554	10558	10559	10502	5508	5501	5515
SIO2	47,1	50,6	49,3	56,3	47,6	54,9	50,1	48,2
AL2O3	13,3	11	13,1	14,4	14,5	14,2	15,5	14,1
FE2O3	17,5	12,1	10,8	8,03	12,7	11,1	12,4	12
MGO	5,87	9,22	9,01	3,51	7,44	4,77	7,44	8,75
CAO	6,72	13	11,6	8,36	8,55	7,32	9,45	9,17
NA2O	0,49	1,54	2,6	2,41	2,06	2,67	2,59	1,64
K2O	3,19	0,16	0,39	0,08	0,07	0,6	0,48	1,74
TIO2	1,79	0,79	0,74	0,98	0,94	1,33	0,95	0,74
MNO	0,25	0,23	0,2	0,15	0,19	0,35	0,18	0,17
P2O5	0,12	0,03	0,03	0,05	0,04	0,11	0,04	0,18
P.A.F.	3,14	1,89	2,28	5,01	6,2	2,6	1,21	2,69
TOTAL	99,47	100,6	100,1	99,28	100,3	100	100,3	99,4

GA	25	14	16	19	18	19	20	20
NB	6	5	6	5	6	6	6	2
RB	180	4	9	5	3	33	18	35
SN	9	9	9	9	9	9	9	9
SR	60	110	130	270	120	120	160	850
TA	4	4	4	4	4	4	4	4
TE	9	9	9	9	9	9	9	9
TH	2	2	2	2	2	2	2	2
Y	38	20	20	22	22	27	21	15
ZR	140	78	74	94	77	110	73	94
AG					<0.5	<0.5		
CU					93	49		
PB					0,9	0,9		
ZN					85	110		
AU					<0.5	<0.5		
CR								
V								

QUARTZ	0,83	1,16		17,21	1,06	10,5		
CORINDON								
ZIRCON	0,03	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02
ORTHOCLASE	18,92	0,95	2,31	0,47	0,41	3,56	2,84	10,3
ALBITE	4,15	13,03	22	20,39	17,43	22,6	21,91	13,9
ANORTHITE	24,64	22,63	22,93	28,25	30,12	25	29,26	26
NÉPHÉLINE								
DIOPSIDE	6,66	34,11	28,11	10,8	9,96	8,86	13,45	15,3
HYPERSTHENE	33,35	22,38	6,02	13,3	30,24	21,5	21,36	17
OLIVINE			12,4				4,6	9,66
MAGNÉTITE	2,54	1,76	1,57	1,17	1,84	1,61	1,8	1,74
ILMÉNITE	3,4	1,5	1,41	1,86	1,79	2,53	1,8	1,41
APATITE	0,28	0,07	0,07	0,12	0,09	0,26	0,09	0,43
TOTAL	94,8	97,61	96,83	93,59	92,96	96,4	97,12	95,8

## TUFS CHERTEUX

NO. BAROQ      5497   5530   5472   5474   5481   5471   5463   5464   22206   5466

## ÉLÉMENTS MAJEURS (% en poids)

SIO2	75,1	69,6	83,7	88,3	82	51,7				
AL2O3	11,5	1,03	2,34	3,53	1,51	17,9				
FE2O3	1,92	15,6	8,2	3,98	9,86	10,1				
MGO	1,8	5,45	1,23	0,66	1,05	6,51				
CAO	1,61	4,71	0,39	0,06	1,58	1,34				
NA2O	5,6	0,09	0,9	0,09	0,09	4,93				
K2O	0,16	0,01	0,01	0,9	0,11	0,13				
TIO2	0,27	0,02	0,07	0,1	0,02	0,58				
MNO	0,06	0,19	0,03	0,01	0,03	0,09				
P2O5	0,08	0,1	0,01	0,03	0,05	0,15				
P.A.F.	2,12	2,9	3,73	1,93	2,73	4,97				
TOTAL	100,2	99,7	100,6	99,6	99	98,4				

## ÉLÉMENTS EN TRACES (ppm)

GA	14	8	5	11	8	32				
NB	7	2	4	5	4	9				
RB	5	2	2	21	8	4				
SN	9	9	9	9	9	9				
SR	220	6	2	5	9	37				
TA	4	7	4	4	4	4				
TE	9	9	9	9	9	9				
TH	3	2	2	2	2	2				
Y	10	2	4	5	3	18				
ZR	160	20	39	71	25	250				
AG	<0.5		<0.5	<0.5	9,5	2	<0.5	2,2		37
CU	15		110	75	2300	51	111	375		
PB	5		0,09	3	26	63	9	651		
ZN	58		166	165	58	228	17	16		
AU	<0.5		<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	1,7	27,7
CR										
V										

## NORME CIPW (% en poids des minéraux)

QUARTZ	35,27	45,37	70,57	80,82	70,82	4,26				
CORINDON			0,16	2,37		7,57				
ZIRCON	0,03		0,01	0,01	0,01	0,05				
ORTHOCLASE	0,95	0,06	0,06	5,33	0,65	0,77				
ALBITE	47,38	0,76	7,61	0,76	0,76	41,71				
ANORTHITE	5,78	2,38	1,87	0,10	3,39	5,68				
DIOPSIDE	1,43	17,11			3,59					
HYPERSTHENE	6,15	27,18	14,52	7,09	14,62	29,60				
MAGNÉTITE	0,28	2,27	1,19	0,58	1,43	1,47				
ILMÉNITE	0,51	0,04	0,13	0,19	0,04	1,10				
APATITE	0,19	0,24	0,02	0,07	0,12	0,36				
TOTAL	97,97	95,41	96,14	97,32	95,43	92,57				

**TUFS A LAPILLIS ET LAPILLISTONES**

NO. BAROQ	5510	5512	5514	10560	10569	10570	10520	10521	10539
<b>ÉLÉMENTS MAJEURS (%DU POIDS)</b>									
SiO <sub>2</sub>	71,3	71,6	67,6	66,8	67,4	68	77,2	69,5	75,8
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,3	16	14,4	15,6	15,3	15,6	12,1	15,9	12,9
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,94	1,7	4,71	3,52	3,71	4,03	2,72	2,82	2,3
MgO	0,87	0,93	2,2	1,41	0,95	1,5	0,52	1,01	1,45
CaO	2,09	3,83	3,46	3,82	4,53	3,83	0,71	3,05	1,99
Na <sub>2</sub> O	5,29	3,82	4,52	3,64	3,1	4,99	1,25	5,44	3,01
K <sub>2</sub> O	1,71	1,05	0,95	1,95	2,04	0,83	2,94	0,9	0,73
TiO <sub>2</sub>	0,28	0,29	0,47	0,41	0,41	0,41	0,28	0,36	0,27
MnO	0,03	0,05	0,09	0,05	0,06	0,04	0,02	0,04	0,07
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,03	0,06	0,04	0,07	0,08	0,08	0,05	0,04	0,02
P.A.F.	1,02	0,98	1,57	1,56	1,18	0,71	2,3	1,24	1,97
TOTAL	99,9	100,3	100	98,83	98,76	100	100,1	100,3	100,5

<b>ÉLÉMENTS EN TRACES (ppm)</b>									
GA	22	24	19	20	17	22	19	21	16
NB	2	4	4	5	5	6	5	2	4
RB	36	43	25	44	40	19	61	29	16
SN	9	9	9	9	9	9	9	9	9
SR	550	260	380	290	360	420	140	650	340
TA	4	4	4	4	4	4	4	4	4
TE	9	9	9	9	9	9	9	9	9
TH	2	3	2	3	2	3	2	2	2
Y	2	4	8	7	8	8	5	2	2
ZR	120	130	120	140	150	160	160	120	130
AG									
CU									
PB									
ZN									
AU									
CR									
V									

<b>NORME CIPW (% en poids des minéraux )</b>									
QUARTZ	27,2	34,97	24,47	26,03	28,54	23,4	54,93	24,82	47,74
CORINDON	0,95	1,73		0,69			5,67	0,45	3,55
ZIRCON	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03
ORTHOCLASE	10,1	6,22	5,62	11,54	12,07	4,91	17,4	5,33	4,32
ALBITE	44,8	32,32	38,24	30,8	26,23	42,22	10,58	46,03	25,47
ANORTHITE	10,4	18,71	16,22	18,6	21,82	17,74	3,25	15,11	9,87
DIOPSIDE			0,69		0,22	0,75			
HYPERSTHENE	4,48	4,32	11,14	7,87	6,9	8,42	4,69	5,95	6,52
MAGNÉTITE	0,28	0,25	0,68	0,51	0,54	0,59	0,40	0,41	0,33
ILMÉNITE	0,53	0,55	0,89	0,78	0,78	0,78	0,53	0,68	0,51
APATITE	0,07	0,14	0,1	0,17	0,19	0,19	0,12	0,10	0,05
TOTAL	98,7	99,24	98,07	97,02	97,32	99,03	97,6	98,9	98,39

### PÉRIDOTITES

NO. BAROQ	10564	10565	10566
<b>ÉLÉMENTS MAJEURS (% en poids)</b>			
SIO <sub>2</sub>	31,9	41,8	35,7
AL <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,6	1,08	1,49
FE <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,81	9,67	8,82
MGO	34,8	34,9	38
CAO	5,43	0,02	0,86
NA <sub>2</sub> O	0,09	0,09	0,09
K <sub>2</sub> O	0,01	0,01	0,01
TIO <sub>2</sub>	0,03	0,02	0,06
MNO	0,18	0,17	0,09
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01	0,01	0,01
P.A.F.	18,3	11,2	13,7
<b>TOTAL</b>	<b>99,16</b>	<b>98,97</b>	<b>98,83</b>

<b>ÉLÉMENTS EN TRACES (ppm)</b>			
GA	4	3	6
NB	2	4	2
RB	2	2	2
SN	9	9	9
SR	52	2	3
TA	4	4	4
TE	9	9	9
TH	3	2	2
Y	2	2	2
ZR	18	17	19
CR	4100	4000	2900
V	100	100	130

### NORME CIPW (% en poids des minéraux ).

CORINDON		0,91	
ORTHOCLASE		0,06	0,06
ALBITE		0,76	0,76
ANORTHITE	1,2	0,03	3,63
NÉPHÉLINE	0,41		
DIOPSIDE	0,1		0,45
HYPERSTHENE		42,02	7,94
OLIVINE	68,99	41,38	69,87
DICASILICATE	7,92		
MAGNÉTITE	1,13	1,4	1,28
CHROMITE	0,88	0,86	0,62
ILMÉNITE	0,06	0,04	0,11
APATITE	0,02	0,02	0,02
<b>TOTAL</b>	<b>80,71</b>	<b>87,48</b>	<b>84,74</b>

NO. BAROQ	NOM	AL2O3/TIO2	ZR/Y	RB/SR	F/F+M	K2O/NA2O
5528	LAVE MAFIQUE	19,53	4,38	0,05	0,59	0,30
5531	LAVE MAFIQUE	17,11	3,71	0,19	0,71	0,42
5533	LAVE MAFIQUE	19,01	3,72	0,16	0,64	0,13
5534	LAVE MAFIQUE	12,95	3,48	0,05	0,67	0,17
10552	LAVE MAFIQUE	8,83	4,22	0,02	0,73	0,02
10542	LAVE MAFIQUE	15,20	2,93	0,05	0,64	0,15
10544	LAVE MAFIQUE	14,18	9,33	0,08	0,73	0,27
10548	LAVE MAFIQUE	14,19	3,29	0,16	0,68	0,54
10549	LAVE MAFIQUE	7,43	3,68	3,00	0,75	6,51
10554	LAVE MAFIQUE	13,92	3,90	0,04	0,57	0,10
10558	LAVE MAFIQUE	17,70	3,70	0,07	0,55	0,15
10559	LAVE MAFIQUE	14,69	4,27	0,02	0,70	0,03
10502	LAVE MAFIQUE	15,43	3,50	0,03	0,63	0,03
5508	LAVE MAFIQUE	10,68	4,07	0,28	0,70	0,22
5501	LAVE MAFIQUE	16,32	3,48	0,11	0,63	0,19
5515	LAVE MAFIQUE	19,05	6,27	0,04	0,58	1,06
	MOYENNE	14,73	4,25	0,27	0,66	0,64
5510	LAPILLISTONE	54,64	60,00	0,07	0,69	0,32
5512	LAPILLISTONE	55,17	32,50	0,17	0,65	0,27
5514	LAPILLISTONE	30,64	15,00	0,07	0,68	0,21
10560	LAPILLISTONE	38,05	20,00	0,15	0,71	0,54
10569	LAPILLISTONE	37,32	18,75	0,11	0,80	0,66
10570	LAPILLISTONE	38,05	20,00	0,05	0,73	0,17
10520	LAPILLISTONE	43,21	32,00	0,44	0,84	2,35
10521	LAPILLISTONE	44,17	60,00	0,04	0,74	0,17
10539	LAPILLISTONE	47,78	65,00	0,05	0,61	0,24
	MOYENNE	43,23	35,92	0,13	0,72	0,55
5497	TUF CHERTEUX	42,59	16,00	0,02	0,52	0,03

## **ANNEXE 2**

**Teneurs en métaux précieux et usuels des veines de quartz  
et des lithologies du Groupe de Belleterre**

NO. BAROQ	10506	10507	5453	5454	5455	5459	5462	5467
AG (ppm)	0,49	0,90	1,00	1,00	0,70	6,80	0,49	1,50
CU (ppm)	93,00	139,00						
PB (ppm)	0,90	13,00						
ZN (ppm)	83,00	13,00						
AU (ppm)	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	0,70	<0.5	0.6

NO. BAROQ	5468	5473	5477	5478	5479	5488	5485
AG (ppm)	6,50	1,00	5,20	0,49	3,50	0,49	0,49
CU (ppm)						13	
PB (ppm)						3,00	
ZN (ppm)						26	
AU (ppm)	0,50	3,50	0,50	<0.5	<0.5	<0.5	2,90

#ANALYSE INDICE	22249 3	22246 5	22251 7	22205 8	22216 8	22206 8	22210 8	22263 8
AG (ppm)								
CU (ppm)								
PB (ppm)								
ZN (ppm)								
AU (ppm)	2,4	0,11	50	7,1	0,7	1,7	2,1	15

#ANALYSE INDICE	22253 11	22257 14	22236 17	22237 17	22239 17	20346 AUDREY	20352 AUDREY	20354 AUDREY
AG (ppm)								
CU (ppm)								
PB (ppm)								
ZN (ppm)								
AU (ppm)	50	1,5	1,9	29	7,8	1,7	5,3	7,4

#ANALYSE INDICE	20355 AUDREY	20347 AUDREY
AG (ppm)		
CU (ppm)		
PB (ppm)		
ZN (ppm)		
AU (ppm)	2,9	270



NO. BAROQ	10567	10568	5460	5461	5480	5482	5483
NOM	MYLONITE	GABBRO	BASALTE	SCHISTE	BASALTE	BASALTE	SCHISTE
SIO2 %	47,30	48,70			48,10		74,30
AL2O3 %	14,00	14,90			13,00		1,55
FE2O3t %	10,30	10,70			17,00		4,13
MGO %	7,32	7,40			6,17		2,79
CAO %	7,83	11,10			8,30		8,04
NA2O %	2,13	1,72			4,02		0,09
K2O %	1,05	0,09			0,10		0,01
TIO2 %	0,70	0,73			1,53		0,09
MNO %	0,17	0,18			0,27		0,12
P2O5 %	0,04	0,02			0,04		0,06
P.A.F. %	8,70	3,12			1,69		6,14
TOTAL %	99,54	98,66			100,22		97,32
GA (ppm)	19,00	17,00			21,00		5,00
NB (ppm)	4,00	3,00			5,00		2,00
RB (ppm)	48,00	2,00			2,00		2,00
SN (ppm)	9,00	9,00			9,00		9,00
SR (ppm)	190,00	190,00			130,00		77,00
TA (ppm)	4,00	4,00			4,00		4,00
TE (ppm)	9,00	9,00			9,00		9,00
TH (ppm)	2,00	2,00			2,00		2,00
Y (ppm)	19,00	17,00			22,00		4,00
ZR (ppm)	70,00	72,00			98,00		23,00
AG (ppm)			5,70	1,00	1,00	6,50	<0.5
CU (ppm)			70,00	303,00	167,00		65,00
PB (ppm)			2,00	15,00	4,00		4,00
ZN (ppm)			150,00	107,00	149,00		44,00
AU (ppm)	<0.5	<0.5	1,60	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
PD (ppb)							
PT (ppb)							
RH (ppb)							

NO. BAROQ	5484	5486	5487	5492	5496	5505
NOM	SCHISTE	BASALTE	BASALTE	BASALTE	DYKE QUARTZO- FELDSPATHIQUE	TUF A LAPILLIS
SIO2 %	49,00	40,70	33,80	35,30	70,00	
AL2O3 %	15,10	3,83	6,42	6,79	16,10	
FE2O3t %	15,30	8,21	9,44	9,62	1,20	
MGO %	3,29	9,81	9,40	7,58	0,51	
CAO %	2,63	14,90	17,30	18,90	1,95	
NA2O %	2,95	0,09	0,09	0,09	3,83	
K2O %	2,15	0,35	1,60	1,86	3,19	
TIO2 %	1,77	0,26	0,36	0,33	0,15	
MNO %	0,09	0,18	0,17	0,27	0,02	
P2O5 %	0,11	0,03	0,02	0,03	0,03	
P.A.F. %	6,19	20,80	19,70	19,90	3,33	
TOTAL %	98,58	99,16	98,30	100,67	100,31	
GA (ppm)	27,00	7,00	10,00	11,00	22,00	
NB (ppm)	5,00	3,00	3,00	2,00	4,00	
RB (ppm)	74,00	18,00	71,00	69,00	61,00	
SN (ppm)	9,00	9,00	9,00	9,00	9,00	
SR (ppm)	240,00	110,00	130,00	91,00	130,00	
TA (ppm)	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	
TE (ppm)	9,00	9,00	9,00	9,00	9,00	
TH (ppm)	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	
Y (ppm)	35,00	8,00	7,00	13,00	2,00	
ZR (ppm)	130,00	41,00	47,00	41,00	99,00	
AG (ppm)	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
CU (ppm)	176,00	20,00	74,00	20,00	4,00	117,00
PB (ppm)	41,00	0,90	0,90	0,90	2,00	2,00
ZN (ppm)	76,00	168,00	128,00	71,00	42,00	119,00
AU (ppm)	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
PD (ppb)						
PT (ppb)						
RH (ppb)						





NO. BAROQ	5509	5498	5493
NOM	DYKE DE LAMPROPHYRE	DYKE DE LAMPROPHYRE	DYKE DE LAMPROPHYRE
SiO2 %	51,20	44,50	39,30
Al2O3 %	11,80	9,91	9,83
Fe2O3t %	8,61	8,67	8,02
MgO %	11,50	9,45	12,10
CaO %	7,38	8,11	8,94
Na2O %	3,15	2,15	1,55
K2O %	2,36	3,06	4,39
TiO2 %	0,70	0,60	0,57
MnO %	0,17	0,15	0,15
P2O5 %	0,45	0,55	0,16
P.A.F. %	2,23	12,80	14,40
TOTAL %	99,55	99,95	99,41
GA (ppm)	19,00		
NB (ppm)	4,00		
RB (ppm)	89,00		
SN (ppm)	9,00		
SR (ppm)	670,00		
TA (ppm)	4,00		
TE (ppm)	9,00		
TH (ppm)	2,00		
Y (ppm)	16,00		
ZR (ppm)	160,00		
AG (ppm)			<0.5
CU (ppm)		63,00	33,00
PB (ppm)			
ZN (ppm)			
AU (ppm)		<0.5	<0.5
PD (ppb)	5,9		5,9
PT (ppb)	5,9		6
RH (ppb)	5,9		5,9